UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA EPITERMAL
LOW-SULFIDATION (ADULÁRIA-SERICITA)
MINERALIZADO EM Au-Cu-Mo EM VULCÂNICAS
PALEOPROTEROZÓICAS NA PROVÍNCIA
AURÍFERA DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES
METALOGENÉTICAS E TECTÔNICAS**

Rafael Hernandes Corrêa Silva

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2002

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA EPITERMAL LOW-SULFIDATION (ADULÁRIA-SERICITA) MINERALIZADO EM Au-Cu-Mo EM VULCÂNICAS PALEOPROTEROZOÍCAS NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS E TECTÔNICAS

RAFAEL HERNANDES CORRÊA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome
Presidente:	Prof. Dr. Caetano Juliani
Examinadores:	Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
	Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol

Assinatura

Jorge Silva Bettencourt

Roberto Dall'Agnol

SÃO PAULO
2002

DEDALUS - Acervo - IGC

30900010370

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA
EPITERMAL *LOW-SULFIDATION* (ADULÁRIA –SERICITA)
MINERALIZADO EM Au-Cu-Mo EM VULCÂNICAS
PALEOPROTEROZÓICAS
NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: IMPLICAÇÕES
METALOGENÉTICAS E TECTÔNICAS**

Rafael Hernandes Corrêa Silva

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2002

**No estudo e no trabalho a imaginação é
mais importante que o conhecimento
(Albert Einstein 1879-1955)**

Aos meus avós,
Adair, Candido, Celina e Luiza,
Aos meus pais Ademir e Márcia
e a Thatyana, companheira de
todas as horas.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	i
Resumo.....	iii
Abstract.....	v
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Localização.....	3
1.3 Aspectos fisiográficos.....	3
1.4 Materiais e Métodos.....	4
1.4.1 Levantamentos bibliográficos.....	4
1.4.2 Sensoriamento remoto.....	5
1.4.3 Trabalhos de campo e amostragem.....	5
1.4.4 Petrografia.....	6
1.4.5 Coloração seletiva de feldspatos.....	6
1.4.6 Difractometria de R-X.....	7
1.4.7 Química mineral.....	8
1.4.8 Termobarometria.....	8
2 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS NA REGIÃO.....	9
2.1 Geologia da Província Aurífera do Tapajós.....	10
2.1.1 Grupo Jacareacanga.....	13
2.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú.....	13
2.1.3 Suíte Intrusiva Parauari.....	14
2.1.4 Suíte Intrusiva Ingarana.....	16
2.1.5 Supergrupo Uatumã.....	16
2.1.6 Grupo Iriri.....	17
2.1.7 Suíte Intrusiva Maloquinha.....	19
2.1.8 Suíte Intrusiva Porquinho.....	19
2.1.9 Granito Pepita.....	20

2.1.10 Lamprófiro Jamanxim.....	20
2.1.11 Formação Buiçu.....	20
2.1.12 Diabásio Crepori.....	21
2.1.13 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.....	21
2.1.14 Coberturas fanerozóicas.....	21
3 CONTEXTO TECTÔNICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS..	21
4. SISTEMAS EPITERMAIS E PÓRFIROS.....	31
4.1 Sistemas Epitermais.....	32
4.1.1 <i>Low-sulfidation</i> (ou adularia-sericita).....	34
4.1.2 <i>High-sulfidation</i> (ou quartzo-alunita).....	36
4.2 Sistemas Pórfiros.....	39
4.3 Relacionamento Entre Sistemas Pórfiros e Epitermais.....	41
5 GEOLOGIA LOCAL.....	43
5.1 Estratigrafia.....	44
5.1.1 Embasamento.....	44
5.1.2 Seqüência Inferior.....	46
5.1.3 Seqüência Superior.....	48
5.1.4 Unidade dos Dacitos.....	56
5.1.5 Unidade dos Granitos.....	57
5.1.6 Unidade das Brechas de Conduto.....	58
5.1.7 Unidade dos Pórfiros.....	58
5.2 Análise Morfoestrutural.....	61
6 PETROGRAFIA.....	62
6.1 Seqüência Inferior.....	62
6.1.1 Andesito.....	62
6.1.2 Riólito porfirítico.....	64
6.2 Seqüência Superior.....	66

