UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICA, ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E
GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE OURO E COBRE DO PALITO,
PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA)**

Carlos Mario Echeverri Misas

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e petrologia

SÃO PAULO

2010

AGRADECIMENTOS

Inicialmente sou imensamente agradecido com o Brasil, o qual me recebeu com os braços abertos e deu a possibilidade de realizar um mestrado. Acho que poucos países no mundo oferecem esta opção, mostrando para o mundo a sua verdadeira grandeza.

Uma gratidão eterna ao amigo e professor Dr. Caetano Juliani, quem sempre mostrou, além da paciência, uma grande disposição para me ajudar e orientar de um jeito que, a cada dia me impulsionava a continuar trabalhando com força e interesse maiores, sempre procurando a qualidade, e sem desfalecer. Ele próprio foi um guia para eu continuar no caminho certo durante o processo de aprendizagem do mestrado.

Ao projeto CNPq (Proc. 505851/2004 - 0) e INCT – Geociam pelos diferentes recursos para o desenvolvimento da pesquisa. A empresa SERABI MINERAÇÃO pelo fornecimento das amostras da Mina do Palito, objeto deste estudo. E à Capes pela bolsa de estudos.

Aos professores Doutores do Instituto de Geociências José Moacyr Vianna Coutinho, Fábio Ramos Dias de Andrade, Gergely Andrés Julio Szabó, Silvio Roberto Farias Vlach pela ajuda com as lembranças e dicas durante o período de estudos petrográficos. Sou igualmente grato à professora Dra. Gianna Maria Garda pela grande ajuda com os dados de química mineral e importantes sugestões. À professora Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro pelas sugestões para uma melhor preparação das amostras de isótopos estáveis, e pela sua disposição em me ajudar com o esclarecimento de dúvidas. À Dra. Annabel Pérez Aguilar pelo apoio e ajuda ao longo do mestrado.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, Ana Paula Cabanal, Magali Poli Fernandes Rizzo, Tadeu Caggiano, Marcos Monsueto, Flávio Machado de Souza Carvalho, Angelica Dolores de Mello Morente, o pessoal dos Laboratórios de Química, do CPGeo, do LTA, e Laminação. A lista deles é comprida, mas todos ficam dentro da minha memória e coração. Eu não posso esquecer dos funcionários da Biblioteca do IGc, os quais, como os outros, foram prestativos em me ajudar, muito obrigado.

Quero agradecer e manifestar a minha gratidão pelos meus colegas da sala B11, (“uma sala esquisita”), Thaís Nogueira Hyppolito, Dr. Carlos Marcelo Dias Fernandes, Bruno Lagler, porque ao longo deste tempo compartilhamos momentos bons, ruins; de *stress* e de alegria, de muita ajuda, força e apoio, isso, acredito eu, criou um ambiente muito particular em nossa sala, de outro modo esta sala seria um “mosteiro”.

Quero agradecer também aos meus colegas de corredor Rafael Motta e Gabriel Rossi, além da amizade por eles oferecida, assim também foram as grandes ajudas. Obrigado caras!

Aproveito nesta linha para expressar a minha gratidão ao Dr. Andrés Bustamante Londoño, pela amizade ao longo de mais de 15 anos; ele foi um dos responsáveis para que eu chegasse e estivesse aqui no Brasil, obrigado Andrés.

Aos colegas mestres Paula Sucerquia, Marta Edith Velásquez, Alejandro Salazar, Felipe Lamus pela amizade e constante apoio durante todo este tempo. Pelas incansáveis tertúlias e colóquios sobre diversos temas de uma profundidade, às vezes, inquestionável.

À geóloga Adriana Menezes, pela a sua amizade e bondade; uma mulher com um grande coração.

Especialmente quero dedicar este esforço e o fruto dele, o mais importante, à memória do meu pai, assim como a toda minha família; mãe, irmãos, avó, tios, tias, primos, e sobrinhos (as) lá na Colômbia e no estrangeiro, eles sempre me acompanham e torcem para que eu esteja bem. Obrigado eternamente!!!

Possivelmente esqueça de nomear alguma pessoa que tenha me ajudado nesta travessia, mas elas ficam dentro do meu coração.

RESUMO

O depósito de Au-(Cu) do tipo pórfiro do Palito localiza-se na porção central do Cráton Amazônico, na Província Aurífera do Tapajós, em uma área dominada por rochas graníticas e vulcânicas intermediárias a félsicas do final do Paleoproterozóico. Três litotipos compõem este depósito, onde o Granito Palito, de características porfiríticas, é a rocha hospedeira da mineralização de ouro e cobre, e a unidade mais jovem na sequência, intrusivo entre as unidades do Granito Rio Novo e o Granodiorito Fofuinha. Três principais zonas de alteração hidrotermal foram reconhecidas; potássica, propilítica e sericítica. A alteração potássica é volumetricamente a mais importante, e afeta principalmente os corpos graníticos de Palito e Rio Novo, a alteração propilítica constitui um halo externo dentro dos granitos Rio Novo e Palito, e a alteração sericítica relacionada com a mineralização está predominantemente dentro do Granito Palito. Os corpos do minério dentro do granito Palito associam-se principalmente com veios de quartzo e de sulfetos cisalhados de direção predominante NW-SE, dentro de zonas de cisalhamento e *stockworks* hidrotermalizados. Ouro encontra-se também disseminado no Granito Palito. Processos de cisalhamento possivelmente remobilizaram elementos posteriormente concentrados nas zonas de cisalha e *stockworks*. Análises de isótopos de oxigênio de zonas de alteração hidrotermal e veios mineralizados foram realizadas em quartzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 8,8 \text{ a } 11,2\text{‰}$); feldspato potássico (7,9 a 8,8‰); sericita (1,7 a 6,9‰), clorita (-2,4‰) e calcita (9,0 a 23,9‰). Os cálculos das análises de isótopos estáveis dos minérios, mostram valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos entre 1,2 a 3,6 ‰, indicando uma fonte magmática. Os cálculos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ foram feitos considerando uma temperatura de 350 °C, e indicam valores para o quartzo entre 3,2 a 5,6 ‰, para o feldspato potássico entre 4,8 a 5,7‰, sericita varia entre 1,1 a 6,3‰, clorita -2,6‰, e calcita entre 6,2‰ a 21,1‰. Os dados isotópicos para quartzo e feldspato potássico estão sugerindo fluidos principalmente magmáticos para os primeiros estágios da mineralização. Embora, os valores de sericita e clorita sugerem o influxo de águas meteóricas durante os processos de sericitização e cloritização. Estudos de inclusões fluidas dos grãos de quartzo sugerem uma etapa inicial de exsolução de fluidos, representada por salinidades baixas, desde 0,6 a 1,5 em peso do NaCl eq., a elevadas temperaturas (429 a 462 °C), seguida de processos de *boiling*, com etapas posteriores de mistura de fluidos indicadas por

amplas variações nas salinidades desde 0,3 a > 28,8 em peso do NaCl eq., e temperaturas de homogeneização entre 101 a > 400 °C, que indicam uma origem magmática – hidrotermal para a mineralização. Em conjunto, as características geológicas do depósito, os tipos e estilos de alteração hidrotermal, mais os dados das análises de inclusões fluidas e isótopos estáveis indicam que o depósito do Palito representa uma mineralização do tipo pórfiro, magmático - hidrotermal desenvolvida em um ambiente de arco magmático de margem continental.

ABSTRACT

The Palito porphyry type copper-gold deposit is located in the central region of the Amazonian craton, in the Tapajós Gold Province (TGP), in an area that is dominated by intermediate to felsic granitic and volcanic rocks of late Paleoproterozoic age. Three lithotypes make up this deposit. The Palito Granite, with porphyritic features, is the host rock for gold and copper mineralization, and it is the youngest unit in the sequence, intrusive in the Rio Novo Granite and Fofózinha Granodiorite. Three main wall-rock alteration zones have been recognized: potassic, propylitic, and sericitic zones. The potassic alteration is volumetrically the most important, affecting mainly the granitic bodies of Palito and Rio Novo, the propylitic alteration constitutes an outer halo within the Palito and Rio Novo granites, and the sericitic alteration is related to mineralization predominantly within the Palito granite. The ore bodies within the Palito Granite are mainly associated with sheared sulphide-bearing quartz veins trending predominantly NW-SE within shear zones and hydrothermalized stockworks. Gold is also disseminated within the Palito Granite. Shearing possibly remobilized elements, which later were concentrated in the shear zones and stockworks. Oxygen isotope analyses of the hydrothermal alteration zones and mineralized veins have been carried out on quartz ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 8.8$ to 11.2‰); K-feldspar (7.9 to 8.8‰); sericite (1.7 to 6.9‰); chlorite (-2.4‰) and calcite (9.0 to 23.9‰). Stable isotope analyses of the ore sulphides show $\delta^{34}\text{S}$ values that range from 1.2 to 3.6‰ , reflecting a magmatic source. For the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ calculation a temperature of 350 °C was considered, resulting in values for quartz from 3.2 to 5.6‰ , and for K-feldspar, from 4.8 to 5.7‰ ; values for sericite range from 1.1 to 6.3‰ , for chlorite, -2.6‰ , and for calcite, from 6.2‰ to 21.1‰ . The isotopic results for quartz and K-feldspar suggest that the ore fluids were mainly derived from magma in the early stage of mineralization. $\delta^{18}\text{O}$ values for sericite and chlorite, however, indicates interaction of meteoric waters during the sericitization and chloritization processes. Fluid inclusion studies of quartz crystals suggest an very early stage of fluid exsolution, indicated by low salinities with a range from 0.6 to $1.5\text{ wt.\% NaCl equiv.}$, at higher temperatures (429 to 462 °C), followed by boiling processes, and posterior fluid-mixing stages, as indicated by high variability of salinities from 0.3 to $> 28.8\text{ wt.\% NaCl equiv.}$, and homogenization temperatures that range between 101 a $> 400\text{ °C}$, all suggesting a magmatic-hydrothermal source for the mineralization. The

geological features of the deposit, styles and types of hydrothermal alteration, stable-isotopes and fluid inclusion analyses indicate that the Palito mineral deposit represents a magmatic-hydrothermal porphyry type developed in a continental margin magmatic arc.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	1
1 LOCALIZAÇÃO	2
2 OBJETIVOS	4
3 MATERIAIS E MÉTODOS	4
3.1 Levantamentos bibliográficos	4
3.2 Levantamentos de campo e amostragem	4
3.3 Petrografia	5
3.4 Difractometria de Raios X	5
3.5 Química Mineral e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	6
3.6 Litoquímica	6
3.7 Isótopos Estáveis	8
4 CONTEXTO GEOLÓGICO	9
4.1 Grupo Jacareacanga	9
4.2 Complexo Cuiú-Cuiú	9
4.3 Suíte Intrusiva Creporizão	11
4.4 Suíte Intrusiva Parauari	12
4.5 Suíte Intrusiva Ingarana	14
4.6 Granito Batalha	14
4.7 Supergrupo Uatumã	15
4.8 Grupo Iriri	15
4.8.1 Formação Bom Jardim	16
4.8.2 Formação Salustiano	16
4.8.3 Formação Aruri	17
4.8.4 Formação Moraes de Almeida	18
4.9 Suíte Intrusiva Maloquinha	18
a) Granito Caroçal	19
b) Suíte Intrusiva Porquinho	20
c) Granito Pepita	20
4.10 Lamprófiro Jamanxim	20
4.11 Formação Buiucu	20
4.12 Diabásio Crepori	20
4.13 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	21
4.14 Rochas Básicas Indiferenciadas:	21
4.15 Coberturas Fanerozóicas	21
5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA DE ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	22
5.1 Tipos de Alteração Hidrotermal	22
5.1.1 Metassomatismo alcalino (sódico e potássico)	24
5.1.2 Alteração propilítica	25
5.1.3 Alteração sericítica	26
5.1.4 Alteração argílica	27
5.1.5 Alteração argílica avançada	27
5.1.6 Silicificação	28
5.2 Estilos de Alteração Hidrotermal	28
5.3 Mineralizações do Tipo Pórfiro	29
5.4 Ambiente tectônico	33
5.5 Ouro em Sistemas Pórfiro	34
5.5.1 Transporte e precipitação química	34

6 CONTEXTO GEOLÓGICO DA MINA DE Au-(Cu) DO PALITO	37
6.1 Granito Palito	40
6.2 Granito Rio Novo	44
6.3 Granodiorito Fofuquinha	47
6.4 Pórfiros Graníticos Indiferenciados	49
6.5 Pórfiro Rio Novo	50
6.6 Diques de Diabásio e Gabro	50
6.7 Ignimbrito	51
6.8 Minério de Au-(Cu)	52
6.9 Aspectos estruturais	57
7 PETROGRAFIA	61
7.1 Granito Palito	63
7.2 Granito Palito – Fácies A	69
7.3 Granito Rio Novo	70
7.4 Granito Rio Novo – Fácies B	75
7.5 Granodiorito Fofuquinha	78
7.6 Pórfiros	82
7.7 Rochas Básicas	85
7.8 Magnetita Granito	89
7.9 Granito Marron	92
7.10 Granodiorito Parauari	94
7.11 Minérios	99
7.12 Tufos Cineríticos	99
8 CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO COM USO DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	102
8.1 Minério de ouro-(cobre)	102
9 QUÍMICA MINERAL	108
9.1 Feldspato	108
9.2 Anfibólio	109
9.3 Piroxênio	112
9.4 Biotita	112
9.5 Micas Brancas	113
9.6 Clorita	114
10 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NAS UNIDADES DA MINA DO PALITO	116
10.1 Granito Palito	116
10.1.1 Alteração potássica	116
10.1.2 Alteração propilítica	119
10.1.3 Alteração sericítica	122
10.1.4 Alteração argílica	125
10.2 Granito Rio Novo	127
10.2.1 Metassomatismo potássico	127
10.2.2 Alteração propilítica	129
10.2.3 Alteração sericítica	131
10.3 Granodiorito Fofuquinha	133
10.3.1 Alteração potássica	133
10.3.2 Alterações propilítica e sericítica	135
11 GEOQUÍMICA DE ROCHAS	136
11.1 Variação dos Elementos Maiores e Traço	136
11.2 Classificação	144

11.3 Afinidade Tectono-Magmática	149
11.4 Mineralização Aurífera	151
12 INCLUSÕES FLUIDAS	153
(a) Indicação de aprisionamento de fluidos exsolvidos do magma	153
(b) Evidências de <i>boiling</i> em 350 °C e de <i>boiling</i> contínuo em menores temperaturas	154
13 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	156
13.1 Isótopos de oxigênio e hidrogênio	156
13.2 Isótopos de enxofre	159
14 DISCUSSÃO	161
15 CONCLUSÕES	166
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	169
ANEXOS	179

FIGURAS

Figura 1.1. Imagem de Satélite da região da Mina do Palito.	3
Figura 4.1a. Principais províncias geocronológicas e tectônicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999, 2004).	10
Figura 4.1b. Principais províncias geocronológicas e tectônicas do Cráton Amazônico, segundo Santos et al. (2000), com a localização de sistemas hidrotermais paleoproterozóicos associados ao magmatismo Uatumã, segundo Juliani et al. (2006; 2009).	11
Figura 4.2. Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós (Bahia & Quadros, 2000), incluindo os limites entre as províncias definidos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos et al. (2000), com a localização do Granito Batalha (1), da mineralização epitermal high-sulfidation (2), da mineralização epitermal low-sulfidation (3) e da Mina do Palito (4).	13
Figura 5.1. (A) Esquema da evolução de um sistema hidrotermal como função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ (Guilbert & Park, 1985, Burnham & Ohmoto, 1980, Modificado de Pirajno, 1992). A medida em que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução progressiva do tipo de alteração alcalina para argílica. (B) O metassomatismo alcalino libera H^+ havendo, como consequência, uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e crescimento de novas fases minerais (zonas de alteração greisen e sericítica). Um intenso metassomatismo de H^+ deve-se à entrada de água meteórica no sistema, provocando mais oxidação e produção de H^+ . A este processo podem ser associadas às zonas de alteração argílica e lixiviação ácida (Pirajno, 1992).	23
Figura 5.2. Diagrama AKF representando a paragênese do metassomatismo potássico (Modificado de Pirajno, 1992).	25
Figura 5.3. Diagramas AKF e ACF representando as paragêneses da alteração propilítica (Modificado de Pirajno, 1992).	26
Figura 5.4. Diagrama AKF representando a paragênese da alteração sericítica (Modificado de Pirajno, 1992).	27
Figura 5.5. Diagrama AKF representando a paragênese da alteração argílica. (Modificado de Pirajno, 1992).	27
Figura 5.6. Esquema do ambiente tectônico de formação dos depósitos do tipo pórfiro nos limites convergentes de placas tectônicas.	30
Figura 5.7. Esquema de formação de magmas em limites convergentes de placas tectônicas, com desenvolvimento do arco magmático, onde são geradas as mineralizações e os depósitos do tipo pórfiro.	30
Figura 5.8. Esquema relacionando a distância da trincheira com o tipo de magma	31

formado com o conteúdo de flúor na biotita e com os tipos de metais presentes nos pórfiros.

Figura 5.9. (A) Modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro (modelo Lowell-Guilbert), segundo Guilbert & Park (1986); (B) Zonas de alteração hidrotermal em depósitos de cobre do tipo pórfiro, mostrando a associação das zonas mineralizadas com zonas de alteração retrógradadas sericiticas (<http://www.kalimantan.com/s/BeruangProspect.asp>). 32

Figura 5.10. Esquema do relacionamento genético existente entre as mineralizações epitermais com mineralização de pórfiro subjacente (Sinclair, 2006). 33

Figura 5.11. Ambientes tectônicos de formação de sistemas pórfiros e seus metais predominantes. 1) subducção em margem continental do tipo andino; 2) subducção em arco de ilha; 3) rift de back-arc; 4) rift intra continental; 5) rift relacionado a orógeno colisional. Baseado em Sillitoe (1980, em Pirajno, 1992). 34

Figura 6.1. Associação entre granodiorito os veios Au-Cu e o Granito Palito (modificado de Juliani et al., 2006). 38

Figura 6.2. Mapa geológico simplificado da mina do Palito e arredores. 40

Figura 6.3. Modelo digital de terreno da região com a delimitação do plúton Rio Novo. 41

Figura 6.4a. Perfis E-W da mina do Palito, mostrando a relação dos veios (em vermelho) com a rocha encaixante. 56

Figura 6.4b. Distribuição em planta dos principais veios mineralizados da mina do Palito (mapa divulgado pela SERABI Mineração). 57

Figura 6.5. Pólos de planos de fraturamento rúptil, mostrando grande dispersão dos pontos. 58

Figura 6.6. Estereograma com linhas de isofrequência para pólos de planos de fraturamento rúptil. 58

Figura 6.7. Planos falhados e suas respectivas estrias de atrito 60

Figura 6.8. Pólos dos planos de laminação do ignimbrito do ponto 60 afetado por dobra suave de eixo orientado segundo N88/10NE. 60

Figura 7.1. Diagrama QAP de Streckeisen mostrando classificação das amostras analisadas modalmente considerando a contagem dos feldspatos potássicos ígneos (KF1). Campo dos granitoides ricos em quartzo (1), Álcali-feldspato granito (2), Granitos (3), Sienogranito (3a), Monzogranito (3b), Granodiorito (4), Tonalito (5), Álcali-feldspato quartzo sienito (6), Quartzo sienito (7), Quartzo monzonito (8), Quartzo monzodiorito-monzogabro (9), Quartzo diorito, Quartzo gabro (10), Álcali-feldspato sienito (11), Sienito (12), Monzonito (13), Monzodiorito, Monzogabro (14), Diorito, Gabro (15). 63

Figura 7.2. Diagrama QAP com as séries magmáticas definidas por Lameyre & Bowden (1982), com identificação dos campos dos granitoides formados por fusão crustal (1) e monzoníticos cálcio-alcálicos de alto potássio (2). 63

Figura 8.1. Espectros EDS de minerais inclusos em calcopirita da Mina do Palito. 105

Figura 9.1. Diagramas ternários Albita (Ab) – Anortita (Na) – Ortoclásio (Or) mostrando as composições do plagioclásio e do feldspato potássico hidrotermal dos Granitos Palito (A) e Rio Novo (B), Granodiorito Fofuquinha (C) e Pórfiros (D). 109

Figura 9.2. Diagramas de classificação de anfibólio de Leake et al. (1997) mostrando as variações composicionais de anfibólio dos Granitos Palito e Rio Novo e do Granodiorito das Fofuquinha. 110

Figura 9.3. Diagramas de classificação de Leake et al. (1997) para o anfibólio presente em amostras de Pórfiros. 111

Figura 9.4. Diagramas de classificação do piroxênio de amostras do Granodiorito Fofuquinha. 112

Figura 9.5. Diagramas de classificação da biotita das amostras do Granodiorito Fofuquinha, Granito Rio Novo, Granito Palito e Pórfiro. 113

Figura 9.6. Diagrama de Tischendorf et al. (1997) mostrando a composição das 114

micas brancas identificadas nos Granitos Palito e Rio Novo e em amostras de minério.

Figura 9.7. Diagramas de classificação da clorita das rochas da Mina do Palito, segundo o diagrama de Hey (1954). 115

Figura 10.1. Seqüência de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal no Granito Palito. 117

Figura 10.2. Difrátograma de raios X com as composições que tipificam a alteração argílica 125

Figura 10.3. Difrátograma de raios X mostrando algumas composições que tipificam a alteração argílica 125

Figura 10.4. Seqüência de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal no Granito Rio Novo. 127

Figura 10.5. Seqüência de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal no Granodiorito Fofuinha. 133

Figura 11.1. Diagramas de Harker (1909, em Rollinson, 1993) mostrando variações entre sílica e óxidos maiores para as rochas graníticas da Mina do Palito e arredores. A seta indica a tendência evolutiva de algumas das unidades. 137

Figura 11.2. Diagramas de Harker (1909, em Rollinson, 1993) indicando as variações de SiO₂ versus elementos traço e razões nas amostras de granitóides da região da mina do Palito. 140

Figura 11.3. Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito para o conjunto de rochas magmáticas aflorantes na Mina do Palito. 141

Figura 11.3 (continuação). Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito para o conjunto de rochas magmáticas aflorantes na Mina do Palito. 142

Figura 11.4. ETR do conjunto de rochas magmáticas aflorantes na Mina do Palito e arredores normalizados para o condrito C1. 143

Figura 11.5. Diagrama AFM para rochas magmáticas da Mina do Palito (Irvine & Baragar, 1971). 144

Figura 11.6. Diagrama dos índices de saturação de alumina (ISA) das rochas estudadas. 145

Figura 11.7. Classificação das rochas magmáticas da Mina do Palito e arredores no diagrama de Middlemost (1994). 146

Figura 11.8. Definição da filiação das rochas magmáticas da Mina do Palito e arredores nos diagramas de Frost et al. (2001). (A) Diagrama mostrando o campo de classificação entre granitos magnesianos e granitos férricos. (B) Diagrama ilustrando campos das séries de granitos. 147

Figura 11.9. Distribuição dos granitóides quanto aos teores relativos de Ba-Rb-Sr (El Bousely & El Sokkary, 1975), onde: (1) dioritos, (2) granodioritos a quartzo dioritos, (3) granitos anômalos, (4) granitos normais e (5) granitos fortemente diferenciados. 148

Figura 11.10. Relação dos teores de Sr e Rb (Condie, 1973) indicando que os granitóides teriam sido gerados em uma crosta com mais de 30 km de espessura. 148

Figura 11.11. Diagramas discriminantes de Pearce et al (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática dos granitóides analisados. 149

Figura 11.12. Diagramas de Harris et al. (1986) indicando a classificação tectônica das amostras da Mina do Palito e arredores. 150

Figura 11.13. Diagramas de Schandl & Gorton (2002) com a classificação tectono-magmática das rochas da Mina do Palito. Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB). 150

Figura 11.13 (continuação). Diagramas de Schandl & Gorton (2002) com a classificação tectono-magmática das rochas da Mina do Palito. Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB). 151

Figura 12.1. (A) Diagrama relacionando Th total e razões $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ para inclusões 155

fluidas em quartzo de veios mineralizados da Mina do Palito; **(B)** Diagrama de salinidades versus razões $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$; **(C)** Diagrama de Th total e salinidades para inclusões fluidas em quartzo de veios mineralizados da Mina do Palito (Usero et al., 2009).

Figura 13.1. Composições isotópicas de oxigênio calculadas para os fluidos em equilíbrio com minerais hidrotermais a 350 °C (clorita e muscovita) e 450 °C (quartzo, feldspato potássico e calcita) e comparação com características isotópicas dos principais reservatórios de fluidos em sistemas hidrotermais, mostrando a participação de fluidos magmáticos e meteóricos no sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações de ouro-(cobre) da Mina do Palito. 158

Figura 13.2. Composições isotópicas de enxofre para pirita, calcopirita e galena da Mina do Palito. 160

TABELAS

Tabela 5.1. Classificação de sistemas hidrotermais com base em fonte de calor e tipo de crosta, segundo Henley (1985). 22

Tabela 5.2. Reações fluido-rocha silicatada mais comuns nas alterações hidrotermais. 24

Tabela 7.1. Dados das análises modais das principais unidades magmáticas aflorantes na área da mina do Palito. 62

Tabela 8.1. Minerais de minério identificados por microscopia eletrônica de varredura na Mina do Palito. 107

Tabela 11.1. Resultado da análise química das amostras das encaixantes "estéreis" da mineralização, coletadas nas pilhas de rejeito e no cascalho dos acessos à mina. 152

Tabela 13.1. Composições isotópicas de oxigênio de minerais hidrotermais de veios mineralizados da Mina do Palito e composições isotópicas de oxigênio dos fluidos em equilíbrio com os minerais calculadas a diferentes temperaturas usando os fatores de fracionamento isotópico quartzo-H₂O (Zheng, 1993a); feldspato potássico-H₂O (Zheng, 1993a); muscovita-H₂O (Zheng, 1993b); clorita- H₂O (Zheng, 1993b) e calcita- H₂O (Zheng, 1994). 156

Tabela 13.2. Composições isotópicas de hidrogênio de minerais hidrotermais hidratados de veios mineralizados da Mina do Palito e composições isotópicas de hidrogênio do fluidos em equilíbrio com os minerais calculadas a diferentes temperaturas usando os fatores de fracionamento isotópico clorita-H₂O (Graham et al., 1987) e muscovita-H₂O (Suzuoki & Epstein, 1976). 157

Tabela 13.3. Composições isotópicas de enxofre de sulfetos de veios mineralizados da Mina do Palito. 159

FOTOS

Foto 1.1. Foto aérea da Mina do Palito. 3

Foto 6.1. Aspecto macroscópico do Granito Palito hidrotermalizado. 42

Foto 6.2. Aspecto macroscópico do granito Palito mostrando a alteração potássica fraca (à esquerda) e forte (à direita). 42

Foto 6.3. Aspecto macroscópico do granito fino vermelho, a principal rocha hospedeira das mineralizações auríferas da Mina do Palito, cortado por veios com alteração propilítica e veios de quartzo cisalhados. 43

Foto 6.4. Zona de falhas no Granito Palito, responsável pela deformação dos veios mineralizados. A deformação concentra-se nos veios de alteração propilítica (porções verde-escuras), resultando em uma estrutura brechada com fragmentos tabulares angulosos. 43

Foto 6.5. Matacões e afloramento de granito semelhante ao Granito Rio Novo, no qual foi verificada alteração hidrotermal fraca, próximo da rodovia Transgarimpeira. 44

Foto 6.6. Aspecto macroscópico do Granito Rio Novo, encaixante do Granito Palito, em afloramento situado próximo à margem direita do Rio Novo (acesso ao garimpo do Pingo).	45
Foto 6.7. Aspecto macroscópico do granito Rio Novo em testemunhos de sondagem, mostrando a alteração potássica fraca (à esquerda) e moderada a forte (à direita).	45
Foto 6.8. Aspecto macroscópico do Granodiorito Fofuquinha, com metassomatismo potássico fissural resultando em cores avermelhadas.	47
Foto 6.9. Aspecto macroscópico do granodiorito Fofuquinha, com alteração potássica muito fraca (à esquerda) e muito forte (à direita). Notar a diferença do IC, em relação aos granitos.	48
Foto 6.10. Aspecto macroscópico do pórfiro granítico, parcialmente propilitizado.	49
Foto 6.11. Aspecto macroscópico das rochas intrusivas nos granitos e no granodiorito. Riólito porfirítico com matriz afanítica (à esquerda) e dacito porfirítico (à direita).	49
Foto 6.12. Aspecto macroscópico dos veios de minério. Veio com quartzo, pirita, fluorita e calcopirita (à esquerda) e veio com quartzo, pirita, pirrotita e calcopirita (à direita).	52
Foto 6.13. Fotografias dos corpos de minério. Foto da esquerda mostra o veio de minério que será lavrado; foto da direita mostra parte do veio de minério já lavrado.	52
Foto 6.14. Estrutura comum dos veios de quartzo com sulfetos mineralizados hospedados no Granito Palito com forte metassomatismo potássico e hidrotermalizado. As zonas mais escuras e, em especial as salbandas, são devidas a forte alteração sericítica. Notar os diversos eventos de sobreposição de veios, as delgadas vênulas de quartzo e a estrutura brechada de alguns veios.	53
Foto 6.15. Zona de stockwork de veios e vênulas de quartzo e sulfetos mineralizados no Granodiorito Fofuquinha, junto ao contato com o Granito Palito. Notar as zonas fortemente sulfetadas e as complexas relações de sobreposição dos veios.	53
Foto 6.16. (A): veio de minério com bandamento de sulfetos. (1) calcopirita; (2) pirita; (3) brecha de cisalhamento; (4) veio de quartzo e; (5) granito Palito hidrotermalizado e brechado; (B) veio de fluorita (6) e quartzo (7).	54
Foto 6.17. Falhas que interrompem a continuidade do veio de minério. Foto da esquerda mostra falha interrompendo continuidade do veio e; foto da direita mostra falha deslocando o veio.	55
Foto 6.18 - Afloramento do Granito Rio Novo em ilha no Rio Novo, evidenciando feixe de zona de cisalhamento com fraturamento segundo sistema de Riedel, mas sem alterações hidrotermais expressivas.	58
Foto 6.19. Aspecto dos stockworks que ocorrem na entrada da Mina do Palito, com vênulas ricas em argilo-minerais e quartzo, provavelmente geradas por alteração hidrotermal argílica.	58
Foto 6.20. Geometria dos sigmóides gerados por movimentação dextrógira na zona de cisalhamento que afeta o minério de ouro, de orientação NW–SE, observado no teto da galeria.	60
Foto 8.1. Fotomicrografias em luz transmitida de veio mineralizado com clorita (Chl), carbonatos (Cal) e quartzo (Qtz) sem analisador (direita) e com analisador (esquerda). Abreviações: Cal = carbonato; Chl = clorita; Qtz = quartzo.	102
Foto 8.2. Fotomicrografias em luz transmitida mostrando a associação de pirita com sericita e quartzo sem analisador (direita) e com analisador (esquerda). Abreviações: Py = pirita; Qtz = quartzo; Ser = sericita.	102

PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

Prancha fotográfica 1	64
<i>Foto 1 – Aspecto macroscópico do Granito Palito, com textura fanerítica fina a média equigranular e cor vermelha intensa.</i>	64
<i>Foto 2 – Aspecto macroscópico do Granito Rio Novo, com textura porfirítica, onde se notam cristais de feldspato de cor vermelha.</i>	64
<i>Foto 3 – Aspecto macroscópico do Granodiorito Fofuquinha, com textura fanerítica média inequigranular.</i>	64
<i>Foto 4 – Aspecto macroscópico do Granodiorito Fofuquinha, com textura fanerítica média inequigranular, no qual o metassomatismo potássico destaca-se pela cor vermelha do feldspato.</i>	64
Prancha fotográfica 1 (continuação)	65
<i>Foto 5 – Aspecto macroscópico do granito da Fácies B do Granito Rio Novo, com textura levemente porfirítica, onde podem-se notar os cristais de feldspatos vermelhos e minerais ferromagnesianos cinza-escuros e cristais de quartzo cinza.</i>	65
<i>Foto 6 – Aspecto macroscópico do granito da Fácies A do Granito Palito, com textura porfirítica, hidrotermalizado, onde notam-se megacristais de feldspato vermelho e uma matriz escura, como minerais ferro-magnesianos.</i>	65
<i>Foto 7 – Aspecto macroscópico de um dos pórfiros que ocorrem em diques na mina do Palito, com cor cinza-escura, matriz fina e fenocristais de plagioclásio e quartzo.</i>	65
<i>Foto 8 – Aspecto macroscópico de pórfiro com fenocristais de plagioclásio e matriz afanítica marrom-avermelhada.</i>	65
Prancha fotográfica 2	66
<i>Fotomicrografia 1 – Granito pouco hidrotermalizado, com textura hipidiomórfica granular com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl) e feldspato potássico peritítico com geminação Carlsbad (Kfs). Notar também um megacristal de plagioclásio zonado. Fotomicrografia com analisador.</i>	66
<i>Fotomicrografia 2 – Detalhe de uma amostra fortemente potassificada, com feldspato peritítico com aspecto túrbido com albitização (Ab) nas bordas e numa fratura, indicando a existência de um fraco metassomatismo sódico local. Fotomicrografia com analisador.</i>	66
<i>Fotomicrografia 3 – Detalhe de um cristal de feldspato peritítico com geminação Carlsbad, com fraca substituição por feldspato potássico hidrotermal nas bordas (manchas mais escuras) e fracamente sericitizado. Fotomicrografia com analisador.</i>	66
<i>Fotomicrografia 4 – Textura típica de um cristal de plagioclásio com relíquias de geminação polissintética afetado por forte metassomatismo potássico, com substituição nas bordas e fraturas, parcialmente sericitizado. Fotomicrografia com analisador.</i>	66
Prancha fotográfica 2 (continuação)	67
<i>Fotomicrografia 5 – Detalhe de uma amostra com hornblenda (Amp) associada a clinopiroxênio (Cpx). Pode ainda ser notado o forte metassomatismo no feldspato, substituição local do anfibólio por biotita e epidoto. Fotomicrografia sem analisador.</i>	67
<i>Fotomicrografia 6 – Aspecto de um cristal de biotita ígnea marrom com inclusões de zircão com halos pleocróicos, parcialmente substituída por biotita verde e, principalmente clorita em rocha potassificada e propilitizada. Fotomicrografia sem analisador.</i>	67
<i>Fotomicrografia 7 – Detalhe do aspecto de cristais anhedrais intersticiais de fluorita (Fl), por vezes presente nas rochas hidrotermalizadas. Fotomicrografia sem analisador.</i>	67
<i>Fotomicrografia 8 – Detalhe do aspecto de um cristal anedral de allanita (Aln) associada a um cristal de quartzo muito rico em inclusões fluidas. Fotomicrografia com analisador.</i>	67
Prancha fotográfica 3 – Granito Palito – Fácies A	71
<i>Fotomicrografia 1 – Cristais anhedrais de feldspato potássico e microclínio hidrotermal com geminação em grade, alguns intensamente sericitizados, com aspecto túrbido devido ao metassomatismo potássico e à argilização. Fotomicrografia sem analisador.</i>	71
<i>Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.</i>	71
<i>Fotomicrografia 3 – Detalhe de um cristal subhedral de anfibólio pseudomorfizado pela substituição por clorita, titanita e quartzo, em rocha potassificada, propilitizada e sericitizada.</i>	71

Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador. Notar a substituição parcial da clorita por sericita, devido à sobreposição da alteração sericítica na rocha propilitizada. 71

Fotomicrografia 5 – Aspecto de um cristal de biotita intensamente substituído por clorita e com inclusões de rutilo acicular (Rt). Fotomicrografia sem analisador. 71

Fotomicrografia 6 – Detalhe da propilitização em fissuras, com cristalização de clorita, epidoto, minerais opacos e titanita. Os agregados mais grossos de clorita são produto da substituição de biotita e/ou anfibólio ígneos e a clorita com arranjos tendendo a radiados são de indicativos de preenchimento de espaços abertos. Fotomicrografia sem analisador. 71

Prancha fotográfica 4 – Granito Rio Novo 72

Fotomicrografia 1 – Megacristal ígneo de feldspato potássico pertítico (Kfs) com geminação Carlsbad, fracamente substituído por feldspato potássico hidrotermal (manchas mais escuras) e parcialmente sericitizado. Notar também no canto inferior direito um cristal fortemente metassomatizado, com início de cristalização de microclínio e uma borda de feldspato potássico. Fotomicrografia com analisador. 72

Fotomicrografia 2 – Textura granofírica no Granito Rio Novo, indicando ambiente raso de colocação crustal. Notar também o metassomatismo potássico no feldspato da textura gráfica e no cristal adjacente, indicado pelas formas irregulares. Fotomicrografia com analisador. 72

Fotomicrografia 3 – Detalhe do aspecto do feldspato pertítico com geminação Carlsbad parcialmente substituído por feldspato hidrotermal. Fotomicrografia com analisador. 72

Fotomicrografia 4 – Aspecto de um cristal de plagioclásio com fraca substituição por feldspato potássico e com alteração sericítica concentrada no núcleo. Fotomicrografia com analisador. 72

Prancha fotográfica 4 (continuação) – Granito Rio Novo 73

Fotomicrografia 5 – Detalhe da intensa substituição do plagioclásio pelo metassomatismo potássico, identificável na foto pelos porções irregularmente manchadas, geralmente mais escuras. Fotomicrografia com analisador. 73

Fotomicrografia 6 – Aspecto de anfibólio em cristal subhedral totalmente substituído e cloritizado, ainda com restos de biotita hidrotermal do metassomatismo potássico. Fotomicrografia sem analisador. 73

Fotomicrografia 7 – Cristais subhedrais de biotita ígnea totalmente substituídos por biotita hidrotermal, prehnita (Prh) nos planos de clivagem. Fotomicrografia com analisador. 73

Fotomicrografia 8 – Detalhe da relíquia de um cristal anedral de allanita zonada em rocha intensamente sericitizada. Fotomicrografia com analisador. 73

Prancha fotográfica 5 – Granito Rio Novo – Fácies B 77

Fotomicrografia 1 – Aspecto microscópico da textura porfirítica, com megacristais de feldspato potássico (Kfs) com lamelas de exsolução pertítica. Fotomicrografia com analisador. 77

Fotomicrografia 2 – Cristal subeuhedral de plagioclásio em avançado estágio de metassomatismo potássico, mas ainda podem ser notadas as relíquias de plagioclásio com geminação polissintética. Fotomicrografia com analisador. 77

Fotomicrografia 3 – Aspecto de um cristal de plagioclásio exibindo saussuritização e parte da borda com albita límpida com texturas de dissolução, indicando origem por metassomatismo. Fotomicrografia com analisador. 77

Fotomicrografia 4 – Detalhe de um cristal euhedral de anfibólio (Amp) parcialmente substituído por biotita hidrotermal (Bt) na borda. Fotomicrografia com analisador. 77

Fotomicrografia 5 – Rocha afetada por forte alteração propilítica com desenvolvimento de clorita, saussurita e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador. 77

Fotomicrografia 6 – Aspecto da rocha com brechação, na qual pode ser identificado o deslocamento das lamelas de geminação dos cristais de plagioclásio e formação de biotita. Fotomicrografia com analisador. 77

Prancha fotográfica 6 – Granodiorito Fofuquinha 79

Fotomicrografia 1 – Textura porfirítica do Granodiorito Fofuquinha, com megacristais de plagioclásio e quartzo em meio a uma matriz quartzo-feldspática fina, com alguns porções 79

levemente granofíricas. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Textura de metassomatismo potássico que afeta cristais de plagioclásio (Pl), onde o feldspato potássico (Kfs) apresenta intercrescimento e forma irregulares. Fotomicrografia com analisador. 79

Fotomicrografia 3 – Detalhe do hábito de cristais de prehnita (Prh) associados ao plagioclásio em zonas de fraturas. Fotomicrografia com analisador. 79

Fotomicrografia 4 – Aspecto de um cristal anhedral de anfibólio (Amp) com núcleo semi-preservedo de clinopiroxênio (Cpx) e inclusões de minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador. 79

Prancha fotográfica 6 (continuação) – Granodiorito Fofuquinha 80

Fotomicrografia 5 – Cristais de biotita parcialmente cloritizados dispostos em agregados, associados com minerais opacos anhedrais. Fotomicrografia com analisador. 80

Fotomicrografia 6 – Detalhe de um cristal de zircão com textura esquelética. Fotomicrografia sem analisador. 80

Fotomicrografia 7 – Rocha brechada, na qual pode-se notar deslocamentos das lamelas no cristal de plagioclásio e o início do arredondamento dos clastos, que permite inferir uma origem hidrotermal para o processo de fragmentação. Fotomicrografia com analisador. 80

Fotomicrografia 8 – Detalhe de uma porção brechada com forte diminuição da granulação e arredondamento dos cristais. Fotomicrografia com analisador. 80

Prancha fotográfica 7 – Pórfiros 83

Fotomicrografia 1 – Aspecto microscópico típico dos pórfiros, com textura porfírica dada por fenocristais de quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio dispersos numa matriz quartzo-feldspática com anfibólio. Fotomicrografia com analisador. 83

Fotomicrografia 2 – Zonamento normal e geminação Albita-Periclina, comum em fenocristal de plagioclásio subhedral. Fotomicrografia com analisador. 83

Fotomicrografia 3 – Fenocristal de plagioclásio zonado pseudomorfizado pela intensa alteração saussurítica. Fotomicrografia sem analisador. 83

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador. 83

Prancha fotográfica 7 (continuação) – Pórfiros 84

Fotomicrografia 5 – Detalhe de um fenocristal de quartzo com golfo de corrosão preenchido pela matriz fortemente sericitizada. Fotomicrografia com analisador. 84

Fotomicrografia 6 – Aspecto de um cristal subeuhedral de anfibólio parcialmente cloritizado, principalmente ao longo dos planos de clivagens. Fotomicrografia sem analisador. 84

Fotomicrografia 7 – Cristal de biotita parcialmente cloritizado e com inclusões de prehnita nos planos de clivagem. Fotomicrografia sem analisador. 84

Prancha fotográfica 8 86

Foto 1 – Aspecto macroscópico do gabro com textura fanerítica equigranular grossa da Unidade das Rochas Básicas. 86

Foto 2 – Aspecto macroscópico de granito com textura fanerítica inequigranular grossa. Unidade do Magnetita Granito. 86

Foto 3 – Aspecto macroscópico do granito marrom-arroseado com granulação média a grossa, inequigranular da Unidade Granito Marrom. 86

Foto 4 – Aspecto macroscópico de granodiorito inequigranular grosso porfírico, fracamente potassificado. Unidade Parauari. 86

Prancha fotográfica 8 (continuação) 86

Foto 5 – Aspecto macroscópico do granito com textura alotriomórfica granular da Unidade São Chico. 86

Foto 6 – Aspecto macroscópico do granito vermelho com efeitos de brechação da Unidade Minério. 86

Foto 7 – Aspecto macroscópico de tufo de cinzas finamente laminado da Unidade Tufo de Cinzas. 86

Prancha fotográfica 9 – Rochas Básicas	88
<i>Fotomicrografia 1 – Aspecto de um cristal subeuhedral zonado de plagioclásio com geminação polissintética, parcialmente substituído na borda à direita feldspato potássico (Kfs) da alteração potássica. Fotomicrografia com analisador.</i>	88
<i>Fotomicrografia 2 – Detalhe de um cristal anhedral de anfibólio de cor verde (Amp) com núcleo de clinopiroxênio (Cpx) incolor. Fotomicrografia sem analisador.</i>	88
<i>Fotomicrografia 3 – Cristais anhedrais de anfibólio acicular formados no núcleo de anfibólio prismático. Fotomicrografia com analisador.</i>	88
<i>Fotomicrografia 4 – Pseudomorfo de clorita em biotita. Fotomicrografia sem analisador.</i>	88
<i>Fotomicrografia 5 – Porção brechada com fraturamento e arredondamento dos fragmentos de plagioclásio e piroxênio, em matriz clorítica. Fotomicrografia sem analisador.</i>	88
<i>Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.</i>	88
Prancha fotográfica 10 – Magnetita Granito	90
<i>Fotomicrografia 1 – Textura hipidiomórfica granular presente nas rochas dessa unidade, com quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita. Fotomicrografia com analisador.</i>	90
<i>Fotomicrografia 2 – Característica óptica dos grãos subeuhedrais tabulares de plagioclásio pseudomorfizados por intensa saussuritização. Fotomicrografia com analisador.</i>	90
<i>Fotomicrografia 3 – Aspecto dos cristais anhedrais de feldspatos pertíticos com aspecto túrbido causado pela alteração potássica. Fotomicrografia sem analisador.</i>	90
<i>Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.</i>	90
<i>Fotomicrografia 5 – Cristal anhedral de anfibólio verde (Amp) com núcleo de clinopiroxênio incolor (Cpx). Notam-se os minerais opacos como inclusões. Fotomicrografia sem analisador.</i>	90
<i>Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.</i>	90
Prancha fotográfica 11 – Granito Marrom	93
<i>Fotomicrografia 1 – Feição característica da alteração potássica e possivelmente argílica em cristais de plagioclásio (Pl) e feldspato (Kfs) respectivamente. Fotomicrografia sem analisador.</i>	93
<i>Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.</i>	93
<i>Fotomicrografia 3 – Cristal subeuhedral de anfibólio verde envolvido e parcialmente substituído na sua porção superior na imagem por biotita ígnea marrom-avermelhada e biotita hidrotermal mais clara a esverdeada. Notar a exsolução de minerais opacos pela recristalização hidrotermal da biotita ígnea. Fotomicrografia com analisador.</i>	93
<i>Fotomicrografia 4 – Detalhe de um cristal de biotita (Bt) fortemente cloritizado, com exsolução de opacos e com cristalização de prehnita (Prh) nos planos de clivagem. Fotomicrografia sem analisador.</i>	93
<i>Fotomicrografia 5 – Agregados de hidrobiotita associados ao redor de núcleos de ilmenita (Ilm). Fotomicrografia com analisador.</i>	93
Prancha fotográfica 12 – Granodiorito Parauari	96
<i>Fotomicrografia 1 – Aspecto de um megacristal de plagioclásio saussuritizado em textura porfírica, e cristais menores de quartzo, anfibólio e biotita. Fotomicrografia com analisador.</i>	96
<i>Fotomicrografia 2 – Detalhe da textura gráfica entre cristais de quartzo de aspecto límpido e feldspatos potássicos túrbidos. Fotomicrografia com analisador.</i>	96
<i>Fotomicrografia 3 – Cristal euhedral de anfibólio com formação de biotita no núcleo. Fotomicrografia sem analisador.</i>	96
<i>Fotomicrografia 4 – Aspecto da alteração propilítica afetando cristais de anfibólio com formação de clorita e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.</i>	96
Prancha fotográfica 13 – Granodiorito Parauari – Garimpo São Chico	97
<i>Fotomicrografia 1 – Aspecto da textura gráfica bem desenvolvida, com feldspatos potássicos muito hidrotermalizados, e quartzo de aspecto mais limpo. Fotomicrografia sem analisador.</i>	97
<i>Fotomicrografia 2 – Detalhe de um megacristal de feldspato potássico pertítico hidrotermalizados, com inclusões de plagioclásio e geminação Carlsbad. Fotomicrografia com analisador.</i>	97

Fotomicrografia 3 – Hidrobiotita associada a feldspato potássico de aspecto túrbido, fortemente metassomatizado. Fotomicrografia sem analisador.	97
Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.	97
Prancha fotográfica 13 (continuação) – Granodiorito Parauari – Garimpo São Chico	98
Fotomicrografia 5 – Cristal anhedral de anfibólio com alteração para hidrobiotita, epidoto e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.	98
Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.	98
Fotomicrografia 7 – Cristais de Epidoto (Ep) formados nos planos de clivagem da biotita, com hidrobiotita associada (Bt). Fotomicrografia sem analisador.	98
Fotomicrografia 8 – Idem Fotomicrografia 7, com analisador.	98
Prancha fotográfica 14 – Minérios	100
Fotomicrografia 1 – Brecha hidrotemal com textura cataclástica e porfiroclastos dispersos em matriz fina, cloritizada. Fotomicrografia sem analisador.	100
Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.	100
Fotomicrografia 3 – Aspecto microscópico da brecha hidrotermal com fraturas preenchidas, vênulas de quartzo com carbonato (CA), titanita e clorita (Chl). Notar o fraturamento de alguns cristais de quartzo, e o feldspato túrbido devido à forte potássificação. Fotomicrografia sem analisador.	100
Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.	100
Fotomicrografia 5 – Aspecto da alteração sericítica forte rica em sulfetos, cortada por vênulas de quartzo, em brecha hidrotermal. Fotomicrografia sem analisador.	100
Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.	100
Prancha fotográfica 15 – Tufos Cineríticos	101
Fotomicrografia 1 – Tufo cinerítico estrutura laminada e textura eutaxítica de granulação muito fina. Fotomicrografia sem analisador.	101
Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.	101
Fotomicrografia 3 – Estruturas lenticulares com finíssimos cristais xenoblásticos de quartzo, sugerindo origem por silicificação diagenética e cristalização. Fotomicrografia sem analisador.	101
Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.	101
Prancha fotográfica 16	103
Fotomicrografia 1 – Associação entre minerais de minério em luz refletida representados por pirrotita (Po), calcopirita (Ccp) e pirita (Py).	103
Fotomicrografia 2 – Cristais euhedrais de pirita (Py) associados com calcopirita (Ccp) e minerais de ganga (luz refletida).	103
Fotomicrografia 3 – Aspecto típico das brechas hidrotermais com cristais de pirita menores e mais arredondados que os de calcopirita (luz refletida).	103
Fotomicrografia 4 – Associação de galena (Gn), pirrotita (Po) e calcopirita (Ccp), sendo a última substituída por covelita (Cv) ao longo de suas bordas (luz refletida).	103
Prancha fotográfica 16 (continuação)	104
Fotomicrografia 5 – Electrum (Au-Ag) e esfalerita (Sp) inclusos na calcopirita (luz refletida).	104
Fotomicrografia 6 – Aspecto microscópico do veio de minério mostrando o ouro (Au) incluso na calcopirita (luz refletida).	104
Fotomicrografia 7 – Aspecto microscópico do veio de minério evidenciando grande quantidade de ouro (Au) incluso na calcopirita (luz refletida).	104
Fotomicrografia 8 – Aspecto microscópico do veio de minério mostrando a associação de ouro (Au) com mineral de bismuto (luz refletida).	104
Prancha fotográfica 17	105
Fotomicrografia 1 – Fotomicrografia em luz refletida mostrando inclusões de bismuto nativo associado a calcopirita (Ccp).	105

Fotomicrografia 2 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de microscopia eletrônica de varredura mostrando intercrescimentos de Au-Ag (electrum) com minerais de bismuto (pilsenita).	105
Fotomicrografia 3 – Bismuto nativo com bismutinita (Bmt) e wittichenita (Wtc) em suas bordas (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).	105
Fotomicrografia 4 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando bismutinita associada com galena (Gn) e ligas de Au-Ag (electrum).	105
Prancha fotográfica 17 (continuação)	106
Fotomicrografia 5 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando bismuto e makovickyita associados a calcopirita (Ccp) e piritita (Py).	106
Fotomicrografia 6 – Cuprobismutita substituída por bismuto nativo (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).	106
Fotomicrografia 7 – Associação de bismutinita com esfalerita (Sp) e calcopirita (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).	106
Fotomicrografia 8 – Bismuto nativo e pilsenita associados a cristal de piritita (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).	106
Prancha fotográfica 18 – Metassomatismo potássico no Granito Palito	118
Foto 1 – Aspecto macroscópico do Granito Palito intensamente potassificado, recortado por vênulas de quartzo e fraturado.	
Fotomicrografia 1 – Plagioclásio (Pl) envolvido por feldspato potássico perítico (FK) e, mais externamente, por microclínio hidrotermal (MC), produto do metassomatismo potássico. Fotomicrografia sem analisador.	118
Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.	118
Fotomicrografia 3 – Substituição pseudomórfica de plagioclásio (Pl) por feldspato potássico (FK), com restos da geminação no plagioclásio. Fotomicrografia com analisador.	118
Fotomicrografia 4 – Feldspato potássico hidrotermal (FK) infiltrado no cristal de plagioclásio (Pl), produto do metassomatismo potássico. Fotomicrografia com analisador.	118
Fotomicrografia 5 – Aspecto do estilo fissural da alteração sódica, com cristalização de albita (Ab) intercrescida com clorita (Chl). Fotomicrografia com analisador.	118
Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, sem analisador.	118
Prancha fotográfica 19 – Alteração propilítica no Granito Palito	121
Foto 1 – Aspecto macroscópico da alteração propilítica pervasiva, com matriz principalmente alterada para clorita e epidoto.	121
Fotomicrografia 1 – Feições típicas da alteração propilítica ao microscópio, com minerais opacos, clorita (Chl) e carbonato (CA). Fotomicrografia com analisador.	121
Fotomicrografia 2 – Alteração propilítica fissural, com preenchimento de clorita (Chl) e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.	121
Fotomicrografia 3 – Alteração propilítica com cristalização de clorita (Chl) e carbonatos (CA) em estilo fissural. Fotomicrografia com analisador.	121
Prancha fotográfica 20 – Alteração sericítica no Granito Palito	123
Foto 1 – Aspecto macroscópico de um granito fortemente sericitizado, de cor cinza-esverdeado.	123
Fotomicrografia 1 – Intensa sericitização (SR) substituindo quase todos minerais da rocha, resultando em texturas pseudomórficas, com cristal mais grosso de muscovita (MS) resultado da alteração da biotita.	123
Fotomicrografia 2 – Aspecto microscópico da alteração sericítica, com o desenvolvimento de felted texture. Notar os cristais de clorita (Chl), restos da alteração propilítica pretérita. Fotomicrografia sem analisador.	123
Fotomicrografia 3 – Idem Fotomicrografia 2, com analisador.	123
Fotomicrografia 4 – Cristais de feldspato totalmente pseudomorfizados pela intensa alteração sericítica. Fotomicrografia sem analisador.	123
Fotomicrografia 5 – Idem Fotomicrografia 4, com analisador.	123
Prancha fotográfica 21 – Alterações sericítica e argílica no Granito Palito	126

Foto 1 – Aspecto macroscópico do Granito Palito afetado pelas alterações sericítica e argílica muito intensa, mineralizada em Au-(Cu). Os minerais róseos são restos predominantemente de feldspato. As cores brancas correspondem a argilas minerais e caulín. Minerais ferromagnesianos apresentam cores mais escuras.	126
Foto 2 – Aspecto macroscópico do Granito Palito afetado pelas alterações sericítica e argílica com sulfetos abundantes. Os minerais brancos são predominantemente micas e argilas. As partes mais escuras são óxidos.	126
Fotomicrografia 1 – Aspecto microscópico de uma rocha afetada por metassomatismo potássico e alterações propilítica, sericítica e argílica, com cristais de feldspato (FK) com aspecto túrbido. Notar a clorita (Chl), restos da alteração propilítica. Fotomicrografia sem analisador.	126
Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.	126
Prancha fotográfica 22 – Alteração potássica no Granito Rio Novo	128
Foto 1 – Aspecto macroscópico do granito Rio Novo afetado pelo metassomatismo potássico, com infiltrações venulares de feldspato hidrotermal.	128
Fotomicrografia 1 – Aspecto de um cristal de plagioclásio (Pl) com forte substituição por feldspato potássico (FK) metassomático. Fotomicrografia com analisador.	128
Fotomicrografia 2 – Detalhe da albita metassomática (Ab) formada entre grãos de feldspato perítico (FK). Fotomicrografia sem analisador.	128
Fotomicrografia 3 – Idem Fotomicrografia 2, com analisador.	128
Prancha fotográfica 22 (continuação) – Alteração potássica no Granito Rio Novo	129
Fotomicrografia 4 – Cristais de biotita (Bt) verde associados ao feldspato potássico (FK) em textura granofírica, produto do metassomatismo potássico. Fotomicrografia sem analisador.	129
Fotomicrografia 5 – Idem Fotomicrografia 4, com analisador.	129
Fotomicrografia 6 – Textura gráfica entre quartzo (Qtz) e feldspato potássico (FK) parcialmente metassomatizados. Fotomicrografia com analisador.	129
Fotomicrografia 7 – Idem Fotomicrografia 6, sem analisador.	129
Prancha fotográfica 23 – Alteração propilítica e sericítica no Granito Rio Novo	131
Foto 1 – Aspecto macroscópico do metassomatismo potássico, com cores vermelhas, e propilítica no Granito Rio Novo. Notar que a alteração propilítica é controlada por algumas fissuras.	131
Fotomicrografia 1 – Característica da alteração propilítica, com cloritização de anfibólio (Amp) e biotita (Bt). Fotomicrografia sem analisador.	131
Fotomicrografia 2 – Cristais euhedrais e subhedrais de prehnita (Prh) associados a carbonato (CA) e clorita (Chl) da alteração propilítica. Fotomicrografia com analisador.	131
Fotomicrografia 3 – Cristais de prehnita (Prh) envoltos por carbonato (CA) e clorita (Chl) da alteração propilítica. Fotomicrografia com analisador.	131
Prancha fotográfica 23 (continuação) – Alteração propilítica e sericítica no Granito Rio Novo	132
Fotomicrografia 4 – Aspecto do estilo fissural da alteração propilítica em rochas da fácies B do Granito Rio Novo, com vênulas formadas por carbonato (CA) e clorita (Chl). Fotomicrografia com analisador.	132
Fotomicrografia 5 – Aspecto da alteração sericítica, com substituição dos cristais de feldspato. Fotomicrografia com analisador.	132
Fotomicrografia 6 – Alteração sericítica com substituição total de feldspatos, onde pode-se notar ainda vênulas de clorita (Chl) e feldspatos de aspecto túrbido (FK) que indicam o metassomatismo potássico prévio. Fotomicrografia sem analisador.	132
Fotomicrografia 7 – Idem Fotomicrografia 6, com analisador.	132
Prancha fotográfica 24 – Alteração potássica e propilítica no Granodiorito Fofuquinha	133
Foto 1 – Aspecto macroscópico do Granodiorito Fofuquinha, com metassomatismo	133

potássico intenso, resultando em cores avermelhadas.

Fotomicrografia 1 – Detalhe de um cristal de plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por feldspato potássico (FK) metassomático. Fotomicrografia com analisador. 133

Prancha fotográfica 24 (continuação) – Alteração potássica e propilítica no Granodiorito Fofuinha 134

Fotomicrografia 2 – Aspecto da infiltração potássica em cristal de plagioclásio (Pl). Fotomicrografia com analisador. 134

Fotomicrografia 3 – Substituição infiltrativa de feldspato potássico em plagioclásio (Pl) já metassomatizado. Fotomicrografia com analisador. 134

Fotomicrografia 4 – Típica textura da alteração propilítica pevasiva, com clorita (Chl) e pirita (Py). Notar o aspecto túrbido do feldspato alterado (FK), indicativo do metassomatismo potássico prévio. Fotomicrografia sem analisador. 134

Fotomicrografia 5 – Vênula de alteração hidrotermal propilítica com cristalização de carbonato (CA), ferri-clorita (Chl), quartzo (Qtz), e apofilita (Apo). Fotomicrografia sem analisador. 134

Fotomicrografia 6 – Brecha hidrotermal com cristalização de clorita (Chl) e quartzo (Qtz) em caráter fissural. Fotomicrografia sem analisador. 134

Fotomicrografia 7 – Aspecto geral de textura microscópica do granodiorito com metassomatismo potássico (FK), com cristais de anfibólio (Amp) sem efeitos de alteração propilítica. Fotomicrografia com analisador. 134

INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), onde ocorre o depósito de Au-(Cu) do Palito, situa-se na porção central do Cráton Amazônico, na região sudoeste do Estado do Pará. Essa província foi nas últimas décadas uma das regiões com maior produção de ouro no Brasil, produto de intensa garimpagem, principalmente em aluviões e coluviões. Com a diminuição das reservas secundárias e com o avanço dos trabalhos de pesquisa mineral, diversos veios de quartzo mineralizados em ouro, normalmente associados a zonas de cisalhamento e encaixados em rochas graníticas, foram descobertos. O refinamento do conhecimento geológico durante as décadas de 80 e 90 revelou que as mineralizações de ouro da Província do Tapajós poderiam ser agrupadas nos seguintes tipos:

- a) *Lodes* orogênicos mesotermiais em zonas de cisalhamento, geralmente associados a granitóides (Coutinho et al., 1998, 2000; Santos et al., 2001);
- b) Mineralizações epitermais associadas a rochas básicas intrusivas hospedadas em metassedimentos e seqüências vulcano-sedimentares de rochas básicas (Dreher et al., 1998);
- c) *Intrusion-related gold system* em rochas graníticas (Santos et al., 2001);
- d) Epitermais em zonas de cisalhamento (Santos et al., 2001).

Estudos mais recentes mostraram também a existência de mineralizações auríferas e de metais de base epitermais *high-* e *low-sulfidation* hospedadas nas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri e em granitos mesozonais da suite Parauari (Nunes, 2001; Corrêa-Silva, 2002; Juliani et al., 2005), e também, possivelmente, do tipo pórfiro, em granito e granodiorito, como o Granito Palito (Juliani et al., 2002; Silva, 2004).