6.2.1 Unidade Vulcanoclástica.....	66
6.2.2 Unidade Epiclástica.....	71
6.3 Dacito.....	76
6.4 Granito.....	78
6.5 Brechas de conduto.....	81
6.6 Pórfiro.....	82
 7 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	85
7.1 Estilos da Alteração Hidrotermal.....	87
7.2 Tipos de Alteração Hidrotermal.....	88
7.3 Metassomatismo Sódico.....	90
7.4 Metassomatismo Potássico.....	92
7.5 Alteração Sericítica com Adulária.....	96
7.6 Alteração Propilítica com Adulária.....	101
7.7 Alteração Argílica.....	107
 8 QUÍMICA MINERAL.....	113
8.1 Anfibólio.....	113
8.2 Biotita.....	113
8.3 Carbonatos.....	119
8.4 Clorita.....	119
8.5 Feldspatos.....	124
8.6 Sericita.....	129
8.7 Termobarometria	130
 9 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	134
9.1 O Sistema Vulcano-Plutônico.....	134
9.2 O Sistema Epitermal <i>Low-Sulfidation</i> (Adulária-Sericita).....	136
9.3 Implicações Metalogenéticas e Tectônicas.....	140
 10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143

TABELAS

ANEXOS

Agradecimentos

Muitas pessoas contribuíram para a realização deste trabalho, algumas exaustivamente, de maneira que qualquer tentativa de demonstrar minha gratidão nestas páginas, está muito longe de refletir o que elas realmente merecem.

Dentre estas pessoas destacam-se:

- Prof. Dr. Caetano Juliani, um excelente geólogo, orientador e amigo, que me orientou no início da minha vida nas geociências, neste trabalho, e em muitos outros que ainda virão.
- Geol. Thatyana Benevides, teve papel fundamental para conclusão deste trabalho, principalmente nas discussões quase que tutoriais na geotermobarometria, na elaboração do *abstract*, revisão da bibliografia etc., além do apoio psicológico e moral.
- Msc. Lena V. S. Monteiro, pelas discussões sobre química mineral e microscopia de minérios, além do espírito sempre positivo.
- Ao CNPq pela bolsa de mestrado.
- À FAPESP, através do projeto de pesquisa 98/02567-6 que financiou parte destas trabalhos.
- À Rio Tinto Desenvolvimento Minerais, pelo apoio nas etapas de campo e por ceder os testemunhos de sondagens.
- Ao PRONEX (662103/1998) pelo apoio concedido.
- Prof. Dr. Jorge S. Bettencourt, pelo incentivo e apoio desde os tempos da graduação.
- Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol pelas árduas discussões e sua disposição em ensinar.
- Prof. Dr. Teodoro I. Ribeiro por ter cedido a imagem de RADAR e ajudado nas discussões sobre sensoriamento remoto.
- Prof. Dr. Gergely Szabó por dispor do seu tempo e atenção sempre que precisei adquirir imagens digitais no laboratório de microscopia.
- Prof. Dr^a. Gianna Maria Garda pelo socorro com a microscopia de luz refletida.
- Aos Geólogos e amigos Marcelo F. Pedro, Maria Cecília Renó, Fabíola Membribes, Fernando B. Valadares, Fernando Freitas, Annabel P. Aguilar, Yuri Garin, Klaus

Petersen, Fernando Moya, Luiz Gustavo Vilella, Alexandre Chiarini, Carmem Nunes, Marco Aurélio, Lucelene Martins, Paulo Correa, Gustavo Abreu, Artur Alves, Gaston, e Andrés Bustamante, pelas discussões e socorros.

- Marcos Monsueto, técnico do Laboratório de Microsonda Eletrônica, pela boa vontade em resolver os problemas com a sonda, até de madrugada.
- Ao Prof. Dr. Excelso Ruberti e Prof. Dr. Silvio Vlach pela dedicação ao Laboratório de Microsonda Eletrônica.
- Flávio Carvalho, técnico do Laboratório de Difração de Raios-X, sempre prestativo.
- Ao pessoal da laminação: Luiz Nogueira, Paulo Morgato, Claudio Hoop e Paulo Molinaro.
- Ana Paula, Magali e Tadeu, sempre dispostos a ajudar com a imensa burocracia.
- Angélica, Laboratório de Óptica, pelo carinho e atenção.
- Ao pessoal da gráfica, principalmente o Sr. Dalton, Claudionor, Edemir e Henrique pela ajuda nas correrias de última hora.
- Raquel e Rayssa por financiarem meu computador e pela dedicação.

À todos vocês, meu muito obrigado.

Resumo

O estabelecimento das relações estratigráficas e a caracterização petrográfica das rochas sub-vulcânicas, vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentos paleoproterozóicos que ocorrem na região sul da Folha Itaituba, na Província Aurífera do Tapajós, permitiu a identificação de caldeiras vulcânicas abatidas, com *vents* e domos ressurgentes associados, com suas estruturas razoavelmente bem preservadas.

O conjunto vulcânico e os sedimentos foram hidrotermalizados por fluidos provenientes de intrusões de *stocks* de granitos, granófiros e diques de pórfiro, possivelmente com contribuição de fluidos meteóricos.

O primeiro evento de alteração hidrotermal foi reconhecido como metassomatismo sódico, observado nos granitos e nos pórfiros ao qual seguiu-se, com a redução da temperatura, o metassomatismo potássico, este também presente em derrames de riolito. O terceiro estágio de alteração é o propilítico com adulária, que afetou expressivamente todas as rochas deste sistema vulcânico-subvulcânico nos estilos fissural e pervasivo. A pressão e a temperatura deste evento de alteração foi estimada por geotermobarometria e varia entre 1,5 e 0,2 kbar e 410 e 350 °C. Posteriormente houve o desenvolvimento de alteração sericítica com adulária em grande volume das rochas do sistema, seguido por alteração argílica nas porções mais superficiais. Por fim, foi reconhecida sericitização associada às zonas de cisalhamento. Mineralizações de ouro, cobre e molibdênio com sulfetos disseminados ocorrem em todos eventos hidrotermais, mas os maiores teores destes elementos estão relacionados com as alterações propilítica e sericítica.

Os dados, em conjunto, permitem caracterizar o sistema como epitermal *low-sulfidation*, ou adulária-sericita, hospedado nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e subvulcânicas ácidas distribuídas na borda da caldeira vulcânica. O sistema epitermal *low-sulfidation* aqui descrito, está aparentemente relacionado, magmático e cronologicamente com o desenvolvimento de sistemas epitermais *high-sulfidation* e subvulcânicas de pórfiros, na Província Aurífera do Tapajós. Esta descoberta confirma a possibilidade de ocorrência destes sistemas, ainda preservados, em terrenos Pré-Cambrianos e abre novas perspectivas exploratórias para depósitos de ouro e metais de base, em terrenos antigos considerados desprovidos destes depósitos, devido, principalmente ao intemperismo, à

erosão, deformação e metamorfismo. Adicionalmente à ocorrência de *ash-flow calderas* com idade ao redor de 1,88 Ga, típicas de ambientes distensivos e a quase total ausência de deformações e metamorfismo regional nas seqüências vulcânicas e nos granitos tardi- e pós-tectônicos da Suíte Intrusiva Parauari, indicam que, neste período, a Província Aurífera do Tapajós estava livre de atividades compressivas relacionadas com colisões continentais ou zonas de subducção, como considerado atualmente para orogênese Ventuari–Tapajós ou Tapajós–Parima, indicando que a subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas necessita ainda de estudos mais detalhados, para a elucidação de alguns destes aspectos.

Abstract

The establishment of the stratigraphical relationships and the petrographic characterization of the subvolcanic, volcanic, volcanoclastic rocks and paleoproterozoic sediments that occur in Folha Itaituba's south area in the Tapajós Gold Province, allowed the identification of abated volcanic calderas, with associated resurgent vents and domes, with their structures reasonably well preserved.

The volcanic set and sediments were hydrothermalized for coming fluids of granite stock intrusions, granophyries and porphyry dikes, possibly with contribution of meteoric fluids.

The first event of hydrothermal alteration was recognized as sodic metasomatism, observed in granites and porphyries proceeded by the potassic metasomatism with the reduction of temperature, also present in rhyolite flows. The third alteration stage is the propylitic with adularia, that affected considerably all rocks of this volcanic-subvolcanic system through the fissural and pervasive styles. The pressure and temperature of this alteration event were esteemed by geothermobarometric calculations, and vary between 1,5 and 0,2 kbar and 410 and 350 oC. Later, there was the development of sericitic alteration with adularia in a great volume of the system's rocks, followed by argillic alteration in the most superficial portions. Finally, sericitization associated to shear zones was recognized. Gold, copper and molibdenium mineralizations with disseminated sulfides occur in all hydrothermal events, but the highest contents of these elements are related to the propylitic and sericitic alterations.