A mineralização auro-cuprífera da Mina do Palito, objeto deste estudo, corresponde a um antigo garimpo que, com o esgotamento das reservas superficiais, tornou-se uma lavra subterrânea, onde a principal mineralização se associa a veios e *stockworks* hospedados em granitos intensamente hidrotermalizados e cortados por zonas de falhas.

A mineralização a Mina do Palito ocorre em veios com orientação predominante NW–SE que cortam os corpos graníticos Palito e Rio Novo e o granodiorito Fofuquinha. Eventos de alteração hidrotermal afetaram estas três unidades, sendo o mais antigo um metassomatismo potássico de caráter pervasivo a fissural, que evoluiu para uma alteração propilítica, seguida por sericitica, predominantemente fissural, e, por fim, por argílica muito localizada. O estilo e o padrão de distribuição das alterações hidrotermais se assemelham com aquelas observadas em mineralizações do tipo pórfiro, mas indicam que a mineralização da Mina do Palito encontra-se nas raízes de um sistema hidrotermal do tipo pórfiro. Os estudos das inclusões fluidas e isótopos estáveis em minerais dos veios mineralizados indicam também que a mineralização de Au–(Cu) do Palito é do tipo pórfiro, o que constitui a primeira desse tipo identificada na Província Aurífera do Tapajós. Assim, considerando-se a existência de mineralizações epitermais nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Juliani *et al.*, 2005), esses resultados ampliam o potencial metalogenético da Província Aurífera do Tapajós, que pode hospedar também mineralizações de ouro e de metais de base do tipo pórfiro em rochas associadas ao evento magmático do final do Paleoproterozóico, em especial das rochas do evento Parauari. Esse potencial pode ser também ser estendido a províncias com ambientes geológicos semelhantes no Cráton Amazônico.

1 LOCALIZAÇÃO

A Mina de Au–Cu do Palito (**Foto 1.1**) localiza-se entre os rios Rio Novo e Jamanxim, nas proximidades da vila Jardim do Ouro, que se situa a 40 km a oeste de Moraes de Almeida, no sudoeste do Estado do Pará. Esta mina, recentemente fechada, é de propriedade da empresa SERABI Mineração Ltda. Sua descoberta foi resultado das pesquisas geológicas feitas no Garimpo Palito, que detectaram uma série de veios de quartzo e sulfetados mineralizados em ouro e cobre encaixados em rochas graníticas.

Foto 1.1. Foto aérea da Mina do Palito.

O acesso à área pode ser feito por meio da rodovia Cuiabá–Santarém até cidade de Moraes Almeida e dali pela rodovia Transgarimpeira até a povoação de Jardim do Ouro, situada nas margens do rio Jamanxim (**Figura 1.1**). A área pode ser também alcançada por monomotores até Jardim do Ouro ou Novo Progresso, localizada na rodovia Cuiabá–Santarém. A partir de Jardim do Ouro o acesso até Mina do Palito é feito por uma estrada que se inicia na rodovia Transgarimpeira.

Figura 1.1. Imagem de Satélite da região da Mina do Palito.

2 OBJETIVOS

Este mestrado visou o estudo da evolução magmática, a alteração hidrotermal e a gênese da mineralização de ouro e cobre da Mina do Palito, localizada na Província Aurífera do Tapajós, no Estado do Pará. A caracterização petrográfica das diversas unidades aflorantes na mina, junto como as análises de química mineral de alguns dos litotipos, microscopia eletrônica de varredura (MEV) do minério, geoquímica dos principais litotipos da área, estudos de isótopos estáveis. A partir do conjunto de dados, foi possível propor a evolução do depósito em relação com os processos magmáticos iniciais e posteriores que deram origem as unidades geológicas, alteração hidrotermal e mineralização de ouro e cobre.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Visando alcançar os objetivos propostos foram utilizados diferentes materiais e métodos, quais sejam:

3.1 Levantamentos bibliográficos

Para a elaboração da dissertação foi utilizado o acervo da biblioteca do IGUSP e INTERNET, coletando informações na base de dados fornecidas pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SiBi/USP), através do SiBiNET/Biblioteca Virtual e o Portal da CAPES. Os levantamentos bibliográficos incluíram a compilação de artigos e teses sobre temas geológicos locais e regionais, especialmente incluindo aqueles de interesse metalogenético, sobre mineralizações semelhantes em outras regiões do Brasil e do mundo, assim como sobre os processos hidrotermais associados a mineralizações de ouro e de metais de base.

3.2 Levantamentos de campo e amostragem

Foram feitos levantamentos geológico-estruturais nos corpos de minérios e zonas de alteração hidrotermal, visando a determinação das relações entre os litotipos encaixantes, tipos, zonas de geometria da alteração hidrotermal, mineralizações, estruturas tectônicas, seqüência de intrusão de rochas ígneas e estratigrafia das unidades. O levantamento de perfis regionais das mineralizações ou rochas

hidrotermalizadas foi feito procurando estabelecer correlações entre zonas mineralizadas e não mineralizadas e a amostragem permitiram a coleta de diferentes litotipos para estudo petrográfico e metalogenético.

3.3 Petrografia

Na seção de laminação do IGUSP foram preparadas as lâminas de 30 µm de espessura das amostras selecionadas para os estudos petrográficos, e descritas em microscópio petrográfico de luz transmitida Zeiss Axioplan do Laboratório de Óptica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica. Também foram preparadas secções polidas de amostras de minério para a descrição nos microscópios petrográficos Zeiss Axioplan e Olympus BXP50 do mesmo laboratório.

Os estudos macroscópicos permitiram a caracterização das diferentes unidades a través de feições como o tamanho de grão, a côm, texturas, etc. Os estudos microscópicos com luz transmitida foram úteis na definição das principais características texturais das unidades estudadas assim como detalhar as suas fases iniciais magmáticas e secundárias, acessórios e produtos de alteração hidrotermal e intempérica.

As análises modais foram feitas segundo o método proposto por Hutchison (1933). Foi utilizado um contador manual, sendo computados cerca de 2000 pontos por amostra.

Para a descrição das lâminas e também das secções polidas constantemente foram usados os textos de diferentes autores; Bard (1986), Deer *et al.* (1967), Hibbard (1995), Ixer (1990), Klein & Hulburt (1993), MacKenzie & Adams (1994), Melgarejo (1997), Tröger (1979), Picot & Johan (1982), Uytendogaardt & Burke (1971).

As fotomicrografias foram obtidas nos microscópios Zeiss Axioplan, Olympus BPX50 e com as câmeras Olympus C-5050 e Nikon COOLPIX 8800.

3.4 Difractometria de Raios X

Em alguns casos, para uma melhor caracterização das fases minerais acessórios e de alteração hidrotermal, foi preciso utilizar difratometria de raios X para complementar a identificação mineralógica. Essas análises foram feitas no Laboratório

de Difração de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, mediante o uso do difratômetro modelo SIEMENS D5000. As análises foram realizadas utilizando-se ânodo de $\text{CuK}\alpha$ à tensão de 40 kV e corrente de 40 μA . Os intervalos de 2θ medidos variaram de 3 – 65 2θ , com o passo de 0,5 $2\theta/\text{s}$ /passo.

As interpretações foram efetuadas pelo *software Diffratac Plus*, utilizando banco de dados *Powder Diffraction File*, set 1-45, de 1995.

3.5 Química Mineral e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Da região da Mina do Palito foram selecionadas dezesseis amostras para análise das composições químicas dos minerais e para sua posterior classificação e interpretação qualitativa das condições de formação das rochas analisadas.

Para as análises em microsonda eletrônica foram confeccionadas lâminas delgadas polidas e metalizadas com película de carbono. As análises foram feitas com a microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8600 Superprobe do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP.

Para as análises de anfibólios, micas, prehnita e zircão, utilizou-se um feixe de elétrons com diâmetro de 5 μm e para os feldspatos foi usado um feixe de 10 μm . A corrente usada em todas as análises foi de ~20,1 nA e voltagem de 15 kV.

Visando a caracterização dos minerais de minérios, preenchimentos e variações composicionais do ouro livre, assim como paragênese foram escolhidas diferentes amostras da zona de minério. As análises destas amostras foram feitas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP, equipado com a versão básica de um microscópio eletrônico de varredura, marca LEO 430i com EDS acoplada. As secções polidas das rochas estudadas foram metalizadas com carbono.

3.6 Litoquímica

Por critérios litoestratigráficos e petrológicos foram escolhidas diferentes amostras das unidades aflorantes na Mina do Palito e arredores, incluindo amostras das rochas encaixantes, inalteradas e alteradas hidrotermalmente. Elementos maiores, (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), traços (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, Ni), terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e

Lu), metais (Cu, Zn, Ag, Au, Pb, Bi) foram analisados visando a interpretação dos ambientes tectônicos, as modificações químicas produzidas pelas alterações hidrotermais e as características de cada tipo de alteração hidrotermal.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, compreendeu a fragmentação e trituração em prensa hidráulica e pulverização em moinho de carboneto de tungstênio. As análises no ACTLABS – *Activation Laboratories LTD* no com o uso de diferentes técnicas analíticas incluindo INAA (ativação de nêutrons), FUS-ICP, FUS-MS, TD-ICP, FIMS, COUL que permitiram uma melhor detecção dos elementos maiores, menores, traços, terras raras.

As técnicas FUS-ICP e FUS-MS incluem fusão com metaborato/tetraborato de lítio e dissolução da pastilha em uma solução de ácido nítrico. A solução foi analisada por ICP óptico para o caso da primeira técnica, e no segundo caso foi usado um espectrômetro de massa com plasma acoplado. A técnica TD-ICP é uma variação das anteriores e utiliza a total digestão da amostra mediante o uso de ácidos nítrico (HNO_3), fluorídrico (HF), perclórico (HClO_4), clorídrico (HCl).

A metodologia analítica de ativação de nêutrons (INAA) consiste na irradiação ou bombardeio com nêutrons de uma amostra sólida usando um reator nuclear e a medição do decaimento dos elementos da amostra.

A técnica FIMS (*Flow Injection Mercury System*) usa um espectrômetro de absorção atômica para determinar a concentração do mercúrio numa amostra.

A COUL (colorimetria) é um método baseado na medida da quantidade de eletricidade requerida para oxidar ou reduzir, em uma célula eletrolítica, a substância a determinar. O requisito fundamental é que a reação eletrolítica usada para a determinação se processe com uma eficiência de 100%.

Os limites de detecção para os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , são de 0,01% e MnO e TiO_2 de 0,001% com perdas por ignição de 0,01%. No caso dos elementos traço e dependendo do elemento analisado, estes têm variação dos limites de detecção entre 0,002 ppm e 20 ppm, e entre 2 e 5 ppb.

3.7 Isótopos Estáveis

Foram separados um conjunto de amostras de zonas de alteração hidrotermal e veios mineralizados para análise de isótopos de oxigênio em quartzo, feldspato potássico, sericita, clorita e calcita. Para a determinação das composições de isótopos de enxofre foram usados minerais de pirita, calcopirita e galena.

A separação do quartzo das amostras selecionadas basicamente foi manual, usando uma micro-serra elétrica para separação de partes das amostras mineralizadas, geralmente, com sulfetos disseminados. Posteriormente cada amostra de quartzo foi limpa numa solução de água destilada e HNO_3 (concentração 50:50) aquecida a 120 – 150 °C) até a completa dissolução dos sulfetos. Algumas das amostras foram moídas usando um almofariz e pistilo para garantir uma lixiviação mais efetiva. Seguiu-se uma lavagem com água destilada (20 vezes), secagem e separação de uma alíquota para envio ao laboratório. Para as análises de isótopos de oxigênio em silicatos e de carbonatos foram separados 15 mg de material.

Os sulfetos foram separados manualmente 10 mg de cada mineral, procurando-se os fragmentos que melhor estivessem preservados, sem oxidações, etc.

O processo de separação das micas e argilas foi feito manualmente, já que as amostras além de serem de tamanho reduzido, eram formadas por minerais de granulação muito fina. Geralmente as micas e argilas ficavam como produto da substituição dos minerais preexistentes por isso demandava-se o uso de uma lupa, agulhas e brocas milimétricas para a sua separação. Em alguns casos a separação da clorita dos veios precisou do uso de uma mistura de água destilada e ácido clorídrico (concentração 1:1) para o ataque durante aproximadamente uma hora, e posterior lavagem da amostra usando água destilada. Nas amostras separadas foram feitas análises por DRX visando determinar a homogeneidade mineral e maior pureza possível. Quando foram detectadas misturas de minerais como, por exemplo quartzo e mica, o material foi novamente separado novamente até atingi-se um alto grau de pureza (>95% vol.) do mineral de interesse.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Aurífera do Tapajós insere-se no Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1978) e situa-se no limite entre as províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central (**Figuras 4.1a e 4.1b**), respectivamente definidas por Tassinari & Macambira (1999; 2004) e Santos *et al.*, (2000). A sua porção oeste, onde se distribui a maioria das mineralizações auríferas, foi gerada entre 2,10 e 1,87 Ga por orogenias oceano-continente e é composta por uma sequência vulcano-sedimentar de ~2,1 Ga (Grupo Jacareacanga) e por dois arcos magmáticos continentais, representados pelo Complexo Cuiú-Cuiú (~2,01 Ga) e pela Suíte Intrusiva Parauari (~1,89 Ga), além dos arcos magmáticos da Suíte Creporizão (1,97–1,95 Ga) e do Tonalito Rio das Tropas (~1,90 Ga), como admitido por alguns autores (Santos *et al.*, 2000; 2001). As vulcânicas e vulcanoclásticas andesíticas, riodacíticas e riolíticas cálcio-alcálinas do Grupo Iriri (1,88 Ga) recobrem as rochas dos arcos e são invadidas pelos granitos anorogênicos Maloquinha (~1,87 Ga), como é visualizado na **Figura 4.2**. Ocorre ainda na Província unidades vulcânicas cálcio-alcálinas mais antigas da Formação Vila Riozinho (~2,0 Ga) e alcálinas de aproximadamente 1,88 Ga da Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.*, 2002).

4.1 Grupo Jacareacanga

O Grupo Jacareacanga é constituído predominantemente por micaxistos, quartzo micaxistos, actinolita xisto, talco xisto, quartzito, *metachert*, metargilito, metagrauvaca e filitos de baixo grau metamórfico (Ferreira *et al.*, 2000). Sua idade situa-se ao redor de 2,1 Ga, como indicado pela datação U–Pb em zircão detrítico dos xistos (2.098 a 2.875 Ma) e pelas intrusivas graníticas do Complexo Cuiú-Cuiú, que tem idade ao redor de 2.005 Ma (Santos *et al.*, 1997; 2000; 2001).

4.2 Complexo Cuiú-Cuiú

Esse Complexo é composto por migmatitos, gnaisses, anfibolitos e granitóides metassomáticos (Almeida *et al.*, 1998). É considerado por Santos *et al.* (2000) como representante do arco magmático mais antigo da Província Tapajós-Parima (2.005 ± 7 Ma U–Pb SHRIMP em zircão).

Figura 4.1a. Principais províncias geocronológicas e tectônicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999, 2004).

Figura 4.1b. Principais províncias geocronológicas e tectônicas do Cráton Amazônico, segundo Santos et al. (2000), com a localização de sistemas hidrotermais paleoproterozóicos associados ao magmatismo Uatumã, segundo Juliani et al. (2006; 2009).

A Suíte Creporizão, seria parte do segundo arco magmático desenvolvido na região, e o **Tonalito Rio das Tropas** como terceiro arco magmático, composto por corpos de tonalito com xenólitos de basalto e de andesito, também possui associações de derrames basálticos e andesíticos, e tem idade de 1.895 ± 7 Ma (Santos et al., 2001).

4.3 Suíte Intrusiva Creporizão

Esta unidade é composta predominantemente por corpos de sieno- e monzogranito, com intrusões de granodiorito, tonalito e quartzo monzodiorito subordinadas, com composições cálcio-alcálinas peraluminosas e metaluminosa (Ricci et al., 1999; Lamarão et al., 1999; Klein & Vasquez, 2000), com idades de 1.974 ± 6 e 1.957 ± 6 Ma (Santos et al., 2001). Vasquez & Klein (2000) interpretam que estas rochas são sin- a tardi-orogênicas e Santos et al. (2001) consideram esta Suíte como parte do

segundo arco magmático desenvolvido na Província Tapajós–Parima. Estas rochas podem estar metamorfasadas na fácies anfibolito inferior.

4.4 Suíte Intrusiva Parauari

Os litotipos desta unidade são intrusivos nas rochas das unidades anteriores e são representados, em essência, por corpos de sienogranito e monzogranito, com tonalito e diorito subordinados. Em geral têm cor cinza-claro e são equigranulares, mas, por vezes, são porfiríticos, com megacristais de plagioclásio e, localmente, de quartzo. Dada a grande variação composicional destas rochas Almeida *et al.* (2000) subdividiram as rochas da Suíte Intrusiva Parauari em três fácies: Granítica, Granítica com titanita e Granodiorítica. A fácies granítica está representada por rochas leucocráticas, equigranulares e localmente porfiríticas, dispostas em batólitos de biotita monzogranito, biotita-hornblenda granodiorito, hornblenda-biotita monzogranito, álcali-feldspato granito, sienogranito, tonalito, microtonalito e micromonzogranito granofírico cálcio-alcálinos. A fácies granítica com titanita compreende predominantemente corpos de biotita monzogranito, hornblenda-biotita monzogranito, granodiorito e sienogranito. São rochas predominantemente leucocráticas equigranulares cor rosa. A fácies granodiorítica, constitui corpos isolados inseridos nas áreas de afloramento das rochas da fácies granítica, as quais apresentam contatos, em geral, gradacionais. É constituída por biotita granodiorito, clinopiroxênio-biotita-hornblenda granodiorito e biotita monzogranito.

Esta Suíte é considerada por Santos *et al.* (2001) como gerada no quarto arco magmático da Província e tem idades U–Pb por SHRIMP em zircão de 1.883 ± 4 Ma a 1.870 ± 12 Ma e Pb–Pb em zircão de 1.880 ± 14 Ma.

Muitos dos granitos cinza desta Suíte, quando hidrotermalizados assumem cor vermelha intensa como, por exemplo, o Granito Batalha (Corrêa-Silva *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2001), semelhante à dos granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Figura 4.2. Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós (Bahia & Quadros, 2000), incluindo os limites entre as províncias definidos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos et al. (2000), com a localização do Granito Batalha (1), da mineralização epitermal high-sulfidation (2), da mineralização epitermal low-sulfidation (3) e da Mina do Palito (4).

4.5 Suíte Intrusiva Ingarana

A Suíte Intrusiva Ingarana (Bahia & Quadros, 2000) compreende um conjunto de corpos de gabro e diabásio com tendências cálcio-alcálinas e médio a altos teores de potássio (Almeida *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2001). Tais corpos são intrusivos nas rochas das unidades descritas anteriormente e são cortados por subvulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã. Para estas rochas Santos *et al.* (2001) obtiveram idades U–Pb por SHRIMP em zircão entre 1.879 ± 3 e 1.873 ± 10 Ma.

4.6 Granito Batalha

O Granito Batalha aflora como *stocks* circulares a elípticos em planta, intrusivos nos granitóides da Suíte Intrusiva Parauari e é composto por hornblenda-biotita monzogranito leucocrático com variações para sienogranito, de cor variando de cinza nas porções sem alteração hidrotermal a vermelha nas porções mais intensamente hidrotermalizadas. Localmente, apresenta texturas rapakivi e granofíricas incipientes e quimicamente é metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcálico a subalcálico e possui afinidade com granitos tardi- a pós-colisionais, segundo Almeida *et al.* (2000). Juliani *et al.* (2002) descreveram apenas texturas semelhantes às rapakivi (*rapakivi-like*) nesse granito, derivadas de metassomatismo sódico de ocorrência relativamente restrita. Santos *et al.*, (2000) obtiveram idade de U–Pb por SHRIMP em zircão de 1.883 ± 4 Ma em rochas próximas semelhantes, situadas junto ao corpo do Granito Batalha. Este intrusivo granítico foi anteriormente considerado por Coutinho *et al.* (1996) como pertencente à Suíte Intrusiva Maloquinha, mas Juliani *et al.* (2001) e Juliani *et al.* (2005) o redefiniram como pertencente ao evento final do magmatismo Parauari e correlato ao Granito Rosa de Maio, que pertence à Fácies Granítica da Suíte. As grandes variações composicionais anteriormente descritas foram caracterizadas petrográfica-, textural- e quimicamente, incluindo balanços de massa, como devidas quase que exclusivamente a metassomatismo potássico e sódico, além das alterações hidrotermais propilitica, sericitica e silicificação por Juliani *et al.* (2002).

4.7 Supergrupo Uatumã

É uma das unidades mais importantes do Cráton Amazônico, devido à sua extensão, que ultrapassa 1.100.000 km², mas cuja estratigrafia, fontes dos vários eventos magmáticos e mineralizações associadas não são ainda bem compreendidas. Pessoa *et al.* (1977), Rambrag & Santos (1974), Silva *et al.* (1974) e Santos *et al.* (1975) foram os responsáveis pela caracterização e individualização das unidades deste Grupo, considerado como formado em um grande evento vulcano–plutônico anorogênico que afetou todo o Cratón Amazônico. Melo *et al.* (1978, em Almeida *et al.*, 2000) elevaram a categoria do Grupo Uatumã para Supergrupo, uma vez que o conjunto engloba suítes intrusivas e extrusivas heterogêneas. Assim, o Supergrupo Uatumã passou a ser considerado como composto pela Suíte Intrusiva Maloquinha e pelo Grupo Iriri.

4.8 Grupo Iriri

O Grupo Iriri foi inicialmente denominado Formação Iriri por Forman *et al.* (1972) e, posteriormente, elevado à categoria de Grupo por Pessoa *et al.* (1977), que também o dividiu nas formações Aruri e Salustiano, e em uma seqüência híbrida sedimentar e vulcânica, posteriormente nomeada Formação Aruri (Santos *et al.*, 2000), que compreende rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas com tendências cálcio-alcálicas (Santos, 1984).

A grande extensão do vulcanismo Iriri no Cráton Amazônico tem sido muito discutida. Trabalhos feitos por Lamarão *et al.* (1999) e Juliani *et al.* (2005a) indicam a existência de mais de um evento vulcânico na unidade denominada Grupo Iriri, materializados pelas vulcânicas dacíticas e andesíticas de afinidade cálcio-alcálica ou shoshonítica, que mostram idades Pb–Pb de 2.001 ±6 Ma e 1.877 ±4 Ma em ignimbritos, de 1.890 ±2 em riólitos e 1.880 ±9 Ma em granitos da região de Moraes de Almeida. Essas unidades datadas foram definidas por Lamarão *et al.* (1999; 2002), respectivamente, como formações Vila Riozinho e Moraes Almeida.

Juliani *et al.* (2005) definiram o Grupo de Iriri como gerado em complexos de *ash-flow calderas* que alcançam mais de 50 km de comprimento. Estes complexos

foram interpretados como formados em bacias de *back-arc* e, geneticamente, vinculam-se à colocação rasa de batólitos cálcio-alcálicos tardi- a pós-tectônicos da Suite Parauari (Juliani, 2000; 2002; 2003). Estudos posteriores feitos por Juliani *et al.* (2009) sugerem que o ambiente tectônico de formação das caldeiras de magmas cálcio-alcálicos deram-se em intra-arco na Província Aurífera do Tapajós.

Segundo Juliani *et al.* (2005), as unidades de pré-caldeira desse evento são compostas por derrames de andesito, riolito e ignimbrito e as sin-caldeira por extensas e espessas camadas de tufos e ignimbritos. O vulcanismo pós-caldeira gerou vulcões compostos e domos de riolito e ignimbrito distribuídos ao redor e internamente às caldeiras. Tufos, arenitos epiclásticos e sedimentos lacustres formam os depósitos de intra-caldera.

A intrusão de *stocks* granofíricos riódacíticos e diques de riolito e riódacito porfirítico tardios geraram sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* nas crateras dos vulcões anelares. As principais formações que compõem o Grupo são:

4.8.1 Formação Bom Jardim

A Formação Bom Jardim (Almeida *et al.*, 2000) é composta por derrames de andesito, andesito basáltico, traquiandesito e latito, localmente apresentam textura porfirítica e amígdalas preenchidas por quartzo e carbonatos., além de hialoclastitos, hornblenda riódacitos e corpos de brechas hidrotermais em andesitos (Juliani *et al.*, 2005).

Quimicamente as rochas vulcânicas são cálcio-alcálicas de alto potássio, e as rochas básicas tholeiíticas e metaluminosas. Devido à composição química intermediária, Almeida *et al.* (2000) propuseram que a Formação Bom Jardim fosse excluída do Supergrupo Uatumã, mas Santos *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (2005) consideram a Formação Bom Jardim como a unidade basal do Grupo Iriri e geneticamente relacionada à evolução do arco magmático Parauari.

4.8.2 Formação Salustiano

A Formação Salustiano (Pessoa *et al.*, 1977) é constituída por derrames de riolito, riódacito, dacito e latito, localmente porfiríticos, e por ignimbritos e tufos diversos,

de composição cálcio-alcálica de alto potássio (Bahia & Quadros, 2000). O conjunto é comumente cortado por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e se encontra localmente hidrotermalizado em diferentes estilos, tipos e intensidades (Nunes *et al.*, 2000; Nunes, 2001; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2001). Santos *et al.* (2000) obteve idade de 1.870 ± 8 Ma (SHRIMP U–Pb em zircão) para os riolitos. Dall'Agnol *et al.* (1999) obteve idade de 1.888 ± 2 Ma pelo método de evaporação Pb–Pb em zircão para um riolito proveniente dessa unidade. Entretanto, as características petrográficas dessa rocha datada sugerem ser um riolito alcalino, que poderia ser correlacionado à Formação Moraes Almeida.

4.8.3 Formação Aruri

A Formação Aruri (Pessoa *et al.*, 1977) é constituída predominantemente por rochas piroclásticas, incluindo tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas, e epiclásticas, com tufitos e arenitos tufáceos. Bahia & Quadros (2000) atribuíram a gênese destas rochas ao caráter explosivo dos magmas ácidos da Formação Salustiano, que geraram grandes quantidades de material piroclástico, que seria em parte retrabalhado e depositado em ambiente subaquático. Esta unidade hospeda sistemas epitermais *high-sulfidation* (ou *quartzo-alunita*) mineralizados em ouro, quase que totalmente preservados (Juliani *et al.*, 2000; 2001; 2005; Nunes *et al.*, 2000; 2001; Nunes, 2001). A mineralização de ouro *high-sulfidation* ocorre em brechas hidrotermais e exibem um núcleo de sílica maciça envolvido por alteração argílica avançada com alunita, natroalunita, pirofilita, andalusita, diásporo, rutilo, caolinita–dickita, woodhouseita–svanbergite, pirita, calcopirita, bornita, covellita, enargita–luzonita e Au e Ag nativos. Também foram identificados dentro da mineralização nas brechas hidrotermais outros minerais associados com o minério e a ganga, entre os quais estão jaroisita, topázio, quartzo, woodhouseita–hinsdalita, calcosina, enargita–famatinita, tetraedrita–tennantita, tiemannita e analcima–wairakita (Miranda, 2009). Esta zona de alteração é envolvida em uma zona de alteração argílica, seguida por um halo de externo propilítico. Um *silica cap* rico em hematita ocorre acima dos corpos de brecha hidrotermal e em níveis profundos predomina alteração sericítica. Corrêa-Silva *et al.* (2001) descreveram um sistema epitermal *low-sulfidation*, (ou adularia–sericita)

mineralizado em cobre e molibdênio, com ouro subordinado, hospedado nesta unidade. O contexto geológico da mineralização Cu-Mo-(Au) *low-sulfidation* é análogo ao da *high-sulfidation*, mas a alteração principal caracteriza-se pela presença de adularia e sericita.

Nos ignimbritos interpretados como pertencentes a essa sequência, Lamarão (1999) obteve idades de 1.877 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão).

4.8.4 Formação Moraes de Almeida

A Formação Moraes de Almeida é composta majoritariamente por derrames de ignimbritos, lápili-tufos, riolito e traquito, de idade Pb-Pb em zircão de 1.875 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002).

4.9 Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.*, 1977; Andrade *et al.*, 1978), foi inicialmente definida por Santos *et al.* (1975) como Granito Maloquinha, e posteriormente como Formação Maloquinha por Pessoa *et al.* (1977). É composta por granitos alcalinos gerados em ambientes anorogênicos pós-colisionais e associam-se espacialmente às vulcânicas do Iriri (Almeida *et al.*, 1999a). A distribuição destes granitos no Cráton Amazônico e sua gênese foram descritas por Bettencourt & Dall'Agnol (1987), Bettencourt *et al.* (1995) e Dall'Agnol *et al.* (1994, 1997, 1999a), Lamarão *et al.* (1999, 2002), Nunes (2002), Juliani *et al.* (2005) e Fernandes (2009).

A Suíte é composta por corpos de álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito leucocráticos de cor rosa a vermelha, comumente de composição alaskítica, com predomínio de ortoclásio pertítico e raro microclínio, os quais afloram como *stocks* e batólitos elípticos a circulares ao longo de lineamentos regionais de direção NW-SE. Frequentemente estas rochas apresentam texturas rapakivi (Brito *et al.*, 1997) e são quimicamente peraluminosas subalcalinas a alcalinas. Alguns destes corpos apresentam-se mineralizados a estanho, ouro, nióbio e tântalo (Projeto RADAM, 1975). O padrão de terras raras sugere uma evolução por fusão parcial, e as características petrográficas, químicas e os modelos de distribuição terras raras são semelhantes aos granitos tipo A descritos por Eby (1990). Brito *et al.* (1997) dividiu as

rochas desta unidade em três fácies: *Biotita Granito*, *Hornblenda Granito* e *Riebeckita Granito*, sendo as duas primeiras mais abundantes. Fácies de biotita granito e de anfibólio-biotita granito foram distinguidas na Suíte Intrusiva Maloquinha por Almeida *et al.*, (2000).

Embora essas rochas tenham idades semelhantes às das vulcânicas do Grupo Iriri, os granitos são um pouco mais novos, pois as cortam em algumas regiões. Para estas rochas Santos *et al.* (2000) obtiveram idades ao redor de 1.870 Ma pelo método U–Pb em zircão.

A inclusão das rochas vulcânicas cálcio-alcálinas do Grupo Iriri no mesmo evento magmático alcalino da Suíte Intrusiva Maloquinha mostra-se, entretanto, inadequada, o que fez com que Juliani *et al.* (2005) considerassem que as vulcânicas do Grupo Iriri façam parte do conjunto tardi- a pós-colisional do evento magmático cálcio-alcálcino Parauari, que muitas vezes tem suas rochas confundidas com as do evento anorogênico Maloquinha, em função da cor vermelha intensa, adquirida pelo intenso metassomatismo potássico. As vulcânicas alcálinas, por sua vez, podem correlacionar-se com as formações Moraes Almeida (Lamarão *et al.*, 2002) e Santa Rosa (Fernandes, 2009).

Outras unidades proterozóicas aflorantes na província são descritas como:

a) Granito Carochal: foi separado dos granitos Maloquinha devido às suas distintas características químicas. São subalcálinos, mas possuem afinidade cálcio-alcálcina de alto potássio. A idade U–Pb SHRIMP em zircão é de 2,6 a 2,7 Ga no núcleo dos cristais e 1,87 Ga nas bordas, esta interpretada como a idade do magmatismo (Santos, 1999, em Almeida *et al.*, 1999). Almeida *et al.* (1999a) consideram que as idades modelos de Sm–Nd ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0,7$ a $-10,2$) entre 2,24 e 2,85 Ga obtidas por Sato & Tassinari (1997) indicam que a Suíte Intrusiva Maloquinha tem como origem uma crosta continental arqueana. Embora dados de Nd em rochas magmáticas paleoproterozóicas em áreas de Vila Riozinho e Jamanxim (Província Aurífera de Tapajós) indicam que os magmas originais não foram produzidos exclusivamente pela fusão da crosta continental Arqueana, e pelo contrário apontam à um domínio de fontes paleoproterozóicas (Lamarão *et al.*, 2005).

b) Suíte Intrusiva Porquinho: é composta por álcali-feldspato granito, biotita granito, riebeckita granito e hastingsita granito, com características químicas alcalinas (Bahia & Quadros, 2000).

c) Granito Pepita (Almeida *et al.*, 2000): composto por corpos de riebeckita-arfverdsonita álcali-feldspato granito a álcali-feldspato granito com formas circulares em mapa, intrusivos na Suíte Porquinho. Apresentam idade SHRIMP U–Pb de ~1,87 Ga (Santos *et al.*, 2000). Segundo Almeida *et al.* (2000) este granito assemelha-se aos granitos do tipo A de Eby (1990).

4.10 Lamprófiro Jamanxim

Estes lamprófiros constituem diques encaixados nas rochas do Grupo Iriri, das suítes Ingarana e Parauari. Para estas rochas Almeida *et al.* (1978) obtiveram idade K–Ar em rocha de 1.536 ± 31 Ma.

4.11 Formação Buiçu

A Formação Buiçu é constituída predominantemente por corpos de arenito e arenito arcoseano, além de conglomerado, siltito, argilito, tufos e tufitos com estratificação plano-paralela, localmente cruzada e com marcas onduladas (Almeida *et al.*, 2000). A idade máxima desta unidade é a das vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, já que se encontram seixos desta unidade em conglomerados. Sua idade mínima é dada pela idade do Diabásio Crepori, nela introduzidos.

4.12 Diabásio Crepori

Esta unidade (Santos & Loguércio, 1984), originalmente denominada como *Sill* Crepori por Pessoa *et al.* (1977), constitui diques de diabásio, olivina diabásio e microgabro orientados predominantemente segundo a direção E–W, além de alguns *sills*. Para estas rochas Santos *et al.* (2000) obtiveram idade de 1.778 ± 9 Ma (U–Pb SHRIMP) em baddeleyita.

4.13 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Esta suíte é formada por diques e derrames de olivina gabro, diorito, troctolito e diabásio troctolito com idade K–Ar em plagioclásio de 1.072 ± 18 Ma (Pessoa *et al.*, 1977).

4.14 Rochas Básicas Indiferenciadas:

São diques de rochas básicas mesozóicas que ocorrem na porção meridional do Cráton Amazônico, cujas informações disponíveis são ainda insuficientes para agrupá-las numa unidade ou para o estabelecimento de correlações, segundo Quadros *et al.* (1999).

4.15 Coberturas Fanerozóicas

As coberturas fanerozóicas compreendem sedimentos mais novos que 590 Ma (Coutinho *et al.*, 1997; Vasquez *et al.*, 2000). O Paleozóico está representado pela Bacia do Tapajós, com as Formações Jatuarana e Ipixuna, o Mesozóico pela Formação Alter do Chão (seqüência de topo da Bacia Amazônica) e o Cenozóico pelas coberturas lateríticas terciárias, sedimentares fluviais e aluvionares pleistocênicas (Faraco *et al.*, 1997). Sedimentos clásticos, lateritas, alúvios e colúvios são englobados nesta unidade. Estas coberturas são importantes depósitos de ouro na Província Aurífera do Tapajós, notadamente os aluviões e coluviões, onde a atividade garimpeira foi responsável por grande parte da produção de ouro da região.

5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA DE ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

Alteração hidrotermal pode ser descrita como sendo as transformações químicas, mineralógicas e texturais resultantes da interação de fluidos aquosos quentes (entre 50 e 500 °C), sob determinadas condições físico-químicas, com rochas nas quais percola homoganeamente (pervasivamente) ou em fissuras (Pirajno, 1992). Estas transformações podem ser classificadas, de maneira geral, em função do metassomatismo e de reações de troca de bases que dependem da atividade de álcalis e de hidrogênio no sistema. O entendimento do processo de alteração hidrotermal é importante por fornecer informações sobre as características químicas do fluido, as condições físicas da formação do minério e as origens dos fluidos (Reed, 1997).

Henley (1985) propôs uma classificação para os sistemas hidrotermais em função do tipo da crosta e da fonte de calor, apresentada na **Tabela 5.1**.

Tabela 5.1. Classificação de sistemas hidrotermais com base em fonte de calor e tipo de crosta, segundo Henley (1985).

Tipo de crosta	Fonte calor	
	Magmática	Não magmática
Oceânica	Cadeias meso-oceânicas, <i>hot spots</i> , bacias de retro-arco, arcos magmáticos	
Continental	Zonas de extensão crustal (<i>rifts</i> , <i>hot spots</i>)	Colisões de placas Bacias intra-placa

5.1 Tipos de Alteração Hidrotermal

Os principais tipos de alteração hidrotermal são resultado das interações dos fluidos hidrotermais com as rochas sob diferentes condições de temperatura e razão aK^+/aH^+ (atividades de potássio e hidrogênio no sistema), como mostrado na **Figura 5.1** e são classificadas como metassomatismo alcalino (sódico e potássico), alteração propilítica, sericítica (ou fílica, termo este em desuso), argílica e argílica avançada, dentre outras.

Com a evolução desses sistemas hidrotermais a razão aK^+/aH^+ diminui, acompanhada por queda na temperatura e na pressão (Pirajno, 1992), mas variações importantes podem também ser devidas à composição e reatividade da

rocha, tipo de estruturas percoladas, permeabilidade, realimentações do sistema hidrotermal e mistura de fluidos.

Figura 5.1. (A) Esquema da evolução de um sistema hidrotermal como função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ (Guilbert & Park, 1985, Burnham & Ohmoto, 1980, Modificado de Pirajno, 1992). A medida em que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução progressiva do tipo de alteração alcalina para argílica. (B) O metassomatismo alcalino libera H^+ havendo, como consequência, uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e crescimento de novas fases minerais (zonas de alteração greisen e sericítica). Um intenso metassomatismo de H^+ deve-se à entrada de água meteórica no sistema, provocando mais oxidação e produção de H^+ . A este processo podem ser associadas às zonas de alteração argílica e lixiviação ácida (Pirajno, 1992).

A evolução do sistema hidrotermal nem sempre é simples, pois normalmente ocorrem variações na razão aK^+/aH^+ e nas condições de pressão e temperatura do sistema, o que provoca sobreposição recorrente e telescopagem dos tipos de alteração hidrotermal. Outro fator incidente na evolução do sistema fluidal é a sobreposição dos tipos de alteração devido a sucessivos eventos de intrusão de magmas, o que torna o sistema aberto. Na **Tabela 5.2** podem-se observar os mais comuns tipos de reações fluido-rocha silicatada que acontecem durante os diferentes processos de alteração hidrotermal.

Tabela 5.2. Reações fluido-rocha silicatada mais comuns nas alterações hidrotermais.

Formação de feldspato potássico secundário: Plagioclásio + $K^+ \rightarrow$ feldspato potássico + (Na^+ , Ca^{+2})
Formação de biotita secundária: Hornblenda + (H^+ , Mg^{2+} , K^+) $\rightarrow$ biotita + (Na^+ , Ca^{+2})
Sericitização do feldspato potássico: $3KAlSi_3O_8 + 2H^+ \rightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+$
Caulinitização da sericita: $4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6H_2O + 4H^+ \rightarrow 3Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 + 4K^+$
Alunitização da sericita: $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 4H^+ + 2(SO_4)^{-2} \rightarrow KAl_3(SO_4)_2(OH)_6 + 6SiO_2$
Alunitização da caulinita: $3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 6H^+ + (SO_4)^{-2} \rightarrow 2KAl_3(SO_4)_2(OH)_6 + 6SiO_2 + 3H_2O$
Cloritização da biotita: Biotita + $H^+ \rightarrow$ clorita + quartzo + K^+
Epidotização e albitização do plagioclásio: Plagioclásio + quartzo + H_2O + Na^+ + $\rightarrow$ epidoto + albita + H^+

5.1.1 Metassomatismo alcalino (sódico e potássico)

Nos estágios finais da consolidação de uma massa ígnea se formam fluidos alcalinos altamente salinos, com temperaturas em torno de 800 a 600 °C, que provocam uma ampla alteração potássica ou sódica. Estes fluidos promovem reações de trocas químicas e crescimento *subsólido* de novas fases minerais, que incluem troca de bases nos feldspatos (especialmente Na^+ por K^+ , e K^+ por Na^+), mudanças na estrutura cristalina, albitização, microclinização e crescimento de micas tri-octaédricas (Pirajno, 1992).

O metassomatismo alcalino se caracteriza pela substituição de feldspatos ígneos por feldspato potássico (microclinitização) ou por albita (albitização) e de quartzo, resultando em núcleos de plagioclásio com borda de feldspato potássico, e vice-versa, vênulas de feldspato potássico em plagioclásio e também por texturas de dissolução. Alguns casos de albitização podem se manifestar como cristalização de

albita em feldspato potássico, albita intergranular entre cristais, em vênulas, e também na muscovitização da biotita ígnea.

Na alteração potássica de silicatos há uma substituição do plagioclásio e dos minerais máficos, em temperaturas entre 450 a 600 °C. As associações de minerais típicas destes tipos de alteração são o feldspato potássico–biotita–quartzo (intersticial), feldspato potássico–clorita e feldspato potássico–biotita–magnetita, podendo estar presentes, em diversas proporções, albita, sericita, anidrita, apatita e, ocasionalmente, rutilo. Sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita podem ser parte da paragênese mineral desde tipo de alteração hidrotermal. Na **Figura 5.2** pode se observar a principal paragênese presente na alteração potássica.

Figura 5.2. Diagrama AKF representando a paragênese do metassomatismo potássico (Modificado de Pirajno, 1992).

5.1.2 Alteração propilítica

A alteração propilítica caracteriza-se pela adição de H₂O, CO₂ e, localmente S no sistema. É gerada por soluções quase neutras em um intervalo variável de temperatura e ocorre nas partes distais da fonte de calor (intrusão do magma) e mais profundas. Sua mineralogia típica é dada por assembléias com epidoto, clorita e albita, além de carbonatos, feldspato potássico, pirita e sericita subordinados. Eventualmente apresenta também quartzo, óxidos de ferro, montmorillonita, zeólitas

e finos cristais de actinolita (Pirajno, 1992). Os diagramas ACF e AKF da **Figura 5.3** mostram a principal paragênese da alteração propilítica. Neste tipo de alteração a paragênese mineral desenvolvida é essencialmente devida à composição química da rocha e não do fluido, portanto o termo propilítica exclui as alterações hidrotermais cloritização, albitização e epidotização, que são produzidas pela preponderância da composição química do fluido (Reed, 1997).

Figura 5.3. Diagramas AKF e ACF representando as paragêneses da alteração propilítica (Modificado de Pirajno, 1992).

5.1.3 Alteração sericítica

A alteração sericítica é o tipo mais comum de alteração hidrotermal, estando presente na maioria dos depósitos hidrotermais, desde sulfetos maciços vulcanogênicos arqueanos até sistemas epitermais recentes. A liberação de H^+ pelo metassomatismo alcalino causa uma redução da razão álcalis/ H^+ , induzindo a decomposição dos feldspatos em presença de H^+ , OH^- , K e S. As fases residuais das reações químicas são essencialmente quartzo, micas brancas (muscovita, paragonita, fengita, fuchsit, e roscoelita) e sulfetos (Meyer & Henley, 1967; Pirajno, 1992), estando a paragênese típica representada na **Figura 5.4**. Segundo Reed (1997) a alteração sericítica, além do quartzo, sericita e pirita, também pode apresentar clorita em depósitos tipo pórfiro cuprífero, assim como em veios associados com metais base e em depósitos VMS (*volcanic-hosted massive sulfide*) relacionados a intrusões de magmas félsicos. Neste tipo de alteração geralmente há mistura de fluidos ígneos com fluidos meteóricos.

Figura 5.4. Diagrama AKF representando a paragéneses da alteração sericítica (Modificado de Pirajno, 1992).

5.1.4 Alteração argílica

A alteração argílica, também chamada de argílica intermediária, comumente é a fase tardia nos sistemas hidrotermais. Esse tipo de alteração é formado pela decomposição dos feldspatos em argilominerais, como a caulinita, illita, montmorillonita, dickita, haloisita e allofana, devido a intensa lixiviação ácida em baixas temperaturas (100 a 300 °C) e com baixa atividade de íons alcalinos, especialmente de potássio (Pirajno, 1992). Na **Figura 5.5** apresenta-se a associação mais comum encontrada na alteração argílica.

Figura 5.5. Diagrama AKF representando a paragéneses da alteração argílica. (Modificado de Pirajno, 1992).

5.1.5 Alteração argílica avançada

Segundo Pirajno (1992), este tipo de alteração é caracterizado pela cristalização da paragéneses quartzo–alunita–pirofilita, produtos da lixiviação ácida causada por um fluido magmático oxidado e com alto conteúdo de enxofre, com pouca mistura de fluidos meteóricos. Zonas de alteração argílica avançada

encontram-se tipicamente em sistemas epitermais com alta concentração de enxofre, mas também em sistemas porfíricos e na parte mais interna de veios mineralizados em metais de base.

A alunita faz parte deste tipo de alteração e cristaliza-se comumente em veios como cristais grossos em paragênese com quartzo e pirita, ou exibe granulação fina, quando a rocha (geralmente riolito e tufos ácidos) é total- ou quase que totalmente substituída por fluidos percolados pervasivamente. A alunita tende a desaparecer em profundidade e com o aumento da distância em relação ao principal conduto hidrotermal, onde ocorre um núcleo de sílica, em detrimento ao aparecimento da pirofilita.

5.1.6 Silicificação

A silicificação caracteriza-se pela total destruição da mineralogia original da rocha e é resultado de lixiviação ácida intensa e introdução de sílica livre no sistema. Esse tipo de alteração representa o maior grau de hidrólise possível num sistema hidrotermal e ocorre freqüentemente no núcleo de domos vulcânicos, nas brechas e nos tufos, mas pode ocorrer em rochas plutônicas rasas, onde forma típicas estruturas de *stockworks* que, comumente, constituem as principais zonas de minério nos pórfiros. As rochas silicificadas têm, muitas vezes, toda sua assembléia mineral e texturas obliteradas por quartzo microcristalino, podendo também conter hematita $\pm$ pirofilita $\pm$ alunita $\pm$ sulfetos e relíquias de feldspatos, tanto em sistemas epitermais *high-sulfidation* como no topo de mineralizações do tipo pórfiro, onde é rica em sulfetos e comumente associa-se com as alterações sericítica ou potássica.

5.2 Estilos de Alteração Hidrotermal

Na literatura relacionada com alterações hidrotermais não há consenso sobre os termos mais apropriados a ser usados na definição do estilo de alteração hidrotermal, devido a amplitude, abrangência e o caráter subjetivo muitas vezes empregado na descrição de um depósito hidrotermal em particular.

Neste trabalho usaremos a terminologia mais usada na literatura atual relacionada com o estado de preservação da rocha, com estilos denominados fissural, pervasivo e seletivamente pervasivo (Pirajno, 1992).

O estilo pervasivo caracteriza-se pela substituição total ou da maior parte dos minerais da rocha original, resultando na obliteração parcial ou total das texturas originais.

O estilo seletivamente pervasivo é caracterizado pela substituição de determinados minerais da rocha, como, por exemplo, a substituição de determinados megacristais, resultando em texturas pseudomórficas.

O estilo fissural refere-se à substituições ou preenchimentos em veios e/ou fraturas, além de substituições em até alguns centímetros ao redor delas. Em rochas com pouca permeabilidade e porosidade, por exemplo, granitos, pórfiros e andesitos, o controle de estilo de alteração é, quase sempre, inicialmente fissural e controlado por zonas de fraturamento e microfraturamento. Por convenção quando este estilo de alteração é muito evidente e expressivo, é classificado como pervasivo ou seletivamente pervasivo. Portanto o termo fissural é usado estritamente para as porções onde é possível a identificação de veios e fraturas preenchidos por minerais hidrotermais.

A intensidade da alteração hidrotermal que afeta uma rocha pode ser definida como fraca, moderada e forte e são relacionadas com o estado de substituição das fases minerais da rocha e do estado de destruição das texturas.

5.3 Mineralizações do Tipo Pórfiro

Depósitos minerais do tipo pórfiro compreendem uma grande variedade de tipos que podem ser caracterizados em termos de seu ambiente geotectônico, conteúdo metalífero, natureza das rochas associadas (intrusivas e encaixantes) e padrões de alteração hidrotermal (Pirajno, 1992). Tipicamente as mineralizações do tipo pórfiro se formam em limites convergentes de placas tectônicas, onde se desenvolvem os arcos magmáticos, ou relacionados à *rifts* (Sawkins, 1990, Pirajno, 1992). Os depósitos são formados acima das zonas de subducção nas margens continentais convergentes (**Figuras 5.6 e 5.7**), em ambientes crustais rasos (~ 1 a 6 km de profundidade) e em arcos de ilha intra-oceânicos. Tipicamente se associam a rochas ou seqüências cálcio-alcálicas, mas também podem ocorrer em ambiente de *rift* em retro-arcos, associados a granitos alcalinos do tipo A (Sillitoe, 1980; Sillitoe, 1981; em Pirajno, 1992).

Figura 5.6. Esquema do ambiente tectônico de formação dos depósitos do tipo pórfiro nos limites convergentes de placas tectônicas.

Figura 5.7. Esquema de formação de magmas em limites convergentes de placas tectônicas, com desenvolvimento do arco magmático, onde são geradas as mineralizações e os depósitos do tipo pórfiro.

Existe um estreito relacionamento entre o tipo do magma, produto da distância da zona de subducção, dentre outros fatores, com o tipo da mineralização, como pode ser visto na **Figura 5.8**.

Relation between plate tectonic processes and porphyry systems:

Figura 5.8. Esquema relacionando a distância da trincheira com o tipo de magma formado com o conteúdo de flúor na biotita e com os tipos de metais presentes nos pórfiros.

Estes sistemas mineralizantes estão geralmente associados a intrusões de quartzo monzonito, granodiorito, diorito, quartzo diorito, ou a rochas cálcio-alcálinas mais diferenciadas, espacial e geneticamente relacionadas a *stocks* félsicos porfiríticos (Sillitoe, 1972), que podem ser gerados em vários eventos magmáticos com magmas intrusivos e extrusivos. O maior evento da mineralização pode estar primariamente associado com um único membro da suite intrusiva (Sawkins, 1990).

Geralmente nessa classe de depósitos podem-se apresentar três tipos distintos de mineralizações: (a) sulfetos em veios e vênulas que constituem zonas de *stockwork* que ocupam áreas de dezenas de km²; (b) em determinadas zonas de alteração hidrotermal, usualmente a sericitica; (c) diretamente relacionadas com a intrusão (*intrusion related*) (Guilbert & Park, 1986; Pirajno, 1992).

A alteração hidrotermal no sistema pórfiro afeta grandes volumes de rocha do próprio plúton e da encaixante, em geometria elipsoidal concêntrica (**Figura 5.9**) em

superfície, com halos de alteração hidrotermal potássica, sericitica e propilítica, onde os fluidos endógenos que circulam pelas zonas fraturadas podem ser misturados com águas meteóricas, devido a instalação de células de convecção.

Segundo o modelo de Lowell & Guilbert (1970), para sistemas do tipo pórfiro quartz monzonítico ilustrado na **Figura 5.9 (A)**, a primeira fase de alteração hidrotermal é a alcalina (geralmente potássica), que age dentro e fora do corpo porfirítico intrusivo, gerando um halo que envolve e afeta o plutón e as rochas encaixantes. O halo externo define uma alteração propilítica, mais difusa, e é caracterizada pela mineralização disseminada ou em vênulas de sulfetos. As alterações sericitica e argílica formadas em um estágio mais tardio, como resultado da interação dos fluidos ígneos com os meteóricos, obliteram as alterações prévias e remobilizam a mineralização associada aos sulfetos. Os minérios tipicamente formam corpos que envolvem a zona de alteração sericitica, o qual infere uma estreita correlação entre a mineralização e os padrões de alteração hidrotermal (**Figura 5.9 B**).

Figura 5.9. (A) Modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro (modelo Lowell-Guilbert), segundo Guilbert & Park (1986); (B) Zonas de alteração hidrotermal em depósitos de cobre do tipo pórfiro, mostrando a associação das zonas mineralizadas com zonas de alteração retrógradas sericiticas (<http://www.kalimantan.com/s/BeruangProspect.asp>).

Nota-se também que há um relacionamento genético dos sistemas do tipo pórfiro com as mineralizações epitermais *high- intermediate- e low-sulfidation*, como esquematizado na **Figura 5.10**. Assim, alguns depósitos são, por vezes, híbridos entre os típicos epitermais e os típicos pórfiros, devido à ascensão do sistema do

tipo pórfiro para níveis mais rasos da crosta, ou devido ao colapso da pluma hidrotermal, o que pode fazer com que o sistema epitermal avance para níveis crustais mais profundos, especialmente em fraturas, sobrepondo essa mineralização à do tipo pórfiro.

Figura 5.10. Esquema do relacionamento genético existente entre as mineralizações epitermais com mineralização de pórfiro subjacente (Sinclair, 2006).

5.4 Ambiente tectônico

Sistemas pórfiros ocorrem geralmente em margens convergentes de placas tectônicas, ou relacionados a *rifts*. Pirajno (1992), baseado no trabalho de Sillitoe (1980) faz uma análise entre tipo de metal presente nos pórfiros e o ambiente tectônico de formação. O ouro em mineralizações do tipo pórfiro é comumente um subproduto, mas pode ser o principal bem mineral, tanto em rochas cálcio-alcálinas em arcos de ilhas, como nas transicionais cálcio-alcálinas/alcálinas nos *back-arcs*, como esquematizado na **Figura 5.11**. Em ambos os casos usualmente o ouro associa-se com o cobre, como verificado na Província Aurífera do Tapajós.

Segundo Pirajno (1992), não há consenso na comunidade científica em relação às causas que levam à formação de pórfiros com diferentes razões Cu/Mo ou Cu/Au. Entretanto, prevalece o conceito que atribui o conteúdo dos metais primeiramente ao ambiente de geração do magma e às subseqüentes interações do magma com a crosta (**Figura 5.11**). Neste caso, a razão Cu/Mo diminui com o aumento da espessura da crosta sílica e com a distância com a Zona de Benioff e,

conseqüentemente, altas razões Cu/Mo ou altos teores de Au seriam concentrados em uma crosta oceânica. Alternativamente, Sillitoe (1986, em Pirajno, 1992) propõe que a espessura da crosta não é responsável pelo conteúdo de metais nos pórfiros, que seria estabelecido pelo tipo de zona de subducção. Em ambas as hipóteses considera-se que a fonte dos metais é sempre a crosta oceânica subductada. A única fonte de metais nas mineralizações tipo pórfiro cuprífero parece ser provavelmente do manto superior, onde uma grande porcentagem de metais foram extraídas da crosta oceânica durante a fusão parcial, quando esta afunda dentro do manto nas zonas de subducção (Sillitoe, 1972).

Figura 5.11. Ambientes tectônicos de formação de sistemas pórfiros e seus metais predominantes. **1)** subducção em margem continental do tipo andino; **2)** subducção em arco de ilha; **3)** rift de back-arc; **4)** rift intra continental; **5)** rift relacionado a orógeno colisional. Baseado em Sillitoe (1980, em Pirajno, 1992).

Tais depósitos comumente são mesozóicos, cenozóicos ou paleozóicos, muito embora alguns depósitos do pré-cambriano são reconhecidos no proterozóico, como por exemplo Haib (Southern Namibia) e Malanjkand (India) (Porter, 2001), e 17 Mile Hill (Western Australia), ou até mesmo arqueanos, como Boddington (Western Australia), e aqueles localizados no Canadá como Clark Lake e Lac Tröilus (Rowins, 2000).

5.5 Ouro em Sistemas Pórfiro

5.5.1 Transporte e precipitação química

Depósitos do tipo cobre pórfiro constituem, em geral, as maiores reservas de ouro da crosta superior, depois dos depósitos sedimentares-hidrotermais do tipo Witwatersrand, com reservas variando de 10 milhões a vários bilhões de toneladas (Sawkins, 1990; Kesler *et al.*, 2002). Nestes depósitos o ouro ocorre como solução sólida em sulfetos Cu-Fe e Cu e como ouro nativo, associado ou não a um determinado mineral. Em geral os depósitos tipo pórfiro que contêm quantidades

importantes de Mo, por sua vez apresentam conteúdos relativamente baixos de Au, e aqueles do tipo Cu-Au produzem pequenas quantidades de Mo (Kesler, 1973). O uso de termos “*Copper-Molybdenum type*” e “*Molybdenum rich type*” significam que um depósito o grupo de estes tem uma razão Mo/Au alta. Com algumas exceções os depósitos Cu-Au são encontrados em arcos de ilha e os de Cu-Mo em arcos vulcânicos em margens continentais (Kesler, 1973). A abundância de ouro em depósitos de tipo pórfiro cuprífero varia grandemente. Os trabalhos pioneiros de Kesler (1973) incluem uma definição original baseada na razão Au/Mo dos depósitos do tipo porfiro, sem considerar o conteúdo de cobre. Posteriormente trabalhos realizados por Kesler *et al.* (2002) sugerem valores o uso da razão Cu/Au para classificação dos depósitos ricos (< 40.000) e pobres (> 40.000) em ouro.

Experimentos desenvolvidos por Kesler *et al.* (2002) em sistemas Cu-Fe-S-Au mostram que em temperaturas de 600 a 700 °C bornita e calcopirita, os dois minerais de minério mais comuns em pórfiros cupríferos, podem conter até 1.000 ppm de ouro. Porém estas fases minerais somente saturam-se em Au em temperaturas entre 200 e 300 °C, o que evidencia que para as mineralizações de alta temperatura, como nos depósitos do tipo pórfiro, o ouro deve ocorrer predominantemente como solução sólida principalmente em bornita e calcopirita. Então segundo estes estudos grande parte do ouro nativo poderia ter sido depositado em solução sólida em sulfetos de Cu-Fe no momento da formação do depósito cuprífero e, posteriormente, em temperaturas mais baixas, o ouro exsolve-se parcialmente, concentrando-se nos limites dos grãos dos sulfetos. Portanto, se o ouro estiver presente nos fluidos formadores do minério, grande parte deste seria depositado nos depósitos cupríferos de Au-Cu, é associado principalmente com a bornita e a calcopirita (Simon *et al.*, 2000). A remobilização do ouro em relação com o cobre nos sistemas porfíricos é causada pelo resfriamento, mas também pode ser causada pela sobreposição da alteração sericitica em temperaturas mais baixas (Gammons *et al.*, 1997). Alternativamente grande quantidade de ouro poderia ser depositada juntamente com a bornita e, posteriormente, liberado ou perdido durante o resfriamento do sistema hidrotermal. Neste caso a bornita apresenta uma estrutura mais ordenada a temperaturas baixas e, portanto, seria incapaz de reter todo o ouro que foi incorporado a alta temperatura (Simon *et al.*, 2000).

O transporte do ouro pelos fluidos hidrotermais ocorre com a participação de íons complexos. Estes íons, que podem ser sulfetados ou cloretados, têm

capacidade de transportar grandes quantidades de metais, principalmente ligados com $(HS)^-$. Quando o fluido perde H_2S o pH aumenta e a atividade de HS diminui, fazendo com que o metal transportado se precipite, de acordo com o seguinte equilíbrio químico (Pirajno 1992):

Quando o fluido mineralizante atinge o ponto de ebulição, perde voláteis, o que reduz a sua capacidade de solubilizar os metais, o que favorece a precipitação de metais. Isto faz com que a colocação mais rasa do magma na crosta favoreça a precipitação dos metais pela maior possibilidade de fraturamento hidráulico, que aumenta a reatividade, abre espaços e pela perda de gases do fluido hidrotermal. Os processos supergênicos também influenciam a remobilização dos metais e o ouro é localmente móvel durante o intemperismo dos depósitos de pórfiros cupríferos, onde o metal é concentrado posteriormente junto com sulfetos de cobre supergênicos (Kesler *et al.*, 2002). A mobilidade nesses processos é devida a águas com alto estado de oxidação e ricas em cloretos (Cloke & Kelly, 1964).

6 CONTEXTO GEOLÓGICO DA MINA DE Au-(Cu) DO PALITO

Visando a compreensão da gênese da mineralização de ouro e cobre da Mina do Palito foram caracterizadas as relações geométricas e a cronologia relativa existente entre os principais litotipos identificadas na área da mina.

As rochas que afloram na área da mina são os granodioritos Parauari e Fofinho e os granitos Rio Novo, Palito e Maloquinha, além de diques de pórfiros e rochas básicas, algumas dessas hidrotermalizadas. Também estão presentes brechas hidrotermais e rochas cataclásticas.

O Granodiorito Fofinho é a rocha encaixante do Granito Rio Novo. O Granito Palito constitui um pequeno corpo associado a uma estrutura circular, intrusivo no contato do Granodiorito Fofinho com o Granito Rio Novo (**Figura 6.1, 6.2 e 6.3**). Os pórfiros têm composição variando de granítica a granodiorítica, as rochas básicas têm granulação fina a grossa, constituindo delgados diques de diabásio e corpos de gabro.

Nas proximidades da mina ocorrem ainda coberturas de riolitos e de ignimbritos, bem como diversos *stocks* de Granito vermelho, considerado como pertencentes à Suite Maloquinha.

As sondagens feitas na área da mina e alguns afloramentos permitiram a separação de duas fácies graníticas, uma associadas ao Granito Palito, denominada Fácies A, e outra ao Granito Rio Novo, nomeada como Fácies B, cujas características texturais, mineralógicas e espaciais sugerem ser zonas mais ricas em máficos no primeiro caso e fácies mais tardias do Granito Rio Novo.