The data, together, allow the characterization of the system as epithermal low-sulfidation or adularia-sericite, hosted in the volcanic, volcanoclastic and acid subvolcanic rocks distributed in the border of the volcanic caldera. The epithermal low-sulfidation system here described, is apparently magmatic and chronologically related to the development of epithermal high-sulfidation and porphyry subvolcanic systems, in the Tapajós Gold Province. This discovery confirms the possibility of occurrence of these systems, still preserved, in Precambrian areas. Furthermore, it opens new exploratory perspectives for gold and base metal deposits in ancient areas, considered deprived of these deposits, mainly due to the wheathering, erosion, deformation and metamorphism.

Additionally to the occurrence of ash-flow calderas with age around 1,88 Ga, typical of distensive environments and the almost total absence of deformations and regional metamorphism in the volcanic sequences and in the late- and post-tectonic granites of the Parauari Intrusive Suite, indicate that, in this period, the Tapajós Gold Province was free of compressive activities related to continental collisions or subduction areas, as actually considered for Ventuari-Tapajós or Tapajós-Parima orogeny. These facts show that the subdivision of the Amazonian Craton in geochronological provinces still needs more detailed studies for the elucidation of some aspects.

1 INTRODUÇÃO

O interesse pela região do rio Tapajós iniciou-se com a descoberta do ouro no final do século XVII, por bandeirantes vindos da então São Paulo de Piratininga em busca da cidade perdida de Eldorado e da lendária lagoa de Paraupava descrita pelos índios, de onde nasciam todos os rios e que estava repleta de riquezas.

Tanto a cidade, como a lagoa nunca foram encontradas, mas pequenas ocorrências de ouro aluvionar foram descobertas ao longo deste percurso (Santos, 1981).

A região do rio Tapajós ficou durante muito tempo esquecida devido à sua inospitalidade e, somente a partir de meados de 1970, com a intensificação da atividade garimpeira, por volta de 1980, por ser responsável por 60% da produção nacional estimada despertou o interesse de empresas de mineração que concentraram seus trabalhos principalmente nos aluviões. A partir de então a região recebeu o *status* de Província Aurífera do Tapajós (Santos, 1981).

Ao mesmo tempo, outras províncias minerais no Cráton Amazônico se destacavam, como por exemplo, a Província Estanífera de Rondônia e a Província Mineral de Carajás. Estas descobertas impulsionaram os trabalhos geológicos na região fazendo-se necessário, cada vez mais, um melhor entendimento tanto dos processos formadores das mineralizações como da evolução geológica da região.

Ainda hoje muitas questões a respeito da evolução tectônica e da estratigrafia do Cráton Amazônico encontram-se ainda pendentes como, por exemplo, sua divisão em províncias geocronológicas e/ou geotectônicas (Santos *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 1999) e a extensão e a subdivisão do Magmatismo Uatumã, onde trabalhos como Dall'Agnol *et al.* (1994), Juliani (2001), Juliani *et al.* (Submetido,a), Lamarão *et al.* (Submetido) e Lamarão *et al.* (1999), indicaram a possibilidade da existência de mais de uma seqüência vulcânica, atualmente considerada como Grupo Iriri.

A própria gênese das mineralizações de ouro da Província Aurífera do Tapajós, foi por muito tempo atribuída somente às zonas de cisalhamento e terrenos do tipo *greenstone-belt*. Somente nos últimos anos, com os trabalhos de Coutinho *et al.* (1998), Faraco *et al.* (1996), Corrêa-Silva (1999), Corrêa-Silva *et al.* (2001), Corrêa-Silva *et al.* (2000), Dreher *et al.* (1999), Dreher *et al.* (1998), Jacobi (1999), Juliani (2001), Juliani *et al.* (2001), Juliani *et al.* (2000), Klein (1999), Juliani *et al.* (Submetido), Juliani *et al.* (Submetido,a), Nunes (2001), Nunes *et al.* (2000), Nunes *et al.* (2001) e Santos *et al.*

(2001), foram identificadas mineralizações do tipo *Lode-gold*, epitermais do tipo *High-sulfidation* e *Low-sulfidation*, *intrusion related* e relacionadas a Pórfiro Au-Cu.