O Granito Palito (**Figura 6.1**), principal hospedeiro da mineralização de Au-(Cu), tem como característica marcante a cor vermelha intensa, produto do forte metassomatismo potássico que o afetou pervasivamente, além de alteração hidrotermal propilítica, sericitica e argílica superpostas em estilos predominantemente fissural. As rochas encaixantes, em especial o Granito Rio Novo, também apresentam as mesmas alterações hidrotermais e mineralizações de Au-(Cu). Entretanto as alterações hidrotermais diminuem de intensidade conforme se afasta do corpo granítico do Palito, assim como os teores e as dimensões dos veios de minério são menores que os presentes no mesmo. A alteração hidrotermal é, de maneira geral, bastante localizada e de baixa intensidade no Granodiorito Fofinho.

Figura 6.1. Associação entre granodiorito os veios Au–Cu e o Granito Palito (modificado de Juliani *et al.*, 2006).

Os granodioritos Parauari e Fofuinha são texturalmente muito distintos. O primeiro constitui rochas cinza-claras porfirítica, com megacristais de plagioclásio em teores muito variáveis, por vezes de granulação grossa, mas geralmente de granulação muito grossa, dispersos numa matriz cinza de granulação média, com biotita e hornblenda, levemente foliada. A geomorfologia sugere que há corpos de granodiorito do mesmo evento intrusivos no granodiorito anterior, associados a estruturas circulares complexas, de modo semelhante ao descrito por Juliani *et al.* (2002) no Granito Batalha, ou até mesmo aos pórfiros riodacíticos presente na área da mineralização *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2005), mas os poucos levantamentos em campo não possibilitaram distinguir as rochas desses dois domínios geomorfológicos, nos quais observou-se apenas o granodiorito cinza. O Granodiorito Fofuinha é formado por rochas cinza a cinza-escuras, de granulação fina, rica em anfibólios, por vezes levemente porfirítica, não foliadas. As rochas de ambas as unidades podem adquirir cores rosa a rosa-avermelhada devido à cristalização de feldspático potássico hidrotermal. As relações de contato com o Granodiorito Parauari não foram observadas em campo, mas as formas observadas no mapa geológico, interpretado com o uso de imagens de satélite, de radar e de modelos digitais de terrenos sugerem que o Granodiorito Fofuinha é intrusivo nele.

Assim, a seqüência de eventos magmáticos associados à mineralização da Mina do Palito é considerada como iniciada por uma fase menos evoluída, representada pelo Granodiorito Fofuinha, intrusivo no Granodiorito Parauari, ao qual segue-se a colocação de diques irregulares de pórfiro riodacítico, alcançando alguns metros de espessura máxima, além de alguns veios de brechas hidrotermais.

Posteriormente houve a intrusão do magma que gerou o Granito Rio Novo,

que constitui um corpo com forma aproximadamente circular em planta, com aproximadamente 7 x 8 km, encaixado predominantemente no Granodiorito Fofuquinha. Nota-se nessa unidade a presença de rochas com características de cristalização mais profunda na sua parte sudoeste e, gradativamente mais rasa, chegando a constituir intrusões múltiplas de pórfiros amalgamadas na sua porção sul, onde sobre as rochas do Granodiorito Parauari foram depositadas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas. Nessa área foi distinguido nos levantamentos em campo um pórfiro granítico associado a uma estrutura circular, sugerindo tratar-se de uma intrusão (**Figura 6.2**). Entretanto, as rochas do Granito Rio Novo formaram-se em ambientes crustais rasos, pois são usualmente granofíricas.

A parte do Granito Palito preservada pela erosão forma um corpo alongado com aproximadamente 2 km de comprimento segundo a direção norte-sul, encaixado no contato entre o Granodiorito Fofuquinha e o Granito Rio Novo, que representa, possivelmente, as raízes e as porções intermediárias de um corpo com forma dômica, forma essa definida pela observação da atitude dos contatos em mais de 60 sondagens rotativas e por estruturas de fluxo magmático, que exibem mergulhos suaves para oeste. Essa intrusão, assim como outra observada junto ao Rio Novo, associa-se a estruturas circulares sugestivas de intrusão, que é confirmada pela presença de xenólitos e grandes blocos do Granito Rio Novo observados em afloramentos e testemunhos de sondagens rotativas. As rochas apresentam finas texturas granofíricas e granulação fina a média, indicativas de cristalização em ambiente subvulcânico. Pelo menos dois eventos de diques de pórfiros riolíticos cortam essas rochas, alguns hidrotermalizados, outros não.

Completa o quadro evolutivo diques de rochas máficas e intermediárias, geralmente também hidrotermalizados, muitas vezes com texturas gabróicas, uma pequena intrusão circular de um granito porfirítico com magnetita dentro do Granodiorito Fofuquinha e corpos menores de granito de cor marrom, cujos contatos não puderam ser observados em campo, veios de aplito e freqüentes diques de brechas hidrotermais.

Regionalmente ocorrem ainda *stocks* de um granito hololeucocrático vermelho, de granulação grossa, rico em quartzo, inequigranular, comumente intensamente fraturado, com características análogas às dos granitos alcalinos da Suíte Maloquinha, grandes áreas de riolitos e ignimbritos (incluindo brechas, tufo de cristais e tufo cineríticos), não estudados petrográfica- e quimicamente, e um

possível dique, interpretado nas imagens de satélite e de radar, mas não estudado em campo (**Figura 6.2**).

Figura 6.2. Mapa geológico simplificado da mina do Palito e arredores.

As principais características das unidades litóticas presentes na área da Mina do Palito são apresentadas a seguir.

6.1 Granito Palito

O nome Palito é informalmente usado nesta pesquisa para designar o granito que hospeda os principais veios de quartzo sulfetados e mineralizados. Sua área de afloramento mostra-se bastante restrita, limitando-se às cercanias da cava do antigo garimpo.

Figura 6.3. Modelo digital de terreno da região com a delimitação do plúton Rio Novo.

A rocha tem granulação média e é inequigranular, mas apresenta variações locais para tipos levemente porfíricos ou mais finos, especialmente nas proximidades do contato com o granito encaixante, sugerindo ser a redução da granulação um efeito de resfriamento nas bordas da intrusão. Seu índice de cor é muito baixo e é dado pela presença de biotita fina. Localmente apresenta restos de anfibólio, geralmente parcialmente substituídos por biotita. Não raramente apresentam tendência de formação de quartzo bipiramidado, cavidades miarolíticas e texturas granofíricas muito finas, comumente obliteradas pela forte alteração hidrotermal.

Em uma zona lavrada na superfície, no topo da elevação sobre a embocadura das galerias, o granito mostra-se muito hidrotermalizado e está parcialmente intemperizado, o que ressalta estruturas que sugerem fluxo magmático, com movimentação do magma do topo para a base da elevação. Estas estruturas parecem ser indicativas da proximidade da cúpula da intrusão, que pode então constituir um domo consolidado em níveis crustais relativamente rasos.

Pequenos diques de diabásio, além de veios e brechas hidrotermais são também comuns nesta unidade, especialmente nas zonas mineralizadas, assim como pequenos diques de aplito, do pórfiro granítico e de andesito.

O Granito Palito tem como característica marcante a cor vermelha intensa, produto do forte metassomatismo potássico que o afetou (**Foto 6.1, 6.2**). Nele estão sendo lavrados os veios de minério. No geral mostra-se intensamente

hidrotermalizado e a intensidade da alteração hidrotermal diminui substancialmente nas encaixantes (Granito Rio Novo e Granodiorito Fofquinha), onde os veios mineralizados são também mais delgados e com menor teor de ouro e cobre. A alteração hidrotermal é caracterizada por um forte metassomatismo potássico pervasivo, seguido por alterações propilíticas relativamente intensas em fraturas (**Fotos 6.3 e 6.4**) e zonas de *stockworks* e alteração sericítica fissural, com a qual se associam sulfetização e mineralização em ouro. Localmente, nas proximidades da cúpula e nas porções distais do Granito Palito, ocorrem alterações argílicas em fissuras, com pirofilita, sericita e caulinita.

Foto 6.1. Aspecto macroscópico do Granito Palito hidrotermalizado.

Foto 6.2. Aspecto macroscópico do granito Palito mostrando a alteração potássica fraca (à esquerda) e forte (à direita).

Brechas hidrotermais e zonas fraturadas (provavelmente hidráulicamente) com preenchimentos de pirita são freqüentes, assim como aquelas ligadas ao hidrotermalismo propilítico, com carbonato, às vezes com calcita placóide e clorita. Porém nesta rocha o hidrotermalismo propilítico é sempre subordinado ao potássico.

Dentro deste corpo granítico ocorrem bolsões menos evoluídos, mais ricos em minerais máficos, constituindo uma fácies denominada **A**, que apresentam textura levemente porfírica definida por fenocristais de feldspato vermelho, produto da alteração potássica pervasiva, e uma matriz de cor esverdeada produto da

alteração propilítica. Os minerais ferromagnesianos estão representados pela biotita e pelo anfibólio, ambos com tons esverdeados, resultado das alterações hidrotermais.

Foto 6.3. Aspecto macroscópico do granito fino vermelho, a principal rocha hospedeira das mineralizações auríferas da Mina do Palito, cortado por veios com alteração propilítica e veios de quartzo cisalhados.

Usualmente o granito encontra-se variavelmente afetado por falhas rúpteis, chegando a configurar zonas que se assemelham com brechas com fragmentos tabulares angulosos (**Foto 6.4**).

Foto 6.4. Zona de falhas no Granito Palito, responsável pela deformação dos veios mineralizados. A deformação concentra-se nos veios de alteração propilítica (porções verde-escuras), resultando em uma estrutura brechada com fragmentos tabulares angulosos.

Comumente, nestas falhas observa-se cloritização não muito intensa, silicificação fraca e carbonatos e fluorita abundantes. Esses veios não estão mineralizados e tipicamente têm apenas pirita como sulfeto, diferentemente dos veios mineralizados, que tem calcopirita, bornita e calcosina, fluorita e carbonatos. Essas falhas também desmembraram os veios mineralizados e fragmentaram os minerais de minério e de ganga de todos os tipos de alteração hidrotermal, indicando claramente tratar-se de um evento deformacional posterior ao evento mineralizante.

6.2 Granito Rio Novo

O Granito Rio Novo aflora da Mina até o rio Jamanxim e ao longo de um trecho do rio Novo (**Figura 6.3**). Essa unidade é intrusiva no Granodiorito Fofuquinha, aspecto esse indicado não somente pela forma do corpo, como também pela presença de xenólitos do granodiorito. Os contatos não foram observados em campo, mas são intrusivos em algumas sondagens. Na parte norte do corpo o contato não aflora devido ao intemperismo, mas a mudança dos litotipos pode ser observada em afloramentos próximos, que permitem inferi-lo mais ou menos precisamente. Entretanto, a presença de fácies subvulcânicas do mesmo granito sugere tratar-se de um corpo composto por várias intrusões de magmas em níveis crustais cada vez mais rasos.

O Granito Rio Novo (**Fotos 6.5 e 6.6**) tem forma aproximadamente circular em planta (**Figura 6.2**).

Foto 6.5. Matações e afloramento de granito semelhante ao Granito Rio Novo, no qual foi verificada alteração hidrotermal fraca, próximo da rodovia Transgarimpeira.

Foto 6.6. Aspecto macroscópico do Granito Rio Novo, encaixante do Granito Palito, em afloramento situado próximo à margem direita do Rio Novo (acesso ao garimpo do Pingo).

Nesse granito também ocorrem os veios de minério (Silva, 2005), mas o metassomatismo potássico é, em essência, fissural, e sua alteração hidrotermal restringe-se às proximidades com o Granito Palito. De modo geral a alteração é apenas propilítica.

O granito é usualmente porfirítico com teores variáveis de megacristais de feldspato potássico (geralmente > 30% vol.), tem granulação média, às vezes um pouco mais grossa ou mais fina e cor variando de rosa-avermelhado a rosa-alaranjado quando preservado pela alteração hidrotermal, ou vermelho ou vermelho-esverdeado quando hidrotermalizado (**Foto 6.7**).

Foto 6.7. Aspecto macroscópico do granito Rio Novo em testemunhos de sondagem, mostrando a alteração potássica fraca (à esquerda) e moderada a forte (à direita).

Os megacristais geralmente são de feldspato potássico, mas também ocorrem cristais de plagioclásio zonados. A matriz, usualmente fina a média pode chegar a quase afanítica, possui biotita e anfibólio, este por vezes alcançando até 3 mm de comprimento. São também comuns texturas granofíricas e cavidades

miarolíticas pouco desenvolvidas, bem como zonas silicificadas, fraturadas e brechadas hidrotermalmente e mais intensamente hidrotermalizadas, com freqüente propilitização, o que confere à rocha tons mais acinzentados ou esverdeados. Localmente observam-se pequenos encraves arredondados de rocha basáltica ou andesítica.

Especialmente nas proximidades do contato com o Granito Palito, exibe cor vermelha, devido ao metassomatismo potássico. A análise dos afloramentos e dos testemunhos de sondagem indica uma redução da intensidade da alteração hidrotermal e da dimensão dos veios mineralizados do Granito Palito para o Granito Rio Novo, que o encaixa e, nas porções mais distais a alteração potássica é localizada e fissural e está sobreposta a uma zona de alteração propilítica predominantemente pervasiva, o que sugere que as alterações hidrotermais foram causadas pela intrusão do Granito Palito (e, eventualmente, dos pórfiros mais tardios que cortam o Granito Palito), o que resultaria no halo externo propilítico. Verifica-se também a presença de alteração propilítica fissural tardia, representativa da fase de resfriamento do sistema hidrotermal.

Zonas intensamente fraturadas por falhas rúpteis são também comuns nestas rochas, comumente com brechas associadas e veios com clorita, carbonatos, fluorita e, eventualmente, pirita.

A presença de riolitos e ignimbritos no Rio Novo, a oeste da Mina do Palito, e na rodovia Transgarimpeira, a norte, face à presença dos pórfiros do Granito Rio Novo, sugere que o magmatismo que gerou o plúton Rio Novo pode ter sido responsável pela formação das vulcânicas, o que poderia constituir um complexo vulcano-plutônico relativamente raso, associados a estrato-vulcões ou caldeiras de cinzas vulcânicas.

As características macroscópicas e petrográficas destas rochas são bem distintas daquelas dos granitos alcalinos da Suite Maloquinha, e assemelham mais aos granitos tardios da Suite Parauari.

Em testemunhos de sondagem foi observada uma variação faciológica desse granito, constituindo rochas que apresentam textura inequigranular com feldspatos vermelhos, mais grossos que o quartzo de tons acinzentados, e biotita e anfibólio em teores variáveis, que chegam a conferir tons esverdeados à rocha. A variação entre essas rochas, nomeadas como **Fácies B**, e o típico Granito Rio Novo é gradacional. Essas rochas estão sempre hidrotermalizadas, com metassomatismo potássico e

propilítico, nos estilos pervasivo à fissural, especialmente onde ocorrem veios de brechas hidrotermais.

6.3 Granodiorito Fofuinha

O granodiorito que ocorre nos arredores da mina aparenta ser a unidade na qual foi introduzido o Granito Rio Novo. Nesta área os afloramentos são bastante escassos, o que impossibilitou uma melhor amostragem da unidade. O Granito Palito ocorre na zona de contato norte entre o Granito Rio Novo e o Granodiorito, sugerindo que os magmas graníticos mais tardios do evento Rio Novo formaram domos nas zonas de descontinuidade, gerando o Granito Palito.

A rocha tem granulação fina a média, é inequigranular a levemente porfirítica e pode apresentar até 15 a 20% de minerais máficos, principalmente anfibólio e óxidos, especialmente magnetita (**Foto 6.8**).

Foto 6.8. Aspecto macroscópico do Granodiorito Fofuinha, com metassomatismo potássico fissural resultando em cores avermelhadas.

Sua cor varia de cinza a cinza-esverdeado e os cristais mais grossos são de plagioclásio intensamente zonado. Possíveis variações composicionais para tonalito, quartzo monzodiorito e quartzodiorito foram também observadas macroscopicamente. Em alguns afloramentos o granodiorito mostra-se muito enriquecido em magnetita, que desaparece quando as rochas foram afetadas pelo metassomatismo potássico causado, provavelmente, tanto pela intrusão do Granito

Rio Novo como do Granito Palito. Quando metassomatizadas estas rochas adquirem tons avermelhados e tornam-se semelhantes ao Granito Palito, dois quais podem ser facilmente distinguidos pelo maior índice de cor e pelos teores relativamente baixos de quartzo (**Foto 6.9**).

Foto 6.9. *Aspecto macroscópico do granodiorito Fofaquinha, com alteração potássica muito fraca (à esquerda) e muito forte (à direita). Notar a diferença do IC, em relação aos granitos.*

Em pequenas áreas circulares (poucas dezenas de metros de diâmetro) em superfície afloram dentro desse corpo blocos de magnetita granito grosso, levemente silicificado, com feldspato róseo e cristais de anfibólio com até 1 cm de comprimento, com calcopirita e pirita fina em pequenas quantidades. Estas ocorrências sugerem a existência de diferenciados mais ácidos do granodiorito, mais enriquecido em magnetita. Tanto o granodiorito como o magnetita granito podem, neste contexto, serem responsáveis por algumas das anomalias magnéticas reconhecidas em levantamentos aéreo e de superfície, uma delas com forma tridimensional cilíndrica, feitos pela SERABI na região.

Não raramente são encontrados pequenos diques de pórfiros riódacítico nesta unidade, bem como diques de aplito.

As alterações hidrotermais, bastante comuns nos granitos, são pouco intensas nas rochas dessa unidade, exceto quando nas proximidades do contato com o Granito Rio Novo. Junto ao Granito Palito, nas galerias da mina, pode ser observado ainda que os veios mineralizados, encaixados segundo a orientação geral NW-SE invadem o granodiorito por poucas dezenas de metros e, no contato, desenvolveu-se uma zona de *stockworks* silicificados e sulfetados, constituindo grandes bolsões. Esses fatos corroboram as indicações que as falhas com orientação NW-SE não foram as responsáveis pela canalização dos fluidos hidrotermais mineralizados em cobre e ouro, uma vez que as alterações hidrotermais e as mineralizações diminuem gradativamente quando as falhas penetram o corpo do granodiorito. Localmente o contato noroeste entre o Granito Palito e o

Granodiorito mostra sinais de um falhamento orientado segundo NE-SW (**Figura 6.2**).

6.4 Pórfiros Graníticos Indiferenciados

Essas rochas subvulcânicas foram reconhecidas em testemunhos de sondagem como diques cortando os granitos Palito e Rio Novo, ou encaixado preferencialmente no contato entre as unidades de rochas ígneas. Os diques localmente alcançam até 30 m de espessura, mas, em geral, são relativamente delgados, raramente ultrapassando 0,5 m de espessura.

Essas rochas têm cores rosa-acinzentada ou acastanhada, são porfíricas, têm matriz muito fina a afanítica (**Foto 6.10**, e **6.11**) e composição, em essência, granítica. Cavidades mirolíticas são comuns, bem como pequenas concentrações de minerais máficos e sulfetos.

Foto 6.10. Aspecto macroscópico do pórfiro granítico, parcialmente propilitizado.

Foto 6.11. Aspecto macroscópico das rochas intrusivas nos granitos e no granodiorito. Riolito porfírico com matriz afanítica (à esquerda) e dacito porfírico (à direita).

Claramente há alterações hidrotermais produzidas por estas intrusões, incluindo metassomatismo potássico, propilitização, sericitização e sulfetação. Esta alteração afeta rochas já hidrotermalizadas do Granito Palito, o que indica colocação relativamente tardia dos pórfiros.

Pórfiros riolíticos e riodacíticos são também observados como intrusões tardias nas mineralizações *high-* e *low-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2005; Corrêa-Silva, 2002) responsáveis por alterações hidrotermais e mineralizações em Cu–Mo–Au, o que sugere semelhanças entre os sistemas epitermais e mesotermiais na Província Aurífera do Tapajós.

6.5 Pórfiro Rio Novo

Esta variedade de pórfiro é muito semelhante às rochas porfiríticas do Granito Rio Novo, mas distingue-se por apresentar uma matriz muito fina a afanítica. Ocorre como uma intrusão múltipla que define um corpo circular em planta, na parte sudoeste do corpo Rio Novo. Estruturas de fluxo vertical, zonas fragmentadas e diversos corpos intrusivos menores, às vezes com poucos metros ou poucas dezenas de metros de diâmetro são comuns. Deve ainda ser observado esse corpo sub-vulcânico aflora próximo da borda do plúton Rio Novo e, seguindo rio acima, ocorrem corpos de riolitos e ignimbritos.

São rochas de cor rosa-alaranjada, às vezes mais avermelhadas ou vermelho-acastanhado, com matriz muito fina a afanítica, com megacristais com ~0,6 cm de comprimento de feldspato potássico e quartzo bipiramidado. Sua composição é sempre riolítica e três subtipos podem ser distinguidos: um deles é maciço e tem granulação um pouco mais grossa; o outro é mais fino, friável e tem aspecto brechado; e o terceiro constitui pequenos diques de pórfiro de granulação ainda mais fina. No leito do rio o intemperismo ressalta devido à erosão mais intensa dos pórfiros “brechados”, estruturas elípticas com formas de cálice, o que sugere serem condutos magmáticos do tipo cone-em-cone.

Em alguns afloramentos, a rocha aparenta ser riolitos, provavelmente subvulcânicos, mas podem também ser restos de rochas vulcânicas incorporadas na unidade. Nota-se, de modo geral, que os pórfiros são, relativamente às rochas anteriores, menos afetados pelo fraturamento causado pelas falhas rúpteis.

6.6 Diques de Diabásio e Gabro

Esta unidade litotípica aflora como blocos em drenagem e no solo nas porções mais a NW da área da mineração, mas sua forma de dique é facilmente identificável pela ocorrência de faixas de solo vermelho argiloso em meio à área de

afloramento do Granodiorito. Existe outro corpo gabróide que aflora mais a norte da Mineração SERABI, na estrada para o Jardim do Ouro. Esta rocha é considerada no mapeamento 1:250.000 do Projeto Especial Província Mineral do Tapajós da CPRM como uma unidade aparte, o Olivina-Gabro Rio Novo.

O gabro ocorre em diques mais espessos, estão comumente brechados e incluem xenólitos de granodiorito potassificado e, aparentemente, do Granito Palito, feições estas que sugerem ser a intrusão máfica o evento magmático mais tardio. Entretanto, o gabro mostra-se também afetado por metassomatismo potássico e é cortado por veios e diques de pórfiros riolítico marrom, o que indica uma colocação posterior ao Granito Palito, mas anterior aos pórfiros riolíticos verificados nos testemunhos de sondagem, aos quais associam-se alterações. Comumente o gabro possui magnetita como um componente subordinado ou importante.

Os diques de diabásio são pouco espessos, muitas vezes com poucos metros a decímetros de espessura e estão orientados segundo NW-SE, encaixados no Granito Rio Novo nas proximidades da mina. Sempre se mostra hidrotermalizados, especialmente nas bordas, onde podem estar biotitizados, propilitizados e até mesmo sericitizados e com veios de quartzo com sulfetos. Nesses casos mostram-se mineralizados em ouro.

6.7 Ignimbrito

Esta rocha ocorre em dois pontos distintos na área mapeada, ambas na rodovia Transgarimpeira. No afloramento mais expressivo (extremo SW da área mapeada) ocorre em lajedo ao lado da estrada. É evidente neste ponto sua estrutura finamente laminada truncada por estruturas mais espaçadas e verticais, ambas suavemente dobradas. São comuns nódulos de sílica, estruturas de queda de fragmentos líticos ou de cristal finos, micro-laminações cruzadas, granodecrescência e marcas onduladas, indicando deposição relativamente distal de cinzas vulcânicas.

Esta ocorrência pode ser significativa para a modelagem do ambiente geológico e tectônico, uma vez que os depósitos do tipo pórfiro usualmente situam-se sobre estrato-vulcões ou associados a caldeiras de cinzas vulcânicas, sob as mineralizações epitermais, como as descritas por Juliani *et al.* (2005) nas mineralizações *high-sulfidation* e por Corrêa-Silva (2002) nas mineralizações *low-sulfidation* da Província Aurífera do Tapajós.

6.8 Minério de Au-(Cu)

A mineralização de Au-(Cu) ocorre em veios de quartzo e sulfetos (com calcopirita predominante) hospedados principalmente no Granito Palito, orientados segundo a direção NW-SE. Esses veios foram deformados em uma zona de falhas com a mesma orientação e veios de quartzo e de pirita não mineralizados associam-se a esse evento deformacional (Silva, 2004).

As observações feitas durante o mapeamento de mina indicaram que os veios de minério (**Fotos 6.12 a 6.15**) têm espessuras variando de poucos milímetros até 1 ou dois metros, raramente com bolsões mais espessos compostos por sericita, clorita, pirita e calcopirita.

Foto 6.12. Aspecto macroscópico dos veios de minério. Veio com quartzo, pirita, fluorita e calcopirita (à esquerda) e veio com quartzo, pirita, pirrotita e calcopirita (à direita).

Foto 6.13. Fotografias dos corpos de minério. Foto da esquerda mostra o veio de minério que será lavrado; foto da direita mostra parte do veio de minério já lavrado.

Foto 6.14. Estrutura comum dos veios de quartzo com sulfetos mineralizados hospedados no Granito Palito com forte metassomatismo potássico e hidrotermalizado. As zonas mais escuras e, em especial as salbandas, são devidas a forte alteração sericítica. Notar os diversos eventos de sobreposição de veios, as delgadas vênulas de quartzo e a estrutura brechada de alguns veios.

Foto 6.15. Zona de stockwork de veios e vênulas de quartzo e sulfetos mineralizados no Granodiorito Fofuquinha, junto ao contato com o Granito Palito. Notar as zonas fortemente sulfetadas e as complexas relações de sobreposição dos veios.

Muito comumente têm associadas vênulas a veios de quartzo e, menos freqüentemente ocorrem com calcita e fluorita, fases essas que parecem relacionar-se com os veios de quartzo tardios encaixados nas zonas de falhas, não mineralizados. Às vezes os veios de minério são bandados, com zonamentos

definidos por zonas mais ricas em pirita ou calcopirita (**Foto 6.16**), evidenciando pelo menos duas fases de influxo dos fluidos hidrotermais que precipitaram esses minerais.

Foto 6.16. (A): veio de minério com bandamento de sulfetos. (1) calcopirita; (2) pirita; (3) brecha de cisalhamento; (4) veio de quartzo e; (5) granito Palito hidrotermalizado e brechado; (B) veio de fluorita (6) e quartzo (7).

Observa-se também que os veios não são contínuos e freqüentemente são interrompidos por falhas (**Foto 6.17**). Os perfis mostrados na **Figura 6.4a** mostram esse fato com maior clareza, onde a interpolação das sondagens de superfície evidencia a descontinuidade dos veios de minério. A **Figura 6.4b** apresenta a distribuição dos principais veios mineralizados da área da mina em planta, feitos com auxílio das sondagens. Nessa figura pode ser notado que os principais veios orientam-se segundo N60W e S87W, mas há importantes veios entre N38W e N52W. Esse padrão indica um claro controle estrutural para formação dos veios, o que é típico dos sistemas do tipo pórfiro (Sinclair, 2006). Nota-se também variações das orientações dos veios que sugerem alterações no elipsóide de deformação, mas em especial, entre esses veios ocorrem diversos veios delgados, com menos de 15 cm de espessura, e grande quantidade de veios que não foram amostrados ou analisados na pesquisa da mina, o que confere ao depósito feições mais características de pórfiro. Algumas vezes as zonas hidrotermais associam-se a

brechas hidrotermais nas proximidades do contato dos veios. Observam-se também brechas hidrotermais que cortam os veios sulfetados mineralizados, além de um evento tectônico rúptil posterior à mineralização em falhas.

Foto 6.17. Falhas que interrompem a continuidade do veio de minério. Foto da esquerda mostra falha interrompendo continuidade do veio e; foto da direita mostra falha deslocando o veio.

Figura 6.4a. Perfis E-W da mina do Palito, mostrando a relação dos veios (em vermelho) com a rocha encaixante.

Figura 6.4b. Distribuição em planta dos principais veios mineralizados da mina do Palito (mapa divulgado pela SERABI Mineração).

6.9 Aspectos estruturais

A abordagem da análise estrutural durante os levantamentos em campo foi feita inicialmente para separação das famílias de juntas. Porém, percebeu-se que as fraturas rúpteis não tinham relações de paralelismo entre si (**Figuras 6.5 e 6.6**), exceto onde ocorrem feixes de zona de cisalhamento, como exemplificado na **Foto 6.18**, onde o cisalhamento NW define um padrão de Riedel. Isto sugere, em princípio, que na área pode predominar um padrão radiado de fraturamento, que pode ser relacionado à pressão gerada por intrusões de magmas e alívio de tensões.

Figura 6.5. Pólos de planos de fraturamento rúptil, mostrando grande dispersão dos pontos.

Figura 6.6. Estereograma com linhas de isofreqüência para pólos de planos de fraturamento rúptil.

Foto 6.18 - Afloramento do Granito Rio Novo em ilha no Rio Novo, evidenciando feixe de zona de cisalhamento com fraturamento segundo sistema de Riedel, mas sem alterações hidrotermais expressivas.

Foto 6.19. Aspecto dos stockworks que ocorrem na entrada da Mina do Palito, com vênulas ricas em argilo-minerais e quartzo, provavelmente geradas por alteração hidrotermal argílica

Nas galerias subterrâneas da Mina do Palito são comuns fraturas e brechamentos paralelos aos veios mineralizados de direção NW, bem como falhas com indicação de estrias de atrito e indicadores cinemáticos dados por mineral formado concomitantemente ao falhamento ou *slickensides*, que não evidenciam tratar-se de falhamentos gerados em um mesmo evento com uma mesma conformidade de tensões.

É nítido no estereograma (**Figura 6.7**) o predomínio de falhamentos transcorrentes e, em segundo lugar movimentação inversa. Estes falhamentos afetam os minerais produzidos pela alteração hidrotermal e os veios mineralizados, estirando-os e segmentando-os. Assim, pode-se concluir que as alterações hidrotermais e as mineralizações não podem ser associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, mas foram afetadas por cisalhamentos posteriores, provavelmente concentrando as deformações ao longo de veios pré-existentes, movimentação essa facilitada pela presença de clorita e sericita.

Por outro lado, o paralelismo das estruturas rúpteis que condicionam a mineralização é sugestivo de que as rochas sofreram algum tipo de deformação antes ou durante a mineralização, o que não é incomum em mineralizações do tipo pórfiro. Entretanto a típica estrutura das zonas mineralizadas são *stockworks*, tal qual observado na entrada da Mina do Palito (**Foto 6.19**), onde as mineralizações são de baixo teor. Por fim, nota-se também um sistema de falhamentos NE-SW, que trunca os corpos mineralizados. Este mesmo sistema foi observado em afloramentos no Rio Novo truncando pequenas zonas de cisalhamento de direção NW-SE, semelhantes às observadas nos veios mineralizados.

De modo geral, não foram observadas alterações hidrotermais expressivas em qualquer sistema de fraturamento, especialmente o metassomatismo potássico, a propilitização e a sericitização. Quando presente nota-se predominantemente uma fraca cloritização, silicificação e sulfetização.

No afloramento 60 foi identificada uma dobra tectônica suave no ignimbrito, com eixo N88/10NE, cujo estereograma é mostrado na **Figura 6.8**.

Indicadores cinemáticos do feixe de cisalhamento NW (pequenos rejeitos ou formas sigmoidais) encontrados nas galerias subterrâneas da mina indicam, em sua

maioria, movimentação dextrógrá (Foto 6.20).

Figura 6.7. Planos falhados e suas respectivas estrias de atrito.

Figura 6.8. Pólos dos planos de laminação do ignimbrito do ponto 60 afetado por dobra suave de eixo orientado segundo N88/10NE.

Foto 6.20. Geometria dos sigmóides gerados por movimentação dextrógrá na zona de cisalhamento que afeta o minério de ouro, de orientação NW-SE, observado no teto da galeria.

7 PETROGRAFIA

Para caracterização dos litotipos ígneos e hidrotermais foram estudadas mesoscópica e microscopicamente oitenta e duas (82) amostras de testemunhos sondagem e de afloramentos da área da mina do Palito. Os estudos macroscópicos permitiram caracterizar a granulação, cor, texturas, estruturas, etc das rochas das diferentes unidades e estudos microscópicos com luz transmitida possibilitaram a definição das principais características texturais e das fases magmáticas, hidrotermais e secundárias.

Treze grupos de rochas foram distinguidos nos estudos petrográficos, quais sejam: Parauari, Fofuquinha, Palito, Palito – Fácies A, Rio Novo, Rio Novo – Fácies B, Pórfiros, Rochas Básicas, Granito Marrom, Magnetita Granito, Minério e Tufo Cineríticos. Na tabela apresentada no Anexo I podem ser vistas as principais características petrográficas das amostras analisadas, assim como das amostras cujos minerais foram analisados por microsonda eletrônica.

Foram feitas análises modais em amostras de cinco unidades que afloram na mina do Palito para classificação dos granitóides. Nessa classificação foram distinguidos os feldspatos potássicos ígneo (KF1) e hidrotermais (KF2), como pode ser visto na **Tabela 7.1**. As rochas das demais unidades foram classificadas com base na geoquímica.

As amostras das unidades Palito, Rio Novo e a sua Fácies B, quando considerado apenas o feldspato potássico ígneo (KF1), são como monzogranitos, e as das unidades Fofuquinha são granodioritos e, dentre as rochas básicas, há uma amostra de quartzo diorito e uma de gabro (**Figura 7.1**), dados aos teores de anortita no plagioclásio de, respectivamente An_{47} e An_{58} .

Segundo Lameyre & Bowden (1982) os granitóides analisadas agrupam-se no campo de superposição dos granitóides crustais (**Figura 7.1**) e definem uma tendência evolutiva semelhante à das séries cálcio-alcálicas. Considerando-se a distribuição das rochas básicas, potencialmente elas poderiam relacionar-se evolutivamente com os granitóides.

Quando são considerados os teores dos dois tipos de feldspatos potássicos (**Figura 7.2**) há uma grande mudança no comportamento das rochas, reforçando a importância da criteriosa identificação dos processos hidrotermais no estudo dos granitóides.

Tabela 7.1. Dados das análises modais das principais unidades magmáticas aflorantes na área da mina do Palito.

LITOTIPO	GRANITOS		GRANODIORITOS			GRANITOS			GABROS		
GRUPO	PALITO		FOFOQUINHA			RIO NOVO			RIO NOVO FÁCIES B	ROCHAS BÁSICAS	
AMOSTRA	CJ-80	CJ-28	SER-08	CJ-74	CJ-106	SER-02b	CJ-98	CJ-110(b)	PAL	SER-32a	SER-34
Minerais Primários (%)											
Quartzo	18	30	22	15	22	28	27	33	29	5	tr.
Feldspato potássico ígneo (KF1)	13	26	14	7	13	19	18	18	23	5	tr.
Feldspato potássico hidrotermal (KF2)	3	11	20	19	21	2	tr.	tr.	12	8	n.d.
Plagioclásio	8	16	25	21	25	16	25	21	19	50	7
Anfibólio	9	n.d.	11	1	10	tr.	2	tr.	tr.	6	11
Biotita	5	tr.	4	10	6	tr.	4	tr.	1	tr.	n.d.
Clinopiroxênio	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	tr.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	n.d.
Zircão	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	n.d.	n.d.
Apatita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	n.d.	n.d.	tr.	tr.	tr.	tr.
Titanita	tr.	tr.	n.d.	tr.	n.d.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	6
Allanita	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	tr.	tr.	n.d.	n.d.	n.d.
Fluorita	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	n.d.
Minerais opacos	3	2	3	9	2	tr.	tr.	tr.	1	6	tr.
Minerais secundários (%)											
Clorita	5	5	tr.	12	tr.	4	1	5	5	7	24
Sericita	6	4	tr.	2	tr.	3	tr.	tr.	3	1	7
Epidoto	12	2	n.d.	2	n.d.	11	7	3	5	1	24
Carbonato	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	tr.	tr.	tr.	n.d.	tr.
Pectolita	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	n.d.	16
Argilo-minerais	15	3	n.d.	n.d.	n.d.	15	14	17	1	n.d.	2
Óxidos	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	tr.
TOTAL	99	99	99	98	99	98	98	97	99	98	97
DIAGRAMA QAP											
Q	43	36	27	24	27	43	39	46	35	7	0
A	38	45	42	42	42	32	26	25	42	19	0
P	19	19	31	34	31	25	36	29	23	74	100
Número de pontos	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943

Figura 7.1. Diagrama QAP de Streckeisen mostrando classificação das amostras analisadas modalmente considerando a contagem dos feldspatos potássicos igneos (KF1). Campo dos granitoides ricos em quartzo (1), Álcali-feldspato granito (2), Granitos (3), Sienogranito (3a), Monzogranito (3b), Granodiorito (4), Tonalito (5), Álcali-feldspato quartzo sienito (6), Quartzo sienito (7), Quartzo monzonito (8), Quartzo monzodiorito-monzogabro (9), Quartzo diorito, Quartzo gabro (10), Álcali-feldspato sienito (11), Sienito (12), Monzonito (13), Monzodiorito, Monzogabro (14), Diorito, Gabro (15).

Figura 7.2. Diagrama QAP com as séries magmáticas definidas por Lameyre & Bowden (1982), com identificação dos campos dos granitoides formados por fusão crustal (1) e monzoníticos cálcio-alcalinos de alto potássio (2).

7.1 Granito Palito

Esta unidade apresenta macroscopicamente estrutura maciça, textura fanerítica média inequigranular e cor vermelha intensa (**Prancha 1 – Foto 1**), mas apresenta variações locais para tipos levemente porfíricos ou mais finos,

especialmente nas proximidades do contato com o granito encaixante, sugerindo ser a redução da granulação um efeito de resfriamento nas bordas da intrusão. Seu índice de cor é muito baixo (variando entre 5 e 7) e é dado pela presença de biotita fina e, mais raramente por hornblenda em menor teor. Modalmente, sem a inclusão do KF2, são monzogranitos, mas adquirem composição de sienogranito se o KF2 é adicionado (**Figura 7.2**).

Prancha fotográfica 1 (continuação)

Foto 5 – Aspecto macroscópico do granito da Fácies B do Granito Rio Novo, com textura levemente porfirítica, onde se podem notar os cristais de feldspatos vermelhos e minerais ferromagnesianos cinza-escuros e cristais de quartzo cinza.

Foto 6 – Aspecto macroscópico do granito da Fácies A do Granito Palito, com textura porfirítica, hidrotermalizado, onde se notam megacristais de feldspato vermelho e uma matriz escura, como minerais ferro-magnesianos.

Foto 7 – Aspecto macroscópico de um dos pórfiros que ocorrem em diques na mina do Palito, com cor cinza-escura, matriz fina e fenocristais de plagioclásio e quartzo.

Foto 8 – Aspecto macroscópico de pórfiro com fenocristais de plagioclásio e matriz afanítica marrom-avermelhada.

Não raramente apresentam tendência de formação de quartzo bipiramidado, cavidades miarolíticas e texturas granofíricas pouco desenvolvidas.

Microscopicamente exibem textura hipidiomórfica granular, com quartzo, plagioclásio e feldspato como fases magmáticas (**Prancha 2 – Fotomicrografia 1**). Nas amostras Ser-43 e CJ-80 ocorre anfibólio com núcleos semi-preservados de piroxênio e cristais de biotita. Os minerais acessórios são zircão, apatita, fluorita, allanita, titanita e minerais opacos. Nessa unidade ocorrem zonas com de pirita e calcopirita disseminadas, além de sericita, e micas brancas mais grossas, todo caracterizando uma alteração sericítica (QSP) pervasiva. As rochas dessa unidade tipicamente apresentam forte metassomatismo potássico pervasivo e alterações propilítica e sericítica fissural, além rara alteração argílica em alguns veios.

Albitização ocorre por vezes nos contatos entre cristais de feldspato e como preenchimento em fraturas (**Prancha 2 – Fotomicrografia 2**).

O quartzo constitui cristais anédricos com bordas irregulares de aspecto límpido, com granulação variando de 0,03 a 2,5 mm. Também forma como gotículas em intercrescimentos com feldspato perítico, por vezes constituindo texturas gráficas ou mirmequíticas, e ocupa espaços entre outros cristais, resultando em texturas intergranular a intersticial. Agregados de grãos muito finos estão presentes em zonas silicificadas e, localmente, pode-se observar grãos mais grossos recristalizados, ou deformados por cataclase.

Prancha fotográfica 2

Fotomicrografia 1 – Granito pouco hidrotermalizado, com textura hipidiomórfica granular com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl) e feldspato potássico perítico com geminação Carlsbad (Kfs). Notar também um megacristal de plagioclásio zonado. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Detalhe de uma amostra fortemente potassificada, com feldspato perítico com aspecto túrbido com albitização (Ab) nas bordas e numa fratura, indicando a existência de um fraco metassomatismo sódico local. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Detalhe de um cristal de feldspato perítico com geminação Carlsbad, com fraca substituição por feldspato potássico hidrotermal nas bordas (manchas mais escuras) e fracamente sericitizado. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Textura típica de um cristal de plagioclásio com relíquias de geminação polissintética afetado por forte metassomatismo potássico, com substituição nas bordas e fraturas, parcialmente sericitizado. Fotomicrografia com analisador.

Prancha fotográfica 2 (continuação)

Fotomicrografia 5 – Detalhe de uma amostra com hornblenda (Amp) associada a clinopiroxênio (Cpx). Pode ainda ser notado o forte metassomatismo no feldspato, substituição local do anfibólio por biotita e epidoto. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Aspecto de um cristal de biotita ígnea marrom com inclusões de zircão com halos pleocróicos, parcialmente substituída por biotita verde e, principalmente clorita em rocha potassicada e propilitizada. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 7 – Detalhe do aspecto de cristais anhedrais intersticiais de fluorita (Fl), por vezes presente nas rochas hidrotermalizadas. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 8 – Detalhe do aspecto de um cristal anedral de allanita (Aln) associada a um cristal de quartzo muito rico em inclusões fluidas. Fotomicrografia com analisador.

O feldspato geralmente se apresenta como cristais anédricos de granulação oscilando entre 0,4 e 3 mm, alguns peritíticos, com albita exsolvida como grãos e filmes. Alguns cristais preservam relíquias de geminação Carlsbad, mas a maioria, em especial o feldspato hidrotermal, tem a típica geminação do microclínio (**Prancha 2 – Fotomicrografia 3**).

Todos os feldspatos afetados por metassomatismo potássico adquirem um aspecto túrbido, interpretada devido à presença de microcristais de hematita, que conferem ao feldspato cores vermelhas, como descrito pela primeira vez em mineralizações do tipo pórfiro nos Estados Unidos por Boone (1969) e por Juliani *et al.* (2002) nas alterações hidrotermais do Granito Batalha e nos pórfiros associados à mineralizações epitermais (Juliani *et al.*, 2005) na Província Aurífera do Tapajós.

Esse aspecto túrbido, sem as cores vermelhas, pode ser também produto da alteração do feldspato para argilas.

O plagioclásio forma cristais subeuhedrais de hábito tabular curto em algumas amostras ou alongado em outras, com granulação entre 0,05 e 6 mm e comumente com geminações do tipo Albita e, subordinadamente, Albita–Periclina. O ângulo médio de extinção das lamelas de albita oscila entre 16,5 a 19,5 °, indicando composições entre albita cálcica e oligoclásio sódico. Zoneamento oscilatório também ocorre em alguns cristais mais grossos e frequentemente os cristais têm inclusões de apatita e zircão. Por vezes, como na amostra Ser-43, por exemplo, o plagioclásio foi parcialmente substituído, especialmente nos núcleos, por cristais subeuhédricos de prehnita com hábito radiado, extinção ondulante e cores de birrefringência de segunda ordem. As alterações hidrotermais mais comuns observadas no plagioclásio são o metassomatismo potássico (**Prancha 2 – Fotomicrografia 4**), sericitização, saussuritização, argilização e oxidação.

Anfibólio forma cristais anhedrais a subeuhedrais, algumas vezes prismático com hábito, com granulação entre 0,12 e 3 mm. As cores de birrefringência variam entre amarelo-alaranjado de primeira ordem, verde- amarelo de segunda ordem, e rosa de terceira ordem. O pleocroísmo varia de amarelo-pálido à amarelo-esverdeado (X) a verde-claro a amarronzado (Y) e verde-escuro (Z), indicando ser uma hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 7 - 27^{\circ}$. Alguns cristais mostram-se zonados em algumas amostras, apresentando, com núcleos com pleocroísmo verde-amarronzado e bordas com verde-escuro segundo Z. Intercrescimentos simplectíticos de hábito esquelético entre anfibólio, quartzo e minerais opacos também estão presentes. Finos cristais de apatita e zircão ocorrem inclusos no anfibólio, o segundo resultando desenvolvimento de halos pleocroícos. Raramente observa-se clinopiroxênio do tipo pigeonita, com birrefringência amarela e com minerais opacos exsolvidos nos planos de clivagem, incluso ou associado (**Prancha 2 – Fotomicrografia 5**) ao anfibólio. Comumente o anfibólio está parcialmente substituído por biotita marrom e, mais frequentemente, por clorita.

A biotita é o máfico mais comum nessas rochas e constitui plaquetas subeuhedrais a anhedrais com granulação entre 0,12 e 1 mm e pleocroísmo creme-amarelado (X), marrom-avermelhado claro a escuro (Y=Z), a qual segundo as propriedades ópticas indica uma origem ígnea. Finos grãos de zircão estão quase sempre inclusos e intercrescimentos simplectíticos com minerais opacos são

comuns, além de cristais de relevo alto e birrefringência amarela e rosa que preenchem os planos de clivagem que, ópticamente, aparentam ser de prehnita. Também ocorre biotita verde, esta produzida por alteração hidrotermal, mas a clorita é o principal mineral de alteração (**Prancha 2 – Fotomicrografia 6**), em alguns casos chegando a substituir completamente os cristais da biotita ígnea ou, mais comumente, substituindo-a parcialmente nos planos de clivagem.

Os minerais acessórios principais de esta unidade são o zircão e a apatita e, subordinadamente ocorrem allanita euhédrica (**Prancha 2 – Fotomicrografias 7 e 8**), titanita, que ocorre sempre associada à biotita, e fluorita roxa em cristais anhédracos.

7.2 Granito Palito – Fácies A

Esta unidade caracteriza-se por rochas inequigranular a levemente porfíricas, em parte com o crescimento dos cristais mais grossos incrementado pelo hidrotermalismo (**Prancha 1 – foto 6**). São compostas, em essência, por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio, além de zircão, minerais opacos e allanita. Seu índice de cor em torno de 5%. Alterações sericítica, argílica, propilítica são as mais comuns nas amostras desta unidade.

O quartzo apresenta-se como cristais anhedrais de contatos irregulares, tanto em fases individuais como formando intercrescimentos gráficos com o feldspato. Subordinadamente aparece preenchendo fraturas junto a cristais de clorita e opacos, com contatos lobados e extinção ondulatória.

O feldspato potássico ígneo ocorre como cristais anhedrais pertíticos com geminação Carlsbad, por vezes parcialmente invertido para microclínio, com geminação em grade bem desenvolvida (**Prancha 3 – Fotomicrografias 1 e 2**). O feldspato potássico hidrotermal comumente não se encontra geminado quando em granulação fina, mas tem geminação em grade quando mais grosso. Nas rochas hidrotermalizadas os cristais exibem aspecto túrbido devido ao metassomatismo potássico ou pela alteração argílica e podem estar totalmente obliterados pela alteração sericítica, chegando a gerar pseudomorfos.

Os cristais de plagioclásio têm composição de andesina e apresentam geminação polissintética e formas subeuhedrais, com hábitos tabulares alongados e curtos. Efeitos do metassomatismo potássico são comuns, com substituição parcial nas bordas, planos de clivagem e fraturas, ou total, por vezes restando pequenos

fragmentos do plagioclásio original. Saussuritização e sericitização são também comuns, por vezes resultando em pseudomorfos.

Anfibólios geralmente ocorrem como cristais subeuhedrais prismáticos, pseudomorfizados pela intensa alteração para clorita, epidoto, titanita, minerais opacos e, possivelmente, prehnita (**Prancha 3 – Fotomicrografias 3 e 4**).

A biotita constitui cristais placóides anhedrais, tipicamente com forte alteração para clorita, mas alguns grãos ainda apresentando pleocroísmo variando de creme-amarelado (X) a vermelho-amarronzado (X=Z), que indica uma origem ígnea. Inclusões de zircão são comuns e, subordinadamente, de rutilo acicular. Intercrescimentos simplectíticos com minerais opacos também ocorrem (**Prancha 3 – Fotomicrografia 5**), bem como exsolução de opacos nos planos de clivagens. Titanita associa-se à clorita hidrotermal, produto da substituição total da biotita ígnea, preenchem fraturas e planos de clivagens, juntamente com minerais, em especial nas rochas propilitizadas (**Prancha 3 – Fotomicrografia 6**).

7.3 Granito Rio Novo

A análise modal das rochas dessa unidade permite classificá-las como monzogranitos, sem variações importantes causadas pelo metassomatismo potássico (**Figura 7.1**). As rochas são caracterizadas pela textura macroscópica porfírica, com megacristais alcançando até 1 cm de comprimento e > 30% vol., com matriz fanerítica inequigranular fina média a média, por vezes um pouco mais grossa e cor rosa-claro a rosa-acinzentado.

Prancha fotográfica 3 – Granito Palito – Fácies A

Fotomicrografia 1 – Cristais anhedrais de feldspato potássico e microclínio hidrotermal com geminação em grade, alguns intensamente sericitizados, com aspecto túrbido devido ao metassomatismo potássico e à argilização. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.

Fotomicrografia 3 – Detalhe de um cristal subhedral de anfibólio pseudomorfizado pela substituição por clorita, titanita e quartzo, em rocha potassificada, propilitizada e sericitizada. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador. Notar a substituição parcial da clorita por sericita, devido à sobreposição da alteração sericítica na rocha propilitizada.

Fotomicrografia 5 – Aspecto de um cristal de biotita intensamente substituído por clorita e com inclusões de rutilo acicular (Rt). Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Detalhe da propilitização em fissuras, com cristalização de clorita, epidoto, minerais opacos e titanita. Os agregados mais grossos de clorita são produto da substituição de biotita e/ou anfibólio ígneos e a clorita com arranjos tendendo a radiados são de indicativos de preenchimento de espaços abertos. Fotomicrografia sem analisador.

São compostas, em essência, por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio (**Prancha 1 – Foto 2**). Microscopicamente observam-se megacristais de feldspato potássico e de plagioclásio com mais de 4 mm de comprimento (**Prancha 4 – Fotomicrografia 1**).

Seu índice de cor varia entre 10 e 15%. Os acessórios mais representativos são o zircão, a apatita e allanita. Nas amostras dessa unidade observam-se metassomatismo potássico, saussuritização de plagioclásio, cloritização e carbonatação do anfibólio e da biotita (alteração propilítica) e, por vezes, fraca argilização dos feldspatos.

Prancha fotográfica 4 – Granito Rio Novo

Fotomicrografia 1 – Megacristal ígneo de feldspato potássico pertítico (Kfs) com geminação Carlsbad, fracamente substituído por feldspato potássico hidrotermal (manchas mais escuras) e parcialmente sericitizado. Notar também no canto inferior direito um cristal fortemente metassomatizado, com início de cristalização de microclínio e uma borda de feldspato potássico. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Textura granofírica no Granito Rio Novo, indicando ambiente raso de colocação crustal. Notar também o metassomatismo potássico no feldspato da textura gráfica e no cristal adjacente, indicado pelas formas irregulares. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Detalhe do aspecto do feldspato pertítico com geminação Carlsbad parcialmente substituído por feldspato hidrotermal. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Aspecto de um cristal de plagioclásio com fraca substituição por feldspato potássico e com alteração sericítica concentrada no núcleo. Fotomicrografia com analisador.

Prancha fotográfica 4 (continuação) – Granito Rio Novo

Fotomicrografia 5 – Detalhe da intensa substituição do plagioclásio pelo metassomatismo potássico, identificável na foto pelas porções irregularmente manchadas, geralmente mais escuras. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 6 – Aspecto de anfibólio em cristal subhedral totalmente substituído e cloritizado, ainda com restos de biotita hidrotermal do metassomatismo potássico. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 7 – Cristais subhedrais de biotita ígnea totalmente substituída por biotita hidrotermal, prehnita (Prh) nos planos de clivagem. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 8 – Detalhe da relíquia de um cristal anedral de allanita zonada em rocha intensamente sericitizada. Fotomicrografia com analisador.

A clorita também está presente preenchendo fraturas juntamente com carbonato, com hábito radiado e pleocroísmo amarelo-esverdeado, e tem associados cristais euhedrais e subeuhedrais de pirita. Localmente ocorre fraca albitização, observada pela cristalização de albita entre grãos de feldspatos, como pode ser visto nas amostras CJ-112, e Ser-46. Preenhita pode ocorrer associada ao plagioclásio.

O quartzo apresenta-se como cristais anhedrais isolados de bordas irregulares de aspecto límpido e, subordinadamente, hexagonais em corte basal. Em rochas sem alteração hidrotermal compõem também texturas gráficas em feldspato potássico límpidosos (**Prancha 4 – Fotomicrografia 2**), ou preenche fraturas, com

grãos com extinção ondulante, contatos lobados e texturas indicativas de recristalização.

O feldspato potássico forma cristais anhedrais de 0,12 (matriz) a 5 mm, com texturas pertíticas com lamelas muito finas de albita (**Prancha 4 – Fotomicrografia 3**). Alguns cristais mostram geminação Carlsbad e outros a geminação do microclínio. Embora não seja muito comum, pode ocorrer a formação de albita intergranular nos contactos entre os grãos. Aspecto sujo dos cristais de feldspato denota um processo de metassomatismo potássico, pervasivo em algumas amostras, que chega a resultar em pseudomorfos. A substituição parcial a total por sericita também pode gerar pseudomorfos. As texturas de crescimento sugerem, em alguns casos, que os megacristais de feldspato são produto do metassomatismo potássico, os quais substituem cristais ígneos de plagioclásio que em casos ainda preservam geminação tipo albita.

O plagioclásio apresenta formas subeuhedrais de hábito tabular com 0,2 a 5,2 mm de comprimento e, geralmente, apresenta geminação polissintética ou Albita-Periclina e, por vezes, zonamento oscilatório normal. O teor de anortita varia composicionalmente entre albita cálcica – oligoclásio sódico, em casos atingindo a composição de andesina. Pseudomorfos de cristais de plagioclásio foram formados por saussuritização ou por sericitização intensas, em estilo pervasivo, ou esses processos afetaram predominantemente os núcleos mais anortíticos, preservando as bordas albiticas, que apresentam aspecto límpido. A alteração sericítica geral é mais fraca e afeta regularmente os núcleos dos cristais e o metassomatismo potássico localmente é intenso, deixando apenas porções do plagioclásio com relíquias da geminação polissintética original (**Prancha 4 – Fotomicrografias 4 e 5**), resultando em cristais avermelhados heterogêneos com aspecto túrbido. A prehnita ocorre como produto de alteração do plagioclásio e do feldspato potássico e também pode preencher fraturas.

Anfibólio constitui cristais prismáticos euhedrais a subeuhedrais com tamanho variável entre 0,10 e 2,2 mm, cores de birrefringência amarelo e verde de segunda ordem até marron, pleocroísmo amarelo-pálido – amarelo-esverdeado (X), verde-claro – verde (Y), verde-amarronzado – verde intenso (Z), sugerindo ser uma ferro-hornblenda (ferro-tschermakita), e o $Z^{\wedge}C$ de 17 a 19 °. É comum a presença de pseudomorfos, devido à cloritização, que tem associado epidoto, titanita em planos de clivagens, carbonato, minerais opacos e quartzo (**Prancha 4 – Fotomicrografia**

6). Muito comumente observa-se biotita hidrotermal formada a partir do anfibólio. O zircão predomina como inclusões na biotita, geralmente associado com titanita e minerais opacos.

A biotita forma plaquetas euhedrais a anhedrais de 0,03 a 1,25 mm, pleocroísmo definido segundo cores creme-amarelado – marrom-avermelhado (X), creme-pálido – vermelho-amarronzado, verde intenso (Y=Z). Comumente associa-se epidoto, finos cristais de zircão inclusos, com halos pleocróicos, por vezes metamitizados e minerais opacos como intercrescimentos simplectíticos esqueléticos, exsoluções de quartzo e titanita nos planos das clivagens, menos frequentemente, inclusões de rutilo e, possivelmente, prehnita nos planos de clivagem (**Prancha 4 – Fotomicrografia 7**). Além da biotita magmática de cor marrom, ocorrem cristais mais claros ou verdes, associados a feldspatos, considerados como produto do metassomatismo potássico. A cloritização com epidoto, titanita e carbonato quando intensa oblitera totalmente os cristais de biotita transformando-os em pseudomorfos.

As fases acessórias principais são allanita zonadas euhedrais, apatita, zircão e minerais opacos, predominantemente como inclusões em minerais ferro-magnesianos (**Prancha 4 – Fotomicrografia 8**). A fluorita ocorre associada com minerais opacos e clorita e cristais anhedrais a subeuhedrais de mica branca com cores de birrefringência azul e roxa de segunda ordem associam-se à sericita, clorita e minerais opacos.

7.4 Granito Rio Novo – Fácies B

Esta unidade está formada por rochas com textura hipídio- a alotriomórfica granular e alguns tipos porfíricos (**Prancha 1 – foto 5**), todas com plagioclásio, feldspato potássico e quartzo como fases, magmáticas essenciais, anfibólio e biotita varietais e zircão, apatita, fluorita, allanita acessórios. O índice de cor situa-se cerca de 7%. Localmente apresentam-se brechadas hidrotermalmente, como as amostras CJ-5, e CJ-36. Essa unidade apresenta-se afetada de maneira geral por diferentes tipos de alteração hidrotermal, incluindo propilitização e sericitização predonderantes, e metassomatismo potássico e alteração argílica, subordinada, em estilos pervasivo pouco intenso, pervasivo seletivo e fissural, usualmente superpostos numa mesma rocha. Uma análise modal de uma amostra desta unidade indicou composição monzogranítica quando considerado somente o feldspato potássico

ígneo (**Figura 7.1**) e uma tendência para sienogranítica quando são computados os feldspatos hidrotermais (**Figura 7.2**).

O quartzo ocorre como cristais anhedrais com tamanhos entre 0,3 e 3 mm de comprimento, geralmente de aspecto límpido e contatos irregulares. Às vezes preenchem fraturas ou, localmente em algumas amostras, formam intecrescimentos gráficos em feldspato, resultando em texturas granofíricas que indicam ambiente crustal raso de colocação.

O feldspato potássico ocorre preferencialmente como cristais subeuhedrais até anhedrais de granulação variável entre 0,5 e 4,8 mm, no último caso em texturas porfíricas (**Prancha 5 – Fotomicrografia 1**). É comum encontrar-se texturas pertíticas e geminações do tipo Carlsbad. Quando são produtos do metassomatismo potássico tem aspecto túrbido e a forma dos cristais geralmente é a do plagioclásio substituído (**Prancha 5 – Fotomicrografia 2**).

O plagioclásio apresenta-se geralmente como cristais subeuhedrais de hábito tabular com granulação entre 0,15 e 3,8 mm, geminações polissintéticas e, subordinadamente Albita-Periclina, com teores de anortita indicando uma composição predominante de andesina. Entretanto nas amostras RN, PAL, CJ-07 ocorrem composições variáveis entre albita cálcica e oligoclásio sódico. Também há cristais com zonamentos composicionais normais, com núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas. As alterações predominantes são a saussuritização e a sericitização, por vezes substituindo totalmente o cristal, restando apenas pseudomorfos, ou afeta apenas os núcleos mais anortíticos (**Prancha 5 – Fotomicrografia 3**).

O anfibólio constitui cristais anhedrais a subeuhedrais de hábito prismáticos e granulação entre 0,3 e 1,4 mm. O pleocroísmo ($X < Y < Z$) apresenta variações segundo X = amarelo-esverdeado, amarelo-pálido esverdeado, verde-amarelado, Y = marron-esverdeado, verde-amarronzado, verde-acastanhado e Z = verde, verde-amarronzado, verde-oliva, verde-azulado, indicando ser uma hornblenda tschermakítica, e o $Z^{\wedge}C = 16 - 19^{\circ}$. A formação de biotita a partir do anfibólio é ocorrente em muitas das amostras desta unidade (**Prancha 5 – Fotomicrografia 4**).

Prancha fotográfica 5 – Granito Rio Novo – Fácies B

Fotomicrografia 1 – Aspecto microscópico da textura porfírica, com megacristais de feldspato potássico (Kfs) com lamelas de exsolução perítica. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Cristal subeuhedral de plagioclásio em avançado estágio de metassomatismo potássico, mas ainda podem ser notadas as relíquias de plagioclásio com geminação polissintética. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Aspecto de um cristal de plagioclásio exibindo saussuritização e parte da borda com albita límpida com texturas de dissolução, indicando origem por metassomatismo. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Detalhe de um cristal euhedral de anfibólio (Amp) parcialmente substituído por biotita hidrotetal (Bt) na borda. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 5 – Rocha afetada por forte alteração propilítica com desenvolvimento de clorita, saussurita e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Aspecto da rocha com brechiação, na qual pode ser identificado o deslocamento das lamelas de geminação dos cristais de plagioclásio e formação de biotita. Fotomicrografia com analisador.

O processo mais comum de alteração dos anfibólios é a cloritização, a qual pode estar associada com formação de epidoto, titanita, minerais opacos e carbonato, que por vezes substituem todo o cristal. Também ocorrem texturas simplectíticas entre anfibólios e minerais opacos como, por exemplo, na amostra CJ-81.

A biotita ocorre como plaquetas anhedrais a subeuhedrais de 0,18 a 1,25 mm, tanto como cristais individuais quanto como agregados, com pleocroísmo variável entre creme-amarelado, amarelo-amarronzado (X) e vermelho-amarronzado e marron-avermelhado (Y=Z). Texturas simplectíticas esqueléticas com minerais opacos são encontradas em algumas das amostras e inclusões de zircão com formação de halos pleocróicos são freqüentes. A cloritização é processo comum de alteração da biotita, por vezes frequentemente associada com titanita. Prehnita e quartzo podem ocorrer nos planos de clivagem de alguns dos cristais da amostra CJ-07.

Nas rochas dessa unidade há porções brechadas caracterizadas pela mesma mineralogia das rochas já descritas, mas com evidências de fraturamento pela diminuição dos tamanhos dos cristais e deslocamentos de alguns deles, assim como uma maior intensidade nos diferentes tipos de alteração hidrotermal. Nas partes onde o fraturamento é mais forte evidencia-se uma ocorrência de clorita, carbonatos, minerais opacos, quartzo e titanita preenchendo fraturas e espaços entre cristais. O anfibólio e a biotita geralmente encontram-se apenas como pseudomorfos nessas rochas, devido à intensa alteração para clorita, juntamente com biotita fina, ao longo de fraturas, que poderiam ter se formado depois da fase do brechamento (**Prancha 5 – Fotomicrografias 5 e 6**).

7.5 Granodiorito Fofuquinha

Esta unidade é formada por granodiorito leuco- a mesocrático, com um índice de cor usualmente > 15%, que a diferencia das demais unidades, especialmente das rochas do Granito Palito. As rochas apresentam cor cinza, a estrutura maciça, granulação fanerítica média inequigranular e são compostas essencialmente por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, anfibólio com núcleos de piroxênio e biotita (**Prancha 1 – Fotos 3 e 4**). Os minerais acessórios principais são a apatita e o zircão. Essas rochas também apresentam potassificação, indicada pela cor vermelha nos feldspatos de algumas das amostras (**Prancha 1 – Foto 4**).

Microscopicamente apresenta variações de equigranulares a inequigranulares e, até mesmo porfiríticas (**Prancha 6 – Fotomicrografia 1**). Em geral a alteração hidrotermal é mais fraca, muito embora possam apresentar porções com alteração mais forte, pervasiva, principalmente próximo do contato com o Granito Palito. À medida que se afasta deste contato, observam-se apenas algumas porções alteradas, geralmente ao longo de fraturas. A análise modal mostra que as rochas são granodioritos que chegam ao limite com o monzogranitos (considerando apenas o KF1) (**Figura 7.1**), mas quando são computados os dois tipos de feldspato (KF1+KF2) a composição é monzogranítica (**Figura 7.2**).

Prancha fotográfica 6 – Granodiorito Fofuinha

Fotomicrografia 1 – Textura porfirítica do Granodiorito Fofuinha, com megacristais de plagioclásio e quartzo em meio a uma matriz quartzo-feldspática fina, com alguns porções levemente granofíricas. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Textura de metassomatismo potássico que afeta cristais de plagioclásio (Pl), onde o feldspato potássico (Kfs) apresenta intercrescimento e forma irregulares. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Detalhe do hábito de cristais de prehnita (Prh) associados ao plagioclásio em zonas de fraturas. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Aspecto de um cristal anhedral de anfibólio (Amp) com núcleo semi-preservedo de clinopiroxênio (Cpx) e inclusões de minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.

Prancha fotográfica 6 (continuação) – Granodiorito Fogoquinha

Fotomicrografia 5 – Cristais de biotita parcialmente cloritizados dispostos em agregados, associados com minerais opacos anhedrais. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 6 – Detalhe de um cristal de zircão com textura esquelética. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 7 – Rocha brechada, na qual pode-se notar deslocamentos das lamelas no cristal de plagioclásio e o início do arredondamento dos clastos, que permite inferir uma origem hidrotermal para o processo de fragmentação. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 8 – Detalhe de uma porção brechada com forte diminuição da granulação e arredondamento dos cristais. Fotomicrografia com analisador.

O quartzo ocorre como cristais anhedrais límpidos e de forma vermicular, constituindo intercrescimentos gráficos com feldspato potássico. Na amostra com textura porfirítica há fenocristais tanto de plagioclásio (An_{32}) quanto de feldspato potássico, este último apresenta-se como grãos límpidos, com bordas e contatos irregulares, assim como na matriz.

O feldspato potássico apresenta-se geralmente como cristais anhedrais de aspecto pertítico e, em menor proporção, possuem geminação em grade, indicando inversão para microclínio. Também ocorre como finas em vênulas que invadem os grãos de plagioclásio e de feldspato ígneo, em função do metassomatismo potássico (**Prancha 6 – Fotomicrografia 2**). São comuns as alterações para sericita, além da

oxidação que confere aspecto túrbido aos cristais. Inclusões de rutilo acicular ocorrem em alguns cristais de feldspato.

O plagioclásio apresenta-se como cristais subeuhedrais tabulares hipidiomórficos de tamanhos entre 0,24 e 4,5 mm, com geminação Albita, Albita-Periclina e Carlsbad e, às vezes, com zonamento normal. O teor de anortita varia de oligoclásio cálcico a andesina sódica. O metassomatismo potássico pode ser verificado em alguns dos cristais, às vezes intensamente, deixando apenas relíquias com geminação polissintética. A forte saussuritização resulta muitas vezes na formação de pseudomorfos e, em alguns casos nota-se uma possível alteração argílica. A saussuritização comumente é mais intensa no núcleo dos cristais e as bordas comumente estão sericitizadas, particularmente quando num estilo pervasivo seletivo. Preenhita ocorre como produto de alteração de plagioclásio e nos planos de clivagem da biotita, como na amostra Ser-07a, mas também é observada como material de preenchimento em vênulas e fraturas como na amostra CJ-73 (**Prancha 6 – Fotomicrografia 3**). Os cristais de anfibólio são anhedrais a subeuhedrais de 0,1 até 5 mm, (nas variedades porfíricas o tamanho dos cristais varia de 0,06 a 2,3 mm) e, por vezes, apresentam núcleos semi-preservados de piroxênio incolor a amarelo, com ocorrência de titanita nos planos de clivagem (**Prancha 6 – Fotomicrografia 4**). As cores de birrefringência variam entre laranja-amarelado de primeira ordem a verde de segunda ordem, geralmente com zonamentos com cor verde-amarelada no núcleo e verde-azulado na borda. Pleocroísmo varia segundo a fórmula amarelo – amarelo-esverdeado (X), verde-amarronzado – verde-amarelado (Y), verde-escuro – amarronzado (Z), permitindo ser classificado como hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 14 - 25^{\circ}$. Há também substituição do anfibólio por biotita e intercrescimentos simplectíticos com quartzo e minerais opacos. Inclusões mais comuns são de apatita acicular e zircão, esse com desenvolvimento de halos pleocróicos. As alterações para clorita, epidoto e carbonato são observadas em alguns cristais.

A biotita tem forma anedral, tamanho de 0,01 até 2,5 mm, pleocroísmo creme-pálido (X), marrom-escuro – vermelho (Y=Z) e dispõe-se em agregados associados a minerais opacos ou forma como cristais individuais (**Prancha 6 – Fotomicrografia 5**). Intercrescimento simplectítico com minerais opacos desenvolvem texturas esqueléticas e há uma associação comum com preenhita de cor amarela, cristalizada nos planos das clivagens (Amostras Ser-06, Ser-07a).

Inclusões de titanita e minerais opacos e cloritização são observadas em alguns dos cristais. A biotita em agregados é hidrotermal e suas características ópticas indicam alto conteúdo de ferro. Parte da associada com o plagioclásio exibe texturas que permitem inferir cristalização durante o metassomatismo potássico.

Os acessórios principais são a apatita e agulhas de rutilo, principalmente inclusos em plagioclásio, mas há também zircão esquelético subeuhedral, incolor e com cores de birrefringência de segunda ordem, aparentemente cristalizados no final da fase magmática, antes do início do hidrotermalismo (**Prancha 6 – Fotomicrografia 6**). Clorita hidrotermal comumente preenche fraturas ou constitui pequenas vênulas.

As amostras Ser-07a e CJ-73 exibem efeitos de brechação hidrotermal, com redução da granulação e arredondamento dos fragmentos e nesses condutos há, tipicamente, preenchimento dos espaços vazios por clorita, titanita, carbonato e prehnita (**Prancha 6 – Fotomicrografias 7 e 8**).

7.6 Pórfiros

Essa unidade petrográfica é formada por rochas cinzas e tons claros até escuros, com textura macroscópica porfírica, matriz afanítica (**Prancha 1 – Foto 7**), e com plagioclásio, quartzo e feldspatos como fases magmáticas, tanto nos fenocristais quanto na matriz. Como megacristais ocorrem quartzo (geralmente bipiramidado), plagioclásio, biotita e anfibólio (**Prancha 7 – Fotomicrografia 1**). O índice de cor varia entre 5 e 7%. O conteúdo de feldspato potássico metassomático nessas rochas é mais facilmente identificável pela sua cor vermelha (**Prancha 1 – Foto 8**), contrastante com o feldspato potássico ígneo de cor cinza. Como fases varietais na matriz e como fenocristais ocorrem anfibólio e biotita. Minerais opacos, epidoto e zircão são as principais fases acessórias dentro de uma textura porfírica formada. Subordinadamente ocorrem feldspatos grossos formados pelo metassomatismo potássico que substituiu quase que totalmente alguns megacristais de plagioclásio, restando apenas pequenas porções com geminação polissintética original. Além do metassomatismo, verifica-se também em diferentes intensidades propilitização e sericitização, bem como alteração argílica restrita, saussuritização do plagioclásio, epidotização dos anfibólios, cloritização de biotita e preenchimento de fraturas com clorita, prehnita e titanita.

O plagioclásio apresenta-se como cristais euhedrais tabulares curtos na sua maioria, até anhedrais, incolores a marrons, quando afetados pelo metassomatismo potássico. A granulação varia de 0,2 a 4,5 mm, geralmente possuem geminação polissintética e, localmente, Albita-Periclina, e zonamento normal (**Prancha 7 – Fotomicrografia 2**). O teor de anortita indica uma composição de oligoclásio cálcico. Alterações para sericita e saussurita são comuns e ocorrem em intensidade variável, por vezes substituindo o cristal quase que totalmente, ou somente seus núcleos, ou suas bordas (**Prancha 7 – Fotomicrografias 3 e 4**). Inclusões de biotita, minerais opacos, zircão e anfibólios são comuns.

Prancha fotográfica 7 – Pórfiros

Fotomicrografia 1 – Aspecto microscópico típico dos pórfiros, com textura porfirítica dada por fenocristais de quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio dispersos numa matriz quartzo-feldspática com anfibólio. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Zonamento normal e geminação Albita-Periclina, comum em fenocristal de plagioclásio subhedral. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Fenocristal de plagioclásio zonado pseudomorfizado pela intensa alteração saussurítica. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.

Prancha fotográfica 7 (continuação) – Pórfiros

Fotomicrografia 5 – Detalhe de um fenocristal de quartzo com golfo de corrosão preenchido pela matriz fortemente sericitizada. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 6 – Aspecto de um cristal subeuhedral de anfibólio parcialmente cloritizado, principalmente ao longo dos planos de clivagens. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 7 – Cristal de biotita parcialmente cloritizado e com inclusões de prehnita nos planos de clivagem. Fotomicrografia sem analisador.

O quartzo apresenta formas desde anhedrais arredondadas até euhedrais bi-piramidadas, é límpidos e tem granulação dos fenocristais entre 0,3 e 3,1 mm. Na matriz associa-se ao feldspato potássico, formando intercrescimentos granofíricos (Amostra CJ-66a Base). Alguns cristais bi-piramidados mostram golfos de corrosão, produto da reação com o líquido magmático que constitui a matriz pela consolidação no eutético, e outros desenvolvem texturas glomeroporfíricas (**Prancha 7 – Fotomicrografia 5**).

O feldspato potássico, na sua maioria distribui-se na matriz e apresentam uma variável alteração para sericita. Como fenocristais tem formas subeuhedral, geminação Carlsbad, textura perítica e nas bordas forma intercrescimento granofírico com o quartzo. Na amostra Ser-24, uma porção do feldspato potássico é produto do metassomatismo que substituiu cristais de plagioclásio.

O anfibólio apresenta-se como cristais prismáticos euhedrais a anhedrais, tanto nos fenocristais como na matriz, com granulação oscilando entre 0,035 e 4,5 mm e com e inclusões de minerais opacos. Por vezes agrupam-se cristais formando texturas glomeroporfiríticas. Os fenocristais apresentam pleocroísmo (**Prancha 7 – Fotomicrografia 6**) amarelo-pálido esverdeado, verde-pálido esverdeado (X), verde-pálido (Y) e verde-amarelado pálido, verde-escuro (Z), sugerindo ser uma hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 13 - 30^{\circ}$. As alterações hidrotemais resultam em clorita, epidoto, titanita e carbonato que, em alguns casos podem ser tão fortes que substituem todo o cristal, deixando-o como pseudomorfo. Também ocorre formação da biotita a partir do anfibólio.

A biotita ocorre como cristais euhedrais a anhedrais placóides de 0,025 e 0,9 mm, com pleocroísmo creme-amarelado (X), marrom-avermelhado, vermelho-escuro (Y=Z). Cloritização forte é observada nas amostras CJ-68 e CJ-71, sendo essa a substituição hidrotermal comum, formada durante a propilitização, que inclui ainda epidoto, minerais opacos, zircão, titanita e prehnita, estes dois últimos nos planos de clivagem (**Prancha 7 – Fotomicrografia 7**).

7.7 Rochas Básicas

Esta unidade é formada por rochas verde-escuras a pretas-esverdeadas com textura hipídio- a alotriomórfica granular fina a grossa, com plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, anfibólio, biotita, piroxênio, localmente brechadas (**Prancha 8 – Foto 1**). Seu índice de cor usualmente > 30%.

O plagioclásio apresenta-se como cristais subeuhedrais tabulares alongados com geminação polissintética e, às vezes Albita–Periclina (**Prancha 9 – Fotomicrografia 1**). O teor de anortita varia de andesina a labradorita e alguns cristais apresentam zonamento normal. Comumente estão intensamente saussuritizados, resultando em pseudomorfos, ou estão parcialmente substituídos por feldspato potássico metassomáticos.

O quartzo ocorre como cristais anhedrais isolados e, às vezes, como intercrescimentos simplectíticos com cristais de anfibólio. Na amostra Ser-32a localmente forma texturas gráficas e mirmequíticas junto ao feldspato potássico e ao plagioclásio, respectivamente, e na amostra Ser-34, preenche delgadas fraturas.

O feldspato potássico é volumetricamente subordinado na amostra Ser-32a e constitui cristais anhedrais com geminação em grade característica do microclínio ou

é pertítico ou produto do metassomatismo que substituiu o plagioclásio, nesse caso resultando em cristais de aspecto túrbido.

O anfibólio por formar texturas glomeroporfíricas de cristais anhedrais a subeuhedrais com 0,3 a 2,7 mm, às vezes com núcleos semi-preservedos de piroxênio (**Prancha 9 – Fotomicrografia 2**), ou ocorre em texturas simplectíticas com minerais opacos (Amostra Ser-26a).

Prancha fotográfica 8

Foto 1 – Aspecto macroscópico do gabro com textura fanerítica equigranular grossa da Unidade das Rochas Básicas.

Foto 2 – Aspecto macroscópico de granito com textura fanerítica inequigranular grossa. Unidade do Magnetita Granito.

Foto 3 – Aspecto macroscópico do granito marrom-arroseado com granulação média a grossa, inequigranular da Unidade Granito Marrom.

Foto 4 – Aspecto macroscópico de granodiorito inequigranular grosso porfirítico, fracamente potassificado. Unidade Parauari.

Prancha fotográfica 8 (continuação)

Foto 5 – Aspecto macroscópico do granito com textura alotriomórfica granular da Unidade São Chico.

Foto 6 – Aspecto macroscópico do granito vermelho com efeitos de brechagem da Unidade Minério.

Foto 7 – Aspecto macroscópico de tufo de cinzas finamente laminado da Unidade Tufo de Cinzas.

O pleocroísmo é amarelo-esverdeado (X), verde-amarelado (Y) e verde-pálido (Z), indicando ser uma hornblenda. Amostra Ser-34 apresenta-se como cristais anhedrais a subeuhedrais, por vezes prismáticos, geminados e zonados composicionalmente, com núcleos fibrosos verdes, e granulação variando de 1,25 – 7 mm, com, ou como cristais subeuhedrais de hábito fibroso finos (0,05 a 0,49 mm) com pleocroísmo variando em tons de verde, pois devido ao tamanho não foi possível obter a fórmula pleocróica, com inclusões de epidoto, minerais opacos e titanita nos núcleos (**Prancha 9 – Fotomicrografia 3**). Esse tipo ocorre associado a prehnita com hábito radiado, extinção ondulante, cores de birrefringência desde amarelos de primeira ordem até roxa-azulada de segunda ordem. A prehnita também preenche fraturas, juntamente com clorita, epidoto e titanita. Algumas das fraturas são preenchidas por cristais com alta birrefringência que aparentam ser pectolita, segundo o Prof. J.M.V Coutinho.

Prancha Fotográfica 9 – Rochas Básicas

Fotomicrografia 1 – Aspecto de um cristal subeuedral zonado de plagioclásio com geminação polissintética, parcialmente substituído na borda à direita feldspato potássico (Kfs) da alteração potássica. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Detalhe de um cristal anhedral de anfibólio de cor verde (Amp) com núcleo de clinopiroxênio (Cpx) incolor. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 3 – Cristais anhedrais de anfibólio acicular formados no núcleo de anfibólio prismático. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Pseudomorfo de clorita em biotita. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 5 – Porção brechada com fraturamento e arredondamento dos fragmentos de plagioclásio e piroxênio, em matriz clorítica. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.

O clinopiroxênio forma cristais anhedrais granulares e tem birrefringência de primeira e segunda ordem (amarelo, azul). Alterações para clorita, titanita e carbonato são comuns, assim como a associação com minerais opacos.

A biotita ocorre de modo subordinado nas amostras Ser-26a, Ser-32a e Ser-41a e apresentam pleocroísmo creme (X) e vermelho-amarronzado, verde-oliva (Y=Z). Cristais de possíveis de prehnita são freqüentes ao longo dos planos de clivagem.

Apatita, titanita e zircão são os principais minerais acessórios, geralmente associados aos anfibólios e ao plagioclásio.

As alterações hidrotermais mais comuns são a saussuritização do plagioclásio e a cloritização dos máficos que, por vezes substituem completamente os cristais, restando apenas pseudomorfos (**Prancha 9 – Fotomicrografia 4**). A clorita também preenche fraturas.

As porções brechadas da rocha se caracterizam pela ocorrência de cristais de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos dispersos numa matriz clorítica. A diminuição da granulação e deslocamentos das lamelas de geminação são produto do fraturamento (**Prancha 9 – Fotomicrografias 5 e 6**).

7.8 Magnetita Granito

As rochas dessa unidade, identificada apenas em alguns afloramentos, são formadas por granitos grossos muito inequigranulares (**Prancha 8 – Foto 2**), porfirítico, com cristais de até mais de 1,2 cm de comprimento, com alguns xenólitos alongados e arredondados com até 10 cm de comprimento de rocha básica ou intermediária fina com poucos fenocristais de plagioclásio. O granito mostra-se variavelmente potassificado e notam-se em campo blocos fortemente potassificados.

Microscopicamente rochas apresentam textura hipidiomórfica, localmente porfirítica, com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio com núcleos de piroxênio e biotita (**Prancha 10 – Fotomicrografia 1**) essenciais ou varietais e zircão e apatita acessórios. Epidoto, titanita e prehnita são os principais minerais secundários. O índice de cor apresenta um valor em torno de 8%.

Microscopicamente rochas apresentam textura hipidiomórfica, localmente porfirítica, com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio com núcleos de piroxênio e biotita (**Prancha 10 – Fotomicrografia 1**) essenciais ou varietais e zircão

e apatita acessórios. Epidoto, titanita e prehnita são os principais minerais secundários.

Prancha fotográfica 10 – Magnetita granito

Fotomicrografia 1 – Textura hipidiomórfica granular presente nas rochas dessa unidade, com quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Característica óptica dos grãos subeuhedrais tabulares de plagioclásio pseudomorfizados por intensa saussuritização. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Aspecto dos cristais anhedrais de feldspatos pertíticos com aspecto túrbido causado pela alteração potássica. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.

Fotomicrografia 5 – Cristal anhedral de anfibólio verde (Amp) com núcleo de clinopiroxênio incolor (Cpx). Notam-se os minerais opacos como inclusões. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.

Microscopicamente rochas apresentam textura hipidiomórfica, localmente porfirítica, com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio com núcleos de piroxênio e biotita (**Prancha 10 – Fotomicrografia 1**) essenciais ou varietais e zircão e apatita acessórios. Epidoto, titanita e prehnita são os principais minerais secundários. O índice de cor apresenta um valor em torno de 8%. As alterações hidrotermais mais evidenciados nas rochas dessa unidade são a saussuritização do plagioclásio, cloritização da biotita (alteração propilítica) e metassomatismo potássico pouco intenso dos feldspatos.

O quartzo ocorre como cristais anhedrais de aspecto límpido, com granulação entre 0,21 e 1,6 mm, por vezes intersticial, e como inclusões no anfibólio.

O plagioclásio apresenta-se como cristais euhedrais e subeuhedrais com hábito tabular alongado, por vezes curto, variando entre 0,014 até 7 mm. Comumente tem geminação polissintética e os teores de anortita indicam ser andesina, às vezes com zonamento normal, com andesina nos núcleos chegando até albita nas bordas. Alteração saussurítica em alguns dos cristais é pervasiva, substituindo quase que totalmente o cristal ígneo (**Prancha 10 – Fotomicrografia 2**), em outros restando as bordas límpidas de albita.

O feldspato potássico geralmente ocorre como cristais anhedrais, por vezes constituindo megacristais, com exsolução lamelar de albita e, mais comumente, apresentam aspecto túrbido dado pelo metassomatismo potássico e, possivelmente, alteração argílica (**Prancha 10 – Fotomicrografias 3 e 4**). Também ocorre como produto da alteração potássica ao substituir cristais de plagioclásio, que pode sobrar como pequenas porções irregulares inclusas, com geminação polissintética. Devido ao tamanho não foi possível verificar a composição desses restos.

O anfibólio geralmente forma cristais anhedrais e subeuhedrais, de 0,13 à 2,8 mm de comprimento, alguns deles ainda núcleos de piroxênio preservados, onde podem-se observar planos de clivagem preenchidos por titanita, além de algumas inclusões de apatita e de minerais opacos, especialmente magnetita (**Prancha 10 – Fotomicrografias 5 e 6**), que pode constituir mais de 7% do volume da rocha. O pleocroísmo apresenta variações segundo $X = \text{creme-pálido}$, $Y = \text{verde-oliva pálido}$, $Z = \text{verde-pálido}$ ($X < Y < Z$), sugerindo ser uma hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 9$ a 32° . É comum haver transformação parcial do anfibólio para biotita e, quando em contato com minerais opacos pode haver o desenvolvimento de texturas simplectíticas.

A biotita apresenta-se como cristais subeuhedrais placóides variando entre 0,3 e 2,6 mm. O pleocroísmo varia segundo X = creme-amarelado pálido a forte Y = Z = castanho-amarelado, vermelho-amarronzado. Muitos dos cristais encontram-se cloritizados, com epidoto e titanita associados, além de prehnita em planos de clivagem.

7.9 Granito Marron

Essas rochas de aspecto macroscópico peculiar foram identificadas em alguns afloramentos, mas as relações de contato com as encaixantes não puderam ser identificadas e, de fato, pode corresponder a variações de fácies ígneas ou até mesmo hidrotermal do Granito Palito ou do Granito Rio Novo. As rochas dessa unidade são marrom-arroseadas, inequigranulares e têm granulação média a grossa. São formadas por feldspato potássico marron de granulação fina a grossa e fenocristais euhédricos de plagioclásio (>15%) esbranquiçados (argilitizados?), por anfibólio e biotita anhedrais (>15%) (**Prancha 8 – Foto 3**). O índice de cor situa-se na média de 10%.

Microscopicamente as rochas apresentam textura hipidiomórfica granular, com quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, anfibólio e biotita como fases magmáticas. As fases acessórias mais comuns são zircão, apatita e minerais opacos. Alterações potássica desde fraca até pervasiva seletiva, argílica pervasiva seletiva e albitização fraca são as predominantes (**Prancha 11 – Fotomicrografias 1 e 2**).

O quartzo constitui cristais anhedrais com contatos geralmente irregulares e aspecto límpido.

O feldspato potássico geralmente ocorre como cristais anhedrais a subeuhedrais, por vezes formando megacristais pertíticos (até 5,6 mm de comprimento), alguns com geminação Carlsbad e de aspecto túrbido pela alteração potássica.

O plagioclásio apresenta-se como cristais de hábito tabular variando entre 0,18 e 3,7 mm, com geminações polissintéticas e Albita-Periclina que indicam composição de andesina.

Prancha fotográfica 11 – Granito Marron

Fotomicrografia 1 – Feição característica da alteração potássica e possivelmente argílica em cristais de plagioclásio (Pl) e feldspato (Kfs) respectivamente. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.

Fotomicrografia 3 – Cristal subeuhedral de anfibólio verde envolvido e parcialmente substituído na sua porção superior na imagem por biotita ígnea marrom-avermelhada e biotita hidrotermal mais clara a esverdeada. Notar a exsolução de minerais opacos pela recristalização hidrotermal da biotita ígnea. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Detalhe de um cristal de biotita (Bt) fortemente cloritizado, com exsolução de opacos e com cristalização de prehnita (Prh) nos planos de clivagem. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 5 – Agregados de hidrobiotita associados ao redor de núcleos de ilmenita (Ilm). Fotomicrografia com analisador.

Zoneamento normal é observado em alguns cristais. O metassomatismo potássico e propilitização podem ser tão intensas e pervasivas pela rocha que substitui todos os cristais por feldspato potássico no primeiro caso e por saussurita no segundo.

O anfibólio ocorre como cristais anhedrais e subeuhedrais que variam entre 0,1 e 1,86 mm de comprimento, com pleocroísmo segundo X = creme-amarelado, Y = castanho-esverdeado, Z = verde-acastanhado, verde-oliva, sugerindo ser uma hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 16 - 21^{\circ}$. Frequentemente associa-se com biotita ígnea marrom-avermelhada, mas pode estar parcialmente substituída por biotita (**Prancha 11 – Fotomicrografia 3**), actinolita verde-clara e epidoto amarelo em menor porcentagem, além de ilmenita, comumente leucoxenizada.

A biotita compõe cristais anhedrais até subeuhedrais placóides variando entre 0,15 e 0,9 mm, com fórmula pleocróica creme-amarelado (X) e marron-avermelhado (Y=Z). Nos planos de clivagem de alguns cristais desenvolveu-se prehnita incolor (**Prancha 11 – Fotomicrografia 4**), comumente associada com clorita e epidoto. Hidrobiotita intergranular preenche espaços entre cristais, nas bordas de núcleos de ilmenita leucoxenizada ou fraturas em cristais de feldspato potássico (**Prancha 11 – Fotomicrografia 5**).

7.10 Granodiorito Parauari

Essa unidade ocorre apenas fora da área da mina e é constituída por granodiorito porfirítico grosso, com cristais alcançando mais de 1,2 cm de comprimento (**Prancha 8 – Foto 4**). São comuns xenólitos com até 10 cm de comprimento, alongados e arredondados, de rochas básicas a intermediárias finas, verdes, com alguns fenocristais de plagioclásio. Zonas potassificadas em intensidade variando de muito fraca a muito forte são comuns em afloramentos de rochas dessa unidade.

Microscopicamente as rochas apresentam textura hipidio- alotriomórfica granular com quartzo, plagioclásio, feldspato, anfibólio e biotita como fases secundárias (**Prancha 12 – Fotomicrografia 1**). O seu índice de cor está em torno de 20%. Como minerais acessórios destacam-se a apatita, zircão e os minerais opacos e como minerais hidrotermais ocorrem epidoto, titanita, clorita, sericita, prehnita. As alterações hidrotermais potássica, propilítica e argílica ocorrem em

diferentes estilos e intensidades, variando desde pervasiva seletiva até fissural fracas a fortes.

O quartzo ocorre geralmente como cristais anhedrais isolados de contatos irregulares e também junto com o feldspato potássico, formando intercrescimentos gráficos (**Prancha 12 – Fotomicrografia 2**).

O feldspato potássico tem formas anhedrais, é pertítico e, por vezes, constitui megacristais com até 6,4 mm de comprimento. O aspecto túrbido é comum e é devida à potássica inicial e, provavelmente, a uma alteração argílica posterior.

O plagioclásio geralmente tem hábitos tabulares alongados e curtos, geminação polissintética e Albita-Periclina e composição andesínica. Subordinadamente mostram zonamento de tipo normal até albita, identificado pela saussuritização pervasiva que afeta os núcleos dos cristais. O mesmo acontece com o metassomatismo potássico, que chega a substituir quase que totalmente alguns cristais.

O anfibólio é uma fase magmática inicial, pois geralmente tem hábito euhedral a subeuhedral, mas há substituição hidrotermal para biotita, provavelmente durante o metassomatismo potássico, tanto nas bordas como nos núcleos dos cristais (**Prancha 12 – Fotomicrografia 3**). A granulação varia de 0,09 a 2,8 mm, o pleocroísmo é amarelo-pálido, creme-pálido (X), marron-esverdeado, verde-acastanhado (Z) e verde-pálido, verde-oliva (Y), sugerindo possivelmente ser uma hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 9 - 18^{\circ}$.

A biotita apresenta-se como cristais euhedrais a anhedrais placóides com pleocroísmo creme-amarelado (X) e vermelho-amarronzado forte (Y=Z). Nos planos de clivagem cristalizou-se prehnita incolor e titanita amarelada.

Cloritização e formação de epidoto são comuns, principalmente nos minerais ferro-magnesianos, evidenciam a ação da alteração propilítica, à qual também se associam clorita, minerais opacos e titanita que preenchem fissuras e espaços intergranulares (**Prancha 12 – Fotomicrografia 4**).

Prancha fotográfica 12 – Granodiorito Parauari

Fotomicrografia 1 – Aspecto de um megacristal de plagioclásio saussuritizado em textura porfirítica, e cristais menores de quartzo, anfibólio e biotita. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Detalhe da textura gráfica entre cristais de quartzo de aspecto límpido e feldspatos potássicos túrbidos. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Cristal euhedral de anfibólio com formação de biotita no núcleo. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Aspecto da alteração propilítica afetando cristais de anfibólio com formação de clorita e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.

Dentro do Granito Parauari, distante da área da Mina do Palito, ocorre um garimpo de ouro denominado São Chico. As mineralizações associam-se a zonas de alteração hidrotermal sericítica sulfetada semelhantes à da Mina do Palito, mas aparentam ser de mais baixa temperatura, pois são ricas em esfalerita e galena e tem sulfetos de cobre subordinados. Algumas rochas encaixantes dos veios foram analisadas, visando uma comparação com a mineralização do Palito, descritas a seguir.

As rochas variam texturalmente desde hipidiomórfica granular até porfirítica, com presença de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, em parte como megacristais, que definem a textura porfirítica (**Prancha 8 – Foto 5**). Como minerais

varietais ocorrem anfibólio e biotita e como acessórios, zircão, apatita e minerais opacos. Titanita, clorita, sericita e argilo-minerais são minerais secundários.

Nessas rochas observa-se principalmente alteração sericítica e argilização e, localmente, potassificação e propilitização. Nas amostras estudadas essas alterações são predominantemente pervasivas seletivas pouco intensas e fissurais, como no caso da alteração propilitica da amostra DT-07b.

O quartzo apresenta hábito anedral e aspecto límpido, por vezes formando junto ao feldspato texturas gráficas (**Prancha 13 – Fotomicrografia 1**).

O feldspato potássico exibe formas anhedrais e texturas pertíticas as quais as vezes também se apresentam em megacristais atingindo 4,8 mm de comprimento, com geminação Carlsbad, que representam as fases porfíricas das amostras DT-10a, DT-10b (**Prancha 13 – Fotomicrografia 2**).

Prancha fotográfica 13 – Granodiorito Parauari – Garimpo São Chico

Fotomicrografia 1 – Aspecto da textura gráfica bem desenvolvida, com feldspatos potássicos muito hidrotermalizados, e quartzo de aspecto mais limpo. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Detalhe de um megacristal de feldspato potássico pertítico hidrotermalizados, com inclusões de plagioclásio e geminação Carlsbad. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Hidrobiotita associada a feldspato potássico de aspecto túrbido, fortemente metassomatizado. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.

**Prancha fotográfica 13 (continuação) – Granodiorito Parauari –
Garimpo São Chico**

Fotomicrografia 5 – Cristal anedral de anfibólio com alteração para hidrobiotita, epidoto e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.

Fotomicrografia 7 – Cristais de Epidoto (Ep) formados nos planos de clivagem da biotita, com hidrobiotita associada (Bt). Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 8 – Idem Fotomicrografia 7, com analisador.

O plagioclásio (andesina) apresenta-se como cristais subeuhedrais de hábito tabular curto ou alongado, com geminações polissintéticas e Albita-Periclina. O metassomatismo potássico, geralmente fraco, afetou alguns dos cristais de plagioclásio, identificado pelos restos da geminação polissintética.

Nessas amostras observa-se também um filossilicato vermelho, possivelmente hidrobiotita, indicando uma origem intempérica, e fraturas nos cristais de plagioclásio alterados (**Prancha 13 – Fotomicrografias 3 e 4**). A saussuritização, quando pervasiva e intensa oblitera as características originais do cristal. Alguns cristais de plagioclásio têm inclusos cristais fraturados de prehnita, com birrefringência azul, púrpura e amarelo-arroseado.

O anfibólio é prismático anedral a subeuedral, tem pleocroísmo creme-amarelado, amarelo pálido (X), verde-acastanhado, verde-pálido (Y) e verde-oliva (Z), indicando ser uma hornblenda, e o $Z^{\wedge}C = 19^{\circ}$. Alterações mais comuns são para biotita, hidrobiotita, actinolita verde-clara, epidoto amarelo, titanita, carbonato e

ilmenita, comumente leucogenizada (**Prancha 13 – Fotomicrografias 5 e 6**). A alteração propilítica manifesta-se no anfibólio com formação, quando forte, de pseudomorfos com clorita, carbonato e titanita.

A biotita quando inalterada forma plaquetas anhedrais com pleocroísmo laranja-amarelado (X) e vermelho-amarronzado (Y=Z). Alguns dos cristais da amostra DT-10b tem epidoto de cor creme-esverdeado a creme-pálido associados (**Prancha 13 – Fotomicrografias 7 e 8**) e outros por vezes estão alterados para argilo-minerais e hidróxidos de ferro. Geralmente a biotita encontra-se afetada fortemente pela alteração propilítica, resultando em pseudomorfos cloríticos.

7.11 Minérios

Esta unidade é formada por rochas com evidências de brechação hidrotermal, manifestada pelo fraturamento e arredondamento dos clastos e ocorrência de clorita em fraturas (**Prancha 8 – Foto 6**). Algumas das porções apresentam cor cinza pela presença de clorita e sericita, e amarela nas porções com sulfetos (essencialmente pirita e calcopirita), além de veios de quartzo e fluorita associados.

Os efeitos da brechação podem ser vistos pela ocorrência de texturas cataclásticas, com pequenos porfiroclastos dispersos numa matriz muito fina, formada por minerais cominuídos e hidrotermalizados, rico em clorita e, subordinadamente, com sericita, óxidos de ferro (**Prancha 14 – Fotomicrografias 1 e 2**), além de fraturas preenchidas por quartzo, clorita, óxidos de ferro, sericita, titanita e carbonato (**Prancha 14 – Fotomicrografias 3 e 4**).

Os fragmentos dos cristais de feldspato potássico de aspecto túrbido devido à alteração potássica e, possivelmente, argílica, e a biotita e o anfibólio estão fortemente cloritizados. Associados com cristais de pirita ocorrem cristais subeuédraes de alta birrefringência, possivelmente de annita, quartzo e sericita que em conjunto fazem parte da alteração sericítica (**Prancha 14 – Fotomicrografias 5 e 6**).

7.12 Tufos Cineríticos

Macroscopicamente essas rochas apresentam cor creme-amarelado a esbranquiçado, estrutura laminada dada pela sequência de leitos com cores distintas, milímetros de espessura (**Prancha 8 – Foto 7**).

Prancha fotográfica 14 – Minério

Fotomicrografia 1 – Brecha hidrotermal com textura cataclástica e porfiroclastos dispersos em matriz fina, cloritizada. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.

Fotomicrografia 3 – Aspecto microscópico da brecha hidrotermal com fraturas preenchidas, vênulas de quartzo com carbonato (CA), titanita e clorita (Chl). Notar o fraturamento de alguns cristais de quartzo, e o feldspato túrbido devido à forte potássificação. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.

Fotomicrografia 5 – Aspecto da alteração sericitica forte rica em sulfetos, cortada por vênulas de quartzo, em brecha hidrotermal. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, com analisador.

Microscopicamente apresenta textura laminada eutaxítica com material tufáceo compactado e soldado de granulação extremamente fina (**Prancha 15** –

Fotomicrografias 1 e 2). Reconhece-se sericita iso-orientada em matriz possivelmente quartzo-feldspática e quartzo um pouco mais grosso e algum carbonato.

Algumas lâminas são ricas em quartzo xenoblástico, sugerindo silicificação diagenética, compactação e posterior cristalização (**Prancha 15 – Fotomicrografias 3 e 4**), feição essa típica em tufos félsicos. Partículas opacas e semi-opacas, provavelmente de hidróxido de ferro, se distribuem por toda a rocha, ou se concentram em fraturas e bordas de alguns grãos. Alguns grãos com 2 a 5 μ de diâmetro que ocorrem associados aos minerais opacos parecem ser zircão.

Prancha fotográfica 15 – Tufos cineríticos

Fotomicrografia 1 – Tufo cinerítico estrutura laminada e textura eutaxítica de granulação muito fina. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.

Fotomicrografia 3 – Estruturas lenticulares com finíssimos cristais xenoblásticos de quartzo, sugerindo origem por silicificação diagenética e cristalização. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Idem Fotomicrografia 3, com analisador.

8 CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO COM USO DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Neste capítulo serão detalhadas as características do minério a partir do uso de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

8.1 Minério de ouro–(cobre)

Os veios mineralizados ocorrem associados a zonas com predominância de diferentes tipos de alteração hidrotermal, incluindo propilítica, argílica, clorítica e, particularmente, sericítica. Adicionalmente, zonas de alteração sericítica apresentam também significativo conteúdo de sulfetos disseminados. Evidências de duas gerações de sulfetos podem ser observadas nas **Fotos 8.1 e 8.2**.

Foto 8.1. Fotomicrografias em luz transmitida de veio mineralizado com clorita (Chl), carbonatos (Cal) e quartzo (Qtz) sem analisador (direita) e com analisador (esquerda). Abreviações: Cal = carbonato; Chl = clorita; Qtz = quartzo.

Foto 8.2. Fotomicrografias em luz transmitida mostrando a associação de pirita com sericita e quartzo sem analisador (direita) e com analisador (esquerda). Abreviações: Py = pirita; Qtz = quartzo; Ser = sericita.

Na primeira delas os sulfetos, representados principalmente por pirita, distribuem-se em meio a uma massa de clorita, juntamente com cristais abundantes de calcita, apatita e quartzo. Na segunda, sulfetos preenchem fraturas em meio à alteração sericítica bastante intensa.

O minério da Mina do Palito apresenta relação espacial e temporal com as zonas de alteração sericítica e é constituído pela associação de calcopirita + pirita $\pm$ digenita $\pm$ calcocita $\pm$ pirrotita $\pm$ galena $\pm$ esfalerita $\pm$ covelina, sendo encontrado ouro nativo incluso na calcopirita (**Prancha 16 – Fotomicrografias 1 e 4**). Cristais de pirita euhedrais ocorrem associados com calcopirita, comumente em porções brechadas do minério (**Prancha 16 – Fotomicrografias 2 e 3**).

Prancha fotográfica 16

Fotomicrografia 1 – Associação entre minerais de minério em luz refletida representados por pirrotita (Po), calcopirita (Ccp) e pirita (Py).

Fotomicrografia 2 – Cristais euhedrais de pirita (Py) associados com calcopirita (Ccp) e minerais de ganga (luz refletida).

Fotomicrografia 3 – Aspecto típico das brechas hidrotermais com cristais de pirita menores e mais arredondados que os de calcopirita (luz refletida).

Fotomicrografia 4 – Associação de galena (Gn), pirrotita (Po) e calcopirita (Ccp), sendo a última substituída por covelita (Cv) ao longo de suas bordas (luz refletida).

Prancha fotográfica 16 (continuação)

Fotomicrografia 5 – Electrum (Au-Ag) e esfalerita (Sp) inclusos na calcopirita (luz refletida).

Fotomicrografia 6 – Aspecto microscópico do veio de minério mostrando o ouro (Au) incluído na calcopirita (luz refletida).

Fotomicrografia 7 – Aspecto microscópico do veio de minério evidenciando grande quantidade de ouro (Au) incluído na calcopirita (luz refletida).

Fotomicrografia 8 – Aspecto microscópico do veio de minério mostrando a associação de ouro (Au) com mineral de bismuto (luz refletida).

Em geral, a calcopirita é a fase mineral mais abundante nas amostras de minério, enquanto o ouro, principal mineral de minério, encontra-se intimamente associado a ela, em grãos com até 0,05 mm e quantidade de até 5% em algumas seções (**Prancha 16 – Fotomicrografias 4 a 8**). O ouro ocorre geralmente como inclusões na calcopirita e associado à bismutinita.

Estudos adicionais de microscopia eletrônica de varredura permitiram a identificação de fases minerais menores incluídas predominantemente na calcopirita e na pirita. Entre tais fases destaca-se a presença de bismuto nativo, makovickyita, cuprobismutita, wittichenita, entre outras (**Prancha 17; Figura 8.1**).

Figura 8.1. Espectros EDS de minerais inclusos em calcopirita da Mina do Palito.

Prancha fotográfica 17

Fotomicrografia 1 – Fotomicrografia em luz refletida mostrando inclusões de bismuto nativo associado a calcopirita (Ccp).

Fotomicrografia 2 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de microscopia eletrônica de varredura mostrando intercrescimentos de Au-Ag (electrum) com minerais de bismuto (pilsenita).

Fotomicrografia 3 – Bismuto nativo com bismutinita (Bmt) e wittichenita (Wtc) em suas bordas (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).

Fotomicrografia 4 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando bismutinita associada com galena (Gn) e ligas de Au-Ag (electrum).

Prancha fotográfica 17 (continuação)

Fotomicrografia 5 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando bismuto e makovickyita associados a calcopirita (Ccp) e pirita (Py).

Fotomicrografia 6 – Cuprobismutita substituída por bismuto nativo (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).

Fotomicrografia 7 – Associação de bismutinita com esfalerita (Sp) e calcopirita (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).

Fotomicrografia 8 – Bismuto nativo e pilsenita associados a cristal de pirita (imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV).

Também foram identificadas ligas de ouro e prata com composições que indicam presença tanto de ouro nativo quanto electrum, que segundo Boyle (1979) apresenta porcentagem de Ag > 20%.

Fe, Cu, Au e Ag foram identificados em análises de EDS de bismutinita (Bi_2S_3) associada com a calcopirita. A presença de tais elementos pode refletir a presença de inclusões diminutas de minerais portadores de tais elementos, como no caso do Au e Ag, ou interferência do mineral hospedeiro, tais como Fe e Cu presentes na calcopirita.

A **Tabela 8.1** lista as fases minerais identificadas no minério da Mina do Palito com o uso do MEV.

Tabela 8.1. Minerais de minério identificados por microscopia eletrônica de varredura na Mina do Palito.

Mineral	Fórmula química
Calcopirita	CuFeS_2
Calcocita	Cu_2S
Pirita	FeS_2
Pirrotita	FeS
Galena	PbS
Esfalerita	ZnS
Ouro	Au
Electrum	Au-Ag
Barita	BaSO_4
Argentocuproaurida	$\text{Cu}_3(\text{Au,Ag})$
Bismuto nativo	Bi
Bismutinita	Bi_2S_3
Makovickyita	$\text{Ag}_{1,5}\text{Bi}_{5,5}\text{S}_9$
Wittichenita	Cu_3BiS_3
Hedleyita	Bi_7Te_3
Cuprobismutita	$\text{Cu}_{10}\text{Bi}_{12}\text{S}_{23}$
Kupcikita	$(\text{Cu,Fe})_4\text{Bi}_6\text{S}_{10}$
Bismuto telureto seleneto	$\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{Se}$
Ag-Te-Bi telureto	$\text{Ag}_{16}\text{FeBiTe}_3\text{S}_8$
Matildita	$\text{AgBiS}_2(\text{Fe,Cu})$
Tetradimita	$\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{S}$
Scheelita	$\text{Ca}(\text{WO}_4)$
Ytrialita	$(\text{Y,Th})_2\text{SiO}_7$
Monazita	$(\text{Ce,L,Nd,Th})\text{PO}_4$
Thorita	ThSiO_4
Pilsenita	Bi_4Te_3

9 QUÍMICA MINERAL

Visando a caracterização da composição química de fases minerais primárias e hidrotermais presentes nas principais unidades aflorantes na Mina do Palito (Granitos Palito e Rio Novo, Granodiorito Fofuquinha e Pórfiros intrusivos nesses) foram realizadas análises em microsonda eletrônica de plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, biotita, clorita e mica branca. Análises selecionadas de química mineral encontram-se no Anexo II.

9.1 Feldspato

As análises realizadas em feldspato visaram a determinação da composição original do plagioclásio ígneo, assim como do feldspato hidrotermal, resultante do metassomatismo potássico que afetou em diferentes intensidades as unidades aflorantes na área de estudo.

O plagioclásio dos Granitos Palito e Rio Novo apresentam variações na percentagem de teor de anortita entre 0% e 30% (**Figura 9.1A e 9.1B**), sendo que a maioria dos cristais é classificada como albita e oligoclásio. No caso do Granodiorito Fofuquinha, a composição do plagioclásio se diferencia pelo maior teor de anortita, entre 20 e 38% (**Figura 9.1C**), o que o classifica como oligoclásio e andesina. A composição do plagioclásio analisado nas amostras de pórfiros mostra teores de anortita bastante variáveis, entre 20 e 80%, indicando composições extremas entre oligoclásio e bytownita, com uma maior concentração entre oligoclásio e andesina (**Figura 9.1D**). Esses teores muito elevados de anortita não deveriam ocorrer em rochas desse tipo, o que sugere a existência de algum evento de calcificação, ou de xenocristais de plagioclásio parcialmente absorvido no núcleo dos cristais ígneos. Entretanto, não foi possível definir-se esses aspectos com base na petrografia feita.

As análises do feldspato potássico que substitui o plagioclásio em amostras dos Granitos Palito e Rio Novo mostram alguma semelhança, conforme evidenciado no diagramas A e B (**Figura 9.1**). Os teores de albita mais elevados, observados principalmente em plagioclásio do Granito Rio Novo, podem representar análises mistas, devido à presença de exsoluções de albita indistinguíveis ao microscópio, tais como micropertitas. Nota-se também, que em alguns cristais de feldspato do Granito Palito apresenta composição próxima à do *end-member* ortoclásio, o que pode sugerir que a imiscibilidade não foi efetiva em todos os cristais de feldspato.

Para o Granodiorito Fofuinha as análises indicam (**Figura 9.1C**) que as composições do feldspato representariam exsoluções de tipo microperitítico.

Figura 9.1. Diagramas ternários Albita (Ab) – Anortita (Na) – Ortoclásio (Or) mostrando as composições do plagioclásio e do feldspato potássico hidrotermal dos Granitos Palito (A) e Rio Novo (B), Granodiorito Fofuinha (C) e Pórfiros (D).

9.2 Anfibólio

Os cristais de anfibólio analisados apresentam diferentes graus de alteração hidrotermal, que se reflete nas variações composicionais observadas.

O anfibólio do Granito Palito apresenta os maiores conteúdos de ferro e menores razões $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, sendo classificados como ferro-hornblenda, mas com uma tendência para composição de ferro-tschermackita.

As análises de anfibólio nas amostras do Granito Rio Novo em comparação com aquelas do Granito Palito indicam aparentemente composição menos evoluída devido aos conteúdos mais baixos em ferro. Apresenta, no entanto, maior variação composicional o que permite classificá-lo como ferro-hornblenda, mas com uma tendência de composição de ferro-tschermackita (**Figura 9.2A**). Em uma das amostras analisadas do Granito Rio Novo (CJ-98) observa-se, no entanto,

conteúdos mais elevados de $(\text{Na} + \text{K})_A$ que indicam composição de hastingsita (Figura 9.2C).

Figura 9.2. Diagramas de classificação de anfibólio de Leake et al. (1997) mostrando as variações composicionais de anfibólio dos Granitos Palito e Rio Novo e do Granodiorito das Fofuquinha.

O Granodiorito Fofuquinha apresenta, em geral, uma tendência menos evoluída (Figura 9.2A), com uma menor quantidade de ferro que permite classificá-lo como ferro-hornblenda. Os efeitos de hidrotermalismo evidentes em diferentes cristais analisados devido à mudança das tonalidades de cor do mineral, refletem-se no resultado das análises, nas quais se observa tendência de ferro-hornblenda para ferro-actinolita (Figura 9.2A). Caso particular ocorre em uma das amostras

analisadas (CJ-73) que apresenta composições de ferro-edenita, como é observado no diagrama B da **Figura 9.2**.

Análises em anfibólios dos Pórfiros diferenciam-se das demais devido às mais altas razões $Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Em geral, apresentam composição de magnésio-hornblenda, embora alguns dos cristais analisados apresentem composição de tschermackita (**Figura 9.3A**), ou edenita com uma menor percentagem de magnésio-hastingsita (**Figura 9.3B**).

Figura 9.3. Diagramas de classificação de Leake et al. (1997) para o anfibólio presente em amostras de Pórfiros.

9.3 Piroxênio

Amostras do Granodiorito Fofuquinha, apesar dos efeitos da alteração hidrotermal, apresentam núcleos semi-preservados de clinopiroxênio, que segundo o diagrama de classificação Wo–En–Fs, teriam composição química de pigeonita (**Figura 9.4.**), muito embora alguns cristais apresentem composições próximas à transição para augita ou clinoferrosilita.

Figura 9.4. Diagramas de classificação do piroxênio de amostras do Granodiorito Fofuquinha.

9.4 Biotita

As análises químicas da biotita proveniente de diferentes litotipos permitem a definição de tendências evolutivas de cristalização, além de características da biotita hidrotermal e alterada por fluidos hidrotermais subsequentes.

Na parte inferior da **Figura 9.5** os diferentes agrupamentos da biotita que apresenta apenas incipiente alteração hidrotermal sendo, portanto, consideradas como essencialmente ígneas. A biotita do Granodiorito Fofuquinha tem os maiores conteúdos de magnésio em relação às dos Granitos Rio Novo e Palito. Uma tendência evolutiva desde o Granodiorito Fofuquinha, passando pelo Granito Rio Novo, até o Granito Palito, pode ser caracterizada pelo aumento progressivo dos conteúdos de ferro, de forma análoga ao observado em relação ao anfibólio presente nos três litotipos.

A biotita ígnea presente no Pórfiro, entretanto, diferencia-se de todas as demais (**Figura 9.5**) devido ao maior conteúdo do magnésio e menores razões

Fe/(Fe+Mg), de forma também semelhante ao observado em relação ao anfibólio presente nesse litotipo.

A biotita hidrotermal presente nestas três unidades diferencia-se daquela ígnea por apresentar maiores conteúdos de Al^{IV} , e FeO e menores K_2O e SiO_2 (parte intermediária da **Figura 9.5**). O avanço do processo hidrotermal resultou em cloritização da biotita hidrotermal, que apresenta os maiores conteúdos de Al^{IV} e FeO, e os menores de K_2O e SiO_2 , como é visto nas agrupações da parte superior da **Figura 9.5**.

Figura 9.5. Diagramas de classificação da biotita das amostras do Granodiorito Fofóquina, Granito Rio Novo, Granito Palito e Pórfiro.

9.5 Micas Brancas

Mica branca foi analisada em amostras dos Granitos Palito e Rio Novo, além de amostras do minério da Mina Palito e a sua classificação foi realizada de acordo com o diagrama de Tischendorf *et al.* (1997), como é observado na **Figura 9.6**.

Figura 9.6. Diagrama de Tischendorf et al. (1997) mostrando a composição das micas brancas identificadas nos Granitos Palito e Rio Novo e em amostras de minério.

A mica presente em amostras do Granito Rio Novo apresenta composição de muscovita. A mica hidrotermal presente no Granito Palito, texturalmente representada tanto por micas muito finas como por micas mais grossas associadas a sulfetos, no entanto, apresenta grande variação composicional desde mica de Mg-Al, muscovita até fengita. As micas ricas em alumínio e magnésio poderiam ter relação composicional com micas do tipo celadonita. A mica presente em amostras do minério apresenta composições variáveis entre micas de Mg-Al até do tipo fengita e teriam origem predominantemente hidrotermal, associadas ao evento de alteração sericítica.

9.6 Clorita

Foram analisados cristais de clorita hidrotermal que ocorrem tanto isolados, quanto em veios, e também alguns cristais que ocorrem como produto da

substituição da biotita, todos classificados usando o diagrama de Hey (1954) na **Figura 9.7**.

A clorita presente no Granito Palito (**Figura 9.7A**) apresenta composição predominante de dafnita, com apenas uma análise apresentando composição mais rica em sílica e menores conteúdos de $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ (brunsvigita). A clorita de amostras de minério (**Figura 9.7B**) apresenta composição variável entre dafnita, passando para ripidolita, brunsvigita e picnoclorita, estas duas últimas indicando incrementos no conteúdo de magnésio. A clorita analisadas do Granito Rio Novo apresenta menores conteúdos de ferro total em relação aquela do Granito Palito e composição entre ripidolita e brunsvigita (**Figura 9.7C**). O Granodiorito Fofuquinha apresenta clorita em veios cuja composição varia entre pseudoturingita, ripidolita e brunsvigita, onde há um predomínio da ripidolita em relação aos outros dois tipos (**Figura 9.7D**).

Figura 9.7. Diagramas de classificação da clorita das rochas da Mina do Palito, segundo o diagrama de Hey (1954).

10 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NAS UNIDADES DA MINA DO PALITO

As alterações hidrotermais que afetam as diferentes unidades aflorantes na Mina do Palito apresentam diferentes variações, tanto no tipo e estilo, quanto a intensidade. O Granito Palito é o principal hospedeiro da mineralização de Au-(Cu) e a sua variações local para tipos levemente porfiríticos denominada como Fácies A, mostram alterações hidrotermais que variam de metassomatismo potássico pervasivo muito forte para alteração propilitica, sericitica e argílica, em estilo predominantemente fissural e intensidade variável.

O Granito Rio Novo e a sua Fácies B, bem como alguns pórfiros associados, apresentam também as mesmas alterações hidrotermais e mineralizações de Au-(Cu), mas essas diminuem de intensidade conforme se afasta do corpo granítico do Palito, assim como os teores e as dimensões dos veios de minério são menores que os presentes no mesmo.

As alterações hidrotermais no Granodiorito Fofquinha são também as mesmas que afetam os corpos anteriores, mas são geralmente bastante localizadas e não muito intensas, a não ser quando em contato com o Granito Palito.

10.1 Granito Palito

10.1.1 Alteração potássica

As rochas hidrotermalizadas do Granito Palito apresentam macroscopicamente estrutura maciça, cor vermelha intensa, textura fanerítica equigranular fina a média e cor vermelha característica, efeito do metassomatismo potássico, que também é responsável pela oxidação do Fe^{2+} presente nos feldspatos, resultando na formação de finíssimos cristais de hematita, tal como observado por Boone (1969) nos feldspatos hidrotermais em depósitos do tipo pórfiro nos EUA e por Juliani *et al.* (2002) no Granito Batalha na Província Aurífera do Tapajós. Ao microscópio, o aspecto túrbido dos cristais de feldspato, além de ser produto de micro-inclusões de hematita, também poderia ser causado pela sobreposição da alteração argílica. Microscopicamente nota-se também uma textura inequigranular seriada e seu eu índice de cor (IC) situa-se ao redor de 5.

O estilo do metassomatismo potássico manifesta-se geralmente de forma pervasiva seletiva (**Figura 10.1**), atingindo os cristais de feldspato e imprimindo na

rocha uma cor vermelha intensa (**Prancha 18 – Foto 1**). A alteração potássica caracteriza-se pela substituição parcial ou total dos feldspatos potássicos ígneos por, geralmente, microclínio hidrotermal ou por feldspato potássico não geminado. Quando a substituição é parcial restam porções, notadamente nos núcleos dos cristais, do feldspato potássico (usualmente perítico ou mesoperítico) e do plagioclásio ígneos (**Prancha 18 – Fotomicrografias 1 e 2**). O plagioclásio normalmente é quase que totalmente obliterado, restando apenas pseudomorfos com pequenas áreas com o plagioclásio original preservado, com geminações (**Prancha 18 – Fotomicrografia 3**). O feldspato hidrotermal também apresenta uma textura aqui denominada de cogumelo, a qual aparece nas bordas ou infiltrativa no plagioclásio ígneo (**Prancha 18 – Fotomicrografia 4**).

Na matriz da rocha ocorre quartzo subeuhédrico, e restos de oligoclásio ou albita, quase que totalmente microclinizados. O quartzo também está presente como intercrescimentos gráficos com feldspato potássico, resultando em textura granofírica, evidenciando um ambiente subvulcânico de colocação, ou como grãos anédricos intersticiais, geralmente precipitados pelo hidrotermalismo.

Figura 10.1. Seqüência de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal no Granito Palito.

Prancha fotográfica 18 – Metassomatismo potássico no Granito Palito

Foto 1 – Aspecto macro do Granito Palito potassificado, fraturado e cortado por vênulas de quartzo.

Fotomicrografia 1 – Plagioclásio (Pl) envolvido por feldspato potássico pertítico (FK) e, externamente por microclínio hidrotermal (MC), produto do metassomatismo potássico. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.

Fotomicrografia 3 – Pseudomorfo de feldspato potássico em plagioclásio com restos da geminação. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Feldspato potássico hidrotermal (FK) infiltrado no cristal de plagioclásio (Pl), produto do metassomatismo potássico. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 5 – Aspecto do estilo fissural da alteração sódica, com cristalização de albita (Ab) intercrescida com clorita (Chl). Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 6 – Idem Fotomicrografia 5, sem analisador.

Os cristais de anfibólio encontram-se, em sua maioria, substituídos por clorita e/ou biotita, comumente restando apenas pseudomorfos. Apenas esporadicamente são observados cristais pouco alterados.

O evento de metassomatismo sódico é local e pouco freqüente, predominando amplamente metassomatismo potássico. A albitização ocorre em estilo pervasivo seletivo, com a formação de bordas descontínuas de albita subeuhedral ao redor dos grãos de feldspato potássico e de plagioclásio ígneos. Também ocorre preenchendo microfraturas onde se cristalizou albita muito fina subeuhédrica. Pode apresentar-se intercrescida com clorita (**Prancha 18 – Fotomicrografias 5 e 6**), em textura e paragênese que sugere um segundo evento de albitização em temperatura mais baixa. Albita produzida pela saussuritização é também observada, em especial em megacristais de plagioclásio. A albita límpida presente nas bordas euhédricas do plagioclásio, sem evidências de infiltração e corrosão, com bordas retilíneas e em contato gradual com as porções mais internas, mais anortíticas, foram consideradas como magmáticas.

Alguns diques de pórfiros cortam o Granito Palito, quando são afetados pelo metassomatismo potássico apresentam estilos que variam entre pervasivo seletivo até fissural, e no caso da alteração propilítica, o estilo é predominantemente pervasivo seletivo, caracterizado pela alteração de cristais de anfibólio a clorita, epidoto, titanita e carbonato, que em alguns casos é tão forte que oblitera todos os cristais atingidos. A biotita também sofre os efeitos da alteração, resultando na formação, principalmente, de clorita que pode se associar com epidoto, minerais opacos, zircão e titanita. Menos frequentemente o estilo fissural caracteriza-se pelo preenchimento de clorita, prehnita e titanita. A saussuritização de plagioclásios é a principal consequência deste tipo de alteração hidrotermal neste tipo de mineral, as vezes substituindo todo o cristal ou somente seu núcleo.