Na área objeto destes estudos afloram vulcânicas e vulcanoclásticas, consideradas como pertencentes ao Grupo Iriri, e granitóides correlacionáveis à Suíte Intrusiva Parauari. Estas rochas encontram-se intensamente hidrotermalizadas e mineralizadas em ouro, cobre e molibdênio em evento associado à colocação de pórfiros, à qual vinculou-se o desenvolvimento de sistemas epitermais *low-sulfidation*, e a zonas de cisalhamento tardio com propilitização e sericitização. Desta maneira, a caracterização petrográfica destas rochas e das zonas de alteração hidrotermal, e o estabelecimento das relações das mineralizações com o tipo e as fácies da alteração hidrotermal, devem contribuir para o melhor entendimento do vulcanismo Iriri, e para a gênese das mineralizações associadas.

Com o desenvolvimento da pesquisa, foram identificadas semelhanças das estruturas regionais e das rochas com ambientes vulcânicos de *calderas* e *cauldrons*.

Esta dissertação de mestrado faz parte do projeto de Pesquisa FAPESP-98/02567-6 "Estudo de uma área-tipo de zonas de alteração hidrotermal mineralizada em Au da região do Tapajós (PA)", do Projeto PRONEX 662103/1998 "Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes" e contou com o apoio da empresa de mineração Rio Tinto Desenvolvidos Minerais LTDA (RTDM), que é a detentora dos direitos minerários da região estudada e do CNPq, através de concessão de uma bolsa de mestrado.

1.1 Objetivos

O principal objetivo desta dissertação foi à caracterização petrográfica das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e das zonas de alteração hidrotermal que afetaram vulcânicas ácidas e granitos, na porção sul da Folha Itaituba e a definição do modelo genético das mineralizações.

Para uma melhor caracterização destas rochas, principalmente em relação a sua distribuição espacial e estratigráfica, foi também necessária a elaboração de um esboço geológico da área.

1.2 Localização

A área estudada (Figura 1) localizada-se entre os rios Tapajós e Jamanxim, sudoeste do Estado do Pará. O acesso a partir da cidade de Itaituba é possível através da Rodovia Transamazônica até um pequeno porto no rio Tapajós, onde embarca-se em “voadeiras” subindo o rio, a partir da onde atinge-se a área de estudo, caminhando-se por picadas.

Figura 1: Localização da área de estudo

1.3 Aspectos Fisiográficos

Na região estudada ocorrem duas estações climáticas bem definidas, verão e inverno. O verão compreende o período de estiagem (junho a outubro) e o inverno correspondente ao período de maior pluviosidade (novembro a maio), apesar das chuvas ocorrerem durante todo ano. O clima pode ser definido como quente e úmido, com variações médias anuais em torno dos 25 °C (Bahia & Quadros, 2000). A precipitação pluviométrica média anual varia de 1750 mm a 2750 mm (Almeida *et al.*, 2000).

A vegetação predominante é a de floresta equatorial, com pequenas zonas de transição ocupadas por um misto de floresta equatorial, floresta tropical e cerrado. Entretanto predominam áreas de floresta densa com áreas esparsas de floresta aberta (Terezo *et al.*, 1975).

Geomorfologicamente a área estudada insere-se no Planalto Residual do Tapajós (Ventura *et al.*, 1975). Segundo estes mesmos autores, esta unidade é caracterizada por um relevo com intensa dissecação, com algumas formas de relevo residual com topos aplainados.

1.4 Materiais e Métodos

Para que os objetivos propostos para esta dissertação pudessem ser alcançados, vários métodos foram empregados nas diversas fases da pesquisa, descritos a seguir;

1.4.1 Levantamentos bibliográficos

O levantamento bibliográfico foi realizado durante todo período da dissertação, utilizando-se principalmente do acervo da biblioteca do IGUSP e da INTERNET, através de sistemas de buscas de base de dados, disponibilizados pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), através do SiBiNET/Biblioteca virtual. As bases de dados utilizadas foram o DEDALUS, SciELO, PROSSIGA, ERL, ProBE e Web of Science.

Inicialmente os trabalhos objetivaram a coleta de informações sobre a geologia da Amazônia, que tem sofrido significativas reinterpretações, principalmente nos últimos anos. Estas informações estão sumarizadas nos itens Evolução do conhecimento geológico na região e Geologia local.