10.1.2 Alteração propilítica

A alteração propilítica sucede o metassomatismo potássico e embora seja muito comum, ela não afeta a unidade homogeneamente, normalmente sendo mais intensa nas zonas mais intensamente potassificadas, o que permite inferir uma evolução contínua do sistema hidrotermal de temperaturas mais altas para mais baixas. O estilo da alteração é predominantemente fissural, mas pode evoluir para

pervasiva em locais com maior número de veios e vênulas. Tipicamente define as porções mais externas dos veios mineralizados e antecede a alteração sericítica e a silicificação e a formação dos veios de sulfetos. De fato, todo corpo granítico é recortado, mais ou menos intensamente, por fraturas com esse tipo de alteração hidrotermal. O estilo fissural caracteriza-se pelo preenchimento de fraturas irregulares por, predominantemente, clorita com hábito radiado, às vezes, amarela-esverdeada a verde, além de carbonato, cristais euhedrais a anhedrais de pirita e, subordinadamente, anhedrais de titanita (**Prancha 19 – Fotomicrografia 1**). Este tipo de clorita com a cor característica poderia indicar composições mais ricas em ferro em comparação com a clorita que substitui os minerais ferromagnesianos. Veios com carbonato, além de calcita, plácóide, epidoto, minerais opacos (predominantemente pirita), fluorita e clorita subordinadas também ocorrem (Silva, 2004). A calcita plácóide define, nesses casos, que o sistema hidrotermal encontrava-se na zona de *boiling*.

As zonas de brechas hidrotermais estão fortemente hidrotermalizadas e apresentam intenso fraturamento irregular tardio, com preenchimento por carbonato + clorita ± epidoto ± minerais opacos ± fluorita.

As rochas propilitizadas apresentam tons mais acinzentados ou esverdeados produto da alteração dos minerais ferro-magnesianos (**Prancha 19 – Foto 1**). Em termos gerais a alteração propilitica apresenta um padrão mineralógico característico com uma paragênese conformada por clorita, clinozoisita, titanita, epidoto, albita, carbonato, fluorita. Como regra geral há uma substituição, às vezes quase total, do anfibólio e da biotita por clorita, carbonato, epidoto, minerais opacos e titanita subordinada. Nesses casos são comumente formados pseudomorfos com clorita abundante, que ocorre predominantemente onde a alteração é mais pervasiva. O plagioclásio não albitico é saussuritizado intensamente especialmente nos núcleos dos cristais. Sericita comumente associa-se, e quando concentrada nas bordas indica início da sobreposição da alteração sericítica.

Falhas rúpteis geraram intensos fraturamentos que resultaram em zonas semelhantes a brechas com grandes fragmentos tabulares angulosos. Essas falhas desenvolveram-se predominantemente em zonas já propilitizadas, onde a abundância da clorita facilitou a movimentação tectônica dos blocos. Um novo evento de alteração hidrotermal afetou essas rochas, nas quais pode-se observar

cloritização não muita intensa, silicificação fraca, carbonatos e fluorita abundantes.

Essa seqüência de eventos, com metassomatismo potássico inicial e propilítico posterior são indicadores de sobreposições (*overprinting*) de tipos de alteração hidrotermal que refletem diferentes condições de temperatura e composição durante a evolução do sistema hidrotermal.

Prancha fotográfica 19 – Alteração propilítica no Granito Palito

Foto 1 – Aspecto macroscópico da alteração propilítica pervasiva, com matriz principalmente alterada para clorita e epidoto.

Fotomicrografia 1 – Feições típicas da alteração propilítica ao microscópio, com minerais opacos, clorita (Chl) e carbonato (CA). Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 2 – Alteração propilítica fissural, com preenchimento de clorita (Chl) e minerais opacos. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 3 – Alteração propilítica com cristalização de clorita (Chl) e carbonatos (CA) em estilo fissural. Fotomicrografia com analisador.

Considerando-se que a zona potassificada forma-se, em sistemas do tipo pórfiro, no núcleo da intrusão, abaixo da zona da alteração sericitica, e é evolvida pela alteração propilítica e, que no caso estudado essa alteração deu-se predominantemente em fissuras, sobrepondo-se à alteração potássica, pode-se inferir que sua gênese deu-se pelo colapso da pluma hidrotermal que se encontrava sobre a intrusão, devido ao abaixamento da temperatura.

10.1.3 Alteração sericítica

Um terceiro estágio de alteração hidrotermal, responsável pela mineralização em ouro, afetou o Granito Palito em estilo variando de pervasivo seletivo a fissural, esse último predominante. Quando com essa alteração as rochas adquirem cor cinza-esverdeada a cinza, com pequenos grãos dourados que indicam a presença de sulfetos (**Prancha 20 – Foto 1**). Os feldspatos ígneos e hidrotermais intensamente substituídos, sericita e sulfetos, restando quartzo, obliterando parcial ou totalmente a textura da rocha (**Prancha 20 – Fotomicrografia 1**). A sericita tem granulação muito fina, podendo, por vezes, assemelhar-se a argilo-minerais, que comumente ocorrem associados, indicando uma evolução para alteração argílica com a queda da temperatura, possivelmente devido ao influxo de águas meteóricas no sistema hidrotermal. Os sulfetos concentram-se em fraturas irregulares e ou ocorrem disseminados e granulares, associados com sericita, clorita e minerais opacos. Veios maiores, com até um metro de espessura não são incomuns. Cristais anhedrais a subhedrais mais grossos de mica branca variável em composição de Mg-Al, muscovita até fengita, com cores de birrefringência azul e roxa de segunda ordem e arranjos tendendo a radiados são comuns. A muscovitização de alguns dos cristais euhedrais de biotita é uma característica freqüente, onde pode-se observar nos planos de clivagem restos de minerais opacos (**Prancha 20 – Fotomicrografia 1**).

A sobreposição da alteração sericítica sobre a alteração propilítica manifesta-se pelo avanço gradativo na cristalização de micas brancas, até a destruição quase completa dos minerais pré-existentes. Nesse estágio de alteração restam apenas quartzo e relíquias de clorita da alteração propilítica e as texturas da rocha são totalmente obliteradas, restando apenas pseudomorfos sericíticos em textura muito particular, denominada textura decussada (**Prancha 20 – Fotomicrografias 2 a 5**). A clorita em paragênese com a sericita em texturas de substituição de feldspatos é considerada como parte da alteração sericítica (**Prancha 20 – Fotomicrografias 2 e 3**). Às vezes, durante e após a fase hidrotermal, pode ocorrer um novo fraturamento, seguido por cristalização de micas e quartzo ao longo de espaços abertos e fraturas.

As mineralizações de ouro e cobre ocorrem predominantemente nas zonas com alteração sericítica, em uma associação com pirita, calcopirita, sericita e micas brancas mais grossas.

Prancha fotográfica 20 – Alteração sericítica no Granito Palito

Foto 1 – Aspecto macroscópico de um granito fortemente sericitzado, de cor cinza-esverdeado.

Fotomicrografia 1 – Intensa sericitzação (SR) substituindo quase todos minerais da rocha, resultando em texturas pseudomórficas, com cristal mais grosso de muscovita (MS) resultado da alteração da biotita.

Fotomicrografia 2 – Aspecto microscópico da alteração sericítica, com o desenvolvimento da textura decussada. Notar os cristais de clorita (Chl), restos da alteração propilítica pretérita. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 3 – Idem Fotomicrografia 2, com analisador.

Fotomicrografia 4 – Cristais de feldspato totalmente pseudomorfizados pela intensa alteração sericítica. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 5 – Idem Fotomicrografia 4, com analisador.

Nestas zonas é comum a ocorrência de *stockworks* e, comumente,

fraturamentos gerados por brechação hidrotermal, que resultam em fragmentação dos feldspatos hidrotermais e dos sulfetos, que sobram dispersos numa matriz finamente cominuída com clorita e, às vezes, carbonato (**Prancha 14 – Fotomicrografias 3 a 6**). Essa alteração hidrotermal também diminui de intensidade em direção ao Granito Rio Novo encaixante, assim como as espessuras dos veios associados, e os teores dos minérios, o que indica que a fonte dos fluidos hidrotermais foi o Granito Palito. Na zona de contato entre o Granito Palito com o Granodiorito Fofuquinha ocorre um grande bolsão de alteração sericítica rica em sulfetos que não avançam significativamente granodiorito adentro, apesar da grande continuidade da zona de falha, corroborando os dados que indicam ser o Granito Palito a fonte dos fluidos hidrotermais.

A alteração sericítica na Fácies A do Granito do Palito tem estilo pervasivo seletivo e restringe-se a algumas porções da unidade, em especial em zonas de brechação hidrotermal, onde a sericita oblitera quase totalmente a textura original da rocha. Também preenche fraturas irregulares, com pirita anedral disseminada. Se as Fácies A, de fato, representa uma porção mais evoluída da rocha, pode-se supor que com a evolução da cristalização do magma Palito houve a concentração dos fluidos que geraram o sistema hidrotermal. A muscovitização de cristais euhedrais de biotita é também freqüente nas rochas da Fácies A, resultando a formação de minerais opacos nos planos de clivagem. Em algumas porções a intensidade da alteração sericítica é tão baixa que somente afeta alguns dos cristais de feldspato, deixando outros totalmente preservados.

A presença dos clastos de feldspatos hidrotermalizados gerados nas zonas de falha que afetam o Granito Palito, assim como os veios mineralizados cortados por zonas de cisalhamento e a presença de veios com pirita encaixados nos planos das falhas são fatos que, somados à focalização das alterações hidrotermais no Granito Palito, à forma dômica de sua intrusão e seu ambiente raso de colocação, à pouca penetratividade da mineralização e dos fluidos hidrotermais nas encaixantes representadas pelo granito Rio Novo e pelo Granodiorito Fofuquinha, e os tipos e estilos das alterações hidrotermais dificulta a interpretação anteriormente divulgada de que a mineralização auro-cuprífera possa ter sido originada por fluidos hidrotermais orogênicos e indica que o Granito Palito foi o gerador dos fluidos hidrotermais e das mineralizações.

10.1.4 Alteração argílica

No Granito Palito a alteração argílica apresenta-se ao nível macroscópico como porções esbranquiçadas a verdes-pálidas que afetam irregularmente os feldspatos (**Prancha 21 – Fotos 1 e 2**), tornando-os foscos, o que indica formação de argilo-minerais (**Figuras 10.2 e 10.3**) por hidrólise dos feldspatos.

Figura 10.2. Difratoograma de raios X com as composições que tipificam a alteração argílica.

Figura 10.3. Difratoograma de raios X mostrando algumas composições que tipificam a alteração argílica.

Quando a alteração é forte, podem-se observar que além das partes esbranquiçadas, há porções de cores mais cinzas, que representam quartzo, resultado da transformação dos feldspatos pela intensa lixiviação ácida, além da silicificação. O caráter hidrotermal deste tipo de alteração é confirmado pela total preservação da pirita, que mantém intacto seu brilho metálico amarelo-latão, o qual se perde facilmente por oxidação quando a argilização é produto intempérico, gerando limonita. Essa alteração ocorre localmente, associando-se principalmente aos veios com alteração sericítica, o que indica que sua geração se deu pela redução da temperatura do sistema hidrotermal. Uma característica textural microscópica da alteração argílica é o aspecto túrbido dos feldspatos e a cristalização associada de finos cristais anhedrais de micas brancas, em um estilo predominantemente pervasivo seletivo (**Prancha 21 – Fotomicrografias 1 e 2**).

Prancha fotográfica 21 – Alterações sericítica e argílica no Granito Palito

Foto 1 – Aspecto macroscópico do Granito Palito afetado pelas alterações sericítica e argílica muito intensa, mineralizada em Au-(Cu). Os minerais róseos são restos predominantemente de feldspato. As cores brancas correspondem a argilas minerais e caulim. Minerais ferromagnesianos apresentam cores mais escuras.

Foto 2 – Aspecto macroscópico do Granito Palito afetado pelas alterações sericítica e argílica com sulfetos abundantes. Os minerais brancos são predominantemente micas e argilas. As partes mais escuras são óxidos.

Fotomicrografia 1 – Aspecto microscópico de uma rocha afetada por metassomatismo potássico e alterações propilítica, sericítica e argílica, com cristais de feldspato (FK) com aspecto túrbido. Notar a clorita (Chl), restos da alteração propilítica. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Idem Fotomicrografia 1, com analisador.

A turbidez produto desta alteração é mais intensa nos feldspatos afetados pelo metassomatismo potássico, que tem óxidos de ferro.

10.2 Granito Rio Novo

Nesse corpo granítico observam-se também alterações hidrotermais potássica, propilitica, sericitica e silicificação em diferentes estilos e intensidades, de modo geral menos intensas que as verificadas no Granito Palito.

10.2.1 Metassomatismo potássico

Quando apresenta metassomatismo potássico forte as rochas adquirem cor vermelha intensa, semelhantemente ao observado no granito Palito. Na **Figura 10.4** pode-se observar a seqüência de cristalização das fases magmáticas ígneas, pós-magmáticas e hidrotermais desta unidade.

	Estágio Magmático	Alteração Pós-Magmática	Metassomatismo Sódico	Metassomatismo Potássico	Alteração Propilitica	Alteração Sericitica
Anfibólio	■ ■ ■ ■ ■					
Andesina	■ ■ ■ ■ ■					
Oligoclásio	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■				
Albita		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	
Feldspato potássico	■ ■ ■ ■ ■					
Pertita		■ ■ ■ ■ ■				
Microclínio		■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		
Biotita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		
Quartzo		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	
Zircão	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■				
Allanita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■				
Apatita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			■ ■ ■ ■ ■	
Ilmenita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■				
Titanita		■ ■ ■ ■ ■			■ ■ ■ ■ ■	
Clorita I					■ ■ ■ ■ ■	
Clorita II						■ ■ ■ ■ ■
Epidoto/Clinozois.					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Sericita						■ ■ ■ ■ ■
Fluorita			■ ■ ■ ■ ■			■ ■ ■ ■ ■
Carbonatos					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Sulfetos				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Ouro					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Estilo da Alteração			Fissural a Pervasivo	Fissural a Pervasivo	Pervasivo a Fissural	Pervasivo a Fissural

Figura 10.4. Seqüência de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal no Granito Rio Novo.

O metassomatismo potássico varia gradativamente de fissural a pervasivo e a sua intensidade está condicionada pela proximidade do contacto com o granito Palito, ou com grandes fissuras e, mesmo assim, numa mesma estrutura, a sua intensidade diminui nas porções mais distantes do Granito Palito. Também ocorrem

estruturas de infiltração venulares de feldspato potássico com milímetros a centímetros de comprimento (**Prancha 22 – Foto 1**), as quais podem aparecer junto com um estilo mais comum pervasivo seletivo. Por vezes superpostas a rochas fortemente proplitizadas, indicando a existência de pulsos recorrente desse tipo de alteração.

A microclinização afeta o feldspato potássico e o plagioclásio ígneos, provocando substituições parciais a totais mas, comumente com porções de pertita ou com geminação polissintética ainda preservadas (**Prancha 22 – Fotomicrografia 1**). A albitização que antecede o metassomatismo potássico também ocorre, mas é bem menos frequente e, geralmente é incipiente, resultando na formação de albita entre grãos de feldspato pertítico (**Prancha 22 – Fotomicrografias 2 e 3**).

Prancha fotográfica 22 (continuação) – Alteração potássica no Granito Rio Novo

Fotomicrografia 4 – Cristais de biotita (Bt) verde associados ao feldspato potássico (FK) em textura granofílica, produto do metassomatismo potássico. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 5 – Idem Fotomicrografia 4, com analisador.

Fotomicrografia 6 – Textura gráfica entre quartzo (Qtz) e feldspato potássico (FK) parcialmente metassomatizados. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 7 – Idem Fotomicrografia 6, sem analisador.

A biotita e o anfibólio ígneos são pouco alterados nesse estágio, mas biotita sub-euhedral de cor mais clara, mais magnesiânica, cristaliza-se juntamente com o feldspato potássico e quartzo (**Prancha 22 – Fotomicrografias 4 e 5**), a partir dos anfibólios ígneos, o que é típico de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro. As texturas gráficas de quartzo com feldspato potássico que evidenciam um ambiente subvulcânico de colocação para o granito também são alteradas (**Prancha 22 – Fotomicrografias 6 e 7**).

10.2.2 Alteração propilítica

O estilo de alteração propilítica é predominantemente pervasivo no Granito Rio Novo, mas também é fissural, notadamente ao redor dos veios mineralizados, e também diminui de intensidade a partir do contato com o Granito Palito. Também verifica-se alteração fissural tardia, representativa da fase de resfriamento e de

colapso da pluma hidrotermal. O granito adquire cor verde-acinzentada ou tons esverdeados quando proilitizados e, tipicamente, pode-se observar no rejeito da mina, que grande parte dos fragmentos britados, mostra superfícies verdes, evidenciando a presença de abundantes microfraturas com clorita, epidoto e sulfetos. Não raramente ocorre prehnita associada.

A saussuritização do plagioclásio é uma das características dessa alteração que pode variar entre pervasiva, quando resulta em pseudomorfos, ou parcial, afetando somente os núcleos mais cálcicos. Os anfibólios podem ser parcial ou totalmente substituídos por clorita, epidoto, titanita, carbonato e minerais opacos. A titanita normalmente distribui-se nos planos de clivagem e é comum observar-se de exsolução de sílica, como pequenos cristais de quartzo. A biotita geralmente é alterada de modo semelhante ao que ocorre com o anfibólio e, muito frequentemente sua substituição é completa. Na alteração fissural a clorita compõe cristais amarelo-esverdeados em arranjos radiados e corre juntamente com carbonato e pirita euhedral a subeuhedral.

Nas porções mais distais do contato com o Granito Palito a alteração potássica é fissural e se sobrepõe a alteração propilítica, o que sugere que as alterações hidrotermais foram causadas pela intrusão do Granito Palito e, eventualmente, dos pórfiros mais tardios que o cortam, o que resulta no halo externo propilítico (Silva, 2004). Nos testemunhos de sondagens é evidente a sobreposição da alteração hidrotermal (**Prancha 23 – Foto 1**), com o metassomatismo potássico inicial seguido pela alteração propilítica, manifestada pela cloritização de biotita e anfibólio, mais formação de epidoto, e saussuritização de plagioclásios (**Prancha 23 – Fotomicrografia 1**) e pela alteração propilítica fissural.

Em parte da rocha propilitizada ocorre a formação, no interior de antigas cavidades, de cristais euhedrais a subeuhedrais de prehnita em arranjos radiados ou agregados. Os cristais a típica estrutura *hourglass* e cores de birrefringência de segunda ordem e suas texturas sugerem formação posterior ao evento de alteração potássica e anterior ao propilítico fissural, já que o carbonato encontra-se cortando ou englobando os cristais de prehnita (**Prancha 23 – Fotomicrografias 2 e 3**).

Em alguns dos diques de pórfiros brechados que cortam todas as unidades ocorre prehnita em paragênese com epidoto e titanita. Nas rochas intermediárias a básicas a prehnita faz parte da paragênese de alteração propilítica, como descrito

por Reed (1997) em sistemas hidrotermais desse tipo. A prehnita foi também descrita por Bird *et al.* (1984) nas associações de minerais calciossilicáticos em sistemas geotermiais ativos.

Na Fácies B do Granito Rio Novo observa-se também a sobreposição evolutiva do estágio de alteração hidrotermal, iniciada pelo metassomatismo potássico, em seguida passando para alteração propilítica pervasiva a fissural e fissural tardia nas zonas brechadas, com clorita, titanita e carbonato (**Prancha 23 – Fotomicrografia 4**).

10.2.3 Alteração sericítica

No Granito Rio Novo a alteração sericítica ocorre localizadamente e em intensidade mais fraca. Nos testemunhos de sondagem a alteração sericítica associa-se principalmente às salbandas dos veios de quartzo e/ou sulfetos e em núcleos sericíticos/sulfetados mineralizados e da alteração propilítica fissural.

Prancha fotográfica 23 – Alteração propilítica e sericítica no Granito Rio Novo

Foto 1 – Aspecto macroscópico do metassomatismo potássico, com cores vermelhas, e propilítica no Granito Rio Novo. Notar que a alteração propilítica é controlada por algumas fissuras.

Fotomicrografia 1 – Característica da alteração propilítica, com cloritização de anfibólio (Amp) e biotita (Bt). Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Cristais euhedrais e subhedrais de prehnita (Prh) associados a carbonato (CA) e clorita (Chl) da alteração propilítica. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Cristais de prehnita (Prh) envoltos por carbonato (CA) e clorita (Chl) da alteração propilítica. Fotomicrografia com analisador.

Prancha fotográfica 23 (continuação) – Alteração propilítica e sericítica no Granito Rio Novo

Fotomicrografia 4 – Aspecto do estilo fissural da alteração propilítica em rochas da Fácies B do Granito Rio Novo, com vênulas formadas por carbonato (CA) e clorita (Chl). Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 5 – Aspecto da alteração sericítica, com substituição dos cristais de feldspato. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 6 – Alteração sericítica com substituição total de feldspatos, onde se podem notar ainda vênulas de clorita (Chl) e feldspatos de aspecto túrbido (FK) que indicam o metassomatismo potássico prévio. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 7 – Idem Fotomicrografia 6, com analisador.

Essa é intensa e resulta na substituição total de cristais de feldspatos, hornblenda e biotita, restando apenas pseudomorfos (**Prancha 23 – Fotomicrografia 5**).

A biotita é normalmente totalmente substituída por muscovita e a sulfetização é representada principalmente por calcopirita, bornita, pirita e covelina.

Também, ocorrem muito localizadamente, brechas hidrotermais com feldspato de aspecto túrbido, com fissuras preenchidas por clorita e pseudomorfos de feldspato, sericitizados (**Prancha 23 – Fotomicrografias 6 e 7**) e, aparentemente, uma incipiente alteração argílica.

10.3 Granodiorito Fofuinha

De modo geral o Granodiorito Fofuinha tem uma alteração hidrotermal é menos expressiva. No campo notam-se apenas alteração potássica fissural local,

que conferindo às rochas coloração avermelhada, acompanhada pela destruição da magnetita (**Prancha 24 – Foto 1**). Na **Figura 10.5** são observadas as seqüências de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal características desta unidade.

	Estágio Magmático	Alteração Pós-Magmática	Metassomatismo Sódico	Metassomatismo Potássico	Alteração Propilítica	Alteração Sericítica
Clinopiroxênio	■					
Anfibólio	■ ■ ■ ■					
Andesina	■ ■ ■ ■					
Oligoclásio	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■				
Albita			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Feldspato potássico	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■					
Pertita		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■				
Microclínio		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Biotita	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Quartzo		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■		
Zircão	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■				
Allanita	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■				
Apatita	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■			■ ■ ■ ■	
Ilmenita	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■				
Titanita		■ ■ ■ ■				
Clorita I					■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Clorita II						■ ■ ■ ■
Epidoto/Clinozois.					■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Sericita						
Fluorita				■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■
Carbonatos					■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Sulfetos					■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Estilo da Alteração			Pervasivo a Fissural	Pervasivo a Fissural	Pervasivo a Fissural	Pervasivo a Fissural

Figura 10.5. Seqüência de cristalização magmática, pós-magmática e hidrotermal no Granodiorito Fofuquinha.

10.3.1 Alteração potássica

O metassomatismo potássico no Granodiorito resulta nas mesmas texturas e mineralogia descrita nos granitos Palito e Rio Novo, localmente com substituição parcial a quase total de feldspatos potássicos e do plagioclásio por feldspato potássico e microclínio hidrotermal.

Prancha fotográfica 24 – Alteração potássica e propilítica no Granodiorito Fofuquinha

Foto 1 – Aspecto macroscópico do Granodiorito Fofuquinha, com metassomatismo potássico intenso, resultando em cores avermelhadas.

Fotomicrografia 1 – Detalhe de um cristal de plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por feldspato potássico (FK) metassomático. Fotomicrografia com analisador.

Prancha fotográfica 24 (continuação) – Alteração potássica e propilitica no Granodiorito Fofuquinha

Fotomicrografia 2 – Aspecto da infiltração potássica em cristal de plagioclásio (Pl). Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Substituição infiltrativa de feldspato potássico em plagioclásio (Pl) já metassomatizado. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Típica textura da alteração propilitica pevasiva, com clorita (Chl) e piritita (Py). Notar o aspecto túrbido do feldspato alterado (FK), indicativo do metassomatismo potássico prévio. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 5 – Vênula de alteração hidrotermal propilitica com cristalização de carbonato (CA), ferri-clorita (Chl), quartzo (Qtz), e apofilita (Apo). Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 6 – Brecha hidrotermal com cristalização de clorita (Chl) e quartzo (Qtz) em caráter fissural. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 7 – Aspecto geral de textura microscópica do granodiorito com metassomatismo potássico (FK), com cristais de anfibólio (Amp) sem efeitos de alteração propilitica. Fotomicrografia com analisador.

No plagioclásio observa-se formação de pseudomorfos com restos da

geminação polissintética (**Prancha 24 – Fotomicrografia 1**) e de feldspato hidrotermal em textura de cogumelo (**Prancha 24 – Fotomicrografia 2**). Em algumas amostras nota-se que esse metassomatismo infiltrativo é posterior à potassificação pervasiva (**Prancha 24 – Fotomicrografia 3**), indicando que houve, possivelmente, uma recorrência do metassomatismo potássico em vários pulsos.

10.3.2 Alterações propilítica e sericítica

A alteração propilítica no Granodiorito Fofuquinha é, de modo geral, muito discreta e ocorre principalmente no estilo pervasivo e, subordinadamente, fissural e identificada pela cristalização de clorita, epidoto, carbonato e sulfetos em detrimento de biotita e anfibólio (**Prancha 24 – Fotomicrografia 4**). A saussuritização do plagioclásio por vezes é intensa no núcleo dos cristais, e as bordas mostram-se alteradas para sericita. Brechas apresentam também alteração propilítica na matriz, com cristalização de clorita, titanita, carbonato e alguns cristais de prehnita (**Prancha 24 – Fotomicrografias 5 e 6**), além de cristalização de apofilita em veios associada a carbonato e clorita (Silva, 2004). Esporadicamente é possível observar alguns cristais de anfibólios com núcleos de clinopiroxênio, e, possivelmente, biotita, sem efeitos de alteração hidrotermal propilítica, apesar do plagioclásio e feldspato potássico encontrarem-se afetados por metassomatismo potássico (**Prancha 24 – Fotomicrografia 7**).

A alteração sericítica ocorre principalmente na zona de contato com Granito Palito e forma bolsão de alteração prevasiva a fissural, com *stockworks* e veios de quartzo e de sulfetos.

11 GEOQUÍMICA DE ROCHAS

11.1 Variação dos Elementos Maiores e Traço

Sessenta e cinco amostras representativas das unidades caracterizadas na área da Mina do Palito e litotipos associados foram selecionadas para análises geoquímicas (Anexo III). O tratamento dos dados seguiu as recomendações de Juliani & McReath (1993) para a definição das séries magmáticas e da afinidade tectono-magmática. Adicionalmente, foram estudadas as variações geoquímicas presentes nas rochas mineralizadas em ouro.

As rochas presentes na mina são representadas pelo Granito Palito e, subordinadamente, o Granito Rio Novo, que ocorre no contato leste com o Granito Palito. Essas rochas foram afetadas por alterações hidrotermais intensas, assim como o Granodiorito Fofuquinha, encaixante do Granito Palito. A intensidade das alterações hidrotermais no Granito Palito e, subordinadamente no Granito Rio Novo, dificulta a coleta de amostras preservadas, em especial da primeira unidade. Assim, foram destacadas nesses estudos como "rochas hidrotermalizadas" apenas aquelas com teores de ouro significativo, distinguidas das amostras "inalteradas" pela simbologia alternativa nos diagramas. Foram também incluídas nos estudos geoquímicos amostras do Magnetita Granito e do Granodiorito Parauari aflorantes ao longo da rodovia Transgarimpeira, nas proximidades da Mina do Palito, bem como amostras do Granito Marrom. Também neste conjunto estão inclusas amostras de pórfiros graníticos, rochas básicas e rochas graníticas aflorantes no garimpo de São Chico. Vale ressaltar que as outras unidades analisadas para geoquímica não mostram efeitos de alteração hidrotermal significativos quando comparadas com as unidades descritas no depósito da Mina do Palito. Os símbolos com asterisco (*) indicam unidades que apresentam rochas mineralizadas e não mineralizadas.

Os diagramas de variação de Harker (**Figura 11.1**) revelam correlação negativa entre Al_2O_3 , Na_2O , CaO , P_2O_5 , TiO_2 e MgO em relação à sílica do Granodiorito Fofuquinha para o Granito Rio Novo, com tendência semelhante à do Granito Palito, sugerindo mesma filiação magmática para o conjunto. Tal comportamento sugere a participação de plagioclásio, anfibólio e apatita na evolução magmática desses corpos.

Figura 11.1. Diagramas de Harker (1909, em Rollinson, 1993) mostrando variações entre sílica e óxidos maiores para as rochas graníticas da Mina do Palito e arredores. A seta indica a tendência evolutiva de algumas das unidades.

Um comportamento muito semelhante também ocorre nas Fácies A e B, associados geneticamente aos corpos graníticos Palito e Rio Novo, respectivamente, o que aponta para uma mesma filiação magmática para estes quatro corpos.

O K_2O apresenta um padrão mais disperso, seguramente devido ao metassomatismo potássico que afeta intensamente o Granito Palito e, em parte, o Granito Rio Novo, inclusive as fácies A e B. Entretanto, uma das amostras menos evoluídas desse último granito sugere composições semelhantes às das rochas do Granodiorito Fofuquinha, justificado pelo agrupamento em alguns dos diagramas de variação para elementos maiores.

Correlações positivas são observadas nas amostras de diques de pórfiros. Em geral, os teores de Al_2O_3 , Na_2O e CaO apresentam tendências de aumento sem variação significativa no teor de sílica. Uma amostra desta unidade tem um conteúdo anômalo de Al_2O_3 é relativamente rica em prehnita. A dispersão de alguns pontos representativos de amostras de unidades analisadas poderia ser causada por hidrotermalismo.

As amostras do Granodiorito Fofuquinha tendem a se agrupar, indicando pouco fracionamento magmático. Contudo, uma amostra mais evoluída sugere enriquecimento em plagioclásio, como indicado pelo aumento dos teores de Al_2O_3 , Na_2O e CaO e diminuição nos teores de K_2O , P_2O_5 e TiO_2 . Alternativamente, esse comportamento poderia ser explicado pela silicificação dessas rochas pela alteração hidrotermal. Junto às amostras do Granodiorito Fofuquinha (**Figura 11.1**) agrupam-se amostras dos granitos Palito, Rio Novo e Fácies B, o que pode indicar menor grau de fracionamento magmático. A ação de fluidos hidrotermais também é sugerida em duas amostras da Fácies A do Granito Palito, relativamente enriquecidas em K_2O , como indicado na petrografia destas amostras que apresentam conteúdos altos de sericita.

As rochas do Granodiorito Parauari têm composições semelhantes às do Granodiorito Fofuquinha, muito embora sejam um pouco mais evoluídas, sugerindo mesma filiação magmática. O granito com magnetita tem composição semelhante à do Granodiorito Parauari, mas distingue-se por ser um pouco menos evoluído, mas uma tendência oposta é observada no Granito Marrom, onde este apresenta uma maior evolução em relação ao Granodiorito Parauari. No caso das amostras do garimpo São Chico, algumas destas mostram uma tendência semelhante àquela dos corpos graníticos Palito, Rio Novo, e as fácies A e B associadas, o que parece indicar um grau maior de evolução magmática.

Conteúdos relativamente altos de P_2O_5 nas amostras do Granodiorito Fofuquinha e de algumas das unidades graníticas Palito, Rio Novo e sua Fácies B

parecem refletir a presença de apatita. As análises petrográficas confirmam a presença comum da apatita nesses litotipos.

Na **Figura 11.1** nota-se também que, de um modo geral, não há variações nos teores de Na_2O e K_2O em relação à sílica, mas há um forte incremento do K_2O e redução do Na_2O em função do metassomatismo potássico.

Em relação aos elementos traço, utilizando-se sílica como índice de diferenciação, pode-se também observar variações nesses corpos (**Figura 11.2**). O decréscimo de Sr e Ba apontam para participação significativa de plagioclásio, anfibólio e feldspato potássico na evolução magmática do Granito Palito. São também observadas algumas variações composicionais nos granitóides e amostras aflorantes na região da mina. O Zr apresenta um incremento no conteúdo, o que justifica a alta concentração do mineral zircão nas amostras do Granodiorito Fofuquinha. As rochas da Fácies A do Granito Palito apresentam comportamento muito semelhante, revelando teores relativamente maiores com variações menores no conteúdo da sílica nas amostras de granodioritos do Granodiorito Fofuquinha.

Em relação ao Rb, considerado um elemento muito móvel em fluidos hidrotermais (Rollinson, 1993), nota-se um maior conteúdo nas amostras dos granitos Palito, Rio Novo, Fácies A e B. Duas amostras do Palito e Fácies B apresentam os valores mais altos, o que pode estar relacionado com a atividade hidrotermal que afetou em maior intensidade este grupo de rochas, no caso do metassomatismo potássico com a geração de biotita hidrotermal que pode atuar como repositórios (*repository*) do Rb remobilizado pelos fluidos aquosos. Adicionalmente, a biotita comumente pode incluir acessórios que indiretamente controlam a geoquímica dos elementos terras raras (Bea, 1996). Vale ressaltar que os efeitos de alteração hidrotermal muitas vezes podem disfarçar processos magmáticos pretéritos, e neste caso, as amostras analisadas das unidades da mina, em particular dos corpos graníticos de Palito e Rio Novo, não seria a exceção, já que estas foram as mais atingidas pela atividade hidrotermal, sobretudo o Granito Palito.

Segundo Rollinson (1993), o Sr é um elemento com relativa mobilidade nos fluidos hidrotermais. No caso do diagrama de variação deste elemento *versus* a sílica pode-se observar um grupo de amostras representativas dos granitos Palito, Rio Novo, e suas respectivas fases tardias, Fácies A e B, apresentando valores de Sr menores de 150 ppm. Isso poderia indicar os efeitos de alteração hidrotermal sobre estas unidades, com a diminuição do conteúdo deste elemento quando

comparado com as outras unidades.

Figura 11.2. Diagramas de Harker (1909, em Rollinson, 1993) indicando as variações de SiO_2 versus elementos traço e razões nas amostras de granitóides da região da mina do Palito.

As interpretações obtidas com elementos terras raras (ETR) são usualmente mais precisas, devido a pouca mobilidade desses elementos em muitos dos tipos de alteração hidrotermais, o que pode preservar os registros das características magmáticas das rochas. As análises obtidas foram normalizados para o condrito C1 de Boynton (1984).

Na **Figura 11.3** a anomalia negativa de Eu é marcante, explicada pelo fracionamento de feldspatos nas unidades da Mina do Palito. Nota-se também um aumento no fracionamento a partir das rochas do Granodiorito Fofuquinha para o Granito Palito, incluindo as amostras das Fácies A e B, respectivamente, reforçando a interpretação de que o conjunto compõe uma série magmática única (diagramas A à F da **Figura 11.3**).

Figura 11.3. Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito para o conjunto de rochas magmáticas aflorantes na Mina do Palito.

Figura 11.3 (continuação). Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito para o conjunto de rochas magmáticas aflorantes na Mina do Palito.

Uma comparação entre amostras da mesma unidade, mineralizadas e “menos” alteradas, permite fazer algumas observações sobre o comportamento dos ETR. Para o Granodiorito Fogoquinha, como pode-ser observado nos diagramas A, B, não há diferença entre as amostras, mas a feição mais relevante para ambos os grupos é o enriquecimento de elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados. Além disso, vale ressaltar que a amostra menos evoluída é caracterizada pela ausência de anomalias de Eu e, em geral, valores menores de elementos terras raras leves e pesados.

Os diagramas C, D da **Figura 11.3**, que agrupam tanto as amostras menos alteradas do granito Rio Novo e a Fácies B, como as suas contrapartes mineralizadas, não amostram diferenças notáveis vinculadas aos efeitos da alteração hidrotermal no comportamento geoquímico dos ETR, tanto leves quanto pesados. O comportamento geoquímico do Eu revela anomalia negativa, indicando fracionamento de plagioclásio. Para o caso das rochas do Granito Palito e da sua Fácies A, representadas nos diagramas E, F da **Figura 11.3**, observa-se comportamento geoquímico muito particular, onde uma das amostras mineralizadas do granito Palito apresenta uma anomalia negativa de Eu mais forte, que poderia refletir a influência da alteração hidrotermal sobre a mobilidade dos ETR, ou poderia indicar maior grau de evolução para esta unidade.

Em relação ao Magnetita Granito, corpos porfíricos e rochas básicas, apresentados nos diagramas A e B da **Figura 11.4**, em geral mostram um comportamento geoquímico dos ETR distinto das unidades relacionadas com a série

magmática anteriormente descrita, onde é observada uma anomalia fraca no Eu, particularmente para amostras do Magnetita Granito e pórfiro tardio. Em relação às rochas básicas, observa-se uma tendência de fracionamento menos acentuado (com um padrão de curva mais suave), indicando menor grau evolutivo para esta unidade, traduzido na ausência de anomalias no conteúdo de Eu.

Figura 11.4. ETR do conjunto de rochas magmáticas aflorantes na Mina do Palito e arredores normalizados para o condrito C1.

Nas amostras do Granodiorito Parauari, Granito Marrom e São Chico, agrupadas no diagrama C da **Figura 11.4**, nota-se uma anomalia no conteúdo de Eu, interpretado como fracionamento de feldspatos. Em geral, nestas unidades o enriquecimento de elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados é marcante.

O fracionamento identificado em muitas das amostras da Mina do Palito é muito semelhante ao observado por Juliani *et al* (2002) no Granito Batalha, formado no final do evento Parauari, o qual apresenta alterações hidrotermais e

mineralizações características do tipo pórfiro. Esse fracionamento não se assemelha aos observados nos granitos anorogênicos do tipo A, sendo descartadas as interpretações feitas por Almeida *et al.* (2000) de que o Granito Rio Novo seria parte da Suite Intrusiva Maloquinha. Assim, devido às semelhanças dos padrões de ETR todo conjunto pode ser atribuído a uma tipologia de magmas cálcio-alcálicos, variando do Granodiorito Fofuquinha para o Granito Palito. Os padrões de ETR são indicativos de fracionamento magmático de hornblenda e zircão na evolução magmática.

11.2 Classificação

A maioria das amostras analisadas revela composição cálcio-alcálica no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), embora com marcante dispersão nos dados (**Figura 11.5**).

Figura 11.5. Diagrama AFM para rochas magmáticas da Mina do Palito (Irvine & Baragar, 1971).

Nota-se, entretanto, enriquecimentos de FeO nas amostras do Granodiorito Fofuquinha, devido à sua composição menos evoluída, mas ainda assim com as amostras distribuídas nas proximidades do limite que separa os campos das rochas toleíticas com as cálcio-alcálicas. Algumas amostras do granitos Palito, Fácies A e

Rio Novo mostram-se muito enriquecidas em ferro devido, provavelmente, à presença de sulfetos finos nas zonas mineralizadas. Tal enriquecimento também é registrado em algumas amostras das unidades básicas e São Chico. Isso provavelmente relaciona-se à natureza menos evoluída da unidade básica e ao conteúdo de sulfetos finos associados com as mineralizações do Granito São Chico, respectivamente.

Com relação ao índice de saturação de alumina (ISA) (**Figura 11.6**), as amostras da Mina do Palito e arredores são predominantemente peraluminosas, com algumas amostras, particularmente do corpo granítico Palito e da unidade São Chico que mostram índices mais peraluminosos. Estas últimas são mais intensamente hidrotermalizadas, devido à lixiviação de álcalis e concentração de alumínio nos filossilicatos, representados pela sericita.

Figura 11.6. Diagrama dos índices de saturação de alumina (ISA) das rochas estudadas.

Com base no diagrama de Middlemost (1994), as rochas das unidades Granito Palito e Granito Rio Novo e suas respectivas fácies A e B, são classificadas predominantemente como granitos, assim como as rochas que fazem parte de São Chico. As unidades Fofuquinha e Parauari são granodioritos, com tendência da primeira unidade para quartzo monzonito (**Figura 11.7**). O Granito Marrom mostra

variação entre granito até quartzo monzonito. O menor conteúdo de SiO_2 na unidade de rochas básicas reflete composição monzonítica, com variações até monzogabro, passando por monzodiorito. Por sua vez a unidade Magnetita Granito apresenta variações desde dioritos até monzonitos. As diferentes variações na classificação de algumas das unidades podem estar vinculadas às alterações hidrotermais e mineralizações que atingem as amostras representativas.

Figura 11.7. Classificação das rochas magmáticas da Mina do Palito e arredores no diagrama de Middlemost (1994).

Ao considerar os diagramas classificatórios de Frost *et al* (2001), nota-se que a as principais unidades aflorantes dentro da área da Mina do Palito incidem no campo dos granitos ferrosos (**Figura 11.8A**), a exceção dos corpos de diques porfiríticos que plotam junto com os granitos magnesianos. No primeiro caso, aquelas unidades estariam representadas pelos granitos do tipo A, o que está em desacordo com todas as evidências petrográficas e geoquímicas anteriormente discutidas. Assim, essa tendência parece ser devida a teores relativamente muito baixos de magnésio nessa série magmática, o que pode ser uma característica geoquímica própria da crosta e do manto dessa região no Paleoproterozóico, ou até mesmo, enriquecimento de ferro nas zonas mineralizadas. Considerando as amostras de diques de pórfiros, estas exibem um comportamento geoquímico muito diferente, incidindo no campo com enriquecimento em magnésio. Com relação aos

teores de álcalis *versus* sílica (**Figura 11.8B**) de Frost *et al.* (2001) nota-se que as rochas da série têm características variando de cálcio-alcálicas a álcali-cálcicas, para a unidade granodiorítica Fofóquina, onde as amostras mineralizadas apresentam características alcalinas. Comportamento diferente é apresentado pelas unidades graníticas Palito e Rio Novo, com um maior teor de sílica, as quais têm características de série álcali-cálcica, e cálcicas até cálcio-alcálicas para algumas amostras. As rochas das unidades Parauari, Granito Marrom e São Chico são predominantemente álcali-cálcicas. As unidades de diques porfíricos apresentam uma clara tendência cálcio-alcálica. O mínimo teor de sílica é mostrado pela unidade de rochas básicas que variam de cálcio-alcálicas a álcali-cálcicas.

Figura 11.8. Definição da filiação das rochas magmáticas da Mina do Palito e arredores nos diagramas de Frost *et al.* (2001). (A) Diagrama mostrando o campo de classificação entre granitos magnesianos e granitos férricos. (B) Diagrama ilustrando campos das séries de granitos.

Considerando as proporções dos teores de Rb, Ba e Sr utilizadas por El Bousely & El Sokkary (1975), para classificação dos granitóides e de suas relações com as mineralizações, observa-se que o conjunto de unidades estudadas varia de granodioritos a granitos, alguns fortemente evoluídos, e outras amostras plotam no campo dos granitos anômalos que muitas vezes hospedam mineralizações, e conseqüentemente, foram aqueles que sofreram algum processo de metassomatismo ou alteração hidrotermal (**Figura 11.9**).

Os teores de Rb e Sr permitem estimar a profundidade de formação dos magmas (Condie, 1973). Na **Figura 11.10**, os dados revelam que esta profundidade

seria superior a 30 km para o conjunto de amostras alvo deste estudo, o que seria compatível com um ambiente de arco magmático continental.

Figura 11.9. Distribuição dos granitóides quanto aos teores relativos de Ba-Rb-Sr (El Bousely & El Sokkary, 1975), onde: (1) dioritos, (2) granodioritos a quartzo dioritos, (3) granitos anômalos, (4) granitos normais e (5) granitos fortemente diferenciados.

Figura 11.10. Relação dos teores de Sr e Rb (Condie, 1973) indicando que os granitóides teriam sido gerados em uma crosta com mais de 30 km de espessura.

11.3 Afinidade Tectono-Magmática

Com base no diagrama de Pearce *et al.* (1984), os litotipos estudados possuem afinidade geoquímica com granitóides intra-placa (**Figura 11.11**). Contudo, as rochas menos evoluídas, bem como aquelas afetadas por alteração hidrotermal, apresentam afinidade com granitóides de arco vulcânico e sin-colisionais, o que seria compatível com um ambiente de margem continental ativa evoluindo para ambiente intra-placa, com o encerramento do evento orogênico. As amostras que incidem dentro do campo dos granitos sin-colisionais, apresentam alto conteúdo de Rb em relação a (Y+Nb) e (Ta+Yb). Algumas amostras formadas durante um evento extensivo intra-placa poderiam revelar assinatura de arcos vulcânicos, preservando a assinatura herdada dos arcos vulcânicos fontes (Förster *et al.*, 1997).

Figura 11.11. Diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática dos granitóides analisados.

Ao considerar os teores de Rb, Ta e Hf de Harris *et al.* (1986), observa-se que as rochas das diferentes unidades foram predominantemente formadas no final e

após o evento colisional, com gradação para intra-placa, embora algumas amostras revelem assinatura de granitóides de arco vulcânico (**Figura 11.12**).

Figura 11.12. Diagramas de Harris et al. (1986) indicando a classificação tectônica das amostras da Mina do Palito e arredores.

Os diagramas de Schandl & Gorton (2002) indicam a mesma tendência de geração em margens continentais ativas com evolução para intra-placa (**Figura 11.13**), compatível com o ambiente de um arco vulcânico-plutônico de margem continental, como o Andino, por exemplo, evoluindo para um ambiente intra-placa com a cessação da orogênese.

Figura 11.13. Diagramas de Schandl & Gorton (2002) com a classificação tectono-magmática das rochas da Mina do Palito. Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB).

Figura 11.13 (continuação). Diagramas de Schandl & Gorton (2002) com a classificação tectono-magmática das rochas da Mina do Palito. Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB).

Nesse contexto, a geração da Suíte Intrusiva Maloquinha que ocorre na Província Aurífera do Tapajós, com características de magmatismo do Tipo A e de idade um pouco mais jovem que os granitos pós-tectônicos da Suíte Parauari, constituiria o evento magmático associado à cratonização ocorrida no final do Paleoproterozóico, que é registrada em praticamente todo o Cráton Amazônico.

11.4 Mineralização Aurífera

Visando testar a hipótese da presença de ouro no granito e não apenas nos veios de quartzo e de sulfetos, foram coletadas quatro amostras para análises químicas (**Tabela 11.1**). Três dessas amostras são fragmentos do cascalho proveniente do rejeito da mina (DT-02, DT-03, DT-05) e uma da pilha de estéril (DT-04). Todas as amostras são de rochas frescas e, apesar da presença de fragmentos com veios de quartzo ou sulfetos, somente foram coletados fragmentos do Granito Palito (entre 30 e 40 fragmentos por amostra) que, usualmente, mostra alteração hidrotermal propilítica ou sericítica em fraturas irregulares.

Os resultados evidenciam que o Granito Palito mostra-se mineralizado em ouro não apenas nos veios maiores de quartzo e de sulfetos, mas também em zonas fraturadas, que conferem aos fragmentos tons esverdeados, com núcleos avermelhados devido à alteração potássica.

Uma das amostras (DT-05) mostra teores elevados e correlação do ouro com o cobre, o que sugere a presença de zonas mineralizadas sem veios de quartzo ou de sulfetos, mesmo que em teores inferiores aos do minério filoneano explotado.

Isso reforça a hipótese de que a mineralização aurífera no Granito Palito foi também pervasiva, além daquela controlada por fraturamentos, o que é também compatível com o modelo de pórfiro sugerido por Juliani *et al.* (2004).

Tabela 11.1. Resultado da análise química das amostras das encaixantes "estéreis" da mineralização, coletadas nas pilhas de rejeito e no cascalho dos acessos à mina.

Referência	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Fe (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)
DT – 02	0,26	< 5	7,7	20543	16,8	30,0	5,9
DT – 03	0,23	< 5	14,6	21249	15,5	41,4	6,4
DT – 04	0,25	< 5	23,0	23819	15,2	26,2	6,8
DT – 05	2,70	< 5	109,0	19929	18,7	49,6	5,9

12 INCLUSÕES FLUIDAS

Estudos de inclusões fluidas em quartzo de veios mineralizados da Mina do Palito foram realizados por Usero *et al.* (2009). As inclusões fluidas estudadas são aquosas, bifásicas (L-V), ou com traços de CO₂ em poucas inclusões. Grandes variações nas relações volumétricas entre as fases ($V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ de ~10 a ~80/90) foram observadas. Adicionalmente, inclusões trifásicas (L-V-S) foram também identificadas, nas quais halita é predominante, principalmente em quartzo das zonas de alteração potássica. Em certas regiões, observou-se a coexistência de inclusões ricas em vapor com outras ricas em líquido, ambas apresentando contornos relativamente regulares. Ocorrem ainda inclusões, tanto com morfologias de cristal negativo como de formas mais irregulares, constituídas quase que exclusivamente por sólidos sugerindo tratar-se de *melt inclusions*.

Foram determinadas temperaturas do ponto eutético (Te) das soluções aquosas com variações de – 58,5 até – 47,5 °C que implicam presença de CaCl₂, NaCl e provável KCl. As temperaturas de fusão do gelo (Tfg) no intervalo entre – 22,8 até – 0,8 °C, refletem salinidades variáveis entre 23,8 % até 1,4% em peso de NaCl eq.

As temperaturas de homogeneização total variaram de 101 a 457 °C. As maiores temperaturas são relativas às inclusões ricas em líquido e às ricas em vapor coexistentes, de morfologias mais regulares, sugerindo tratar-se das mais preservadas dos eventos subseqüentes, com feições que não permitem descartar o aprisionamento a partir de um fluido imiscível, ou devido a oscilações na pressão em zonas de *boiling*, como ocorre em alguns sistemas do tipo pórfiro.

O conjunto de dados obtidos por Usero *et al.* (2009) sugere os seguintes mecanismos de evolução dos fluidos:

(a) Indicação de aprisionamento de fluidos exsolvidos do magma

As inclusões fluidas com V_v/V_{tot} de ~70 a 84 com baixas salinidades (0,6 a 1,5 em peso do NaCl eq.) e elevadas temperaturas de homogeneização total para a fase vapor (429 a 462 °C; **Figura 12.1A e 12.1B**) podem sugerir aprisionamento de fluidos exsolvidos do magma. Tais inclusões não se encontram dispostas na continuidade da curva *solvus* do sistema em *boiling* (**Figura 12.1A**) e, assim, esse processo parece não ter ocorrido.

Na ausência de *boiling*, as temperaturas de homogeneização total representam as condições mínimas de aprisionamento, sendo nessas inclusões já relativamente elevadas. Portanto, um processo de exsolução a partir do magma em cristalização pode ser sugerido, conforme discute Bodnar (1995), ao interpretar a formação de inclusões fluidas semelhantes em veios de mineralizações do tipo pórfiro.

Assim, essas inclusões constituem apenas relíquias de uma fase precoce que foi obliterada por processos posteriores. Tal interpretação é também corroborada pela presença de inclusões com feições sugestivas de *melt inclusions*.

(b) Evidências de *boiling* em 350 °C e de *boiling* contínuo em menores temperaturas

As inclusões fluidas ricas em líquido coexistentes com as ricas em vapor com tipos distintos de homogeneização em temperaturas semelhantes (critério de Ramboz *et al.*, 1982) podem resultar das oscilações na pressão em zonas de *boiling*, como ocorre em alguns sistemas de tipo pórfiro. Os pontos delimitando parte da curva *solvus* do sistema (**Figura 12.1A**) sugere esse mecanismo. A temperatura de início do processo não pode ser sugerida devido à ausência de inclusões ricas em vapor coexistentes.

No diagrama da **Figura 12.1B** observa-se tendência de decréscimo nas salinidades com o aumento em V_v/V_{tot} (Bowers & Helgeson, 1983), apesar de certas dispersões. A ausência de inclusões fluidas ricas em vapor não invalida o processo de *boiling* conforme discutem Bodnar *et al.* (1985), entre outros.

Outras evidências são apresentadas pelo diagrama da **Figura 12.1C**, no qual os pontos delimitam tendências indicativas de *boiling* contínuo (Shepherd *et al.*, 1985). Os estudos de inclusões fluidas realizados por Usero *et al.* (2009) parecem indicar uma etapa de *boiling* seguida, ou acompanhada, por processos de mistura de fluidos, evidenciados pelas amplas variações nas salinidades. Isso, conjuntamente com as temperaturas de homogeneização e a salinidade do fluido nos veios, é compatível com uma origem magmática–hidrotermal para mineralização, na qual se espera que a salinidade decresça nos veios mineralizados em função da separação dos fluidos e da mistura com água meteórica durante a alteração sericitica, sincrônica às mineralizações.

Figura 12.1. (A) Diagrama relacionando Th total e razões $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ para inclusões fluidas em quartzo de veios mineralizados da Mina do Palito; (B) Diagrama de salinidades versus razões $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$; (C) Diagrama de Th total e salinidades para inclusões fluidas em quartzo de veios mineralizados da Mina do Palito (Usero et al., 2009).

Assim, esses dados seriam compatíveis com mineralização do tipo pórfiro, diferindo daquelas típicas de sistemas orogênicos mesotermiais.

13 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

13.1 Isótopos de oxigênio e hidrogênio

Análises de isótopos de oxigênio foram realizadas em quartzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 8,8$ a $11,2\text{‰}$; $n = 10$), feldspato potássico ($7,9$ a $8,8\text{‰}$; $n = 5$), sericita ($1,7$ a $6,9\text{‰}$; $n = 5$), clorita ($-2,4\text{‰}$; $n = 1$) e calcita ($9,0$ a $23,9\text{‰}$; $n = 4$) provenientes de zonas de alteração hidrotermal e veios mineralizados da Mina do Palito (**Tabela 13.1**). Análises de isótopos de hidrogênio (**Tabela 13.2**) foram realizadas em algumas das fases hidratadas, incluindo clorita ($\delta\text{D}_{\text{VSMOW}} = -119\text{‰}$; $n = 1$) e sericita (-74 a -38‰ ; $n = 4$).

Tabela 13.1. Composições isotópicas de oxigênio de minerais hidrotermais de veios mineralizados da Mina do Palito e composições isotópicas de oxigênio dos fluidos em equilíbrio com os minerais calculadas a diferentes temperaturas usando os fatores de fracionamento isotópico quartzo- H_2O (Zheng, 1993a); feldspato potássico- H_2O (Zheng, 1993a); muscovita- H_2O (Zheng, 1993b); clorita- H_2O (Zheng, 1993b) e calcita- H_2O (Zheng, 1994).

Amostra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ (‰ SMOW)
			300 °C	350 °C	400 °C	450 °C
C01O	Quartzo	10,2	3,1	4,6	5,6	6,5
C12O	Quartzo	9,6	2,6	4,0	5,1	6,0
C03O	Quartzo	11,2	4,1	5,6	6,7	7,5
C04O	Quartzo	9,6	2,6	4,0	5,1	5,9
C06O	Quartzo	10,1	3,1	4,5	5,6	6,5
C08O	Quartzo	9,6	2,6	4,0	5,1	5,9
C13O2	Quartzo	10,8	3,8	5,2	6,3	7,2
C14O	Quartzo	9,9	2,9	4,3	5,4	6,2
C17O	Quartzo	10,7	3,7	5,1	6,2	7,1
C18O	Quartzo	8,8	1,8	3,2	4,3	5,1
C02O	Microclínio	8,4	4,2	5,4	6,2	6,8
C10O	Microclínio	8,4	4,2	5,3	6,2	6,8
C13O1	Microclínio	8,4	4,2	5,4	6,2	6,8
C15O	Microclínio	8,8	4,6	5,7	6,6	7,2
C19O	Microclínio	7,9	3,7	4,8	5,6	6,3
C26O	Sericita	5,2	3,7	4,6	5,3	5,6
C27O	Sericita	1,7	0,3	1,1	1,8	2,1
C28O	Sericita	4,1	2,7	3,5	4,2	4,5
C29O	Sericita	6,9	5,5	6,3	7,0	7,4
C31O	Sericita	4,2	2,7	3,6	4,3	4,6
C30O	Clorita	-2,4	-3,4	-2,6	-2,0	-1,6
c20c	Calcita	23,2	19,2	20,5	21,4	22,1
c21c	Calcita	22,8	18,8	20,0	20,9	21,6
c24c	Calcita	23,9	19,9	21,1	22,1	22,8
c22c	Calcita	9,0	5,0	6,2	7,1	7,8

A temperatura calculada usando a equação de fracionamento isotópico de Zheng (1993a) a partir das composições isotópicas de oxigênio do par quartzo-

feldspato potássico de veios que pós-datam a alteração potássica principal foi de 314 °C.

Tabela 13.2. Composições isotópicas de hidrogênio de minerais hidrotermais hidratados de veios mineralizados da Mina do Palito e composições isotópicas de hidrogênio do fluidos em equilíbrio com os minerais calculadas a diferentes temperaturas usando os fatores de fracionamento isotópico clorita-H₂O (Graham et al., 1987) e muscovita-H₂O (Suzuoki & Epstein, 1976).

Amostra	Mineral	$\delta D_{\text{mineral}}$	δD_{fluido}	δD_{fluido}	δD_{fluido}	δD_{fluido}
		(‰ SMOW)	(‰ SMOW)	(‰ SMOW)	(‰ SMOW)	(‰ SMOW)
			300 °C	350 °C	400 °C	450 °C
C27O	Sericita	-38	10,18	-0,19	-8,33	-14,84
C28O	Sericita	-61	-12,82	-23,19	-31,33	-37,84
C29O	Sericita	-74	-25,82	-36,19	-44,33	-50,84
C31O	Sericita	-46	2,18	-8,19	-16,33	-22,84
C30O	Clorita	-119	-83,74	-55,4	-44,64	-36,04

Como é razoável supor que temperaturas mais elevadas, condizentes com valores de T_{total} acima de 450 °C, sejam mais representativas dos estágios iniciais de desenvolvimento do sistema hidrotermal e que decréscimo de temperatura pode ser esperado nos estágios finais, os cálculos apresentados nas **Tabelas 13.1 e 13.2** podem ser úteis à compreensão das relações entre temperatura e composições isotópicas dos fluidos hidrotermais no sistema estudado.

Em maiores temperaturas (450 °C) os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ em equilíbrio com quartzo e feldspato potássico seriam de 5,1 a 7,5‰, condizentes com fluidos magmáticos, magmas félsicos e vapor vulcânico de alta temperatura (**Figura 13.1**). Mesmo considerando-se temperaturas ainda elevadas, o influxo de fluidos isotopicamente leves não pode ser descartado no estágio de cloritização ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1,6\text{‰}$ a 450 °C) ou de sericitização ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 7,4$ a 2,2‰ a 450 °C).

No entanto, como o decréscimo de temperatura durante a evolução do sistema hidrotermal seria condizente com os dados de inclusões fluidas, cálculos da composição isotópica de fluidos associados com a alteração sericítica e clorítica também foram estimados a temperaturas mais baixas, como apresentado na **Figura 13.1**. De forma análoga ao apontado pelos cálculos considerando-se temperaturas mais elevadas, os fluidos em equilíbrio com a sericita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 1,1$ a 6,3‰) e clorita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -2,6\text{‰}$, a 350 °C), a 350 °C, também refletiriam contribuição de fluidos isotopicamente leves em adição a fluidos predominantemente magmáticos.

Figura 13.1. Composições isotópicas de oxigênio calculadas para os fluidos em equilíbrio com minerais hidrotermais a 350 °C (clorita e muscovita) e 450 °C (quartzo, feldspato potássico e calcita) e comparação com características isotópicas dos principais reservatórios de fluidos em sistemas hidrotermais, mostrando a participação de fluidos magmáticos e meteóricos no sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações de ouro-(cobre) da Mina do Palito.

Os dados de isótopos de hidrogênio, contudo, sugerem evolução dos fluidos distinta durante a evolução dos dois estágios de alteração. A composição isotópica de hidrogênio do fluido estimada a partir da composição isotópica da clorita ($\delta D_{H_2O} = -55,4\text{‰}$, a 350 °C) aponta para contribuição significativa de fluidos meteóricos. Entretanto, considerando-se a composição isotópica dos fluidos em equilíbrio com a

sericita, correlação entre os menores valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e maiores de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (-36,2 a 0,2, a 350 °C) é observada. A tendência observada de aumento dos valores de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ poderia sugerir importância da fase vapor durante o processo inicial de exsolução do fluido magmático e influxo progressivo de fluidos diluídos, que nesse caso, poderiam incluir também água do mar.

Composições isotópicas dos fluidos em equilíbrio com a calcita indicam valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ próximos aos relativos aos fluidos em equilíbrio com quartzo e feldspato potássico em uma amostra (6,2‰, a 350 °C) ou valores muito mais elevados (20,0 a 21,1‰), considerando-se a mesma temperatura. Esses valores podem refletir o processo de *boiling* ou no último caso, modificação da composição isotópica dos fluidos devido à interação com as rochas encaixantes a baixa temperatura e baixa razão W/R.