A fase seguinte buscou informações a respeito de sistemas epitermais e pórfiros, principalmente quanto às suas formas de ocorrência, distribuição global e principais características petrográficas e geológicas, para comparação com o sistema aqui estudado.

O resultado desta síntese é apresentado no item Sistemas epitermais e pórfiros.

1.4.2 Sensoriamento remoto

Os trabalhos de sensoriamento remoto foram efetuados utilizando-se de imagens de Radar obtidas pelo Projeto RADAM/BRASIL (Folha SB-21-X-A) e pela NASDA através do satélite JERS-1 SAR, durante o programa "*Global Rain Forest Mapping Project*" (Imagem X-14, CD-AM-1A, *South America-Amazon Basin*). Além das imagens de radar, foram utilizadas imagens de satélite TM-LANDSAT e imagens radiométricas e magnetométricas aerotransportadas cedidas pela RTDM.

A análise e a interpretação deste conjunto de imagens foram fundamentais para elaboração dos mapas preliminares e seleção de áreas alvo para realização dos trabalhos de campo. As interpretações foram feitas diretamente das imagens impressas e digitalizadas e posteriormente integradas para elaboração dos mapas de estruturas e geológico.

1.4.3 Trabalhos de campo e amostragem

Partindo dos mapas preliminares, obtidos por sensoriamento remoto, os trabalhos de campo foram planejados buscando identificar e estabelecer as relações estratigráficas entre as rochas, a fim de se obter um bom controle de campo para as interpretações.

A RTDM disponibilizou os testemunhos de duas sondagens rotativa, que atingiram a profundidade de aproximadamente 300 m. Os testemunhos de sondagem foram descritos integralmente e posteriormente amostradas para confecção de lâminas petrográficas.

Com o auxílio das informações obtidas através destas descrições, foram planejados e realizados, alguns perfis de caminhamento e amostragem de campo na área, com o intuito de complementar a amostragem inicial feita pelo orientador deste trabalho e para observação da distribuição dos diversos litotipos identificados.

Ambas amostragens buscaram recolher porções das rochas afetadas pelas diferentes zonas de alteração hidrotermal e porções da rocha preservadas da alteração, a fim de se caracterizar tanto os litotipos existentes na área como os processos de alteração que os afetaram, com base principalmente em estudos petrográficos.

Foram detalhadamente descritas e fotografadas 134 amostras, sendo 119 provenientes de testemunhos de sondagem e 15 de campo.

1.4.4 Petrografia

As amostras selecionadas, depois de descritas e fotografadas, foram preparadas na Seção de Laminação do IGUSP em secções delgadas de 30 μ de espessura, sem cobertura e descritas em microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan. Foram confeccionadas e descritas 119 lâminas petrográficas.

As fotomicrografias foram obtidas com os microscópios Zeiss Axioplan e Olympus, modelo BX-50, este último acoplado a equipamento de aquisição de imagens digital, Olympus, modelo OLY-750, que se utiliza do *software* ImagePro.

A identificação dos minerais opacos foi também feita com o microscópio Zeiss. Todos microscópios utilizados bem como os equipamentos para aquisição de imagens pertencem ao Laboratório de Microscopia do GMG-IGUSP. As 12 secções polidas descritas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras do GSA-IGUSP.

A análise modal dos granitos, foi efetuada em placas de rocha, quando de granulação grossa e porfíriticas, e em secções delgadas, para rochas mais finas.

Durante esta etapa de trabalho, as obras de Bard (1986), Deer *et al.* (1967), Hibbard (1995), Ixer (1990), Klein & Hurlbut (1993), MacKenzie & Adams (1994), Melgarejo (1997), Spear (1993), Streckeisen (1973) e Tröger (1979) foram constantemente consultadas.

1.4.5 Coloração seletiva de feldspato

Para contagem modal de rochas faneríticas e porfíriticas, os feldspatos foram coloridos utilizando-se a técnica de coloração seletiva do feldspato, seguindo-se o método descrito por Hutchinson (1974) que é apresentado a seguir:

a) Coloração em lâmina de rocha

- 1) As amostras foram inicialmente atacadas com HF 52% em capela bem ventilada por 3 minutos.
- 2) Posteriormente as amostras foram imersas em água destilada e mergulhadas rapidamente por duas vezes em solução à 5% de cloreto de Bário.