13.2 Isótopos de enxofre

Composições de isótopos de enxofre foram determinadas para pirita ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ = 2,4 a 3,6‰; n = 28), calcopirita (2,2 a 3,6‰; n = 11) e galena (1,2‰; n = 1). Os resultados obtidos são apresentados na **Tabela 13.3** e na **Figura 13.1**.

Tabela 13.3. Composições isotópicas de enxofre de sulfetos de veios mineralizados da Mina do Palito.

Amostra	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$	Amostra	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$
CO1 S	py	3,1	CO7 S	py	3,6
CO2 S	py	3,0	CO9 S2	py	3,0
CO3 S1	py	3,5	C12 S	py	3,3
CO3 S2	py	3,2	C14 S	py	2,9
CO5 S	py	2,4	C17 S1	py	2,8
CO6 S2	py	2,5	C18 S	py	3,0
CO7 S	py	3,6	C23 S2	py	2,9
CO9 S2	py	3,0	C25 S2	py	3,0
C12 S	py	3,3	CO9 S1	cpy	2,9
C14 S	py	2,9	C11S	cpy	3,2
C17 S1	py	2,8	C16 S	cpy	3,6
C18 S	py	3,0	C23 S1	cpy	2,4
C23 S2	py	2,9	C25 S1	cpy	2,7
C25 S2	py	3,0	CO8 S	cpy	2,6
CO1 S	py	3,1	CO6 S1	cpy	2,2
CO2 S	py	3,0	CO8 S	cpy	2,6
CO3 S1	py	3,5	CO9 S1	cpy	2,9
CO3 S2	py	3,2	CO6 S1	cpy	2,2
CO5 S	py	2,4	C11S	cpy	3,2
CO6 S2	py	2,5	C17 S2	gn	1,2

O conjunto de dados obtidos para 40 amostras de sulfetos analisados indica pequena variação isotópica que pode ser consistente com contribuição de uma única fonte de enxofre no sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações da Mina do Palito. A coexistência de calcopirita com pirrotita pode indicar condições de baixa fugacidade de enxofre no sistema, além de condições de fO_2 relativamente baixas. Em tais condições a assinatura isotópica de enxofre dos sulfetos reflete provavelmente aquela da fonte de enxofre, uma vez que não é esperado significativo fracionamento isotópico entre espécies de enxofre reduzidas e oxidadas no fluido.

Os valores de $\delta^{34}S$ dos sulfetos (1,2 a 3,6 ‰) da Mina do Palito (**Figura 13.2**) são um pouco mais elevados em relação à assinatura do enxofre mantélico ($\delta^{34}S = 0 \pm 1\text{‰}$; Eldridge *et al.* 1991). Tais valores, no entanto, são compatíveis com assinaturas isotópicas esperadas para enxofre derivado de rochas ou fluidos magmáticos, que teria, de acordo com Ohmoto & Goldhaber (1997) valores de $\delta^{34}S$ entre $0 \pm 5\text{‰}$.

Figura 13.2. Composições isotópicas de enxofre para pirita, calcopirita e galena da Mina do Palito.

14 DISCUSSÃO

O minério da Mina do Palito é representado por veios de quartzo sulfetados e de sulfetos cataclasados e cisalhados, de direção predominante NW-SE, encaixados em um pequeno corpo granítico, denominado Granito Palito. Feições geológicas e texturais do Granito Palito, como as texturas granofíricas, indicam uma colocação rasa para esse corpo.

Em direção à cúpula do Granito Palito verificam-se estruturas de fluxo magmático que sugerem que o corpo tinha uma forma dômica antes de ter sido parcialmente erodido. Este plúton está encaixado entre o Granodiorito Fofquinha e o Granito Rio Novo, esse definindo uma estrutura circular regional, que possivelmente representa as raízes de uma antiga caldeira vulcânica. Todos esses corpos são cortados por diques básicos/intermediários e de pórfiros graníticos.

O Granito Palito representa a rocha mais afetada pela alteração hidrotermal, que diminui de intensidade nas encaixantes. Além disso, os veios mineralizados estão hospedados em maior quantidade neste granito e esses também diminuem de tamanho, quantidade e teor de minério, conforme os veios adentram nas encaixantes. Adicionalmente, observa-se a presença de ouro disseminado no Granito Palito, cujos teores se correlacionam positivamente com o cobre, sugerindo que a mineralização é pervasiva, como esperado para mineralizações associadas a sistemas magmático-hidrotermais.

O padrão estrutural da área, a associação Au-Cu e sua relação espacial e temporal com halos de alteração hidrotermal sugerem tratar-se de uma mineralização de filiação magmática-hidrotermal do tipo pórfiro, relacionada com a atividade hidrotermal desenvolvida durante as fases tardias da formação do plúton Palito e dos diques de pórfiro granítico nele intrusivos.

As análises químicas e mineralógicas do conjunto dos granitos indicam uma filiação cálcio-alcálica de alto potássico para os magmas que os geraram. Considerando-se que parte dessa associação magmática está parcialmente coberta pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Moraes Almeida (1.875 ± 4 Ma – Lamarão *et al.*, 2002) e que as estruturas regionais sugerem intrusão no Granodiorito Parauari, pode-se inferir uma geração vinculada com o evento tardio da granitogênese Parauari, semelhante ao observado no Granito Batalha por Juliani *et al.* (2002).

A caracterização de tendências cálcio-alcálicas para as rochas da Mina do Palito e dos seus arredores é de grande importância metalogenética, uma vez que os magmas cálcio-alcálicos são os mais favoráveis para a formação dos maiores depósitos de pórfiros cupríferos. Pórfiros enriquecidos em ouro também seriam particularmente associados com intrusões cálcio-alcálicas de alto potássio (Müller & Groves, 1995; Sillitoe, 1997, Cooke *et al.*, 2005) tipicamente geradas em ambientes de subducção. Exemplos de associação entre magmatismo cálcio-alcálico alto potássio e cinturões nos quais são conhecidos inúmeros depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro são encontrados na cadeia andina, nas áreas central de Chile e sul do Peru (Camus & Dilles., 2001).

Os dados geoquímicos indicam que esses granitóides podem pertencer a uma série magmática única, com termos mais primitivos, representados pelos granodioritos Fofóquinha e Parauari, mais antigos e formados em ambiente de arco vulcano-plutônico de margem continental ativa, com a subducção da placa oceânica proporcionando a geração do arco magmático no final do Paleoproterozóico. Nesse contexto, com a evolução do arco e a gradativa cratonização, foram inicialmente gerados os granitos Parauari e Palito em ambiente tardi- a pós-cinemático, quando as intrusões mais rasas de magmas cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos foram responsáveis pelas alterações magmático-hidrotermais e pela mineralização de ouro e de cobre. A essa fase seguiu-se a cratonização e a geração do magmatismo alcálico anorogênico do Tipo A, representado pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha, reconhecidas na província.

O depósito do Palito apresenta zonamento das alterações hidrotermais potássica, propilítica e sericitica, além de argílica muito localizada, que se assemelha ao previsto no modelo genético para os depósitos de cobre do tipo pórfiro (*porphyry copper*), mas não no *sensu stricto* do trabalho clássico de Lowell & Guilbert (1970).

A alteração potássica, de maior temperatura, verificada tanto no granito hospedeiro da mineralização como no pórfiro granítico, apresenta estilo pervasivo. É responsável por imprimir nas rochas uma cor vermelha muito característica, resultante da formação de finíssimos cristais de hematita no feldspato potássico, processo análogo ao descrito por Boone (1969) em feldspato hidrotermal dos depósitos do tipo pórfiro dos EUA. Esta alteração é a maior volumetricamente e atinge mais intensamente os granitos Palito e Rio Novo, e de maneira muito menos

intensa a unidade encaixante, representada pelo corpo granodiorítico Fofuinha, onde somente se observa alteração fissural ou frentes de potassificação, caracterizados por cor contrastante em relação à cor mais acinzentada do granodiorito.

Com a evolução do sistema hidrotermal, acompanhada por diminuição da temperatura do fluido hidrotermal, a alteração propilítica de caráter pervasivo e fissural, geralmente mais marginal em relação à distribuição espacial dos corpos de minério, afeta fortemente as rochas encaixantes do Granito Palito. A alteração propilítica caracteriza-se principalmente pela substituição dos minerais ferro-magnesianos, como a biotita, por clorita, além de resultar na formação da associação de epidoto, calcita e albita. Essas características são análogas às descritas em depósitos do tipo pórfiro, como o depósito Cu-(Mo) de Chuquicamata, no Chile (Alvarez & Flores, 1985). A alteração sericítica, de menor temperatura, com implicações de mistura de fluidos hidrotermais com componentes magmáticos e meteóricos, é possivelmente a mais importante no depósito do Palito, já que se relaciona diretamente com a mineralização de Au e Cu.

Segundo Sillitoe (1991), nos principais depósitos de Au-Cu do tipo pórfiro do Chile, a mineralização associa-se com as zonas de alteração potássica, o que difere do observado na Mina do Palito. Em relação com o padrão de distribuição espacial das alterações hidrotermais na Mina do Palito, este também não definiria um típico halo concêntrico, como proposto no trabalho clássico de Lowell & Guilbert (1970). Essa diferença poderia ser decorrente das diversas reativações que o sistema teria sofrido devido às diferentes intrusões que gerariam calor e sobreposição de diferentes tipos de alteração. Dessa forma, as características observadas na Mina do Palito podem refletir telescopagem, na qual alteração de menor temperatura, por exemplo, de tipo sericítica, pode-se superpor à alteração de temperatura mais elevada, como a propilítica. Adicionalmente, processos de erosão e colapso da pluma hidrotermal poderiam resultar na distribuição espacial das zonas das alterações identificadas na Mina do Palito.

Evidências de telescopagem foram observadas nas diferentes amostras analisadas de testemunhos de sondagens, em particular dos corpos graníticos Palito e Rio Novo. Processo de múltiplos estágios de superposição de diferentes tipos e estilos de alteração hidrotermal também foram descritos em depósitos e prospectos

associados ao sistema de pórfiros Mo–Cu de Bakircay e Ulutas no Norte da Turquia (Taylor & Fryer, 1980).

O minério na Mina do Palito é principalmente representando por veios de quartzo sulfetados e de sulfetos constituídos pela associação de calcopirita, pirita, pirrotita, galena, esfalerita com ouro e ligas de ouro e prata associados a fases minerais ricas em bismuto (bismuto nativo, bismutinita, tetradimita, wittichenita, hedleyita, makovickyita, entre outros).

Nos corpos sulfetados e veios de quartzo o efeito de cisalhamento não é muito pronunciado. No entanto, alguns veios apresentam-se cisalhados e cataclasados, o que parece resultar de um evento deformacional posterior à mineralização que aproveitou planos de fraqueza preexistentes. Isso pode indicar que o desenvolvimento de zonas de cisalhamento não teve influência determinante na formação do minério.

Estudos de inclusões fluidas em quartzo proveniente de veios mineralizados da Mina do Palito (Usero *et al.*, 2009) indicam uma etapa precoce de exsolução de fluidos ricos em vapor diretamente do magma, indicada por inclusões fluidas com razão V_v/V_{tot} de ~70 a 84, salinidades baixas (0,6 a 1,5 em peso do NaCl eq.) e elevadas temperaturas (429 a 462 °C). Após a exsolução de fluidos magmáticos, seguiu-se processo de *boiling* com etapas posteriores ou concomitantes de misturas de fluidos evidenciadas pelas amplas variações nas salinidades (0,3 a > 28,8 em peso do NaCl eq.) e temperaturas de homogeneização (101 a > 400 °C). Esses dados de temperaturas de homogeneização e de salinidade dos fluidos nos veios são compatíveis com uma origem magmática–hidrotermal para a mineralização. Nesse caso é esperado mudança na salinidade das soluções nos veios mineralizados em função da separação dos fluidos e da mistura com água meteórica durante a alteração sericítica, sincrônica às mineralizações.

Os estudos de isótopos estáveis indicaram assinaturas isotópicas de oxigênio para os fluidos em equilíbrio com quartzo e feldspato potássico de veios mineralizados condizentes com fluidos magmáticos de ($\delta^{18}O = 5,1$ a $7,5\%$ a 450 °C), além de indicarem influxo de diluídos nos estágios de cloritização ($\delta^{18}O = -2,6 \%$; $\delta D = -55,4\%$ a 350 °C) e, sericitização ($\delta^{18}O = 1,1$ a $6,3\%$; $\delta D = -36,2$ a $0,2\%$ a 350 °C). Isótopos de hidrogênio também sugerem participação da fase vapor durante a exsolução inicial do fluido magmático. Adicionalmente, sugerem que influxo de água do mar, além de fluidos meteóricos, ocorreu em diferentes partes do sistema

hidrotermal. O processo de mistura de fluidos em estágios de alteração concomitantes ao da mineralização pode ter representado um importante mecanismo de precipitação do minério, uma vez que a solubilidade do ouro e do cobre quando transportados por complexos cloretados decresce com a diminuição da salinidade e da temperatura dos fluidos hidrotermais.

As características dos fluidos hidrotermais associados à gênese do depósito do Palito são condizentes também com as esperadas em sistemas magmático-hidrotermais. Tais características são análogas às identificadas em outros depósitos do tipo pórfiro, tal como no depósito do tipo pórfiro de Tuwu, na Ásia Central (Han *et al.*, 2006), no qual fluidos de origem magmática teriam predominado nas fases iniciais da formação da mineralização, enquanto influxo de água meteórica seria tardio no sistema hidrotermal.

A assinatura isotópica de enxofre dos sulfetos da Mina do Palito ($\delta^{34}\text{S} = 1,2$ a $3,6\text{‰}$) também é indicativa de fonte magmática para o enxofre. No contexto global, muitos dos depósitos de cobre do tipo pórfiro apresentam valores de $\delta^{34}\text{S}$ próximos a 0‰ (Han *et al.*, 2006). Na China, os valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$ para este tipo de depósito variam entre $-3,5$ a $3,0\text{‰}$ (Xia *et al.*, 2002, em Han *et al.*, 2006), e no depósito do tipo pórfiro de Tuwu, na Ásia central, os sulfetos apresentam valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre $-0,9$ a $+1,3\text{‰}$, com uma média de $+0,34\text{‰}$, sugerindo para o enxofre uma fonte profunda da crosta ou manto superior (Han *et al.*, 2006).

Os resultados obtidos a partir dos estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis reforçam as interpretações feitas com base na geologia e nos tipos e estilos da alteração hidrotermal de que essa mineralização é do tipo pórfiro e não tem sua gênese vinculada com sistemas orogênicos mesotermiais, nos quais seriam esperados fluidos metamórficos e fontes de enxofre derivadas da interação com rochas supracrustais.

15 CONCLUSÕES

O sistema magmático-hidrotermal responsável pela gênese do depósito do Palito tem os atributos abaixo relacionados:

- As rochas hospedeiras do depósito incluem o Granito Palito, o Granito Rio Novo, o Granodiorito Fofuquinha, intrusões básicas a intermediárias e pórfiros graníticos;
- O Granito Palito, de colocação rasa, representaria um domo parcialmente erodido, enquanto o Granito Rio Novo seria o corpo intrusivo pré-Palito, cuja gênese pode estar associada a antigas caldeiras vulcânicas;
- Os litotipos hospedeiros da mineralização, especialmente os granitos Palito e Rio Novo e o Granodiorito Fofuquinha, pertencem a uma série magmática única, cuja evolução seria vinculada com o evento tardio da granitogênese Parauari;
- Os granodioritos Fofuquinha e Parauari representariam os termos mais primitivos da série magmática, com tendências cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, sendo mais antigos e formados em ambiente de arco vulcano-plutônico de margem continental ativa;
- Os granitos Rio Novo, Parauari e Palito, de tendências cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, formaram-se em ambiente tardi- a pós-orogênico, previamente à cratonização e à geração do magmatismo alcalino anorogênico do Tipo A, representado pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha;
- O sistema hidrotermal se desenvolveu durante as fases tardias da formação do plúton Palito e dos diques de pórfiro granítico, que representariam intrusões mais rasas de magmas álcali-cálcicos. Essas rochas foram, à luz dos dados disponíveis, a fonte dos fluidos, de calor e de metais para o sistema hidrotermal;
- O depósito do Palito apresenta zonamento das alterações hidrotermais, que incluem: alteração potássica (feldspato potássico e biotita), de mais alta temperatura; propilítica (clorita, epidoto, calcita e albita), que representa um halo externo de alteração, e sericítica (sericita, quartzo e sulfetos), mais tardia e associada espacial e temporalmente à mineralização de cobre e ouro;
- O minério na Mina do Palito é principalmente representado por veios de quartzo sulfetados e de sulfetos constituídos pela associação de calcopirita,

pirita, pirrotita, galena, esfalerita com ouro e ligas de ouro e prata associados a fases minerais ricas em bismuto (bismuto nativo, bismutinita, tetradimita, wittichenita, hedleyita, makovickyita, dentre outros);

- A assinatura isotópica de enxofre dos sulfetos da Mina do Palito ($\delta^{34}\text{S} = 1,2$ a $3,6 \text{ ‰}$) é indicativa de fonte magmática para o enxofre;
- Os fluidos hidrotermais são predominantemente aquosos, com traços de CO_2 , com grandes variações nas relações volumétricas entre as fases líquidas e vapor. Fluidos hipersalinos, com sais de saturação, como a halita, seriam associados principalmente ao quartzo de veios mineralizados e, os dados petrográficos indicam salinidade ainda maior no quartzo de rochas da zona de alteração potássica pré-mineralização, de alta temperatura;
- A evolução dos fluidos do sistema hidrotermal incluiu processos de exsolução de fluidos magmáticos, seguidos de *boiling* com etapas posteriores ou concomitantes de misturas com fluidos diluídos, que poderiam ter sido misturados com fluidos de origem meteórica, assim como fluidos derivados da água do mar;
- O processo de mistura de fluidos pode ter representado um importante mecanismo de precipitação do minério, uma vez que a solubilidade do ouro e do cobre quando transportados por complexos cloretados decresce com a diminuição da salinidade e da temperatura dos fluidos hidrotermais;

O conjunto de resultados obtidos com a aplicação de diferentes métodos, incluindo petrografia de luz transmitida e refletida, microscopia eletrônica de varredura, microsonda eletrônica, geoquímica de rocha total, inclusões fluidas e isótopos estáveis, sugere que a mineralização de ouro e cobre é mais provavelmente relacionada com sistemas mineralizantes do tipo pórfiro, semelhantes aos encontrados em terrenos mesozóicos, que comumente hospedam grandes depósitos de Au e de metais de base. Assim, pode-se concluir que a mineralização de ouro do Palito associa-se, mais provavelmente, a sistema magmático-hidrotermal e não a sistema mesotermal associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamentos em terrenos metamórficos.

Considerando-se a existência da mineralizações de ouro, cobre e molibdênio epitermais *high-* e *low-sulfidation* na Província Aurífera do Tapajós, que tipicamente se relacionam geneticamente com a colocação de magmas em nível cristal raso,

com mineralização do tipo pórfiro, a caracterização dessa gênese para a mineralização de ouro–(cobre) do Palito amplia o potencial metalogenético para ouro na província, abrindo a possibilidade de também ocorrer depósitos de baixo teor, mas de alto volume, além dos filonianos presentes em muitas áreas mineralizadas.

Considerando-se ainda a extensão do magmatismo Uatumã *sensu lato* no Cráton Amazônico, pode-se presumir a existência de diferentes arcos magmáticos, nos quais depósitos desse tipo podem também potencialmente existir.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, C.A.S., COLLYER, T.A., PEREIRA, J.A.L., SEABRA, A.S., FURTADO, A.M.M., SOUBÉS, L.F., 1977. *Relatório final de reconhecimento (1). Projeto Santarém-Cachimbo*. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP.
- ALMEIDA, F.F.M. DE, 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte, Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Recife, p. 2393-2399.
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S., POPINI, M.V.F., 1998. Mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido e intermediário na Folha Vila Mamãe Anã, Província Mineral do Tapajós. *In: Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos...*, Belo Horizonte, p. 148.
- 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*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM, Brasília.
- ALVAREZ, O., FLORES, R., 1985. Alteración y mineralización hipógena em el yacimiento de Chuquicamata, Chile. Actas IV Congreso Geológico Chileno, v.2, pp. 3 78-3 100. Antofagasta.
- ANDRADE, A.F., SANTIAGO, A.F., MELO, C.F., MATOS, E.B DE O., BIZINELLA, G.A., MOREIRA, H.P.L; OLIVEIRA, J.R., MOURA, P.A., LOPES, R., ROSA FILHO, S.S., NEVES, S.A.C., PRAZERES, W.V., 1978. Projeto Tapajós Sucunduri. Manaus, DNPM/CPRM. 3v. (Relatório Técnico da DGM, 2747).
- 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*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM, Brasília.
- BARD, J.P., 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing company, Dordrecht. 264 p.
- BEA, F., 1996. Residence of REE, Y, Th, U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* **37**, 521-552.
- BETTENCOURT, J.S., DALL'AGNOL, R., 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *In: Internatinal Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Excursion Guides...*, Salvador CBPM/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p. 49-87.
- BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE JR., W.B., PAYOLLA, B.L., 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). *In: J.S. Bettencourt and R. Dall'Agnol (Eds.), Symposium on rapakivi granites and related rocks. Excursion guide: The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and associated mineralization*. Center of Geosciences, Federal University of Pará, Brazil., Belém.
- BIRD, D., SCHIFFMAN, P., ELDERS, W., WILLIAMS, A., MACDOWELL, D., 1984. Calc-Silicate mineralization in active geothermal systems. *Economic Geology* **79**, 671-695.

- BODNAR, R.J., REYNOLDS, T.J., KUEHN, C.A., 1985. Fluid inclusion systematic in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology* **2**, 73-97.
- BOONE, G.M., 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Science* **267**, 633-668. *American Journal of Science* **267**, 633-688.
- BOUSEILY, A.M., EL SOKKARY, A.A., 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology* **16**, 207-219.
- BOWERS, T.S., HELGESON, H.C., 1983. Calculation on the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 1247-1275.
- BOYLE, R.W., 1979. *The geochemistry of gold and its deposits*. Geological Survey of Canada (280) 584 p.
- BOYNTON, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- BIRD, D., SCHIFFMAN, P., ELDERS, W., WILLIAMS, A., MACDOWELL, D., 1984. Calc-Silicate mineralization in active geothermal systems. *Economic Geology* **79**, 671-695.
- BRITO, M.F.L., ALMEIDA, M.E., FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S., POPINI, M.V.F., 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha-registro de magmatismo tipo A na Província do Tapajós. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica. *Anais...*, Salvador, p. 847-851.
- CANDELA, P.A., 1989. Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. In: Whitney, J.A, Naldrett, A.J. (eds). *Ore deposition associated with magmas*. The Economic Geology Publishing Company, El Paso, pp 223-233 (*Reviews in Economic Geology*).
- CAMUS, F., DILLES, J.H., 2001. A special issue devoted to Porphyry Copper deposits of northern Chile. *Economic Geology* **96**, 233-237.
- CLOKE, P.L., KELLY, W.C. 1964. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Economic Geology* **59**: 259-270.
- CONDIE, K.C., 1973. Archean magmatism and crustal thickening. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 2981-2992.
- COOKE, D., HOLLINGS, P., WALSHE, J., 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. *Economic Geology* **100**, 801-818.
- CORRÊA-SILVA, R.H., JULIANI, C., NUNES, C.M.D., 2000. Hydrothermal alteration associated to gold mineralization in rapakivi like granites from Garimpo do Batalha, Tapajós Province, Amazon Craton, Brazil. In: International Geological Congress, 31, *Abstracts...*, Rio de Janeiro, p. 242-245. [CD-ROM].

- CORRÊA-SILVA, R.H., JULIANI, C., BETTENCOURT, J.S., NUNES, C.M.D., ALMEIDA, T.I.R., 2001. Caracterização de um sistema epitermal *low-sulfidation* (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajó, PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Resumos...*, Belém. [CD-ROM].
- CORRÊA-SILVA, R.H., 2002. *Caracterização de um Sistema epitermal low-sulfidation (adularia-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. 159 p.
- CLOKE, P.L., KELLY, W.C. 1964. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Economic Geology* **59**, 259-270.
- COUTINHO, M.G., DREHER, A.M., MARINI, S., 1996. Controle das mineralizações de ouro da Província do Tapajós: resultados preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. *Anais...*, Salvador.
- COUTINHO, M.G., ROBERT, F., SANTOS, R.A., 1998. Província Mineral do Tapajós: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. *Anais...*, Belo Horizonte, p. 160.
- COUTINHO, M.G., SANTOS, J.O.S., FALLICK, A.E., LAFON, J.M., 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, abstracts (CD-ROM).
- DALL'AGNOL, R., LAFON, J.M., MACAMBIRA, M.J.B., 1994. Proterozoic anarogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology* **50**, 113-138.
- DALL'AGNOL, R., PICHAVANT, M., CHAMPENOIS, M., 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-Type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **69**, 325-347.
- DALL'AGNOL, R., SILVA, C.M.G., SCHELLER, T., 1999. Fayalite-hedembergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos...*, Gramado.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1967. *Rock forming Minerals*. London, Longman, 5th. Ed., 5 v.
- 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* **28**, 397-404.
- EBY, G.N., 1990. A-Type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* **26**, 115-34.
- ELDRIDGE CS, COMPSTON W, WILLIAMS IS, HARRIS JW, BRISTOW JW (1991). Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature* **353**, 649-653.
- FARACO, M.T.L., CARVALHO, J.M.A., KLEIN, E.L., 1996. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5. *Anais...*, Belém, p. 156-160.

- FERNANDES, C.M.D., 2009. Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingú (PA), Província Mineral de Carajás. Tese de doutoramento, Universidade de São Paulo.
- 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*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral Do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM, Manaus. [CD-ROM].
- FOLEY, S., PECCERILLO, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos* **28**, 181-185.
- FÖRSTER, H. J., TISCHENDORF, G., TRUMBULL, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* **40**, 261-293.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033-2048.
- GAMMONS, C.H., WILLIAMS-JONES, A.E., 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology* **92**, 45-59.
- GRAHAM, C.M., VIGLINO, J.A., HARMON, R.S., 1987. Experimental study of hydrogen-isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite. *American Mineralogist* **72**, 566-579.
- GUILBERT, J.M., PARK, C.F., 1986. *The geology of ore deposits*. Freeman, New York, 985p.
- HAN, C.: XIAO, W., ZHAO, G., MAO, J., YANG, J., WANG, Z., YAN, Z., MAO, Q., 2006. Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, Central Asia. *Ore geology Review* **29**, 77-94.
- HARRIS, N.B.W; PEARCE, J.A; TINDLE, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds), *Collision tectonics*. Special Publications Geological Society, 67-81.
- HENLEY, R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: B.R. Berger & P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologists, 1-21.
- HEY, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* **30**, 277-292.
- HIBBARD, M.J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall, New Jersey. USA. 335p.
- HUTCHISON, C.S., 1933. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. Wiley-Interscience Publication, New York, 527 p.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **8**, 523-548.
- IXER, R.A., 1990. *Atlas of opaque and ore minerals in their associations*. Van Nostrand Reinhold, New York. 208p.

- JULIANI, C., NUNES, C.M.D., BETTENCOURT, J.S., CORRÊA-SILVA, R.H., MONTEIRO, L.V.S., NEUMANN, R., ALCOVER, NETO, A., RYE, R, O. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: GSA Annual Meeting, Reno, Abstracts with programs.
- JULIANI, C., CORRÊA-SILVA, R.H., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., NUNES, C.M.D., 2001. Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA). Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Boletim de Resumos...*, Belém. [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*, 119: 225-256.
- JULIANI, C., McREATH, I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. In: Revista GEOLOGIA CIÊNCIA-TÉCNICA, CEPEGE. 50-96 pp.
- JULIANI, C., 2002. *Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará*. Tese de Livre-docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 175 p.
- JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT; J.S.; CORRÊA-SILVA, R.H., 2004. Paleoproterozoic epithermal high- and low-sulfidation and porphyry-related Au mineralizations in the Tapajós Gold Province, Brazil: exploration perspectives. In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. ADIMB/DNPM/SBGf/SBG. *Memória...Ouro Preto* [CD-ROM].
- JULIANI, C. ; BETTENCOURT, J. S ; MONTEIRO, L.V.S. Ash-flow caldera- and porphyry-related Paleoproterozoic gold and base metal mineralizations in the Tapajós Gold Province: potencialities and exploration guidelines. In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2005, Gramado. Anais do I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2005.
- JULIANI, C., RYE, O, R., NUNES, C.M.D, SNEE, L, W., CORRÊA-SILVA, R.H., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., NEUMANN, R., ALCOVER, N.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* **215**, 95-125.
- KESLER, S.E., 1973. Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits. *Economic Geology* **68**, 106-112.
- KESLER, S.E., CRYSSOULIS, S.L., SIMON, G., 2002. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. *Ore Economic Reviews* **21**, 103-124.
- KLEIN, C., HURLBUT, C.S.J., 1993. *Manual of Mineralogy*. John Wiley & Sons, Inc., New York. 681p.

- 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*. Nota explicativa. In: E.L. Klein (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM, Brasília. [CD-ROM]
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277-279.
- LAMARÃO, C.N., LAFON, J.M., LIMA, E.F., 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos...*, Gramado, p. 93.
- 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, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research* **119**, 189-223.
- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., PIMENTEL, M.M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós Gold Province, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences* **18**, 277-292.
- LAMEYRE, J., BOWDEN, P., 1982. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **14**, 169-186.
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J.A., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N.C.N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J.W., YOUZHI, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of subcommittee of amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and minerals names. *Canadian Mineralogist* **35**, 219-246.
- LEITE, G.C. Mapa preliminar de integração geológica da reserva garimpeira do médio Tapajós. Rio de Janeiro, CPRM, Ministério de Minas e Energia. 1995. Escala 1:250.000.
- LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., WOOLLEY, A.R., 2002. *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2 ed. Cambridge University Press, United Kingdom. 236p.
- LOWELL, J.D., GUILBERT, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**, 373-408.
- MACKENZIE, W.S. & ADAMS, A.E., 1994. *A color atlas of rocks and minerals in thin section*. John Wiley & Sons, Inc, New York. 192 p.
- MELGAREJO, J.C., 1997. *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Edicions de La Universitat de Barcelona, Barcelona. 1076p.

- MIDDLEMOST, A.K., 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth-Science Reviews* **37**, 215-224.
- MIRANDA, Y.B.W., 2009. Caracterização Mineralógica do Depósito Epitermal Paleoproterozóico *High Sulfidation* da Província Aurífera de Tapajós: uma comparação com Depósitos Modernos. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo. 47p.
- MULLER, D. and GROVES, D.I., 1995. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Berlin, Springer, 210p.
- NUNES, C.M.D., 2001. *Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- NUNES, C.M.D., JULIANI, C., CORRÊA-SILVA, R.H., BETTENCOURT, J.S., JACOBI, P., 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), *In: International Geological Congress, 31. Abstracts...*, Rio de Janeiro, Brazil. [CD-ROM]
- NUNES, C.M.D., JULIANI, C., CORRÊA-SILVA, R.H., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., NEUMANN, R., ALCOVER NETO, A., RYE, R.O., 2001. Caracterização de um sistema epitermal *high-sulfidation* vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos...*, Belém. [CD-ROM].
- OHMOTO, H., GOLDBERGER, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. *In: Barnes, H.L. (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition. Wiley and Sons, New York, pp. 517-611.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956-983.
- PESSOA, M.R., SANTIAGO, A.F., ANDRADE, A., NASCIMENTO, J.O., SANTOS, J.O., OLIVEIRA, J.R., LOPES, R.C., PRAZERES, W.V., 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. 1(A), DNPM/CPRM.
- PIRAJNO, F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer-Verlag, New York. 709p.
- PICOT, P., JOHAN, Z., 1982. *Atlas des minéraux métalliques*. Mémoires du Bureau de recherches géologiques et Minières. N° 90, 2^e édition.
- PORTER, T.M., 2001. An overview of the world's porphyry and other hydrothermal copper & gold deposits and their distribution. http://www.portergeo.com.au/conferences/porph_hyd_cu/au/abstracts/porphpref.pdf.
- PROJETO RADAM BRASIL. Mapa Geológico, Tapajós: Folha SB-21 (Brasília): DNPM, 1975. Escala 1:1000000.
- RAMBOZ, C. PICHAVANT, M., WEISBORD, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology* **37**, 29-48.
- RAMBRAG, G.E. & SANTOS, J.O.S., 1974. O Grupo Uatumã. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais...*, Porto Alegre, p. 87-94.

- 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). 303-365.
- RICCI, P.S.F., SANTOS, A., KLEIN, E.L., JORGE-JOÃO, X.S., MARTINS, R.C., 1999. Suíte Intrusiva Creporizão-Província Tapajós: proposta e critérios de definição. *In*: S.N. Norte (Editor), *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. *Anais...*, Manaus, p. 519-522.
- RICHARD, L.R., 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system.
- ROLLINSON, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, London, 344 pp.
- ROWINS, S.M., 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology* **28**, 491-494.
- SANTOS, D.B., FERNANDES, P.E.C.A., DREHER, A.M., CUNHA, F.B., BASEI, M.A.S., TEIXEIRA, J.B.G., 1975. *Geologia-Folha SB.21 Tapajós*, Projeto RADAM, Levantamento de recursos naturais 7, DNPM, Rio de Janeiro, p. 15-99.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C., 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. *In*: C.C. Schobbenhaus, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (Eds., *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*, Escala 1:2.500.000. DNPM/MME, Brasília, p. 93-127.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon; Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajós Gold Province; Pará/Amazonas States, Brazil. South American Symposium on Isotope Geology. *Extended abstracts...*, Campos de Jordão, p. 280-282.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MACNAUGHTON, N., 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* **3**, 453-488.
- SANTOS, J.O.S., GROVES, D.I., HARTMANN, L.A., MOURA, M.A., McNAUGHTON, N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita* **36**, 278-299.
- SATO, K; TASSINARI, C., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In*: *Contribuições à Geologia da Amazônia*, V Simpósio de Geologia da Amazônia. Belem, SBG, p 91-142.
- SAWKINS, F.J., 1990. *Metal deposits in relation to plate tectonics*. Minerals and Rocks; 17. Springer-Verlag, Berlín, xix, 461 p.
- SCHANDL, E.S., GORTON, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* **97**, 629-642.

- SCHOBENHAUS, C., ALMEIDA CAMPOS, D., RUY DERSE, G., ERWIN ASMUS, H., 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000. Ministério de Minas e Energia. 501 p.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H., ALDERTON, D.H.H., 1985. *A practical guide to fluid inclusions studies*. Blackie and Son Ltd, New York, 239 p.
- SHIKAZONO, N; SHIMIZU, M., 1987. The Ag/Au ratio of native gold and electrum and the geochemical environment of gold vein deposits in Japan. *Mineralium Deposita* **22**, 309-314.
- SILLITOE, R., 1972. A plate tectonic model for the origin of Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology* **67**, 184-197.
- SILLITOE, R., 1973. The tops and bottoms of porphyry coppers deposits. *Economic Geology* **68**, 799-815.
- SILLITOE, R., 1991. Gold metallogeny of Chile-an introduction. *Economic Geology* **86**, 1187-1205.
- SILLITOE, R., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences* **44**, 373-388.
- SILVA, G.G., LIMA, M.I.L., ANDRADE, A., F., ISSLER, R.S., GUIMARÃES, G., 1974. *Geologia-Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins*. Projeto Radam, Levantamentos de recursos minerais 4, Rio de Janeiro, p. 1-60.
- SILVA, J.M., 2004. Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo. 56 p.
- SIMON, G., KESLER, S.E; ESSENE, E.J., CHRYSSOULIS, S.L., 2000. Gold in Porphyry Copper Deposits: Experimental Determination of the Distribution of Gold in the Cu-Fe-S system at 400° to 700°C. *Economic Geology* **95**, 259-270.
- SINCLAIR, W.D., 2006. *Porphyry Deposits*. Geological Survey of Canada, Consolidation and Synthesis of Mineral Deposits Knowledge.
- SUZUOKI, T., EPSTEIN, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water; *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**, 1229-1240.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**, 174-182.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: NETO, V.M., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C., BRITONEVES, B. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo; Beca, 2004. cap.28, p. 471-485.
- TAYLOR, R.P., FRYER, B.J., 1980. Multiple-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in Northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic, and phyllic fluids. *Canadian Journal of Earth Sciences* **17**, 901-926.
- TISCHENDORF, G., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* **61**, 809-834.

- TRÖGER, W.E., 1979. *Optical determination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 188 p.
- USERO, G. 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. Resumo apresentado no II Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Gramado (RS).
- UYTENBOGAARDT, W., BURKE, E.A.J., 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Second edition. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 430 p.
- 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*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM, Brasília.
- ZHENG, Y.F., 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**,1079-1091.
- ZHENG, Y.F., 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Sciences Letters* **120**, 247-263.
- ZHENG, Y.F., 1994. Oxygen isotope fractionation in metal monoxides. *Mineralogical Magazine*; **58A**:1000-1001.

ANEXOS

- I. Resumo das características petrográficas das unidades litológicas estudadas
- II. Análises de química mineral selecionados das unidades da Mina Palito
- III. Análises geoquímicas completas das amostras da Mina Palito

ANEXO I. Resumo das características petrográficas das unidades litológicas estudadas

UNIDADE FOFOQUINHA

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-06	Granodiorito a Qtz-diorito. Alt potássica em pequenos influxos localizados. Presença de plagioclásio esverdeado (saussuritização).	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semi-preservedos)	Bt, Prh (associado com Bt).	Ap, Zrn esquelético, opacos.	Kfs, Bt, argilas, óxidos.	
SER-07a (*)	Granodiorito inequigranular de granulação média e levemente grossa. Alteração potássica forte e brechação.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt.	Bt, Prh (associado com Bt).	Ap, opacos.	Kfs, Bt, argilas, óxidos, Chl	Prh.
SER-08 (*)	Hb Granodiorito ou Qtz-diorito, potassificação em fraturas.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx, Bt	Bt	Ap, Zrn esquelético, opacos.	Kfs, Bt, Chl, Ep.	Kfs, Amp, Zrn.
SER-23	Granodiorito cinza de granulação média a fina, levemente porfírico, com megacristais de feldspato, Bt e anfibólio cloritizado. Potassificação muito leve em fraturas. Enclaves andesíticos arredondados.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt.	Bt	Ap	Chl, Ep, Ttn.	
FOF (*)	Granodiorito cinza de granulação média.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semi-preservedos)	Bt	Ap, Zrn esquelético, opacos.	Kfs, Bt, Czo, Ab, Sericita.	Kfs, Pl, Amp, Bt, Zrn.
CJ-73 (*)(**)	Granito fino equigranular maciço e magnético, sulfetos disseminados e em fraturas. O IC~15%, predominando anfibólio e magnetita. A cor rósea sugere potassificação (infiltração potássica). Porções brechadas.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt.	Bt, Prh	Ttn, Zrn, Ap, opacos.	Czo, Ab, sericita, Kfs, Bt, argilas, Chl, carbonato, Ep, Py.	Chl, Bt, Amp, Pl, Kfs, Prh, mica branca.
CJ-74	Granito fino equigranular maciço e magnético. Sulfetos disseminados e em fraturas. Veios de qtz com alteração hidrotermal. Potassificação fraca.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt.	Bt	Ap, Opacos, Rt.	Kfs, Chl, Czo, Ab, Ser, Ab.	
CJ-106	Granodiorito, diorito cinza, com potassificação fraca.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt.	Bt	Ap, Zrn esquelético, Opacos, Rt.	Kfs, Argilas, Sericita.	
CJ-77	Granodiorito cinza.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt.	Bt	Ap, opacos.	Kfs, sericita	
CJ-78	Granodiorito cinza com alteração potássica ao redor de fraturas, em veios e sulfetos no meio.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semi-preservedos), Bt.	Bt	Ap, opacos, Zrn.	Kfs, sericita.	

UNIDADE GRANITO PALITO

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-20g (*)(**)	Granito fino vermelho potássico, bem cisalhado, com cloritização forte associada a veios, presença de pirita e calcopirita.	Qtz, Kfs, Pl.		Opacos, Ttn, Zrn.	Argilas, Chl	Chl, Kfs.
SER-43	Granito muito fraturado e pouco hidrotermalizado, com abundante Hb, Bt subordinada, Qtz, e predominância de Kfs sobre Pl. Sulfetos disseminados. Leve substituição de feldspatos por Kfs localmente.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt.	Bt, Prh	Ap, Opacos, Rt, Zrn.	Kfs, epidoto, Argilas, óxidos, Chl.	
CJ-28	Granito com porções potassificadas e propilitizadas.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt.	Bt	Ap, Zrn, Fl, Opacos.	Kfs, Argilas, Óxidos, Chl, Ab (?).	
CJ-33 (*)	Granito alterado.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt.	Bt, Prh (associado com Bt)	Ap, Zrn, Opacos, Aln, Fl.	Kfs, Argilas, sericita, óxidos, Ab	Pl, Kfs.
CJ-80 (*)	Granito potassificado.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt.	Bt	Ap, Zrn, Opacos, Ttn.	Kfs, argilas, carbonato, Chl, óxidos, Ab.	Pl, Kfs.
CJ-91 (*)(**)	Palito muito potassificado com calcopirita cisalhada e pirita pós no meio de pequena zona mineralizada. Alteração sericitica.	Qtz.			Sericita, Qtz, Py, Chl.	Mica branca, Chl,

Amostra sem análise geoquímica (**)

Amostra com análise de microsonda (*)

UNIDADE GRANITO RIO NOVO

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-02b (*)	Granito roseo levemente porfirítico, potassificado, com Bt fina, cloritizada (sempre na matriz), cortado por fraturas que aparentam cisalhamento.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh	Zrn, opacos, Ttn	Kfs, Ab, Chl, Ep, carbonato, óxidos, argilas, sericita.	Ms
SER-11a (*)	Granito porfirítico fino, forte alteração potássica e substituição por alt propilitica intensa verde escura, com py, cpy. Zonas de cisalhamento.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt, Prh (associado com Bt)	Zrn, Aln, Opacos, Ttn	Kfs, argilas, carbonato, Chl, Ep.	Amp, Kfs.
SER-16	Granito porfirítico de granulação média a grossa, com restos de anfibólio, Bt, cor rosea avermelhado, maciço. Potassificação fissural. Quando afetado por alteração potássica pode ser vermelho. Pequenos xenólitos angulosos, aparentemente de andesitos.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Zrn, Aln (?), Opacos, Ttn, Ep	Kfs, sericita	
SER-46	Granito porfirítico fino, potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Aln, Zrn, Opacos, Ttn	Kfs, Argilas, óxidos, Ab, Chl	
CJ-40b	Granito porfirítico de granulação média a grossa, com potassificação espalhada e em fraturas	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Zrn, Ap, Opacos, Ttn	Kfs, carbonato, Chl, Ep, Argilas, óxidos	

UNIDADE GRANITO RIO NOVO (continuação)						
Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
CJ-98 (*)	Granito mais grosso, muito semelhante ao Parauari.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Zrn, Opacos	Argilas, Chl, Ep	Bt, Amp, Pl, Kfs
CJ-110	Granito bem propilitizado, potassificado.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh, Bt	Aln, Zrn, Opacos, Ttn, Ap	Chl, Carbonato, Kfs, Argilas, Ep, óxidos.	
CJ-112 (*)	Granito propilitizado.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh	Zrn, Aln, Opacos, Ttn	Kfs, Carbonato, Chl, Ep, Ab	Pl, Prh
CJ-119	Granito potassificado.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Kfs, Bt	Aln, Zrn, Opacos, Ttn	Kfs, Carbonato, Chl, Ep	

UNIDADE GRANITO RIO NOVO - FÁCIES B

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
CJ-3b	Granito com alteração potássica, veios de quartzo com fluido oxidante	Qtz, Kfs, Pl, Bt		Opacos, Zrn	Kfs, sericita, argilas	
CJ-4	Granito levemente potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Opacos, Zrn	Carbonato, Kfs, sericita	
CJ-5	Granito levemente potassificado, sericitizado, cisalhado e brechado	Qtz, Kfs, Pl, Bt		Opacos, Zrn	Kfs, sericita, argilas, Chl	
CJ-07 (*)	Granito levemente potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt, Prh (associado com Bt)	Ap, Aln, Zrn, Opacos, Esfena	Kfs, Argilas, Ab, Chl	Amp, Pl, Kfs
CJ-25b	Granito com alteração potássica, propilitica, sericitica	Qtz, Kfs, Pl		Opacos, Zrn, óxidos, Fl	Kfs, Chl, sericita, argilas	
CJ-30	Zona de alteração sericitica	Qtz, Ser, Py		Chl, Py, micas, Fl, Zrn	Sericita, Qtz, Py, carbonato, Chl	
CJ-32	Granito potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Opacos, Zrn, Aln	Kfs, sericita, argilas, clorita	
CJ-35	Granito levemente porfirítico	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Opacos, Zrn, Ttn	Kfs, Ab, Ep, Chl, argilas	
CJ-36	Granito brechado	Qtz, Kfs, Pl, Bt		Opacos, Ttn	Kfs, Carbonato, clorita, argilas	
CJ-81	Granito com metassomatismo potássico forte	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (associado com Pl)	Ap, Ttn, Ep, opacos	Kfs, Ep, Ab, Chl, argilas	
RN	Granito porfirítico potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Zirção, Ep, Opacos	Sericita, Czo, Ab, Ep, Chl, Carbonato, Argilas, Kfs	
PAL	Granito potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Bt		Zirção, Ep, Opacos	Kfs, Sericita, Clinozoista, Carbonato, Argilas	

UNIDADE GRANITO PALITO - FÁCIES A

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
CJ-108	Granito com alteração propilitica, e sericitização	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Zrn, Opacos, Ep, Ttn	Argilas, Sericita, Chl, carbonato, Czo	
CJ-114	Granito fortemente sericitizado	Qtz		Opacos, Ttn	Sericita, Qtz, Py, Chl, argilas	

UNIDADE GRANITO PALITO - FÁCIES A (continuação)						
Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
CJ-115	Granito parcialmente propilitizado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt, Kfs (?)	Zrn, Opacos, Ttn, Rt, Fl	Kfs, Sericita, Ep, Chl, Py	
CJ-116	Granito propilitizado e potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Zrn, opacos, Aln, Ap, Ttn	Sericita, Czo, Kfs, Chl, Argilas	

PÓRFIROS (PÓRFIRO FOFOQUINHA)

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-07b	Pórfiro riódacítico cinza com fluxo magmático, matriz fina a muito fina e fenocristais de Pl, com Bt e Hbl. Possivelmente com metassomatismo potássico fraco. Há fluxo e menor porcentagem de fenocristais na borda, e mais homogênea e porfírica no núcleo.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Bt	Opacos, Zrn, Ap	Czo, óxidos, Ep, Chl, argilas	
SER-07d	Pórfiro riódacítico cinza com fluxo magmático, matriz fina a muito fina e fenocristais de Pl, com Bt e Hbl. Possivelmente com metassomatismo potássico.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (associado com Bt)	Opacos, Ap	Sericita, Ab, Chl, Ep	
SER-13	Riolito porfíritico cinza escuro avermelhado, com matriz fina a muito fina, e megacristais de Qtz e feldspato, com até 0.4 cm, as vezes zonados e ovalados.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Ttn	Ep, Chl, carbonato, sericita	

PÓRFIROS (PÓRFIRO TARDÍO)

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-24	Pórfiro potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Opacos, Ttn	Kfs, Sericita, Ep, Chl, Ab	
CJ-64	Dique de rocha afanítica verde escura com encaixante. Associado com alteração hidrotermal (potassificação)	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (associado com Bt)	Rt, Ttn	Kfs, Sericita, Ep, carbonato, Chl	
CJ-62 (*)	Rocha porfírica maciça brechada de coloração cinza, matriz fina a muito fina e fenocristais euhédricos de feld(?), máficos e Qtz. Zonas esbranquiçadas sugerem alt sericitica e silicificação.	Qtz, Kfs, Pl	Prh	Ttn, Ep	Clorita	Prh

PÓRFIROS (PÓRFIRO PÓS-PALITO)

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
CJ-66a BASE	Pórfiro cinza afetado por metassomatismo de cor rosa	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Zrn, opacos, Ttn	Sericita, Ep, Chl, Ab	
CJ-68	Pórfiro com xenólito do Palito e com porção mais fina com fluxo magmático	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (associado com Bt), em fraturas	Ttn, opacos	Sericita, Chl, Ep, carbonato	
CJ-71	Pórfiro cinza esverdeado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (associado com Bt)	Zrn, opacos, Ttn, Aln (?)	Sericita, , Chl, Ep	
CJ-72 (*)	Pórfiro escuro	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (associado com Bt), Bt	Zrn, Ep	Ab, Ep, Chl,	Pl, Amp, Prh (?)

ROCHAS BÁSICAS

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-26a	Veios e pequenos diques irregulares de gabro, com xenólitos e brechas causados pela intrusão. Potassificação do gabro em fraturas	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt	Prh (associado com Bt)	Opacos, Ttn, Ap, Ep, Zrn	Ab, Ep, Chl	
SER-32a	Gabro cloritizado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt	Bt	Opacos, Ap	Kfs, Ep, Ab, Chl	
SER-34	Gabro extremamente fraturado, em muitas direções, com zonas de cisalhamento dúctil-rúptil ~ L-W, e cloritização forte, propilitização (?)	Pl, Amp, Pectolita	Prh	Opacos, Ttn	Cloritização, Ep, Qtz	
SER-41a	Gabro verde escuro muito fraturado e foliado, porções brechadas	Qtz, Pl, Cpx, Bt			Carbonato, Chl	

GRANITO MARROM

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-50a	Granito marrom arroseado com granulação média a grossa, inequigranular, com Kfs marrom fino a grosso e fenocristais euhédricos de Pl (>15%). A matriz é fina e aparenta ter cavidades miarolíticas. O granito está hidrotermalizado e potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Anf	HidroBt, actinolita verde	Zrn, opacos, óxidos, Ep, Ap	Kfs, sericita, Ab, Argilas	
SER-54	Granito marrom arroseado com granulação média a grossa, inequigranular, com Kfs marrom fino a grosso e fenocristais euhédricos de Pl (>15%). A matriz é fina e aparenta ter cavidades miarolíticas. O granito apresenta-se hidrotermalizado e potassificado	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh ? (associado com Bt)	Opacos, Zrn, Ep, óxidos	Kfs, sericita, Argilas	

MAGNETITA GRANITO

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-21b	Granito muito grosso, com anfibólio prismático (ate 1 cm de comprimento) parcialmente cloritizado, muito rico em magnetita (~15%), com calcopirita, e pirita fina associadas com máficos. Pl branco e Kfs róseo com abundante Qtz anhedral aparentemente hidrotermal.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Cpx (núcleos semipreservados), Bt	Bt	Opacos, Zrn, Ep, Ttn	Ep, Ab, Chl	
SER-21c	Granito muito grosso, com anfibólio prismático (ate 1 cm de comprimento) parcialmente cloritizado, muito rico em magnetita (~15%), com calcopirita, e pirita fina associadas com máficos. Pl branco e Kfs róseo com abundante Qtz anhedral aparentemente hidrotermal.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh ? (associado com Bt)	Opacos, Ttn, Ap	Kfs, Ep, Chl, Ab, sericita	

GRANODIORITO PARAUARI

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-52	Granito muito inequigranular grosso, porfirítico com cristais de até mais de 1,2 cm de comprimento, com alguns xenólitos (até 10 cm), alongados, bem arredondados de rocha vulcânica fina esverdeada, aparentemente de rocha básica, com alguns fenocristais de Pl. Dentro do granito há zonas de potassificação.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Prh (?)	Ap, Zrn, Ep, opacos	Kfs, Ep, Chl, Ab	
SER-55	Granito muito inequigranular grosso, porfirítico com cristais de até mais de 1,2 cm de comprimento, com alguns xenólitos (até 10 cm), alongados, bem arredondados de rocha vulcânica fina esverdeada, aparentemente de rocha básica, com alguns fenocristais de Pl. Dentro do granito há zonas de potassificação.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Ep	Argilas, Kfs, Ep, Chl, Ab	

GARIMPO SÃO CHICO

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
DT-07b	Rocha granítica com textura hipidiomórfica granular, com Qtz, Pl, feldspato, anfibólio e Bt, presença de minerais de cor verde produto de alteração, e sulfetos.	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Ep, Zrn, Ttn, opacos	Sericita, carbonato, Chl, Ab	
DT-07c	Rocha de cor verde, com presença de sericita, Qtz e pirla.	Qtz, ser, py		Ttn	Sericita, Qtz, Py	
DT-10a	Rocha granítica com textura porfirítica dada pela ocorrência de megacristais de feldspato	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	HidroBt, Ep	Ap, Zrn, Ep, Ttn	Argilas, Kfs, sericita	
DT-10b	Rocha granítica com textura porfirítica dada pela ocorrência de megacristais de feldspato	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt	Ep (associado com Bt)	Zrn, Ep (?)	Argilas, carbonato, Chl, Kfs, Ab	

TUFOS CINERÍTICOS

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
SER-60a	Sedimentos finamente laminados, muito finos e branco acinzentados, dobrados abertamente, com leitos sub a milimétricos silicosos, apresentando uma porcelana.				hidróxido de ferro	

MINÉRIOS

Amostra	Descrição de campo	Minerais de fases principais	Minerais de fases secundárias	Minerais acessórios	Minerais de alteração	Minerais analisados mss (*)
CJ-47	Rocha com efeitos de alteração sericitica	Qtz			Sericita, Qtz, Py	
G3A-2.90 (*)(**)	Rocha granítica com evidências de brechação	Qtz, Kfs, Pl			Sericita, Qtz, Py, Chl	Chl, mica branca, Kfs
CJ-57	Rocha de cor vermelha com evidências de brechação	Qtz, Kfs, Pl, Amp, Bt		Ttn	Argilas, carbonato, Chl	

Amostra sem análise geoquímica (**) Amostra com análise de microsonda (*)

ANEXO II. Análises de química mineral selecionados das unidades da Mina Palito

Análises de química mineral de **anfíbolios** selecionados das unidades da Mina Palito

Amostra	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO
Análise	31	32	33	34	35	36	37	38	39	41	42	43	44	45	46	47
Localização	BORDA	NUCLEO	NUCLEO	BORDA	BORDA	BORDA	BORDA	BORDA	BORDA	NUCLEO	NUCLEO	NUCLEO	BORDA	BORDA	NUCLEO	NUCLEO
SiO2	42.492	42.249	41.278	41.897	41.625	40.950	41.724	41.395	42.005	41.142	41.286	41.683	41.989	41.829	41.697	41.572
TiO2	1, 610	1, 757	1, 710	1, 795	1, 689	1, 892	1, 691	1, 714	1, 490	1.642	1.936	1.668	1.568	1.640	1.780	1.616
Al2O3	8.386	8.016	8.093	8.889	8.899	8.717	8.808	8.465	8.553	9.602	8.924	8.348	8.729	8.722	8.680	8.952
FeO	26.313	25.439	25.569	27.179	26.370	26.714	26.265	27.362	26.274	27.416	26.992	27.412	27.572	26.936	26.798	26.386
MnO	0.562	0.530	0.495	0.485	0.542	0.401	0.813	0.736	0.519	0.474	0.661	0.579	0.512	0.550	0.534	0.600
MgO	4.791	5.109	5.194	4.074	4.551	4.644	4.235	3.945	4.944	3.892	4.076	4.028	3.890	4.654	4.672	4.455
CaO	10.555	10.298	10.370	10.534	10.626	10.324	10.602	10.469	10.622	10.424	10.623	10.638	10.291	10.409	10.485	10.295
Na2O	1.793	1.764	1.883	1.974	1.697	1.921	1.625	1.657	1.605	1.698	1.660	1,634	1,660	1,751	1,887	1,839
K2O	1.008	0.919	0.979	1.115	1.147	1.118	1.137	1.074	1.077	1,211	1,178	1,135	1	1,114	1,091	1,226
F	0.782	0.708	0.634	0.392	0.392	0.840	0.526	0.738	0.387	0.206	0.209	0.496	0.528	0.522	0.914	0.430
Cl	0.099	0.089	0.061	0.104	0.099	0.114	0.081	0.136	0.078	0.101	0.116	0.081	0.081	0.107	0.081	0.112
Total	98.390	96.880	96.270	98.440	97.640	97.640	97.510	97.690	97.550	97.810	97.660	97.700	97.790	98.230	98.620	97.480
O_F_Cl	0.350	0.320	0.280	0.190	0.190	0.380	0.240	0.340	0.180	0.110	0.110	0.230	0.240	0.240	0.400	0.210
O_F	0.330	0.300	0.270	0.170	0.170	0.350	0.220	0.310	0.160	0.090	0.090	0.210	0.220	0.220	0.380	0.180
O_Cl	0.020	0.020	0.010	0.020	0.020	0.030	0.020	0.030	0.020	0.020	0.030	0.020	0.020	0.020	0.020	0.030
CTotal	98.040	96.560	95.990	98.250	97.450	97.260	97.270	97.350	97.370	97.700	97.550	97.470	97.550	97.990	98.220	97.270
TSi	6.639	6.669	6.573	6.568	6.545	6.473	6.588	6.559	6.581	6.458	6.509	6.593	6.597	6.531	6.524	6.547
TAI	1.361	1.331	1.427	1.432	1.455	1.527	1.412	1.441	1.419	1,542	1,491	1,407	1,403	1,469	1,476	1,453
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.182	0.160	0.091	0.209	0.193	0.096	0.226	0.139	0.159	0.233	0.166	0.148	0.212	0.134	0.123	0.207
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe3	0.522	0.545	0.608	0.439	0.534	0.670	0.472	0.612	0.641	0.655	0.534	0.526	0.654	0.715	0.628	0.580
CTi	0.189	0.209	0.205	0.212	0.200	0.225	0.201	0.204	0.176	0.194	0.230	0.198	0.185	0.193	0.209	0.191
CMg	1.116	1.202	1.233	0.952	1.067	1.094	0.997	0.932	1.155	0.911	0.958	0.950	0.911	1,083	1,090	1,046
CFe2	2.916	2.814	2.797	3.124	2.934	2.861	2.997	3.014	2.801	2.944	3.025	3.100	2.969	2.802	2.879	2.895
CMn	0.074	0.071	0.067	0.064	0.072	0.054	0.109	0.099	0.069	0.063	0.088	0.078	0.068	0.073	0.071	0.080
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BCa	1.767	1.742	1.769	1.769	1.790	1.748	1.794	1.777	1.783	1.753	1.794	1.803	1.732	1.741	1.758	1.737
BNa	0.233	0.258	0.231	0.231	0.210	0.252	0.206	0.223	0.217	0.247	0.206	0.197	0.268	0.259	0.242	0.263
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.310	0.282	0.351	0.369	0.308	0.337	0.291	0.287	0.270	0.270	0.302	0.304	0.238	0.271	0.330	0.299
AK	0.201	0.185	0.199	0.223	0.230	0.225	0.229	0.217	0.215	0.243	0.237	0.229	0.195	0.222	0.218	0.246
Sum_A	0.511	0.467	0.549	0.592	0.538	0.563	0.520	0.504	0.486	0.513	0.539	0.533	0.433	0.493	0.548	0.545
Sum_cat	15.511	15.467	15.549	15.592	15.538	15.563	15.520	15.504	15.486	15.513	15.539	15.533	15.433	15.493	15.548	15.545
CCI	0.026	0.024	0.016	0.028	0.026	0.031	0.022	0.037	0.021	0.027	0.031	0.022	0.022	0.028	0.021	0.030
CF	0.386	0.353	0.319	0.194	0.195	0.420	0.263	0.370	0.192	0.102	0.104	0.248	0.262	0.258	0.452	0.214
Sum_oxo	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23, 000	23, 000	23, 000	23, 000	23, 000	23, 000	23, 000

Análises de química mineral de **anfíbolios** selecionados das unidades da Mina Palito[illegible]

FOFOQUINHA

Análises de química mineral de **anfíbolios** selecionados das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73
Análise	a11-147	a11-148	a11-149	a11-150	a11-151	a11-152	a11-153	a11-154	a5-054	a5-059	a5-134	a5-136	a5-137	a5-138	a5-139	a5-140	a8-123	a8-125	a8-126
SiO ₂	41.923	42.203	42.313	42.167	41.732	41.519	41.575	43.601	42.979	43.252	42.02	41.99	42.35	42.29	42.07	42.20	42.66	43.49	43.45
TiO ₂	1.578	1.530	1.312	1.190	1.704	1.701	1.599	1.505	0.981	0.861	1.72	0.77	1.37	1.29	1.74	1.53	1.35	1.17	1.11
Al ₂ O ₃	7.930	8.202	8.343	8.351	8.523	8.091	8.262	7.101	7.058	7.360	7.86	8.18	7.89	7.63	7.93	8.19	8.29	7.87	7.67
FeO	23.729	23.476	24.466	23.593	24.209	24.304	24.176	24.449	24.072	24.245	24.99	24.75	23.96	24.13	24.20	24.54	23.87	23.92	24.03
MnO	0.446	0.410	0.414	0.409	0.433	0.455	0.436	0.417	0.506	0.503	0.60	0.48	0.60	0.53	0.53	0.56	0.60	0.66	0.63
MgO	7.084	7.159	6.654	6.897	6.199	6.590	6.734	6.774	6.864	6.762	6.19	6.78	6.81	6.73	6.59	6.42	6.99	7.38	7.39
CaO	10.633	10.677	11.166	11.376	10.970	10.881	11.272	11.095	11.036	11.072	10.60	11.05	10.91	10.71	10.41	10.56	10.53	10.78	10.48
Na ₂ O	1.740	1.608	1.586	1.628	1.770	1.728	1.632	1.591	1.466	1.570	1.68	1.56	1.65	1.56	1.74	1.85	1.71	1.58	1.72
K ₂ O	1.223	1.314	1.133	1.133	1.173	1.279	1.192	0.950	0.955	1.005	1.09	1.07	1.12	1.02	1.15	1.22	1.18	1.17	1.04
F	0.440	0.478	0.791	0.448	0.648	0.208	0.214	0.418	0.318	0.512	0.38	0.24	0.49	0.00	0.65	0.65	0.25	0.65	0.44
Cl	0.179	0.142	0.196	0.191	0.171	0.174	0.279	0.141	0.295	0.175	0.16	0.23	0.18	0.17	0.14	0.16	0.15	0.17	0.14
TOTAL	96.900	97.200	98.370	97.380	97.530	96.930	97.370	98.040	96.530	97.320	97.27	97.11	97.33	96.05	97.12	97.86	97.58	98.83	98.09
O_F_CL	0.230	0.230	0.380	0.230	0.310	0.130	0.150	0.210	0.200	0.260	0.20	0.15	0.25	0.04	0.30	0.31	0.14	0.31	0.22
CTOTAL	97.130	97.430	98.750	97.610	97.840	97.060	97.520	98.250	96.730	97.580	97.47	97.26	97.58	96.09	97.42	98.17	97.72	99.14	98.31
TSi	6.597	6.607	6.592	6.606	6.578	6.551	6.526	6.785	6.779	6.780	6.62	6.58	6.64	6.68	6.63	6.62	6.63	6.69	6.71
TAI	1.403	1.393	1.408	1.394	1.422	1.449	1.474	1.215	1.221	1.220	1.38	1.42	1.36	1.32	1.37	1.38	1.37	1.31	1.29
TFe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Cal	0.066	0.119	0.122	0.146	0.161	0.055	0.053	0.086	0.090	0.139	0.07	0.09	0.10	0.10	0.10	0.13	0.15	0.12	0.11
CFe3	0.407	0.386	0.419	0.344	0.239	0.375	0.420	0.269	0.402	0.350	0.40	0.62	0.38	0.44	0.37	0.35	0.41	0.47	0.48
CTi	0.187	0.180	0.154	0.140	0.202	0.202	0.189	0.176	0.116	0.102	0.20	0.09	0.16	0.15	0.21	0.18	0.16	0.14	0.13
CMg	1.662	1.671	1.545	1.611	1.457	1.550	1.576	1.571	1.614	1.580	1.45	1.58	1.59	1.58	1.55	1.50	1.62	1.69	1.70
CFe ₂	2.648	2.617	2.732	2.732	2.913	2.788	2.734	2.871	2.744	2.797	2.83	2.59	2.72	2.69	2.74	2.81	2.62	2.55	2.54
CMn	0.030	0.027	0.027	0.027	0.029	0.030	0.029	0.027	0.034	0.033	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Cca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ₂	0.067	0.070	0.036	0.015	0.040	0.044	0.020	0.043	0.029	0.032	0.06	0.04	0.04	0.05	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08
BMn	0.030	0.027	0.027	0.027	0.029	0.031	0.029	0.028	0.034	0.034	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
BCa	1.793	1.791	1.864	1.909	1.853	1.840	1.896	1.850	1.865	1.860	1.79	1.85	1.83	1.81	1.76	1.78	1.76	1.78	1.74
BNa	0.110	0.111	0.073	0.048	0.078	0.085	0.056	0.080	0.072	0.075	0.11	0.08	0.09	0.10	0.13	0.12	0.13	0.12	0.14
SUM_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.421	0.377	0.406	0.446	0.463	0.443	0.441	0.400	0.376	0.402	0.40	0.40	0.41	0.38	0.40	0.44	0.39	0.35	0.37
AK	0.246	0.262	0.225	0.226	0.236	0.257	0.239	0.189	0.192	0.201	0.22	0.21	0.23	0.21	0.23	0.25	0.24	0.23	0.21
SUM_A	0.666	0.639	0.632	0.673	0.698	0.701	0.680	0.589	0.569	0.603	0.62	0.61	0.64	0.58	0.63	0.69	0.62	0.58	0.58
SUM_CAT	15.666	15.639	15.632	15.673	15.698	15.701	15.680	15.589	15.569	15.603	15.62	15.61	15.64	15.58	15.63	15.69	15.62	15.58	15.58
CCL	0.048	0.038	0.052	0.051	0.046	0.047	0.074	0.037	0.079	0.047	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
CF	0.219	0.237	0.390	0.222	0.323	0.104	0.106	0.206	0.159	0.254	0.19	0.12	0.25	0.00	0.32	0.32	0.12	0.32	0.22
SUM_OXY	23.000	23.000	23.000	23.000	23.001	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.00	23.00	23.00	23.00	23.01	23.01	23.00	23.00	23.00

FOFOQUINHA

Análises de química mineral de **anfیبólios** selecionados das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF
Análise	a8-127	a8-128	a8-129	a8-130	a8-132	a9-141	a9-142	a9-143	a9-144	a9-145	a9-146	A6-01	A6-03	A6-04	A6-05	A6-06	A6-07	A6-30	A7-08	A7-09
SiO ₂	42.53	42.67	38.22	42.81	43.62	42.43	42.15	42.42	42.58	41.92	42.85	42.24	43.08	50.79	43.62	43.54	43.74	51.24	43.54	47.30
TiO ₂	1.73	1.72	1.02	1.29	0.96	1.43	1.52	1.30	1.04	0.95	0.95	1.75	1.76	0.22	1.62	1.51	1.00	0.09	0.38	0.31
Al ₂ O ₃	7.97	8.04	10.41	7.99	7.81	7.93	8.19	8.01	8.15	8.44	7.93	7.58	7.29	0.74	7.14	7.38	7.08	0.79	7.69	4.88
FeO	23.64	24.29	29.35	24.06	24.06	24.18	23.73	24.21	23.83	24.34	24.07	26.97	26.21	33.62	26.36	26.05	25.94	24.50	26.82	27.80
MnO	0.65	0.59	0.41	0.64	0.54	0.47	0.43	0.55	0.40	0.46	0.42	0.63	0.52	1.20	0.56	0.60	0.53	0.34	0.50	0.65
MgO	6.86	6.66	5.56	6.78	7.15	6.93	6.86	6.76	6.70	6.83	7.05	4.91	5.89	8.81	5.94	5.86	5.75	8.21	5.88	6.59
CaO	10.78	11.09	8.20	10.57	11.11	10.81	11.07	10.64	11.25	11.39	11.44	9.92	10.49	1.48	10.35	10.36	10.16	11.06	10.31	9.14
Na ₂ O	1.79	1.65	1.20	1.75	1.71	1.66	1.73	1.61	1.64	1.53	1.49	1.58	1.60	0.09	1.52	1.71	1.44	0.14	1.40	1.00
K ₂ O	1.22	1.18	0.80	1.12	0.92	1.10	1.03	1.17	1.07	1.10	1.08	0.97	0.99	0.03	0.97	0.88	0.94	0.01	0.76	0.47
F	0.38	0.27	0.23	0.15	0.49	0.31	0.45	0.61	0.71	0.12	0.51	0.33	0.00	0.04	0.10	0.28	0.00	0.29	0.10	0.19
Cl	0.12	0.20	0.13	0.15	0.15	0.17	0.27	0.18	0.20	0.37	0.31	0.18	0.13	0.03	0.14	0.14	0.10	0.00	0.08	0.01
TOTAL	97.67	98.35	95.54	97.31	98.52	97.41	97.43	97.46	97.56	97.44	98.11	97.07	97.95	97.04	98.33	98.31	96.66	96.66	97.47	98.33
O_F_CL	0.19	0.16	0.12	0.10	0.24	0.17	0.25	0.30	0.34	0.13	0.29	0.18	0.03	0.02	0.07	0.15	0.02	0.12	0.06	0.08
CTOTAL	97.86	98.51	95.66	97.41	98.76	97.58	97.68	97.76	97.90	97.57	98.40	97.25	97.98	97.06	98.40	98.46	96.68	96.78	97.53	98.41
TSi	6.65	6.63	6.02	6.68	6.73	6.63	6.61	6.65	6.68	6.55	6.66	6.70	6.72	7.49	6.77	6.77	6.88	7.86	6.77	7.21
TAI	1.35	1.37	1.87	1.32	1.27	1.37	1.40	1.35	1.32	1.45	1.34	1.30	1.28	0.08	1.23	1.23	1.12	0.11	1.23	0.76
TFe ₃	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.43	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Cal	0.12	0.10	0.06	0.15	0.15	0.09	0.12	0.12	0.18	0.10	0.11	0.12	0.06	0.05	0.08	0.13	0.19	0.03	0.18	0.11
CFe3	0.29	0.31	1.80	0.37	0.38	0.43	0.34	0.43	0.30	0.55	0.44	0.47	0.39	1.51	0.44	0.40	0.42	0.26	0.70	0.77
CTi	0.20	0.20	0.12	0.15	0.11	0.17	0.18	0.15	0.12	0.11	0.11	0.21	0.21	0.02	0.19	0.18	0.12	0.01	0.04	0.04
CMg	1.60	1.54	1.31	1.58	1.64	1.61	1.60	1.58	1.57	1.59	1.64	1.16	1.37	1.94	1.38	1.36	1.35	1.88	1.36	1.50
CFe ₂	2.76	2.81	1.69	2.71	2.68	2.67	2.74	2.68	2.80	2.62	2.68	3.01	2.93	1.41	2.89	2.90	2.89	2.80	2.69	2.54
CMn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.07	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04
Cca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ₂	0.05	0.03	0.27	0.07	0.04	0.06	0.04	0.06	0.03	0.01	0.02	0.11	0.08	0.80	0.09	0.09	0.10	0.06	0.10	0.20
BMn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04
BCa	1.81	1.85	1.38	1.77	1.84	1.81	1.86	1.79	1.89	1.91	1.91	1.69	1.75	0.23	1.72	1.73	1.71	1.82	1.72	1.49
BNa	0.10	0.08	0.18	0.12	0.09	0.10	0.08	0.11	0.06	0.05	0.05	0.17	0.13	0.01	0.15	0.15	0.15	0.02	0.15	0.15
SUM_B	2.00	2.00	1.86	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.12	2.00	2.00	2.00	1.92	2.00	1.88
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.44	0.41	0.19	0.41	0.43	0.40	0.45	0.38	0.44	0.41	0.40	0.32	0.35	0.01	0.31	0.37	0.29	0.02	0.27	0.15
AK	0.24	0.23	0.16	0.22	0.18	0.22	0.21	0.23	0.21	0.22	0.21	0.20	0.20	0.01	0.19	0.18	0.19	0.00	0.15	0.09
SUM_A	0.68	0.65	0.35	0.63	0.61	0.62	0.66	0.61	0.65	0.63	0.61	0.51	0.55	0.02	0.50	0.55	0.47	0.02	0.42	0.24
SUM_CAT	15.68	15.65	15.21	15.63	15.61	15.62	15.66	15.61	15.65	15.63	15.61	15.51	15.55	14.14	15.50	15.55	15.47	14.95	15.42	15.12
CCL	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05	0.10	0.08	0.05	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00
CF	0.19	0.13	0.11	0.07	0.24	0.15	0.22	0.30	0.35	0.06	0.25	0.17	0.00	0.02	0.05	0.14	0.00	0.14	0.05	0.09
SUM_OXY	23.02	23.00	23.00	23.01	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.02	23.00	22.68	23.01	23.03	23.02	23.01	23.00	23.01

FOFOQUINHA

Análises de química mineral de **anfibólios** selecionados das unidades da Mina Palito

Amostra	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF
Análises	A7-10	A7-11	A7-12	A7-13	A7-31	A8-14	A8-15	A8-16	A8-17	A8-18	A8-19	A8-20	A8-21	A8-22	A9-23	A9-24	A9-25	A9-26	A9-27	A9-29
SiO ₂	50.66	50.42	50.48	42.93	50.49	45.84	45.79	45.70	43.28	43.84	51.06	51.18	50.02	33.92	44.30	45.96	48.78	51.26	50.21	46.33
TiO ₂	0.22	0.15	0.09	0.56	0.20	0.40	0.43	0.61	1.47	0.79	0.00	0.11	0.11	3.35	0.40	0.31	0.29	0.11	0.07	0.34
Al ₂ O ₃	0.87	1.00	1.19	7.04	1.04	6.03	5.87	6.48	7.23	7.12	0.53	0.65	1.41	12.39	6.65	5.91	3.71	0.78	0.95	7.81
FeO	33.11	33.88	34.11	25.56	32.57	26.88	25.79	27.15	26.22	27.17	35.44	35.42	33.60	31.51	25.96	27.47	27.44	36.31	33.60	24.48
MnO	1.20	1.06	1.28	0.46	1.09	0.55	0.46	0.45	0.52	0.52	1.18	1.18	1.07	0.15	0.48	0.60	0.52	1.18	1.14	0.34
MgO	8.47	8.18	7.88	5.99	8.53	6.38	6.63	6.17	5.66	5.74	8.27	8.22	7.85	6.34	6.12	6.05	6.05	7.59	8.14	5.15
CaO	2.77	3.20	2.65	10.42	2.31	10.32	10.48	10.45	10.03	9.94	1.11	1.13	2.61	2.01	9.94	8.97	9.92	1.90	1.78	9.87
Na ₂ O	0.22	0.24	0.30	1.20	0.24	1.31	1.23	1.35	1.58	1.52	0.27	0.19	0.26	0.09	1.31	1.13	0.71	0.19	0.15	2.04
K ₂ O	0.09	0.06	0.09	0.66	0.08	0.56	0.61	0.72	0.90	0.75	0.01	0.00	0.06	4.68	0.58	0.52	0.41	0.04	0.03	0.65
F	0.18	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.25	0.10	0.10	0.34	0.18	0.17	0.13	0.00	0.19	0.00	0.00	0.26	0.00	0.09
Cl	0.01	0.00	0.03	0.13	0.04	0.09	0.07	0.05	0.15	0.10	0.02	0.00	0.00	0.10	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04
TOTAL	97.79	98.17	98.10	95.28	96.58	98.35	97.60	99.24	97.13	97.82	98.07	98.26	97.13	94.54	95.95	96.94	97.86	99.63	96.08	97.14
O_F_Cl	0.08	0.00	0.01	0.17	0.01	0.02	0.12	0.05	0.07	0.17	0.08	0.07	0.06	0.02	0.09	0.00	0.01	0.11	0.00	0.05
CTOTAL	97.87	98.17	98.11	95.45	96.59	98.37	97.72	99.29	97.20	97.99	98.15	98.33	97.19	94.56	96.04	96.94	97.87	99.74	96.08	97.19
TSi	7.49	7.44	7.45	6.83	7.52	7.03	7.08	6.98	6.80	6.83	7.50	7.50	7.45	5.39	6.96	7.11	7.49	7.47	7.51	7.24
TAI	0.12	0.17	0.16	1.17	0.11	0.97	0.92	1.03	1.20	1.18	0.05	0.06	0.18	2.24	1.04	0.90	0.51	0.10	0.09	0.76
TFe ₃	0.40	0.40	0.39	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.44	0.37	0.37	0.00	0.00	0.00	0.43	0.40	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Cal	0.03	0.01	0.05	0.15	0.07	0.12	0.15	0.14	0.13	0.13	0.04	0.05	0.07	0.08	0.20	0.18	0.16	0.04	0.08	0.68
CFe3	1.54	1.60	1.60	0.61	1.53	0.58	0.46	0.52	0.45	0.62	1.59	1.59	1.61	1.72	0.58	0.79	0.49	1.65	1.58	0.10
CTi	0.02	0.02	0.01	0.07	0.02	0.05	0.05	0.07	0.17	0.09	0.00	0.01	0.01	0.40	0.05	0.04	0.03	0.01	0.01	0.04
CMg	1.87	1.80	1.73	1.42	1.89	1.46	1.53	1.40	1.33	1.33	1.81	1.80	1.74	1.50	1.43	1.40	1.39	1.65	1.82	1.20
CFe ₂	1.47	1.52	1.53	2.72	1.41	2.76	2.78	2.84	2.88	2.80	1.49	1.48	1.50	1.29	2.72	2.56	2.90	1.58	1.46	2.96
CMn	0.07	0.06	0.08	0.03	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.07	0.06	0.01	0.03	0.04	0.03	0.07	0.07	0.02
Cca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ₂	0.69	0.66	0.69	0.07	0.73	0.11	0.09	0.11	0.11	0.13	0.83	0.83	0.71	0.81	0.12	0.20	0.14	0.77	0.77	0.14
BMn	0.08	0.07	0.09	0.03	0.07	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.08	0.07	0.01	0.03	0.04	0.03	0.08	0.08	0.02
BCa	0.44	0.51	0.42	1.78	0.37	1.70	1.74	1.71	1.69	1.66	0.18	0.18	0.42	0.34	1.67	1.49	1.63	0.30	0.29	1.65
BNa	0.03	0.03	0.04	0.12	0.03	0.16	0.14	0.16	0.17	0.18	0.04	0.03	0.04	0.01	0.17	0.17	0.10	0.03	0.02	0.18
SUM_B	1.24	1.27	1.24	2.00	1.21	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.12	1.11	1.23	1.18	2.00	1.90	1.91	1.16	1.15	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.03	0.04	0.05	0.25	0.04	0.23	0.23	0.24	0.32	0.28	0.04	0.03	0.04	0.02	0.23	0.17	0.11	0.03	0.02	0.44
AK	0.02	0.01	0.02	0.14	0.02	0.11	0.12	0.14	0.18	0.15	0.00	0.00	0.01	0.95	0.12	0.10	0.08	0.01	0.01	0.13
SUM_A	0.05	0.05	0.06	0.39	0.05	0.34	0.35	0.39	0.50	0.43	0.04	0.03	0.05	0.96	0.34	0.27	0.19	0.04	0.03	0.57
SUM_CAT	14.29	14.32	14.30	15.39	14.26	15.34	15.35	15.39	15.50	15.43	14.16	14.14	14.28	15.14	15.34	15.17	15.10	14.20	14.18	15.57
CCL	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
CF	0.08	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.12	0.05	0.05	0.17	0.08	0.08	0.06	0.00	0.10	0.00	0.00	0.12	0.00	0.05
SUM_OXY	22.80	22.82	22.81	23.00	22.80	23.00	23.00	23.00	23.03	23.00	22.69	22.69	22.82	22.64	23.00	23.02	23.06	22.76	22.75	23.24

RIO NOVO

Análises de química mineral de **anfíbolos** selecionados das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07	CJ-07
Análise	A3-130	A3-131	A3-132	A3-133	A1-134	A1-135	A1-136	A1-138	A1-139	A1-140	A2-141	A2-142	A2-143	A2-144
SiO ₂	43.78	44.11	41.96	42.55	42.47	44.35	42.87	42.14	43.45	43.08	44.37	45.12	44.98	45.33
TiO ₂	1.16	0.88	0.38	0.29	1.70	0.42	1.67	1.53	1.54	1.46	0.90	0.54	0.64	0.55
Al ₂ O ₃	6.80	6.85	8.20	7.70	7.49	6.35	7.40	7.71	7.60	8.07	7.09	6.59	6.87	6.18
FeO	25.63	26.31	27.20	26.42	25.69	26.40	26.60	25.41	25.37	26.36	25.32	25.80	25.33	25.84
MnO	0.59	0.53	0.51	0.59	0.69	0.55	0.58	0.61	0.54	0.60	0.55	0.72	0.68	0.76
MgO	6.45	6.30	4.95	5.73	5.80	6.41	5.93	5.92	6.02	5.79	6.12	6.83	6.61	6.69
CaO	10.66	10.85	10.90	10.95	11.02	10.80	10.70	10.52	10.82	10.39	10.65	10.51	10.82	10.16
Na ₂ O	1.75	1.58	1.69	1.58	1.62	1.51	1.68	1.70	1.63	1.68	1.52	1.47	1.49	1.46
K ₂ O	0.90	0.91	1.19	1.13	1.06	0.87	1.15	1.22	1.12	1.08	0.89	0.79	0.80	0.78
F	0.19	0.33	0.57	0.24	0.43	0.43	0.38	0.24	0.29	0.32	0.14	0.53	0.34	0.34
Cl	0.14	0.26	0.58	0.45	0.19	0.23	0.16	0.17	0.25	0.17	0.10	0.10	0.10	0.12
TOTAL	98.04	98.90	98.13	97.63	98.16	98.32	99.12	97.16	98.63	99.01	97.65	98.98	98.64	98.21
O_F_CL	0.11	0.20	0.37	0.20	0.22	0.23	0.20	0.14	0.18	0.17	0.08	0.24	0.17	0.17
CTOTAL	98.15	99.10	98.50	97.83	98.38	98.55	99.32	97.30	98.81	99.18	97.73	99.22	98.81	98.38
TSi	6.81	6.82	6.65	6.70	6.66	6.89	6.65	6.66	6.76	6.67	6.91	6.92	6.92	6.99
TAI	1.19	1.18	1.35	1.30	1.34	1.11	1.32	1.34	1.25	1.33	1.09	1.09	1.08	1.01
TFe ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Cal	0.06	0.07	0.18	0.13	0.05	0.06	0.04	0.09	0.15	0.14	0.21	0.11	0.17	0.12
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe3	0.38	0.47	0.48	0.55	0.34	0.54	0.42	0.36	0.28	0.44	0.32	0.56	0.40	0.52
CTi	0.14	0.10	0.05	0.04	0.20	0.05	0.20	0.18	0.18	0.17	0.11	0.06	0.07	0.06
CMg	1.50	1.45	1.17	1.35	1.36	1.49	1.37	1.39	1.40	1.34	1.42	1.56	1.52	1.54
CFe ₂	2.89	2.87	3.10	2.90	3.01	2.84	2.94	2.94	2.96	2.88	2.91	2.67	2.81	2.72
CMn	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05
Cca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ₂	0.07	0.06	0.04	0.03	0.02	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.07	0.08	0.06	0.10
BMn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
BCa	1.78	1.80	1.85	1.85	1.85	1.80	1.78	1.78	1.80	1.72	1.78	1.73	1.78	1.68
BNa	0.12	0.11	0.08	0.08	0.08	0.11	0.12	0.12	0.11	0.15	0.12	0.15	0.12	0.17
SUM_B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.41	0.37	0.44	0.40	0.41	0.35	0.39	0.40	0.39	0.36	0.34	0.29	0.33	0.27
AK	0.18	0.18	0.24	0.23	0.21	0.17	0.23	0.25	0.22	0.21	0.18	0.15	0.16	0.15
SUM_A	0.59	0.54	0.68	0.63	0.63	0.52	0.62	0.65	0.61	0.57	0.52	0.44	0.49	0.42
SUM_CAT	15.59	15.54	15.68	15.63	15.63	15.52	15.62	15.65	15.61	15.57	15.52	15.44	15.49	15.42
CCL	0.04	0.07	0.16	0.12	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
CF	0.09	0.16	0.29	0.12	0.21	0.21	0.19	0.12	0.14	0.16	0.07	0.26	0.17	0.17
SUM_OXY	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.02	23.00	23.02	23.00	23.00	23.00

RIO NOVO

Análises de química mineral de **biotitas** selecionadas das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	S-11a	S-11a	S-11a	S-11a	S-11a	S-11a	S-11a	S-11a	S-11a
Análise	a6-164	a6-165	a6-166	a6-167	a6-168	a6-169	a6-170	a8-155	a8-160	a8-162	a8-163	A1-52	A1-53	A1-54	A2-55	A2-56	A2-57	A3-58	A3-59	A3-60
SiO ₂	37.19	36.91	37.23	36.43	39.46	37.73	37.98	38.30	37.21	39.29	46.74	43.03	42.76	42.93	42.73	42.76	43.30	42.10	41.82	41.31
TiO ₂	3.65	7.65	0.25	0.39	0.21	0.19	0.21	0.21	0.31	0.19	0.28	1.54	2.26	0.13	1.29	2.24	1.16	1.05	1.20	0.85
Al ₂ O ₃	10.94	10.28	12.57	13.24	11.76	13.37	12.15	13.31	13.13	12.60	9.71	8.57	9.19	10.60	8.28	8.61	8.13	8.50	8.26	8.61
FeO	25.68	20.59	29.33	29.01	28.60	28.31	29.16	28.34	28.85	28.35	24.82	26.98	27.21	26.89	27.96	26.08	28.07	28.57	28.40	28.83
MnO	0.66	0.56	0.75	0.76	0.68	0.76	0.78	0.74	0.75	0.74	0.70	0.86	0.72	0.69	0.73	0.59	0.92	1.02	0.95	1.07
MgO	3.08	2.00	2.34	2.20	2.97	2.52	2.44	2.21	2.04	2.67	2.86	4.79	4.65	2.99	4.75	5.00	4.69	3.65	3.98	3.67
CaO	12.66	16.61	11.97	11.45	11.52	11.54	11.70	11.60	11.71	11.44	10.31	10.34	9.79	11.74	10.60	10.21	10.22	10.37	10.25	10.40
Na ₂ O	0.69	0.73	1.24	1.20	1.05	1.19	1.08	1.16	1.19	0.97	0.88	1.80	1.58	0.86	1.51	1.64	1.91	1.69	1.61	1.36
K ₂ O	0.95	0.98	1.65	2.14	1.44	1.43	1.61	1.49	1.79	1.58	1.12	0.94	1.06	0.96	1.18	1.13	0.87	1.25	1.17	1.25
F	0.49	0.12	0.27	0.53	0.00	0.17	0.23	0.00	0.07	0.00	0.20	0.34	0.29	1.36	0.51	0.43	0.56	0.23	0.34	0.38
Cl	0.37	0.38	0.52	1.13	0.55	0.47	0.54	0.44	0.86	0.66	0.40	0.04	0.10	0.03	0.11	0.06	0.08	0.37	0.36	0.33
TOTAL	96.35	96.81	98.12	98.49	98.23	97.69	97.88	97.79	97.90	98.48	98.03	99.24	99.59	99.18	99.63	98.75	99.91	98.80	98.32	98.07
O_F_CL	0.29	0.14	0.23	0.48	0.12	0.18	0.22	0.10	0.22	0.15	0.18	0.15	0.14	0.58	0.24	0.19	0.25	0.18	0.22	0.23
CTOTAL	96.64	96.95	98.35	98.97	98.35	97.87	98.10	97.89	98.12	98.63	98.21	99.39	99.73	99.76	99.87	98.94	100.16	98.98	98.54	98.30
TSi	6.04	6.15	5.97	5.89	6.24	6.01	6.08	6.10	5.99	6.20	7.31	6.67	6.59	6.73	6.63	6.66	6.70	6.65	6.62	6.56
TAI	1.96	1.79	2.03	2.11	1.76	1.99	1.92	1.91	2.01	1.80	0.70	1.33	1.41	1.27	1.37	1.34	1.30	1.36	1.38	1.44
TFe ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.00	8.41	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Cal	0.14	0.22	0.35	0.41	0.43	0.52	0.38	0.59	0.48	0.54	1.09	0.24	0.25	0.69	0.14	0.24	0.18	0.22	0.16	0.17
CFe3	0.32	0.00	0.83	0.81	0.73	0.80	0.82	0.63	0.70	0.67	0.00	0.38	0.50	0.13	0.50	0.33	0.47	0.39	0.49	0.65
CTi	0.45	0.50	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.18	0.26	0.02	0.15	0.26	0.14	0.13	0.14	0.10
CMg	0.75	0.50	0.56	0.53	0.70	0.60	0.58	0.52	0.49	0.63	0.67	1.11	1.07	0.70	1.10	1.16	1.08	0.86	0.94	0.87
CFe ₂	3.17	2.87	3.10	3.11	3.05	2.97	3.09	3.14	3.18	3.07	3.16	3.04	2.88	3.39	3.07	2.97	3.08	3.34	3.21	3.15
CMn	0.09	0.08	0.10	0.10	0.07	0.09	0.11	0.09	0.10	0.07	0.05	0.06	0.05	0.08	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07
Cca	0.09	0.84	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.13	0.00	0.06	0.10	0.08	0.05	0.06	0.04
BMn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.05	0.06	0.05	0.01	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07
BCa	2.00	1.60	2.00	1.98	1.95	1.97	2.00	1.98	2.00	1.93	1.73	1.72	1.62	1.97	1.76	1.71	1.69	1.75	1.74	1.77
BNa	0.00	0.11	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.13	0.15	0.20	0.02	0.13	0.16	0.16	0.13	0.14	0.12
SUM_B	2.00	1.71	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.11	0.53	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.22	0.12	0.39	0.37	0.30	0.35	0.34	0.35	0.37	0.26	0.14	0.39	0.27	0.25	0.33	0.34	0.41	0.39	0.35	0.30
AK	0.20	0.21	0.34	0.44	0.29	0.29	0.33	0.30	0.37	0.32	0.22	0.19	0.21	0.19	0.23	0.22	0.17	0.25	0.24	0.25
SUM_A	0.53	0.86	0.76	0.81	0.59	0.64	0.67	0.65	0.75	0.58	0.36	0.58	0.48	0.44	0.56	0.56	0.58	0.64	0.59	0.55
SUM_CAT	15.53	15.98	15.76	15.81	15.59	15.64	15.67	15.65	15.75	15.58	15.35	15.58	15.48	15.44	15.56	15.56	15.58	15.64	15.59	15.55
CCL	0.10	0.11	0.14	0.31	0.15	0.13	0.15	0.12	0.23	0.18	0.11	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.10	0.10	0.09
CF	0.25	0.06	0.13	0.27	0.00	0.09	0.12	0.00	0.03	0.00	0.10	0.17	0.14	0.67	0.25	0.21	0.27	0.12	0.17	0.19
SUM_OXY	23.01	23.87	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.33	23.04	23.07	23.00	23.00	23.08	23.02	23.01	23.00	23.00

PALITO		Análises de química mineral de biotitas selecionadas das unidades da Mina Palito														
Amostra	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	32.962	33.128	33.142	33.272	32.144	27.068	32.503	32.369	34.603	34.176	34.483	33.761	34.171	33.972	34.852	32.493
TiO2	2.859	3.073	3.099	3.492	3.246	2.459	2.755	3.505	2.591	2.926	2.499	2.653	2.472	2.678	2.562	2.730
Al2O3	14.170	13.995	13.852	13.861	13.957	16.118	14.155	13.653	13.887	13.430	13.378	14.097	13.647	13.795	13.725	14.232
FeO	33.438	32.891	32.227	32.647	33.813	38.662	33.709	34.059	31.409	31.078	30.726	31.397	30.601	30.733	29.457	32.278
MnO	0.305	0.314	0.342	0.266	0.367	0.381	0.26	0.326	0.281	0.262	0.357	0.473	0.383	0.451	0.591	0.477
MgO	3.653	3.602	3.497	3.605	3.248	3.780	3.822	3.540	3.326	3.618	3.482	3.699	3.923	3.960	4.597	4.172
CaO	0.071	0.072	0.04	0.167	0.151	0.399	0.134	0.138	0.00	0.00	0.03	0.013	0.000	0.000	0.026	0.075
Na2O	0.078	0.067	0.098	0.08	0.044	0.029	0.075	0.096	0.013	0.075	0.119	0.032	0.068	0.047	0.066	0.135
K2O	7.132	6.965	7.942	6.934	6.375	1.390	6.781	6.601	8.762	8.756	8.671	7.835	8.597	8.779	9.125	6.995
F	0.133	0.000	0.207	0.092	0.117	0.014	0.076	0.047	0.000	0.000	0.331	0.099	0.162	0.000	0.469	0.012
Cl	0.349	0.244	0.247	0.271	0.378	0.164	0.332	0.314	0.818	0.627	0.63	0.608	0.685	0.427	0.255	0.253
BaO	0.000	0.000	0.106	0.000	0.036	0.011	0.000	0.042	0.034	0.046	0.000	0.119	0.099	0.000	0.007	0.000
Total	95.15	94.35	94.8	94.69	93.88	90.47	94.6	94.69	95.72	94.99	94.71	94.79	94.81	94.84	95.73	93.85
O_F_Cl	0.13	0.06	0.14	0.100	0.130	0.04	0.11	0.09	0.18	0.14	0.28	0.18	0.22	0.1	0.26	0.06
CTotal	95.02	94.29	94.66	94.59	93.75	90.43	94.49	94.6	95.54	94.85	94.43	94.61	94.59	94.74	95.47	93.79
Si	5.672	5.714	5.725	5.716	5.619	4.942	5.628	5.612	5.907	5.876	5.952	5.808	5.885	5.831	5.906	5.638
AlIV	2.328	2.286	2.275	2.284	2.381	3.058	2.372	2.388	2.093	2.124	2.048	2.192	2.115	2.169	2.094	2.362
AlVI	0.544	0.557	0.543	0.52	0.492	0.408	0.514	0.4	0.699	0.595	0.671	0.664	0.653	0.619	0.645	0.546
Ti	0.37	0.399	0.403	0.451	0.427	0.338	0.359	0.457	0.333	0.378	0.324	0.343	0.32	0.346	0.327	0.356
Fe2	4.812	4.744	4.656	4.690	4.943	5.903	4.881	4.938	4.484	4.468	4.435	4.517	4.408	4.412	4.174	4.684
Mn	0.044	0.046	0.05	0.039	0.054	0.059	0.038	0.048	0.041	0.038	0.052	0.069	0.056	0.066	0.085	0.07
Mg	0.937	0.926	0.901	0.923	0.846	1.029	0.987	0.915	0.846	0.927	0.896	0.949	1.007	1.013	1.161	1.079
Ba	0.000	0.000	0.007	0.00	0.002	0.001	0.000	0.003	0.002	0.003	0.000	0.008	0.007	0.000	0.000	0.000
Ca	0.013	0.013	0.007	0.031	0.028	0.078	0.025	0.026	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000	0.000	0.005	0.014
Na	0.026	0.022	0.033	0.027	0.015	0.01	0.025	0.032	0.004	0.025	0.04	0.011	0.023	0.016	0.022	0.045
K	1.566	1.533	1.750	1.520	1.422	0.324	1.498	1.460	1.908	1.920	1.909	1.719	1.889	1.922	1.973	1.548
Cations	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CF	0.145	0.000	0.226	0.100	0.129	0.016	0.083	0.052	0.000	0.000	0.361	0.108	0.176	0	0.503	0.013
CCI	0.204	0.143	0.145	0.158	0.224	0.102	0.195	0.185	0.474	0.366	0.369	0.355	0.4	0.249	0.147	0.149
O	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Fe_FeMg	0.84	0.84	0.84	0.84	0.85	0.85	0.83	0.84	0.84	0.83	0.83	0.83	0.81	0.81	0.78	0.81
Mg_FeMg	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.22	0.19

Análises de química mineral de **biotitas** selecionadas das unidades da Mina Palito

PALITO									RIO NOVO						
Amostra	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO
Análise	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO2	34.351	34.226	28.043	32.577	34.762	35.128	28.905	27.796	27.973	27.892	27.252	28.735	30.043	26.905	25.028
TiO2	3.209	3.069	1.178	3.427	2.852	2.862	6.477	1.654	2.343	2.243	1.595	3.219	2.440	1.080	0.235
Al2O3	13.548	13.421	14.823	14.005	13.263	13.015	13.322	15.355	15.814	15.740	16.479	15.438	15.473	16.524	18.951
FeO	30.913	30.752	36.103	29.713	29.535	29.364	29.431	35.939	35.225	34.860	34.754	34.300	33.423	36.309	36.577
MnO	0.616	0.64	0.287	0.454	0.499	0.557	0.338	0.444	0.291	0.377	0.399	0.409	0.397	0.362	0.341
MgO	3.585	3.583	6.578	4.009	4.619	4.915	4.035	4.934	5.524	5.899	6.999	5.261	5.171	5.184	5.879
CaO	0.000	0.000	0.099	0.381	0.000	0.000	5.535	0.135	0.193	0.267	0.094	0.381	0.121	0.228	0.049
Na2O	0.064	0.101	0.023	0.089	0.043	0.028	0.063	0.045	0.011	0.029	0.025	0.027	0.009	0.051	0
K2O	8.934	8.563	1.628	7.573	9.141	8.792	1.966	1.909	1.878	1.607	0.977	2.527	3.91	1.192	0.075
F	0.045	0.031	0.065	0.035	0.207	0.170	0.045	0.095	0	0.019	0.089	0.147	0.076	0.092	0.119
Cl	0.25	0.247	0.066	0.395	0.265	0.2	0.132	0.133	0.061	0.04	0.067	0.045	0.068	0.041	0.001
BaO	0.000	0.000	0.045	0.000	0.052	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000	0.017	0.064	0.022	0.01
Total	95.51	94.63	88.94	92.66	95.24	95.03	90.25	88.44	89.34	88.97	88.73	90.51	91.2	87.99	87.27
O_F_Cl	0.08	0.07	0.04	0.1	0.15	0.12	0.050	0.070	0.010	0.020	0.050	0.070	0.050	0.05	0.05
CTotal	95.43	94.56	88.9	92.56	95.09	94.91	90.2	88.37	89.33	88.95	88.68	90.44	91.15	87.94	87.22
Si	5.854	5.876	5.140	5.693	5.915	5.960	5.143	5.138	5.074	5.067	4.950	5.142	5.324	4.986	4.655
AlIV	2.146	2.124	2.860	2.307	2.085	2.040	2.791	2.862	2.926	2.933	3.050	2.858	2.676	3.014	3.345
AlVI	0.573	0.59	0.339	0.575	0.573	0.56	0.000	0.481	0.452	0.435	0.475	0.395	0.553	0.592	0.806
Ti	0.411	0.396	0.162	0.45	0.365	0.365	0.867	0.23	0.32	0.307	0.218	0.433	0.326	0.151	0.033
Fe2	4.406	4.416	5.534	4.343	4.203	4.166	4.379	5.556	5.343	5.297	5.279	5.133	5	5.627	5.689
Mn	0.089	0.093	0.045	0.067	0.072	0.08	0.051	0.07	0.045	0.058	0.061	0.062	0.06	0.057	0.054
Mg	0.911	0.917	1.797	1.044	1.172	1.243	1.070	1.360	1.494	1.598	1.895	1.403	1.366	1.432	1.630
Ba	0.000	0.000	0.003	0.00	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.004	0.002	0.001
Ca	0.000	0.000	0.019	0.071	0.000	0.000	1.055	0.027	0.038	0.052	0.018	0.073	0.023	0.045	0.010
Na	0.021	0.034	0.008	0.03	0.014	0.009	0.022	0.016	0.004	0.01	0.009	0.009	0.003	0.018	0.0
K	1.942	1.876	0.381	1.688	1.984	1.903	0.446	0.45	0.435	0.372	0.226	0.577	0.884	0.282	0.018
Cations	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CF	0.049	0.034	0.075	0.039	0.223	0.182	0.051	0.111	0	0.022	0.102	0.166	0.085	0.108	0.14
CCI	0.144	0.144	0.041	0.234	0.153	0.115	0.08	0.083	0.038	0.025	0.041	0.027	0.041	0.026	0.001
O	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Fe_FeMg	0.83	0.83	0.75	0.81	0.78	0.77	0.8	0.8	0.78	0.77	0.74	0.79	0.78	0.8	0.78
Mg_FeMg	0.17	0.17	0.25	0.19	0.22	0.23	0.2	0.2	0.22	0.23	0.26	0.21	0.22	0.2	0.22

RIO NOVO

Análises de química mineral de biotitas selecionadas das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98
Análise	a1-109	a1-110	a1-111	a1-112	a1-113	a1-114	a1-115	a1-116	a1-117	a1-118	a1-119	a1-120	a1-121	a1-122	a6-168	a8-156	a8-157	a8-158	a8-159
SiO ₂	35.04	35.02	34.56	35.31	35.10	35.30	34.57	34.83	34.61	34.92	38.18	34.84	34.42	34.94	32.31	32.88	31.28	33.84	33.74
TiO ₂	3.80	4.12	3.99	3.72	3.86	3.30	3.83	4.24	3.24	3.10	3.54	3.55	3.22	3.14	2.50	1.58	1.62	1.62	1.69
Al ₂ O ₃	13.54	13.61	13.26	13.46	13.68	12.59	13.50	14.29	13.57	13.48	12.93	13.18	13.83	13.69	15.72	15.49	16.22	15.36	16.20
FeO	28.80	29.00	28.30	29.14	29.09	27.87	28.43	28.18	28.92	29.02	27.68	28.72	28.43	28.85	29.83	29.47	30.02	28.56	29.17
MnO	0.40	0.41	0.50	0.43	0.49	0.48	0.38	0.49	0.53	0.41	0.44	0.45	0.52	0.40	0.38	0.52	0.44	0.46	0.48
MgO	4.52	4.46	4.48	4.55	4.38	5.22	4.64	4.37	4.88	4.70	4.16	4.46	4.62	4.62	5.14	5.18	4.69	5.31	4.84
BaO	0.09	0.05	0.10	0.12	0.11	0.01	0.10	0.07	0.10	0.06	0.01	0.11	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.06	0.03	0.06	0.02	1.47	0.16	0.29	0.35	0.77
Na ₂ O	0.08	0.09	0.11	0.08	0.07	0.24	0.11	0.13	0.05	0.07	0.17	0.15	0.17	0.12	0.06	0.07	0.07	0.06	0.12
K ₂ O	9.40	9.55	9.38	9.42	9.43	9.13	9.29	9.33	9.41	9.63	8.86	9.46	9.43	9.32	6.87	8.75	7.52	8.95	8.34
F	0.17	0.20	0.49	0.49	0.62	0.65	0.27	0.50	0.17	0.13	0.46	0.78	0.26	0.75	0.01	0.10	0.00	0.14	0.00
Cl	0.14	0.13	0.12	0.14	0.12	0.25	0.16	0.13	0.17	0.13	0.12	0.11	0.13	0.14	0.15	0.43	0.33	0.38	0.36
TOTAL	95.99	96.64	95.30	96.84	96.95	95.08	95.32	96.59	95.68	95.67	96.61	95.85	95.09	96.19	94.44	94.62	92.47	95.02	95.70
O_F_Cl	0.10	0.11	0.23	0.24	0.29	0.33	0.15	0.24	0.11	0.09	0.22	0.35	0.14	0.35	0.04	0.14	0.07	0.14	0.08
CTOTAL	95.89	96.53	95.07	96.60	96.66	94.75	95.17	96.35	95.57	95.58	96.39	95.50	94.95	95.84	94.40	94.48	92.40	94.88	95.62
Si	5.88	5.85	5.87	5.90	5.87	6.00	5.85	5.81	5.85	5.90	6.27	5.91	5.84	5.90	5.50	5.64	5.48	5.74	5.67
AlIV	2.12	2.15	2.13	2.10	2.13	2.00	2.15	2.19	2.15	2.10	1.74	2.09	2.16	2.11	2.50	2.36	2.52	2.26	2.33
AlVI	0.56	0.52	0.52	0.55	0.56	0.52	0.54	0.61	0.55	0.58	0.76	0.54	0.61	0.62	0.65	0.76	0.83	0.81	0.87
Ti	0.48	0.52	0.51	0.47	0.49	0.42	0.49	0.53	0.41	0.39	0.44	0.45	0.41	0.40	0.32	0.20	0.21	0.21	0.21
Fe ₂	4.04	4.05	4.02	4.07	4.07	3.96	4.02	3.93	4.09	4.10	3.80	4.07	4.04	4.07	4.25	4.23	4.40	4.05	4.10
Mn	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07
Mg	1.13	1.11	1.13	1.13	1.09	1.32	1.17	1.09	1.23	1.18	1.02	1.13	1.17	1.16	1.31	1.32	1.22	1.34	1.21
Ba	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.27	0.03	0.05	0.06	0.14
Na	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.08	0.04	0.04	0.02	0.02	0.06	0.05	0.06	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04
K	2.01	2.03	2.03	2.01	2.01	1.98	2.01	1.99	2.03	2.07	1.86	2.05	2.04	2.01	1.49	1.91	1.68	1.94	1.79
CATIONS	16.32	16.32	16.33	16.32	16.32	16.35	16.34	16.26	16.41	16.41	16.00	16.37	16.41	16.36	16.36	16.56	16.48	16.49	16.43
CF	0.18	0.21	0.52	0.52	0.65	0.70	0.29	0.52	0.18	0.14	0.48	0.84	0.28	0.80	0.01	0.11	0.00	0.15	0.00
CCl	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.14	0.09	0.07	0.10	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.25	0.20	0.22	0.20
OH	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_FeMg	0.78	0.78	0.78	0.78	0.79	0.75	0.77	0.78	0.77	0.78	0.79	0.78	0.78	0.78	0.76	0.76	0.78	0.75	0.77
Mg_FeMg	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.25	0.23	0.22	0.23	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.24	0.24	0.22	0.25	0.23

FOFOQUINHA

Análises de química mineral de **biotitas** selecionadas das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73
Análise	a3-028	a5-050	a5-053	a5-055	a6-042	a6-060	a6-061	a6-062	a6-064	a6-065	a6-066	a8-131	a9-071	a11-043	a11-045	a5-052	a12-041
SiO ₂	37.47	35.60	30.24	37.58	33.29	29.25	29.47	29.30	30.14	27.84	29.50	31.73	27.97	25.75	26.65	31.29	37.86
TiO ₂	0.02	3.21	2.59	1.49	3.01	2.64	3.02	2.87	2.58	3.16	2.83	3.23	1.42	2.76	1.87	6.19	0.00
Al ₂ O ₃	15.58	12.64	15.37	10.87	14.25	16.97	20.64	15.97	17.26	20.82	17.95	15.97	19.23	26.13	25.94	13.56	17.65
FeO	28.50	27.30	31.41	28.53	28.39	30.42	26.52	29.50	30.28	30.43	31.48	29.06	32.86	22.10	28.13	27.60	30.87
MnO	0.18	0.19	0.19	0.25	0.22	0.19	0.17	0.18	0.16	0.17	0.18	0.17	0.18	0.13	0.14	0.17	0.43
MgO	2.83	7.17	5.85	6.47	7.15	6.32	6.24	6.42	6.44	5.39	5.84	4.86	5.40	5.53	5.68	5.00	1.18
BaO	0.20	0.00	0.11	0.00	0.05	0.02	0.09	0.00	0.13	0.08	0.02	0.00	0.01	0.10	0.02	0.05	0.46
CaO	0.21	0.02	0.16	4.84	0.12	0.12	0.14	0.21	0.16	1.02	0.32	2.99	0.13	0.17	0.18	4.89	0.30
Na ₂ O	0.16	0.04	0.04	0.15	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08	0.03	0.02	0.08	0.05	0.05	0.42
K ₂ O	4.36	9.28	4.94	3.02	7.27	4.98	6.61	5.11	4.75	3.43	4.04	2.75	3.86	6.57	3.81	3.89	2.00
F	0.00	0.13	0.00	0.00	0.32	0.13	0.23	0.16	0.12	0.31	0.00	0.00	0.03	0.07	0.19	0.24	0.09
Cl	0.02	0.35	0.22	0.15	0.31	0.20	0.32	0.28	0.24	0.18	0.17	0.09	0.15	0.30	0.17	0.19	0.03
H ₂ O	1.74	1.65	1.64	1.76	1.54	1.60	1.59	1.54	1.61	1.56	1.69	1.71	1.65	1.63	1.65	1.59	1.74
TOTAL	89.52	95.92	91.13	93.35	94.41	91.30	93.49	90.05	92.33	92.89	92.41	90.88	91.26	89.69	92.82	93.10	91.30
O_F_Cl	0.00	0.13	0.05	0.03	0.21	0.10	0.17	0.13	0.11	0.17	0.04	0.02	0.04	0.10	0.12	0.14	0.04
CTOTAL	89.52	95.79	91.08	93.32	94.20	91.20	93.32	89.92	92.22	92.72	92.37	90.86	91.22	89.59	92.70	92.96	91.26
Si	6.17	5.71	5.13	6.02	5.44	4.94	4.80	5.02	5.01	4.59	4.89	5.25	4.73	4.27	4.31	5.15	6.10
AlIV	1.83	2.30	2.87	1.98	2.56	3.06	3.20	2.98	2.99	3.41	3.11	2.75	3.27	3.73	3.69	2.63	1.91
AlVI	1.19	0.09	0.20	0.08	0.18	0.31	0.75	0.24	0.39	0.64	0.39	0.37	0.57	1.38	1.25	0.00	1.44
Ti	0.00	0.39	0.33	0.18	0.37	0.34	0.37	0.37	0.32	0.39	0.35	0.40	0.18	0.35	0.23	0.77	0.00
Fe ₂	3.92	3.66	4.46	3.82	3.88	4.30	3.61	4.23	4.21	4.20	4.36	4.02	4.65	3.07	3.80	3.80	4.16
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06
Mg	0.69	1.71	1.48	1.55	1.74	1.59	1.51	1.64	1.60	1.33	1.44	1.20	1.36	1.37	1.37	1.23	0.28
Ba	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
Ca	0.04	0.00	0.03	0.83	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.18	0.06	0.53	0.02	0.03	0.03	0.86	0.05
Na	0.05	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.13
K	0.92	1.90	1.07	0.62	1.51	1.07	1.37	1.12	1.01	0.72	0.85	0.58	0.83	1.39	0.79	0.82	0.41
CATIONS	14.84	15.78	15.62	15.16	15.74	15.68	15.69	15.68	15.60	15.51	15.51	15.13	15.65	15.63	15.50	15.30	14.56
CF	0.00	0.14	0.00	0.00	0.33	0.13	0.24	0.17	0.13	0.33	0.00	0.00	0.03	0.08	0.19	0.25	0.09
CCl	0.01	0.19	0.13	0.08	0.17	0.12	0.17	0.16	0.14	0.10	0.10	0.05	0.09	0.17	0.10	0.11	0.01
OH	1.91	1.77	1.86	1.88	1.68	1.80	1.73	1.76	1.79	1.72	1.87	1.89	1.86	1.81	1.78	1.75	1.87
Fe_FeMg	0.85	0.68	0.75	0.71	0.69	0.73	0.70	0.72	0.73	0.76	0.75	0.77	0.77	0.69	0.74	0.76	0.94
Mg_FeMg	0.15	0.32	0.25	0.29	0.31	0.27	0.30	0.28	0.27	0.24	0.25	0.23	0.23	0.31	0.26	0.24	0.06

Análises de química mineral de **anfíbolios** selecionados das unidades da Mina Palito

FOFOQUINHA					PÓRFIROS							
Amostra	FOF	FOF	FOF	FOF	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72
Análise	a4-61	a4-62	a4-63	a5-64	p5-336	p5-337	p5-338	p8-329	p8-330	p8-331	p8-332	p8-335
SiO ₂	31.73	33.42	33.69	29.98	36.21	36.41	36.85	36.76	36.07	36.47	37.22	36.91
TiO ₂	2.89	3.53	2.93	2.26	2.51	2.83	5.11	3.29	3.18	2.96	3.12	3.48
Al ₂ O ₃	13.97	13.78	13.47	14.71	14.14	14.35	13.26	14.20	14.19	14.07	13.50	14.03
FeO	33.72	32.11	32.21	36.47	18.29	18.42	15.81	19.31	19.46	18.69	17.77	18.77
MnO	0.18	0.18	0.13	0.22	0.17	0.17	0.15	0.17	0.13	0.15	0.14	0.15
MgO	4.99	4.68	4.85	4.75	13.70	12.71	12.66	12.36	12.34	12.49	13.59	12.59
BaO	0.17	0.08	0.10	0.02	0.52	0.42	0.18	0.39	0.59	0.44	0.18	0.32
CaO	0.16	0.09	0.11	0.26	0.03	0.00	3.81	0.04	0.00	0.00	0.75	0.00
Na ₂ O	0.07	0.06	0.05	0.01	0.08	0.11	0.04	0.10	0.13	0.13	0.03	0.12
K ₂ O	5.60	7.31	7.95	3.60	8.81	9.45	7.82	9.66	9.39	9.47	8.80	9.71
F	0.21	0.00	0.00	0.01	0.83	1.11	0.86	0.57	0.97	0.81	0.95	0.88
Cl	0.47	0.55	0.51	0.23	0.26	0.27	0.20	0.24	0.28	0.25	0.24	0.28
TOTAL	94.14	95.77	96.00	92.52	95.54	96.23	96.75	97.09	96.72	95.92	96.30	97.22
O_F_Cl	0.20	0.12	0.11	0.05	0.41	0.53	0.41	0.30	0.47	0.40	0.46	0.43
CTOTAL	93.94	95.65	95.89	92.47	95.13	95.70	96.34	96.79	96.25	95.52	95.84	96.79
Si	5.52	5.68	5.73	5.32	5.83	5.85	5.80	5.84	5.80	5.87	5.91	5.86
AlIV	2.48	2.32	2.27	2.69	2.18	2.15	2.20	2.16	2.20	2.13	2.09	2.14
AlVI	0.39	0.44	0.43	0.39	0.50	0.56	0.25	0.50	0.48	0.53	0.44	0.48
Ti	0.38	0.45	0.38	0.30	0.30	0.34	0.61	0.39	0.38	0.36	0.37	0.42
Fe ₂	4.91	4.56	4.58	5.41	2.46	2.47	2.08	2.57	2.62	2.51	2.36	2.49
Mn	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.29	1.19	1.23	1.26	3.28	3.04	2.97	2.93	2.96	3.00	3.22	2.98
Ba	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02
Ca	0.03	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00	0.64	0.01	0.00	0.00	0.13	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04
K	1.24	1.59	1.73	0.81	1.81	1.94	1.57	1.96	1.93	1.94	1.78	1.97
CATIONS	16.30	16.29	16.41	16.25	16.44	16.44	16.16	16.43	16.46	16.43	16.34	16.41
CF	0.24	0.00	0.00	0.01	0.84	1.13	0.86	0.58	0.99	0.83	0.96	0.88
CCI	0.28	0.32	0.29	0.14	0.14	0.14	0.11	0.13	0.15	0.14	0.13	0.15
OH	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_FeMg	0.79	0.79	0.79	0.81	0.43	0.45	0.41	0.47	0.47	0.46	0.42	0.46
Mg_FeMg	0.21	0.21	0.21	0.19	0.57	0.55	0.59	0.53	0.53	0.54	0.58	0.54

FOFOQUINHA

Análises de química mineral de **cloritas** selecionadas das unidades da Mina Palito

Amostra	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08	S-08
Análise	A2-32	A2-33	A2-35	A2-38	A3-41	A3-42	A3-43	A3-44	A4-45	A4-46	A4-47	A4-48	A4-49	A4-50	A4-51
SiO ₂	43.95	43.45	43.45	47.77	46.26	49.61	47.21	45.00	42.86	51.31	53.45	46.58	42.60	43.21	42.85
TiO ₂	1.49	1.83	1.31	0.18	0.42	0.48	0.19	0.44	1.49	0.20	0.18	0.65	1.44	1.44	1.20
Al ₂ O ₃	7.89	7.18	7.95	4.33	6.30	3.18	1.32	6.79	8.72	1.61	0.98	4.66	7.67	7.60	7.86
FeO	25.04	26.10	27.09	26.87	27.79	30.46	36.11	28.76	27.93	27.06	25.03	26.33	29.03	28.41	28.24
MnO	0.36	0.51	0.52	0.60	0.60	1.07	1.08	0.69	0.45	0.57	0.56	0.55	0.58	0.63	0.63
MgO	6.76	5.90	5.00	6.78	5.90	7.08	7.42	5.55	4.01	7.26	8.23	6.62	4.15	4.61	4.59
CaO	10.24	10.49	10.49	10.63	10.77	6.66	4.48	10.67	10.36	11.22	10.79	10.64	10.76	10.19	10.35
Na ₂ O	1.81	1.57	1.62	1.03	1.46	0.84	0.30	1.50	1.62	0.49	0.34	1.18	1.49	1.58	1.64
K ₂ O	1.20	1.04	1.00	0.40	0.70	0.27	0.09	0.81	1.04	0.15	0.13	0.63	1.13	1.08	1.03
F	0.14	0.48	0.00	0.33	0.24	0.36	0.00	0.33	0.09	0.00	0.05	0.47	0.43	0.00	0.14
Cl	0.16	0.14	0.18	0.04	0.08	0.01	0.03	0.07	0.15	0.04	0.02	0.12	0.19	0.18	0.16
TOTAL	99.03	98.68	98.61	98.96	100.52	100.01	98.22	100.60	98.73	99.91	99.73	98.43	99.44	98.93	98.68
O_F_CL	0.09	0.23	0.04	0.15	0.12	0.15	0.01	0.15	0.07	0.01	0.02	0.22	0.22	0.04	0.09
CTOTAL	99.12	98.91	98.65	99.11	100.64	100.16	98.23	100.75	98.80	99.92	99.75	98.65	99.66	98.97	98.77
TSi	6.75	6.76	6.76	7.28	7.01	7.36	7.06	6.85	6.70	7.70	7.94	7.19	6.67	6.73	6.70
TAI	1.26	1.24	1.24	0.71	0.99	0.46	0.23	1.15	1.30	0.27	0.07	0.79	1.33	1.27	1.30
TFe ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.17	0.71	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	8.00
Cal	0.17	0.07	0.21	0.07	0.14	0.09	0.00	0.07	0.30	0.02	0.10	0.06	0.08	0.12	0.14
CFe3	0.41	0.37	0.36	0.51	0.46	1.23	1.87	0.66	0.33	0.28	0.28	0.38	0.45	0.47	0.46
CTi	0.17	0.21	0.15	0.02	0.05	0.05	0.02	0.05	0.18	0.02	0.02	0.08	0.17	0.17	0.14
CMg	1.55	1.37	1.16	1.54	1.33	1.57	1.65	1.26	0.94	1.62	1.82	1.52	0.97	1.07	1.07
CFe ₂	2.68	2.94	3.08	2.82	2.99	2.00	1.40	2.92	3.23	3.02	2.75	2.93	3.30	3.14	3.14
CMn	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Cca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ₂	0.13	0.08	0.08	0.08	0.08	0.38	0.55	0.08	0.09	0.06	0.09	0.08	0.05	0.10	0.08
BMn	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07	0.07	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
BCa	1.68	1.75	1.75	1.74	1.75	1.06	0.72	1.74	1.74	1.80	1.72	1.76	1.80	1.70	1.73
BNa	0.17	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.04	0.14	0.14	0.07	0.06	0.13	0.11	0.16	0.14
SUM_B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.63	1.38	2.00	2.00	1.97	1.90	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.37	0.34	0.35	0.16	0.30	0.13	0.05	0.30	0.35	0.07	0.04	0.23	0.35	0.32	0.36
AK	0.23	0.21	0.20	0.08	0.14	0.05	0.02	0.16	0.21	0.03	0.03	0.12	0.23	0.21	0.21
SUM_A	0.61	0.55	0.55	0.24	0.43	0.18	0.06	0.46	0.56	0.10	0.06	0.35	0.57	0.53	0.56
SUM_CAT	15.61	15.55	15.55	15.24	15.43	14.80	14.45	15.46	15.56	15.07	14.97	15.35	15.57	15.53	15.56
CCL	0.04	0.04	0.05	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.03	0.05	0.05	0.04
CF	0.07	0.23	0.00	0.16	0.11	0.17	0.00	0.16	0.05	0.00	0.02	0.23	0.21	0.00	0.07
SUM_OXY	23.05	23.02	23.03	23.00	23.00	23.05	22.88	23.00	23.05	23.00	23.09	23.00	23.00	23.01	23.00

PALITO		Análises de química mineral de cloritas selecionadas das unidades da Mina Palito														
Amostra	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G	Ser-20G
Análise	p1-340	p1-341	p1-342	p1-343	p1-344	p1-345	p1-346	p1-347	p1-348	p2-349	p2-351	p2-353	p2-354	p2-355	p2-357	p2-358
SiO ₂	22.28	22.17	22.28	22.42	23.53	26.05	22.49	22.65	22.03	22.37	22.25	23.09	22.67	22.44	23.01	22.90
TiO ₂	0.11	0.07	0.05	0.07	0.06	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.05	0.04	0.06	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	19.58	19.89	19.72	20.19	20.45	22.05	19.96	20.64	20.13	19.77	19.59	19.09	19.80	19.46	19.33	18.61
FeO	42.79	42.14	42.58	42.67	41.43	35.81	42.40	42.33	42.37	41.11	41.89	39.69	41.65	42.50	41.28	39.36
MnO	0.26	0.23	0.21	0.21	0.26	0.19	0.25	0.24	0.16	0.25	0.21	0.18	0.17	0.18	0.16	0.18
MgO	2.16	2.01	2.11	2.07	2.19	2.65	2.18	2.16	2.02	2.37	1.90	2.11	1.67	2.29	2.26	2.17
CaO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02
Na ₂ O	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	0.00
K ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.03	0.25	0.87	0.02	0.02	0.04	0.18	0.04	0.03	0.26	0.00	0.00	0.02
TOTAL	87.24	86.56	86.99	87.69	88.19	87.69	87.36	88.09	86.78	86.14	85.87	84.30	86.29	86.95	86.17	83.35
Si	5.26	5.26	5.27	5.25	5.42	5.80	5.28	5.26	5.21	5.31	5.32	5.55	5.38	5.30	5.44	5.57
AlIV	2.74	2.74	2.73	2.75	2.58	2.20	2.72	2.75	2.79	2.70	2.68	2.45	2.62	2.70	2.56	2.43
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	2.70	2.81	2.75	2.81	2.96	3.58	2.80	2.89	2.82	2.83	2.83	2.95	2.91	2.72	2.83	2.90
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ₂	8.45	8.36	8.42	8.35	7.98	6.67	8.33	8.21	8.39	8.15	8.37	7.97	8.26	8.40	8.16	8.00
Mn	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04
Mg	0.76	0.71	0.74	0.72	0.75	0.88	0.76	0.75	0.71	0.84	0.68	0.76	0.59	0.81	0.80	0.79
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.07	0.25	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.08	0.00	0.00	0.01
CATIONS	20.00	19.95	19.98	19.95	19.83	19.43	19.97	19.91	19.98	19.95	19.93	19.75	19.89	19.98	19.86	19.75
O	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.88	0.92	0.92	0.92	0.91	0.93	0.91	0.93	0.91	0.91	0.91
Mg_FeMg	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.12	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07	0.09	0.07	0.09	0.09	0.09

Análise	p2-359	p5-319	p5-320	p5-321	p5-322	p5-323	p5-324	p5-325	p5-326	p2-359	p5-319	p5-320	p5-321	p5-322	p5-323	p5-324
SiO ₂	21.97	21.69	21.90	22.13	22.07	22.00	21.90	21.72	22.97	21.97	21.69	21.90	22.13	22.07	22.00	21.90
TiO ₂	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.18	0.09	0.06	0.13	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.18	0.09
Al ₂ O ₃	19.39	20.49	20.00	21.32	20.55	21.37	20.86	21.12	20.99	19.39	20.49	20.00	21.32	20.55	21.37	20.86
FeO	43.71	43.94	43.55	43.54	44.60	43.87	43.37	43.17	42.36	43.71	43.94	43.55	43.54	44.60	43.87	43.37
MnO	0.22	0.22	0.21	0.20	0.23	0.23	0.24	0.24	0.21	0.22	0.22	0.21	0.20	0.23	0.23	0.24
MgO	1.29	1.78	1.97	1.47	1.58	1.42	1.94	1.80	1.94	1.29	1.78	1.97	1.47	1.58	1.42	1.94
CaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.30	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
TOTAL	86.63	88.19	87.68	88.72	89.08	89.09	88.45	88.17	88.91	86.63	88.19	87.68	88.72	89.08	89.09	88.45
Si	5.26	5.09	5.16	5.13	5.13	5.09	5.10	5.07	5.27	5.26	5.09	5.16	5.13	5.13	5.09	5.10
AlIV	2.74	2.91	2.84	2.87	2.87	2.91	2.90	2.93	2.73	2.74	2.91	2.84	2.87	2.87	2.91	2.90
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	2.73	2.76	2.72	2.95	2.76	2.91	2.82	2.88	2.95	2.73	2.76	2.72	2.95	2.76	2.91	2.82
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02
Fe ₂	8.75	8.63	8.59	8.44	8.68	8.49	8.45	8.43	8.13	8.75	8.63	8.59	8.44	8.68	8.49	8.45
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Mg	0.46	0.62	0.69	0.51	0.55	0.49	0.67	0.63	0.67	0.46	0.62	0.69	0.51	0.55	0.49	0.67
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CATIONS	20.00	20.07	20.05	19.95	20.04	19.97	20.02	20.01	19.90	20.00	20.07	20.05	19.95	20.04	19.97	20.02
O	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.95	0.93	0.93	0.94	0.94	0.95	0.93	0.93	0.92	0.95	0.93	0.93	0.94	0.94	0.95	0.93
Mg_FeMg	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07

Análises de química mineral de **cloritas** selecionadas das unidades da Mina Palito

PALITO					RIO NOVO								
Amostra	PALITO	PALITO	PALITO	PALITO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO	RIO NOVO
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	24.375	24.655	24.940	24.809	24.609	24.882	26.466	24.574	23.096	23.737	23.982	23.923	25.089
TiO2	0.366	0.215	0.429	0.205	0.045	0.081	0.046	0.027	0.063	0.072	0.090	0.145	0.000
Al2O3	16.293	16.532	16.631	16.540	17.081	17.149	17.393	17.025	18.884	18.966	19.221	18.718	17.246
FeO	42.374	41.565	41.792	42.167	37.38	37.180	32.367	37.876	36.313	35.782	36.333	35.242	35.940
MnO	0.446	0.486	0.453	0.519	0.551	0.474	0.441	0.44	0.711	0.726	0.701	0.577	0.676
MgO	3.490	3.619	3.545	3.022	6.449	6.854	10.814	6.786	6.891	6.923	6.896	7.328	7.379
CaO	0.034	0.041	0.054	0.181	0.057	0.009	0.068	0.026	0.012	0.064	0.044	0.035	0.058
Na2O	0.059	0.015	0.047	0.071	0.03	0.01	0.028	0.045	0.016	0.014	0.007	0.042	0.007
K2O	0.288	0.209	0.241	0.143	0.014	0.012	0.023	0.029	0.044	0.000	0.019	0.100	0.008
F	0.052	0.000	0.038	0.002	0.015	0.004	0.126	0.016	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.037	0.026	0.011	0.015	0.014	0.010	0.014	0.014	0.000	0.007	0.000	0.012	0.017
BaO	0.012	0.000	0.012	0.102	0.047	0.050	0.000	0.094	0.032	0.012	0.000	0.000	0.000
Total	87.83	87.36	88.19	87.78	86.29	86.72	87.79	86.95	86.06	86.3	87.29	86.12	86.42
O_F_Cl	0.030	0.010	0.020	0.000	0.010	0.000	0.060	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
O_F	0.020	0.000	0.020	0.000	0.010	0.000	0.050	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
O_Cl	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CTotal	87.8	87.35	88.17	87.78	86.28	86.72	87.73	86.94	86.06	86.3	87.29	86.12	86.42
Si	5.716	5.771	5.780	5.800	5.697	5.712	5.815	5.659	5.345	5.445	5.441	5.482	5.740
AlIV	2.284	2.229	2.220	2.200	2.303	2.288	2.185	2.341	2.655	2.555	2.559	2.518	2.260
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.215	2.328	2.319	2.353	2.354	2.348	2.316	2.276	2.492	2.568	2.577	2.533	2.387
Ti	0.065	0.038	0.075	0.036	0.008	0.014	0.008	0.005	0.011	0.012	0.015	0.025	0.000
Fe2	8.310	8.136	8.100	8.244	7.237	7.138	5.948	7.295	7.028	6.864	6.894	6.754	6.877
Mn	0.089	0.096	0.089	0.103	0.108	0.092	0.082	0.086	0.139	0.141	0.135	0.112	0.131
Mg	1.220	1.263	1.225	1.053	2.226	2.346	3.542	2.330	2.377	2.367	2.332	2.503	2.517
Ca	0.009	0.01	0.013	0.045	0.014	0.002	0.016	0.006	0.003	0.016	0.011	0.009	0.014
Na	0.027	0.007	0.021	0.032	0.013	0.004	0.012	0.02	0.007	0.006	0.003	0.019	0.003
K	0.086	0.062	0.071	0.043	0.004	0.004	0.006	0.009	0.013	0.000	0.005	0.029	0.002
Cations	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CF	0.077	0.00	0.056	0.003	0.022	0.006	0.175	0.023	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
CCI	0.029	0.021	0.009	0.012	0.011	0.008	0.01	0.011	0.000	0.005	0.000	0.009	0.013
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Fe_FeMg	0.870	0.870	0.870	0.890	0.760	0.750	0.630	0.760	0.75	0.74	0.75	0.73	0.73
Mg_FeMg	0.130	0.130	0.130	0.110	0.240	0.250	0.370	0.240	0.25	0.26	0.25	0.27	0.27

FOFOQUINHA		Análises de química mineral de cloritas selecionadas das unidades da Mina Palito									
Amostra	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73	CJ-73
Análise	a1-005	a1-006	a1-007	a1-011	a1-013	a1-014	a1-016	a1-018	a3-027	a3-031	a1-034
SiO ₂	23.86	23.28	23.82	25.04	22.60	22.31	22.48	23.26	24.17	24.10	24.38
TiO ₂	0.06	0.04	0.01	0.02	0.03	0.00	0.03	0.08	0.17	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.33	23.03	18.89	15.80	18.00	22.05	25.72	17.44	20.52	18.09	17.25
FeO	36.45	35.00	36.96	41.47	36.04	35.21	34.13	35.71	36.34	37.07	37.44
MnO	0.30	0.29	0.35	0.13	0.35	0.23	0.23	0.36	0.26	0.14	0.28
MgO	6.68	6.61	6.50	2.73	7.05	5.27	5.63	6.96	6.06	2.91	6.24
CaO	0.11	0.17	0.12	0.63	0.24	0.26	0.29	0.05	0.17	0.55	0.32
Na ₂ O	0.02	0.04	0.05	0.06	0.00	0.03	0.07	0.01	0.05	0.10	0.17
K ₂ O	0.02	0.03	0.02	0.08	0.00	0.06	0.07	0.12	0.40	0.09	0.07
TOTAL	87.83	88.48	86.72	85.94	84.30	85.42	88.66	83.99	88.14	83.04	86.15
Si	5.36	5.13	5.46	5.96	5.35	5.14	4.92	5.51	5.41	5.80	5.66
AlIV	2.64	2.87	2.54	2.04	2.65	2.86	3.09	2.49	2.59	2.20	2.34
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	2.74	3.12	2.56	2.39	2.37	3.13	3.54	2.38	2.83	2.93	2.37
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00
Fe ₂	6.85	6.46	7.09	8.25	7.14	6.79	6.24	7.08	6.81	7.46	7.27
Mn	0.06	0.05	0.07	0.03	0.07	0.05	0.04	0.07	0.05	0.03	0.06
Mg	2.24	2.17	2.22	0.97	2.49	1.81	1.84	2.46	2.02	1.04	2.16
Ca	0.03	0.04	0.03	0.16	0.06	0.06	0.07	0.01	0.04	0.14	0.08
K	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.04	0.12	0.03	0.02
CATIONS	19.94	19.87	19.99	19.84	20.13	19.87	19.78	20.06	19.91	19.67	20.03
O	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.75	0.75	0.76	0.90	0.74	0.79	0.77	0.74	0.77	0.88	0.77
Mg_FeMg	0.25	0.25	0.24	0.10	0.26	0.21	0.23	0.26	0.23	0.12	0.23

Análise	a1-035	a11-048	a11-049	a9-067	a9-068	a9-069	a9-070	a9-072	a10-107	a10-108
SiO ₂	23.79	23.50	25.16	21.41	24.27	24.13	25.88	24.63	23.87	23.73
TiO ₂	0.01	1.02	0.25	0.27	0.56	0.15	0.17	4.71	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	18.15	25.11	20.19	23.33	24.51	24.05	16.54	18.61	22.95	17.11
FeO	36.28	31.70	34.51	32.59	33.18	34.81	37.98	29.22	38.25	38.09
MnO	0.26	0.20	0.20	0.17	0.19	0.26	0.19	0.16	0.16	0.20
MgO	5.46	5.91	7.27	5.81	5.35	5.72	6.43	5.59	2.65	2.62
CaO	0.36	0.54	0.20	0.26	0.21	0.17	0.12	4.82	0.49	1.25
Na ₂ O	1.15	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.07	0.48
K ₂ O	0.50	0.39	0.27	0.19	1.19	0.14	0.22	0.10	0.07	0.08
TOTAL	85.95	88.42	88.10	84.05	89.50	89.47	87.53	87.84	88.52	83.56
Si	5.54	5.09	5.56	4.96	5.24	5.23	5.89	5.41	5.34	5.75
AlIV	2.46	2.91	2.44	3.05	2.76	2.77	2.11	2.59	2.66	2.25
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	2.52	3.49	2.82	3.31	3.48	3.37	2.32	2.23	3.40	2.64
Ti	0.00	0.17	0.04	0.05	0.09	0.03	0.03	0.78	0.00	0.00
Fe ₂	7.07	5.74	6.38	6.31	5.99	6.31	7.23	5.37	7.16	7.72
Mn	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04
Mg	1.90	1.91	2.40	2.01	1.72	1.85	2.18	1.83	0.88	0.95
Ca	0.09	0.13	0.05	0.06	0.05	0.04	0.03	1.14	0.12	0.32
K	0.15	0.11	0.08	0.06	0.33	0.04	0.06	0.03	0.02	0.03
CATIONS	20.29	19.60	19.81	19.84	19.71	19.69	19.89	19.41	19.64	19.92
O	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.79	0.75	0.73	0.76	0.78	0.77	0.77	0.75	0.89	0.89
Mg_FeMg	0.21	0.25	0.27	0.24	0.22	0.23	0.23	0.25	0.11	0.11

RIO NOVO

Análises de química mineral de **cloritas** selecionadas das unidades da Mina Palito

Amostra	CJ-98	CJ-98	CJ-98	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90	G3A-2.90
Análise	a7-172	a7-173	a7-175	p1-367	p1-368	p1-369	p1-370	p1-371	p1-372	p1-373	p1-375	p2-384	p2-385	p3-386	p3-387
SiO ₂	23.37	27.00	23.35	22.13	21.85	22.47	22.49	21.73	22.80	21.76	21.79	26.03	27.01	21.80	24.08
TiO ₂	0.04	0.68	0.08	0.03	0.00	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.05	0.00	0.02	0.32	0.11
Al ₂ O ₃	19.17	17.84	19.23	20.34	20.39	20.44	19.49	20.67	19.59	22.15	20.96	18.96	18.13	20.36	19.09
FeO	37.05	34.00	37.73	44.10	43.57	42.97	44.12	43.64	39.47	39.64	42.41	30.89	24.95	43.39	37.15
MnO	0.76	0.66	0.85	0.23	0.19	0.14	0.16	0.17	0.13	0.18	0.16	0.21	0.18	0.19	0.16
MgO	5.94	5.74	6.05	1.08	1.06	1.18	1.07	0.93	4.00	2.33	0.97	11.36	15.80	0.96	6.57
CaO	0.05	0.23	0.06	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.00	0.02	0.05	0.03	0.03
Na ₂ O	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.03	0.05	0.03
K ₂ O	0.02	2.85	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.06
TOTAL	86.40	89.06	87.37	87.92	87.12	87.35	87.39	87.20	86.06	86.17	86.39	87.48	86.21	87.14	87.28
Si	5.40	5.99	5.35	5.21	5.19	5.29	5.33	5.15	5.35	5.10	5.18	5.67	5.78	5.17	5.47
AlIV	2.60	2.01	2.65	2.79	2.82	2.72	2.67	2.85	2.65	2.91	2.82	2.33	2.22	2.83	2.53
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AIVI	2.61	2.65	2.54	2.85	2.88	2.95	2.77	2.92	2.76	3.20	3.05	2.53	2.35	2.86	2.58
Ti	0.01	0.11	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02
Fe ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂	7.16	6.31	7.23	8.68	8.65	8.45	8.75	8.65	7.74	7.76	8.43	5.63	4.47	8.61	7.06
Mn	0.15	0.12	0.17	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Mg	2.05	1.90	2.07	0.38	0.38	0.41	0.38	0.33	1.40	0.81	0.34	3.69	5.04	0.34	2.23
Ca	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
K	0.01	0.81	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
CATIONS	19.99	19.98	20.03	19.96	19.97	19.88	19.94	19.95	19.95	19.85	19.88	19.89	19.93	19.94	19.96
OH	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.78	0.77	0.78	0.96	0.96	0.95	0.96	0.96	0.85	0.91	0.96	0.60	0.47	0.96	0.76
Mg_FeMg	0.22	0.23	0.22	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.15	0.09	0.04	0.40	0.53	0.04	0.24

Análises de química mineral de **feldspatos** selecionados das unidades da Mina Palito

PALITO												RIO NOVO									
Amostra	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-33	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98	CJ-98
Análise	A1-83	A1-85	A1-86	A1-87	A1-88	A1-90	A1-91	A1-92	A1-93	A1-94	A1-95	A1-96	P1-190	P1-191	P1-192	P1-193	P1-194	P1-195	P1-196	A8-198	A8-199
SiO ₂	63.94	64.06	65.17	66.04	66.79	66.47	67.44	64.95	64.61	62.17	59.93	64.43	65.90	64.84	64.05	63.53	65.63	65.05	61.19	67.20	64.96
TiO ₂	0.00	0.07	0.12	0.07	0.05	0.00	0.00	0.12	0.00	0.09	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	23.02	22.89	22.11	21.22	21.29	21.24	21.51	18.71	19.01	18.64	17.98	18.67	19.81	17.86	18.16	18.21	18.62	18.11	23.33	19.86	21.28
Fe ₂ O ₃	0.15	0.25	0.14	0.08	0.17	0.14	0.07	0.04	0.01	0.03	0.05	0.07	0.02	0.04	0.00	0.06	0.10	0.05	0.19	0.16	0.19
MnO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
CaO	4.06	4.14	2.82	2.22	1.70	1.86	1.99	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.01	0.19	0.09	5.44	0.58	0.51
Na ₂ O	9.14	8.96	10.01	10.51	10.56	10.17	10.55	0.33	2.07	3.01	0.23	0.40	10.20	1.68	1.39	0.67	5.81	2.30	8.58	11.41	10.43
K ₂ O	0.28	0.48	0.35	0.18	0.31	0.92	0.16	16.39	13.54	13.39	17.50	16.33	2.25	14.55	14.98	15.69	8.34	13.92	0.24	0.07	0.96
SrO	0.12	0.10	0.08	0.13	0.08	0.04	0.11	0.07	0.15	0.10	0.03	0.00	0.05	0.12	0.16	0.04	0.20	0.14	0.13	0.12	0.09
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.57	0.54	0.30	0.24	0.24	0.01	0.17	0.07	0.93	0.45	0.00	0.07	0.00	0.00
TOTAL	100.70	100.98	100.79	100.44	100.95	100.87	101.87	101.17	99.97	97.80	96.06	100.14	98.45	99.28	98.83	99.15	99.35	99.68	99.15	99.44	98.43
Si	11.23	11.23	11.41	11.58	11.63	11.61	11.63	11.93	11.89	11.76	11.74	11.93	11.82	12.04	11.97	11.93	11.95	12.00	10.99	11.84	11.61
Al	4.76	4.73	4.56	4.38	4.37	4.37	4.37	4.05	4.12	4.15	4.15	4.07	4.18	3.91	4.00	4.03	3.99	3.93	4.93	4.12	4.48
Ti	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.76	0.78	0.53	0.42	0.32	0.35	0.37	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	1.05	0.11	0.10
Na	3.11	3.05	3.40	3.57	3.56	3.45	3.53	0.12	0.74	1.10	0.09	0.14	3.55	0.61	0.50	0.25	2.05	0.82	2.99	3.90	3.61
K	0.06	0.11	0.08	0.04	0.07	0.21	0.03	3.84	3.18	3.23	4.37	3.86	0.52	3.45	3.57	3.76	1.94	3.28	0.05	0.02	0.22
Sr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
CATIONS	19.96	19.95	20.02	20.02	19.98	20.01	19.95	20.01	20.01	20.30	20.39	20.03	20.11	20.03	20.08	20.05	20.03	20.07	20.05	20.03	20.05
Ab	79.00	77.50	84.90	88.70	90.20	86.10	89.80	2.90	18.80	25.40	1.90	3.60	86.60	14.90	12.40	6.10	51.00	20.00	73.10	96.90	92.00
An	19.40	19.80	13.20	10.30	8.00	8.70	9.40	0.00	0.30	0.30	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	0.00	0.90	0.40	25.60	2.70	2.50
Or	1.60	2.70	1.90	1.00	1.70	5.10	0.90	97.10	80.90	74.30	98.10	96.50	12.60	85.10	87.60	93.90	48.10	79.60	1.30	0.40	5.50

FOFOQUINHA

Análises de química mineral de feldspatos selecionadas das unidades da Mina Palito

Amostra	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	FOF	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72	CJ-72
Análise	A10-65	A10-66	A10-67	A10-68	A10-69	A10-70	A10-71	A11-72	A11-73	A11-74	A11-75	A11-76	P9-259	P9-260	P9-261	P9-262	P9-263	P9-264	P9-265
SiO ₂	59.58	59.07	61.20	63.11	62.78	64.45	62.65	65.53	64.29	64.37	65.24	59.01	60.43	59.67	60.59	60.92	60.65	61.60	61.23
TiO ₂	0.09	0.02	0.09	0.05	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	25.26	24.85	22.94	19.03	19.37	19.33	20.26	19.37	21.06	20.91	19.08	26.43	23.29	23.91	24.84	24.27	24.22	23.64	23.66
Fe ₂ O ₃	0.13	0.18	0.11	0.08	0.09	0.10	0.10	0.02	0.10	0.11	0.01	0.07	0.14	0.17	0.14	0.15	0.13	0.15	0.16
MnO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
CaO	6.32	6.12	4.08	0.39	0.79	0.18	1.53	0.08	1.90	1.61	0.02	7.63	5.45	5.94	6.32	5.88	6.08	5.27	5.36
Na ₂ O	7.50	7.81	8.79	3.41	4.22	6.90	4.49	3.71	4.72	5.29	1.74	7.19	8.10	7.63	7.77	8.29	8.04	8.06	8.22
K ₂ O	0.23	0.24	0.19	11.02	9.69	6.59	8.53	11.66	8.84	8.59	14.15	0.20	0.56	0.56	0.46	0.50	0.57	0.63	0.63
SrO	0.11	0.13	0.01	0.05	0.03	0.09	0.13	0.11	0.12	0.06	0.11	0.15	0.18	0.23	0.29	0.11	0.17	0.16	0.15
BaO	0.09	0.10	0.00	0.45	0.39	0.29	0.31	0.42	0.37	0.40	0.29	0.04	0.06	0.10	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05
TOTAL	99.36	98.53	97.41	97.59	97.38	97.93	98.15	100.90	101.40	101.42	100.66	100.71	98.23	98.20	100.41	100.18	99.92	99.57	99.52
Si	10.68	10.70	11.11	11.81	11.73	11.82	11.58	11.87	11.53	11.54	11.92	10.48	10.96	10.84	10.77	10.85	10.84	11.00	10.96
Al	5.34	5.30	4.90	4.19	4.26	4.18	4.41	4.13	4.45	4.42	4.11	5.53	4.97	5.12	5.20	5.09	5.10	4.97	4.99
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.22	1.19	0.79	0.08	0.16	0.04	0.30	0.02	0.37	0.31	0.00	1.45	1.06	1.16	1.20	1.12	1.16	1.01	1.03
Na	2.61	2.74	3.10	1.24	1.53	2.45	1.61	1.30	1.64	1.84	0.62	2.47	2.85	2.69	2.68	2.86	2.79	2.79	2.85
K	0.05	0.06	0.04	2.63	2.31	1.54	2.01	2.70	2.02	1.97	3.30	0.05	0.13	0.13	0.10	0.11	0.13	0.14	0.15
Sr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02
Ba	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CATIONS	19.95	20.03	19.98	20.01	20.04	20.07	19.98	20.05	20.06	20.14	19.97	20.01	20.02	19.98	20.01	20.07	20.06	19.96	20.02
Ab	67.30	68.80	78.70	31.30	38.30	60.80	41.00	32.40	40.80	44.70	15.80	62.30	70.60	67.70	67.20	69.90	68.30	70.80	70.90
An	31.30	29.80	20.20	2.00	4.00	0.90	7.70	0.40	9.10	7.50	0.10	36.60	26.20	29.10	30.20	27.40	28.50	25.60	25.50
Or	1.40	1.40	1.10	66.60	57.80	38.30	51.20	67.20	50.20	47.80	84.20	1.10	3.20	3.20	2.60	2.80	3.20	3.60	3.60

PALITO		Análises de química mineral de micas brancas selecionadas das unidades da Mina Palito																		
Amostra	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91	CJ-91
Análise	a1-074	a1-076	a1-077	a1-078	a1-079	a1-080	a4-081	a4-082	a4-083	a4-085	a4-086	a4-088	a4-089	a4-090	a5-092	a5-093	a5-094	a5-095	a5-096	a5-096
SiO ₂	47.23	46.37	46.24	46.26	46.44	46.74	48.41	45.93	46.96	48.28	46.81	45.58	47.47	46.89	43.48	44.41	45.38	46.61	44.83	
TiO ₂	0.36	0.50	0.53	0.40	0.43	0.23	0.31	1.14	0.39	0.37	0.26	0.48	0.43	0.66	0.14	0.25	0.29	0.28	0.36	
Al ₂ O ₃	30.91	31.49	32.16	33.36	30.57	33.21	31.32	31.15	31.54	31.02	32.87	31.57	32.05	31.83	33.21	33.66	35.29	34.91	34.58	
FeO	2.80	2.60	2.21	2.14	3.31	2.78	2.66	3.88	2.57	2.64	2.31	4.24	2.27	2.60	5.21	3.92	1.85	2.92	3.28	
MnO	0.03	0.06	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.00	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	
MgO	1.39	1.11	0.92	0.86	1.04	0.86	1.30	1.35	1.06	1.28	0.86	0.98	1.03	0.99	0.55	0.62	0.58	0.46	0.61	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.03	
Na ₂ O	0.32	0.39	0.39	0.36	0.36	0.28	0.29	0.34	0.30	0.28	0.40	0.40	0.33	0.35	0.48	0.53	0.43	0.37	0.50	
K ₂ O	10.63	10.83	11.00	10.78	10.75	10.86	10.51	10.36	10.38	10.75	10.62	10.20	10.53	10.71	9.88	10.31	9.94	10.63	10.23	
F	0.68	0.50	0.66	0.57	0.65	0.73	0.73	0.69	0.54	0.93	0.69	0.38	0.89	0.29	0.38	0.65	0.62	0.19	0.60	
Cl	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	
TOTAL	94.34	93.85	94.12	94.77	93.58	95.73	95.62	94.92	93.76	95.54	94.83	93.87	95.01	94.32	93.39	94.41	94.42	96.39	95.03	
O_F_Cl	0.29	0.21	0.28	0.24	0.27	0.31	0.31	0.29	0.23	0.39	0.29	0.16	0.37	0.12	0.16	0.27	0.26	0.08	0.26	
CTOTAL	94.05	93.64	93.84	94.53	93.31	95.42	95.31	94.63	93.53	95.15	94.54	93.71	94.64	94.20	93.23	94.14	94.16	96.31	94.77	
Si	6.45	6.36	6.33	6.27	6.42	6.29	6.50	6.28	6.42	6.51	6.34	6.28	6.42	6.37	6.06	6.10	6.13	6.19	6.09	
AlIV	1.55	1.64	1.67	1.74	1.58	1.71	1.50	1.72	1.58	1.49	1.66	1.72	1.58	1.63	1.94	1.90	1.87	1.81	1.91	
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
AlVI	3.42	3.45	3.51	3.59	3.40	3.56	3.45	3.29	3.50	3.43	3.58	3.40	3.52	3.47	3.51	3.55	3.75	3.65	3.62	
Ti	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.02	0.03	0.12	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.07	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	
Fe ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ₂	0.32	0.30	0.25	0.24	0.38	0.31	0.30	0.44	0.29	0.30	0.26	0.49	0.26	0.30	0.61	0.45	0.21	0.32	0.37	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.28	0.23	0.19	0.17	0.22	0.17	0.26	0.28	0.22	0.26	0.17	0.20	0.21	0.20	0.12	0.13	0.12	0.09	0.12	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.08	0.11	0.10	0.10	0.10	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.11	0.11	0.09	0.09	0.13	0.14	0.11	0.10	0.13	
K	1.85	1.90	1.92	1.86	1.90	1.87	1.80	1.81	1.81	1.85	1.83	1.79	1.82	1.86	1.76	1.81	1.71	1.80	1.77	
CATIONS	13.99	14.04	14.03	14.01	14.04	14.01	13.93	14.04	13.94	13.95	13.98	14.05	13.93	13.98	14.14	14.11	13.94	13.99	14.05	
CF	0.58	0.43	0.57	0.49	0.57	0.62	0.62	0.60	0.46	0.79	0.59	0.33	0.76	0.25	0.34	0.56	0.53	0.16	0.52	
CCl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
OH	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
O	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	
Fe_FeMg	0.53	0.57	0.58	0.58	0.64	0.64	0.53	0.62	0.58	0.54	0.60	0.71	0.55	0.60	0.84	0.78	0.64	0.78	0.75	
Mg_FeMg	0.47	0.43	0.43	0.42	0.36	0.36	0.47	0.38	0.42	0.46	0.40	0.29	0.45	0.40	0.16	0.22	0.36	0.22	0.25	

ANEXO III. Análises geoquímicas completas das amostras da Mina Palito

GRANODIORITO FOFOQUINHA												GRANITO PALITO				GRANITO PALITO - FÁCIES A				GRANITO RIO NOVO					
Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	SER-06	SER-07a	SER-08	SER-23	FOF	CJ-74	CJ-77	CJ-78	CJ-106	SER-43	CJ-28	CJ-33	CJ-80	CJ-108	CJ-114	CJ-115	CJ-116	SER-02b	SER-11a	SER-16	SER-46	CJ-40b	CJ-98
SiO2	%	0.01	62.5	61.76	63.41	68.8	63.03	57.18	63.24	61.81	63.86	62.2	71.23	70.22	62.74	69.97	71.28	70.13	72.31	70.56	71.78	74.56	61.09	70.17	70.79
Al2O3	%	0.01	14.06	14.16	14.11	15.46	14.26	13.24	13.81	13.7	14.1	14.09	13.19	12.74	13.74	13.87	13.58	13.51	13.66	13.76	13.86	13.26	13.81	14.12	13.84
Fe2O3(T)	%	0.01	8.45	8.74	7.88	2.65	8	14.1	8.35	8.03	8.02	9	3.42	6.96	7.3	2.28	4.75	4.38	3.82	3	2.85	2.71	8.9	3.4	2.99
MnO	%	0.001	0.133	0.138	0.123	0.041	0.131	0.066	0.132	0.123	0.129	0.164	0.021	0.015	0.131	0.053	0.011	0.01	0.035	0.078	0.056	0.049	0.164	0.071	0.057
MgO	%	0.01	0.98	1.07	0.91	1.4	0.97	0.82	0.97	0.95	0.94	1.03	0.28	0.47	1.07	0.32	0.37	0.29	0.42	0.34	0.33	0.11	1.02	0.45	0.33
CaO	%	0.01	3.16	3.07	2.99	3.41	3.19	1.61	3.25	3.01	3.19	2.84	0.35	0.41	2.57	1.81	0.31	0.34	0.48	0.97	1.38	0.94	2.79	1.24	1.65
Na2O	%	0.01	3.35	3.64	3.53	4.18	3.24	5.2	3.36	3.47	3.49	3.4	1.5	0.14	3.62	1.31	0.11	0.27	3.32	3.8	3.84	3.74	3.31	3.44	3.71
K2O	%	0.01	4.28	4.02	4.28	2.69	4.12	1.67	4.52	4.51	4.25	4.59	7.42	3.97	4.66	7.88	4.94	7.97	4.93	4.82	4.83	5.04	4.58	5.23	4.86
TiO2	%	0.001	1.106	1.15	1.066	0.252	1.124	1.046	1.081	1.046	1.06	1.216	0.252	0.257	1.151	0.329	0.335	0.301	0.305	0.33	0.318	0.216	1.222	0.38	0.319
P2O5	%	0.01	0.41	0.45	0.41	0.09	0.39	0.36	0.41	0.38	0.39	0.46	0.06	0.05	0.45	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.08	0.05	0.45	0	0.08
LOI	%		0.98	1.81	1	1.28	1.21	4.74	1.09	1.15	0.96	1.78	2.14	4.69	2.18	1.95	4.52	3.69	1.63	1.32	0.85	0.66	1.62	1.92	1.13
Total	%	0.01	99.41	100	98.7	98.98	99.67	100.1	99.1	98.17	99.43	100.8	99.85	99.92	99.61	99.86	100.3	101	99.36	99.06	99.32	100.7	98.95	98.6	98.64
S	%	0.001	0.019	0.023	0.025	0.029	0.019	4.39	0.03	0.25	0.017	0.006	0.61	2.44	0.1	0.242	2.57	1.96	0.202	0.004	0.01	0.003	0.005	0.087	0.009
Ba	ppm	3	1371	1384	1259	879	1462	353	1239	1233	1235	1562	583	76	1204	1106	275	928	728	926	956	418	1531	986	876
Rb	ppm	1	166	150	177	100	146	69	179	166	166	175	296	216	180	334	250	273	178	207	169	213	207	206	195
Sr	ppm	2	237	173	200	398	238	82	201	221	198	188	39	5	160	106	13	46	78	113	135	46	184	83	124
Cs	ppm	0.1	3.9	2.3	5	1.9	4	3.3	6.7	5	8.4	2.6	2.9	2.3	7	4.6	3.8	3.7	2.3	4.9	3.3	8	2.6	2.8	7.1
Ga	ppm	1	26	25	27	17	20	30	21	23	20	22	24	42	20	18	22	19	16	22	20	21	23	18	20
Tl	ppm	0.05	0.97	1.01	1.08	0.6	0.71	1.04	1.26	1.12	0.96	1.77	1.94	2.02	1.24	2.22	0.96	2	1.22	1.76	1.38	1.36	0.59	1.49	1.38
Ta	ppm	0.01	2.49	2.15	2.66	2.73	2.18	1.7	2.33	1.98	2.18	2.19	4.41	2.6	2.27	2.86	3.07	3.13	2.46	3.86	3.51	3.23	1.83	2.55	3.43
Nb	ppm	0.2	19.6	18.9	20.8	7	14.8	15.9	16.4	14.7	14.6	16.6	21.4	17.9	15.1	13.3	14.6	13	12.4	19.5	17.1	19.8	16.9	14.6	15.9
Hf	ppm	0.1	12.7	10.7	9.1	3	9	8.7	17.7	7.2	7	8.8	9.1	8.9	12	6.6	8.1	6.7	7.4	8.5	7.8	9	9.9	8	8.3
Zr	ppm	1	482	384	357	113	342	332	659	265	254	342	313	309	453	268	283	255	267	297	300	313	403	299	299
Y	ppm	0.5	80.4	118	81.5	14.6	55.1	50.5	54.4	55.9	57.2	59.4	46.6	34.4	58.6	33	36.3	28.4	28.5	52.4	35.9	73.3	58.5	30	38.6
Th	ppm	0.05	21.6	21	23.8	7.26	17.7	15.1	20.6	17.2	19.1	18.7	24.9	21.4	18.3	17.2	20.6	18	19	24.5	20.4	21.6	16.6	17.7	23.4
U	ppm	0.01	4.89	4.71	5.27	2.62	4.06	3.58	4.7	3.68	4.33	3.32	6.88	5.75	4.12	4.67	5.32	4.69	4.8	5.8	5.04	5.63	3.12	4.23	6.24
Cr	ppm	5	< 5	< 5	< 5	28	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	9	< 5	7	< 5	< 5	9	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	11
Ni	ppm	1	6	4	5	23	4	5	3	5	3	5	4	4	5	5	4	3	2	6	5	3	4	4	3
Co	ppm	1	45	36	53	74	36	29	54	40	46	47	68	46	46	73	58	77	41	58	67	54	48	52	62
Sc	ppm	1	12	13	12	6	12	13	12	12	12	14	5	5	13	6	5	6	5	5	6	5	14	6	6
V	ppm	5	23	26	20	39	24	21	22	21	21	22	6	< 5	19	15	11	11	9	11	18	< 5	21	14	12
Cu	ppm	1	26	19	21	6	28	999	25	52	52	29	425	756	93	42	354	421	27	8	10	3	7	15	8
Au	ppb	2	< 2	18	< 2	< 2	< 2	3850	< 2	174	< 2	< 2	22	58	51	< 2	< 2	2660	136	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
As	ppm	0.5	2.8	< 0.5	2.8	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.6	< 0.5	3.3	1.9	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.7
Pb	ppm	3	24	20	21	6	22	8	25	18	27	21	14	9	15	17	< 3	8	151	25	24	29	28	11	20
Zn	ppm	1	144	99	158	30	131	50	117	99	121	131	30	96	101	28	14	12	214	92	71	88	71	25	37
Bi	ppm	0.1	0.1	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	1.5	< 0.1	0.6	0.2	< 0.1	0.7	1.1	0.3	< 0.1	0.7	13.7	0.8	0.6	< 0.1	0.2	< 0.1	0.2	0.1
Sn	ppm	1	3	3	4	< 1	2	2	3	3	4	3	4	12	3	3	8	6	3	4	2	3	3	2	3
W	ppm	0.5	263	176	293	576	248	254	348	232	293	265	602	366	299	550	468	562	353	488	538	438	234	467	505
Be	ppm	1	3	3	3	2	3	4	3	3	3	3	2	2	3	3	3	2	3	3	3	3	3	3	3
Ag	ppm	0.3	0.6	0.5	0.4	< 0.3	0.6	1.1	1.4	0.6	< 0.3	0.7	0.7	1.1	< 0.3	0.4	0.7	1	0.8	0.5	0.5	0.7	0.5	0.6	0.3
As	ppm	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Se	ppm	3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
La	ppm	0.05	84.4	110	99.1	25.6	70.3	65.8	74.1	70.7	67.5	64.5	80.9	42.4	69.5	55.7	58.8	48	56	85.2	57.4	110	69.2	59.8	62.6
Ce	ppm	0.05	165	209	191	48.4	137	125	143	134	132	136	159	85.1	133	109	110	92.1	107	143	115	212	130	114	119
Pr	ppm	0.01	19.1	25.9	21.9	5.37	15.6	15.4	16.3	15.3	16	15.5	17.1	9.54	15.7	11.8	12.2	10.5	11.8	17.9	13.2	24.8	16.2	12.5	12.8
Nd	ppm	0.05	68.4	93.3	74.1	17.9	56.9	51.9	58.1	53.9	53.2	55.3	58.7	32.9	57	37.3	40.6	34.6	37.2	60	43.6	82.4	57.4	43.6	42.6
Sm	ppm	0.01	14.3	19	14.8	3.44	11.7	10.5	12.8	11	10.4	10.7	11.8	6.83	11.7	6.52	7.61	6.19	6.71	11.8	8.09	15.2	11.6	8.33	7.89
Eu	ppm	0.005	3.11	3.76	3.03	0.9	2.38	2.14	2.19	2.45	2.04	2.29	1.02	0.396	2.26	1.2	0.825	0.751	1	1.61	1.2	1.02	2.29	1.16	1.19
Gd	ppm	0.01	14.5	19.7	15.3	2.6	10.2	9.33	9.4	10.7	10.1	11	9.59	5.16	11.2	6.33	6.49	5.2	5.47	10.2	6.38	14.7	10.4	5.57	6.91
Tb	ppm	0.01	2.32	3.18	2.42	0.41	1.7	1.47	1.7	1.62	1.65	1.83	1.43	1	1.83	0.94	1.07	0.86	0.9	1.59	1.04	2.2	1.65	0.95	1.1
Dy	ppm	0.01	12.8	18.4	13.2	2.3	10.1	8.5	10.6	8.93	9.16	10.8	8.03	6.56	10.3	5.15	6.17	4.83	5.02	8.93	6.02	12.1	9.32	5.55	6.22
Ho	ppm	0.01	2.47	3.59	2.51	0.45	1.99	1.68	2.17	1.75	1.8	2.14	1.61	1.38	2.02	0.98	1.2	0.91	0.95	1.73	1.18	2.26	1.84	1.12	1.19
Er	ppm	0.01	7.23	10.3	7.1	1.3	5.69	4.96	6.31	5.04	5.26	6.18	4.78	4.3	5.81	2.88	3.52	2.73	2.87	4.98	3.36	6.43	5.5	3.31	3.56
Tm	ppm	0.005	1.09	1.49																					

GRANITO RIO NOVO - FÁCIES B																	PÓRFIROS											
Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	CJ-110	CJ-112	CJ-119	CJ-3b	CJ-4	CJ-5	CJ-07	CJ-25b	CJ-30	CJ-32	CJ-35	CJ-36	CJ-81	PAL	RIO NOVO (RN)	SER-07b	SER-07d	SER-13	SER-24	CJ-62	CJ-64	CJ-66 base	CJ-68	CJ-71	CJ-72	
SiO2	%	0.01	66.1	70.25	71.24	72.09	73.05	70.95	72.45	69.6	71.6	72.08	73.26	71.99	62.26	73.68	69.83	66.18	68.47	65.35	71.57	57.17	65.13	66.04	66.01	68.99	65.12	
Al2O3	%	0.01	13.65	13.49	13.83	13.03	13.07	13.01	13.03	12.44	13.1	12.91	13.26	12.69	13.63	13.41	13.46	16.05	15.48	16.36	13.73	17.43	15.84	16.37	15.8	15.53	16.63	
Fe2O3(T)	%	0.01	2.86	3.04	3.55	2.81	2.83	2.76	2.73	4.98	2.96	2.49	2.76	2.56	7.6	3	3.11	2.35	3.15	3.48	3.01	2.54	2.52	2.76	3.87	2.45	2.75	
MnO	%	0.001	0.07	0.072	0.067	0.017	0.062	0.023	0.052	0.013	0.059	0.043	0.053	0.036	0.122	0.034	0.047	0.039	0.031	0.03	0.065	0.071	0.03	0.034	0.043	0.038	0.049	
MgO	%	0.01	0.28	0.37	0.38	0.2	0.18	0.25	0.15	0.22	0.24	0.2	0.17	0.48	1.13	0.24	0.43	1.48	1.32	1.64	0.29	1.11	1.57	1.64	1.71	1.12	2.02	
CaO	%	0.01	7.74	1.54	0.88	0.4	0.71	0.37	0.99	0.37	1	0.76	1.14	0.9	2.19	0.65	1.4	3.87	3.43	3.13	1.13	16.59	4.15	4.29	3.92	3.23	4.63	
Na2O	%	0.01	0.25	3.51	3.38	3.09	3.39	2.49	3.39	2.39	3.47	3.23	3.53	3.41	3.54	3.31	3.46	4.46	4.02	4.56	4.27	0.34	4.84	4.36	3.89	3.97	4.18	
K2O	%	0.01	5.86	4.8	5	5.58	5.24	6.59	5.34	6.37	5	5.24	5.17	4.86	4.77	5.18	4.74	2.61	3.08	2.28	5.06	0.65	1.66	2.25	2.26	3.05	2.51	
TiO2	%	0.001	0.293	0.335	0.336	0.244	0.236	0.243	0.234	0.224	0.262	0.23	0.247	0.237	1.104	0.256	0.328	0.248	0.254	0.258	0.304	0.237	0.257	0.266	0.262	0.239	0.264	
P2O5	%	0.01	0.08	0.09	0.09	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.07	0.05	0.06	0.06	0.39	0.06	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	
LOI	%		3.16	1.48	1.69	2.49	1.54	2.04	1.15	2.95	1.97	1.12	0.85	1.85	2.1	1.02	1.6	2.27	0.99	2.34	0.56	4.62	2.73	1.76	1.79	1.39	1.77	
Total	%	0.01	100.3	98.97	98.76	100	100.4	98.78	99.58	99.59	99.73	98.37	99.66	99.08	98.84	99.83	98.49	99.65	100.3	99.51	99.51	100.8	98.81	99.85	99.64	98.71	100	
S	%	0.001	0.08	0.051	0.056	0.298	0.015	0.143	0.022	1.19	0.017	0.022	0.006	0.069	0.116	0.063	0.069	0.003	0.094	0.006	0.03	0.004	0.005	0.002	0.022	0.012	0.009	
Ba	ppm	3	569	814	852	655	583	726	613	691	675	626	617	591	872	601	890	797	985	512	901	253	514	684	677	1017	665	
Rb	ppm	1	236	172	193	217	191	241	210	247	187	220	236	176	185	202	177	99	105	142	165	27	62	78	103	96	136	
Sr	ppm	2	38	121	95	53	61	41	66	48	74	66	69	73	72	63	100	381	450	310	128	147	276	372	363	420	405	
Cs	ppm	0.1	4.2	4.2	3.3	3.5	4	3	4.7	2	4.2	4.5	7.5	1.9	3.2	4.2	3.5	3.3	2.9	2.5	1.4	2.1	1.2	3	2.1	1.7	4.2	
Ga	ppm	1	23	18	18	20	18	19	20	20	18	19	19	16	19	19	17	18	17	17	19	27	15	14	15	16	17	
Tl	ppm	0.05	2.04	1.05	1.32	1.61	1.11	2.14	1.34	0.82	1.05	1.65	1.41	1.43	1.16	1.49	1.92	0.82	0.42	0.96	1.17	0.21	0.41	0.67	0.59	0.32	0.62	
Ta	ppm	0.01	2.61	2.79	2.75	4.08	3.59	3.41	4.19	3.07	3.05	3.14	3.83	2.46	2.01	3.3	3.66	1.96	1.38	1.39	3.63	1.13	1.07	1.05	1.17	1.65	0.84	
Nb	ppm	0.2	11.5	12.8	12.9	18.8	17.2	17	18.5	19.2	17	16.8	18.2	14.7	14.9	18.5	15.7	5.8	6.4	4.5	16.6	4	4	3.9	3.7	6.8	4.1	
Hf	ppm	0.1	6.6	6.8	7.4	8.4	6.8	7	8	8.4	9	8.2	8.9	7.5	9.6	8.4	7.8	2.7	2.7	2.3	6.7	2.3	2.1	2.1	2.3	2.8	2.1	
Zr	ppm	1	249	258	271	286	254	279	269	314	311	282	301	269	364	305	281	107	105	85	266	82	73	76	80	108	79	
Y	ppm	0.5	29.8	35.6	31.8	25.7	39	39.3	43.3	42.1	40.5	36.5	40.6	35.4	57.6	45.3	34.5	10.9	15.1	19.5	42.7	21.5	6.9	8	7.5	11.5	7.4	
Th	ppm	0.05	16.3	18.6	18.6	23	21.3	20.1	25.2	17	21.5	21.1	23.4	19.4	18.7	24	20.1	5.71	6.03	4.6	21	4.13	4.14	3.99	4.37	6.44	3.93	
U	ppm	0.01	4.36	5.15	4.7	4.92	5.66	4.43	6.35	6.97	5.36	5.22	5.6	4.81	4.51	6.46	5.2	1.74	2.02	1.4	5.82	1.33	1.31	1.29	1.43	2.11	1.19	
Cr	ppm	5	8	< 5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	12	< 5	< 5	16	< 5	< 5	< 5	< 5	33	22	26	< 5	24	33	20	27	14	27	
Ni	ppm	1	5	6	3	5	4	2	3	5	4	3	2	1	5	3	6	17	27	25	4	19	22	23	19	15	30	
Co	ppm	1	61	63	55	73	70	79	66	75	63	58	80	47	41	46	66	54	46	42	86	35	34	36	39	49	32	
Sc	ppm	1	4	6	6	4	5	5	4	4	6	5	5	4	12	5	6	6	5	5	5	4	6	5	5	4	6	
V	ppm	5	6	15	13	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	17	< 5	13	39	36	39	12	41	36	39	45	30	41	
Cu	ppm	1	4	4	7	49	7	116	12	527	11	11	6	67	62	2	3	5	44	< 1	12	1	11	5	12	3	4	
Au	ppb	2	40	< 2	< 2	< 2	7	72	347	42	< 2	21	< 2	24	35	< 2	8	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	
As	ppm	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	4.3	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.3	< 0.5	< 0.5	< 0.5	
Pb	ppm	3	32	19	16	14	25	18	24	35	25	28	30	21	17	25	17	9	6	5	14	< 3	3	8	21	10	5	
Zn	ppm	1	48	42	55	20	39	17	50	37	69	60	66	26	72	56	24	31	29	29	31	17	24	28	47	37	40	
Bi	ppm	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	3	1.1	< 0.1	0.6	0.1	2.9	0.4	0.3	3.2	0.2	< 0.1	0.1	0.3	0.2	< 0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	
Sn	ppm	1	2	3	3	3	3	2	3	5	2	2	3	2	3	4	4	1	< 1	3	3	1	< 1	1	< 1	< 1	1	
W	ppm	0.5	542	490	458	641	577	584	634	579	524	542	713	433	239	402	581	434	270	301	574	320	274	280	284	379	203	
Be	ppm	1	6	3	3	3	3	2	3	2	3	3	3	4	2	4	3	1	1	1	3	3	1	1	1	1	1	
Ag	ppm	0.3	0.6	0.6	< 0.3	0.7	0.5	0.5	0.4	1	0.5	< 0.3	0.4	0.8	< 0.3	0.6	0.8	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	
As	ppm	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
Se	ppm	3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	
La	ppm	0.05	45.8	52	57.3	53.8	52	63.7	66.4	57.2	67.9	64.2	68.4	58.4	67.6	69.1	54.1	11.3	24.4	19.2	55.4	19.4	15.3	17.1	8.46	22.7	11.8	
Ce	ppm	0.05	89	104	106	110	110	131	134	119	136	125	133	115	136	134	108	26.6	46.7	33.3	113	33.6	29.4	34.4	16	45.4	23.7	
Pr	ppm	0.01	10.3	11.9	11.7	11.7	12.1	14.3	14.3	12.4	15.3	13.3	14.2	13	15.7	15	12	3.3	5.64	3.87	12.6	3.69	3.06	3.87	1.89	4.77	2.71	
Nd	ppm	0.05	32.7	36.9	38.6	37.8	38.6	48.4	47.5	40.9	52.1	44.9	48.1	42.2	52.2	49.7	40.4	11.8	18.6	14.1	40.3	12.5	10.5	13.1	7.98	15.9	10	
Sm	ppm	0.01	5.88	6.77	7.29	7.19	7.26	8.66	9.21	7.78	10.1	9.37	10.2	8.26	10.6	9.8	7.61	2.52	3.39	2.87	7.47	2.5	2.12	2.55	2.04	3.13	2.17	
Eu	ppm	0.005	0.984	1.03	1.15	0.871	0.812	0.992	0.987	0.788	0.997	0.995	0.965	0.926	2.14	1.02	1.12	0.736	0.881	0.737	1.15	0.768	0.611	0.628	0.43	0.737	0.605	
Gd	ppm	0.01	5.12	6.21	5.94	4.95	6.45	7.62	7.83	7.3	7.04	6.56	7.08	5.93	10.7	7.77	5.97	2.03	2.71	2.48	6.98	2.25	1.3	1.52	1.4	2.14	1.52	
Tb	ppm	0.01	0.83	0.99	0.96	0.81	1.07	1.18	1.3																			

ROCHAS BÁSICAS							GRANITO MARROM		MAGNETITA GRANITO		GRANODIORITO PARAUARI		GARIMPO SÃO CHICO				TUFOS CINERÍTICOS		MINÉRIOS	
Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	SER-26a	SER-32a	SER-34	SER-41a	SER-50a	SER-54	SER-21b	SER-21c	SER-52	SER-55	DT-10a	DT-10b	DT-07b	DT-07c	SER-60a	CJ-47	CJ-57	
SiO2	%	0.01	58.06	54.94	49.27	52.5	67.65	69.99	62.82	56.05	66.18	64.55	70.63	70.14	63.68	71.35	88.99	69.7	69.19	
Al2O3	%	0.01	15.25	16.04	19.46	15.44	14.23	13.43	16.27	16.12	14.18	15.04	14.13	13.72	14.14	9.97	5.86	13.46	13.91	
Fe2O3(T)	%	0.01	9.68	11.71	9.33	9.21	4.92	3.93	5.45	10.78	4.94	4.95	3.73	4.11	4.18	6.8	0.32	5.1	2.87	
MnO	%	0.001	0.097	0.172	0.154	0.179	0.118	0.079	0.089	0.135	0.089	0.088	0.081	0.1	0.189	0.014	0.003	0.013	0.046	
MgO	%	0.01	2.68	2.28	3.24	5.78	0.31	0.15	2.93	2.11	0.66	1.1	0.14	0.17	1.37	0.58	0.36	0.36	0.62	
CaO	%	0.01	5.43	6.7	8.89	8.64	1.39	1.33	4.84	4.99	2.29	3.36	1.39	1.31	3.53	0.14	0.02	0.26	1.42	
Na2O	%	0.01	3.48	3.21	2.31	3.74	4.31	3.93	3.68	3.12	3.55	3.68	3.48	3.64	3.79	0.04	< 0.01	0.84	3.83	
K2O	%	0.01	2.95	2.37	2.95	0.44	4.28	4.96	2.52	3.81	4.24	3.69	5.8	5.35	3.91	3.59	1.17	6.77	4.74	
TiO2	%	0.001	1.235	1.579	1.097	0.698	0.554	0.329	0.549	1.41	0.48	0.51	0.323	0.361	0.47	0.322	0.159	0.313	0.322	
P2O5	%	0.01	0.3	0.26	0.18	0.11	0.1	0.07	0.17	0.37	0.13	0.15	0.06	0.06	0.13	0.07	0.07	0.07	0.08	
LOI	%		1.52	0.38	2.08	2.24	2.33	1.52	1.51	1.74	1.91	1.64	1.36	1.59	4.99	5.72	2.65	3.7	2.67	
Total	%	0.01	100.7	99.27	98.96	98.98	100.2	99.72	99.3	98.9	98.65	98.77	99.76	100.6	100.4	98.6	99.59	100.6	99.7	
S	%	0.001	0.008	0.028	0.019	0.006	0.004	0.002	0.004	0.035	0.006	0.004	0.002	< 0.001	0.322	5.77	< 0.001	2.92	0.165	
Ba	ppm	3	821	758	830	485	1377	947	750	979	1062	1016	1298	1264	701	167	208	978	745	
Rb	ppm	1	90	100	128	13	95	245	90	111	180	151	241	238	145	226	50	290	190	
Sr	ppm	2	257	234	287	291	128	88	566	317	142	198	95	95	74	8	49	45	82	
Cs	ppm	0.1	2.2	4.7	3.5	0.9	1.1	5.6	3.1	4	4.1	4.3	11.3	12.1	2.7	5.1	1.2	3.3	2.2	
Ga	ppm	1	23	24	25	18	22	22	23	22	20	18	21	22	18	15	8	19	19	
Tl	ppm	0.05	0.39	0.54	1.06	0.14	0.33	1.76	0.59	0.68	1.37	0.93	2.15	1.52	1.12	1.34	0.53	1.27	1.42	
Ta	ppm	0.01	1.65	1.13	0.87	0.48	1.88	3.61	1.97	1.54	2.87	2.38	2.9	2.84	1.99	2.06	0.99	2.62	2.17	
Nb	ppm	0.2	12.9	12.5	7.8	4.3	15	19.3	7.8	12.3	17	12.6	16.2	17.3	11.5	8.1	8.4	14.7	14.5	
Hf	ppm	0.1	5.9	5.3	3.3	2.5	11.7	10.9	4.3	7.2	9.1	6.8	9.9	11.4	6.7	4.5	3.7	7	7.1	
Zr	ppm	1	224	200	126	89	421	399	169	280	349	264	360	409	260	178	123	272	260	
Y	ppm	0.5	57.5	44.9	27	25.9	127	72.8	23.8	75.1	56.1	39.6	55.4	61.3	35.5	24.6	19	29.9	37.9	
Th	ppm	0.05	12.4	9.73	5.69	3.36	21.6	26.2	8.24	8.2	22.2	20	25.7	24.5	19.2	13.9	13.2	19	18.5	
U	ppm	0.01	3.84	2.63	1.38	0.7	3.3	5.42	2.17	2.48	5.15	4.33	5.47	4.78	7.59	3.93	5.8	4.44	10.8	
Cr	ppm	5	13	14	33	105	< 5	< 5	66	15	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	11	< 5	< 5	
Ni	ppm	1	28	16	44	77	1	4	46	26	7	10	4	2	12	12	1	4	3	
Co	ppm	1	43	47	49	42	56	63	61	47	48	46	58	47	34	46	9	59	36	
Sc	ppm	1	20	23	19	29	8	6	11	19	10	9	6	8	8	6	3	5	5	
V	ppm	5	127	147	219	182	11	< 5	93	98	24	41	< 5	< 5	39	29	80	11	15	
Cu	ppm	1	75	113	116	12	26	18	26	151	17	20	16	16	29	93	2	195	48	
Au	ppb	2	17	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	7	15	4740	< 2	67	18	
As	ppm	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.5	2.7	7	174	8.3	10.6	< 0.5	
Pb	ppm	3	7	9	34	< 3	21	34	9	10	22	15	59	36	402	> 5000	45	20	10	
Zn	ppm	1	63	120	127	77	126	112	56	84	102	70	122	105	480	6690	5	9	32	
Bi	ppm	0.1	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	0.1	0.2	< 0.1	0.2	0.2	0.4	< 0.1	0.3	0.6	1.6	
Sn	ppm	1	5	2	1	< 1	3	6	1	3	3	2	8	4	2	3	2	9	3	
W	ppm	0.5	183	106	74.5	41.7	241	549	377	196	394	360	458	394	247	429	30.8	537	306	
Be	ppm	1	2	2	2	2	3	4	2	2	3	3	3	4	3	3	1	3	3	
Ag	ppm	0.3	0.4	0.3	0.4	< 0.3	0.7	0.8	< 0.3	0.3	0.6	0.4	0.6	1.5	1.3	16.1	< 0.3	0.7	0.7	
As	ppm	5	< 5	7	< 5	< 5	30	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	95	9	5	< 5	
Se	ppm	3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	
La	ppm	0.05	55.5	43	22.8	22.3	127	101	36.7	46.2	67	54.4	72.2	75.3	47.2	35.3	48	50.5	51.1	
Ce	ppm	0.05	123	86.4	48.8	44.7	181	192	73	101	133	108	141	140	91.7	71.1	83.7	99.8	104	
Pr	ppm	0.01	14.3	9.39	5.29	5.33	31.5	20.9	8.04	12.2	15.1	12.4	15.5	15.8	10	7.91	9.71	10.3	11.8	
Nd	ppm	0.05	51.1	33.8	20.2	21.3	115	72.9	28.8	46.8	54.2	42.5	51.5	54.8	32.5	25.3	34.1	33.9	39.5	
Sm	ppm	0.01	10.3	7.2	4.3	5.03	25.2	13.8	5.96	10.6	10.9	8.28	10.1	11	6.32	4.4	6.81	6.56	7.67	
Eu	ppm	0.005	2.55	2.12	1.49	1.74	6.03	1.71	1.62	2.54	1.68	1.45	1.66	1.69	1.09	0.366	0.719	0.836	0.984	
Gd	ppm	0.01	10.8	7.62	4.66	4.77	25.1	12.4	4.94	10.9	9.28	6.93	9.61	9.91	6.1	3.95	4.88	5.2	5.78	
Tb	ppm	0.01	1.85	1.27	0.76	0.81	4.02	2.05	0.7	1.96	1.62	1.16	1.53	1.7	1	0.64	0.74	0.83	1.03	
Dy	ppm	0.01	11.2	7.58	4.48	4.73	22.9	12.3	3.68	12.2	9.59	6.77	8.9	10.2	5.58	3.77	4.11	4.89	6.39	
Ho	ppm	0.01	2.25	1.53	0.9	0.93	4.4	2.46	0.69	2.48	1.93	1.31	1.75	2.05	1.08	0.76	0.8	0.98	1.31	
Er	ppm	0.01	6.55	4.58	2.67	2.78	12.7	7.17	1.97	7.15	5.51	3.87	5.22	5.91	3.26	2.25	2.34	2.92	3.87	
Tm	ppm	0.005	0.936	0.68	0.399	0.417	1.83	1.03	0.287	1.05	0.819	0.581	0.784	0.877	0.497	0.348	0.342	0.442	0.581	
Yb	ppm	0.01	5.81	4.41	2.59	2.69	11.5	6.53	1.85	6.82	5.42	3.71	5.33	5.87	3.27	2.36	2.23	2.81	3.66	
Lu	ppm	0.002	0.893	0.654	0.427	0.431	1.68	1.02	0.312	1.13	0.875	0.617	0.856	0.975	0.526	0.38	0.379	0.402	0.537	
Ge	ppm	0.5	2.3	1.5	1.4	1.6	1.4	1.8	1.3	1.5	1.4	1.3	1.3	1.4	0.9	1.8	1	1.6	1.3	
Br	ppm	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	
Ir	ppb	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
Sc	ppm	0.1	17.2	21.3	18.5	27.1	6.8	6.3	10.2	16.4	9	8.2	5.5	6.1	7.6	5.9	2.9	4.8	4.6	
Sb	ppm	0.2	1	0.4	0.4	0.4	< 0.2	< 0.2	0.9	1.3	< 0.2	< 0.2	0.9	0.8	1.2	3.7	1.4	0.5	0.4	
Hg	ppb	5	< 5	5	8	< 5	< 5	< 5	5	< 5	5	< 5	61	< 5	6	14	7	< 5	12	
Cr	ppm	20	< 20	< 20	40	120	< 20	< 20	90	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	
Cd	ppm	0.5	< 0.5	0.6	1.1	0.7	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	3	76.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	
Mo	ppm	2	5	< 2	3	< 2	2	3	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2	
In	ppm	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	
Sb	ppm	0.2	6.9	< 0.2	8.9	5.9	7.2	8.3	8.3	9	11.1	6	16.3	3.9	5.7	7.1	53.7	< 0.2	1.5	
CO2	%	0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	0.29	< 0.01	0.02	< 0.01	< 0.01	0.02	0.01	0.06	0.06	2.87	< 0.01	< 0.01	0.01	0.59	