- 3) Finalmente as amostras foram enxaguadas rapidamente em água destilada e imersas por 1 minuto em solução saturada de cobaltonitrito de sódio e posteriormente secadas.

b) Coloração em secção delgada descoberta

- 1) As secções delgadas foram mergulhadas em solução de HF em temperatura ambiente por 10 segundos.
- 2) Em seguida foram imersas em solução de cobaltonitrito de sódio por 15 segundos e rapidamente enxaguadas para remover o excesso de reagente.
- 3) As secções foram posteriormente rapidamente imersas e retiradas em solução de cloreto de bário a 5%.
- 4) Finalmente, as secções delgadas são rapidamente enxaguadas em água de torneira e posteriormente em água destilada, secas e cobertas com Bálsamo do Canadá e lamínula convencional.

O método de coloração do feldspato foi aplicado também em secções delgadas e placas de riolito, pórfiro, tufo e ignimbrito, para auxiliar a estimativa composicional destas rochas.

1.4.6 Difractometria de R-X

As análises qualitativas de difração de raios X foram utilizadas para confirmação da identificação petrográfica de alguns minerais muito finos e argilo-minerais e para confirmação de minerais com hábito "incomum".

As amostras foram separadas com auxílio de serra e brocas diamantadas conectadas a motor de 3000 rpm, com haste flexível e posteriormente pulverizadas em almofariz de ágata e preparadas no porta amostra.

O difratômetro utilizado foi o modelo SIEMENS D5000 do Laboratório de Difração de R-X do GMG-IGUSP. 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 passo de 0,5 2Θ /s/passo.

As interpretações foram efetuadas pelo *software* - Diffracat Plus, utilizando o banco de dados Powder Diffraction File, set1-45, de 1995.

1.4.7 Química mineral

As análises de química mineral em Microsonda Eletrônica foram realizadas após a petrografia detalhada, com o intuito de estudar as variações composicionais dos minerais previamente separados, segundo seu estágio de cristalização e grupos genéticos, magmático e hidrotermal.

Foram selecionadas e analisadas 12 lâminas, incluindo 2 de riolito, 4 de granito, 5 de pórfiro e 1 de dacito.

As secções delgadas polidas foram metalizadas com película de carbono de aproximadamente 25 nm em evaporador Auto 206 da Edwards no Laboratório de Preparação de amostras do GMG-IGUSP.

As análises foram realizadas com a Microsonda Eletrônica JEOL, modelo JXA-8600 SuperProbe do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP, com cinco espectrômetros com cristais TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET, PET/LIF, automatizada com o sistema Voyager 3.61 da Noran Instruments.

As análises de plagioclásio, adulária, microclínio e ortoclásio foram feitas com feixe de elétron com o diâmetro de 10 μ , corrente de ~ 20,10 nA e voltagem de 15kV. Para análises de micas, clorita e carbonatos utilizou-se 5 μ como diâmetro do feixe.

Os erros totais máximos das análises variam entre 1-2% para elementos maiores, 5% para elementos menores e acima de 10% para elementos traço (< 1% em peso do elemento).

A identificação complementar qualitativa de parte dos minerais opacos foi realizada neste mesmo equipamento, utilizando-se do EDS.

1.4.8 Termobarometria

Os cálculos termobarométricos foram efetuados com o auxílio dos softwares TWQ (Berman, 1992) e PTMAFIC (Soto & Soto, 1995), a partir das análises químicas pontuais realizadas em microsonda eletrônica.

2 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS NA REGIÃO

A região Amazônica sempre despertou o interesse de pesquisadores do mundo inteiro para seus recursos naturais. Os primeiros trabalhos científicos na região tiveram início no começo do século XIX com a descoberta de pequenas ocorrências de ouro em depósitos aluvionares, mas os primeiros trabalhos geológicos foram efetuados a partir da primeira metade do século passado por Oliveira (1928), ao realizar reconhecimentos no Rio Xingu, por Moura (1932) no Tapajós e por Almeida & Nogueira Filho (1959), que estabeleceram a primeira coluna geológica para a região.

Com o início dos primeiros sobrevôos para obtenção de fotos aéreas, mapeamentos sistemáticos nas regiões do Tapajós (Barbosa, 1966), Araguaia (Barbosa *et al.*, 1966) e Rondônia (Lobato, 1966).

Somente a partir da década de 70, com a construção da rodovia Transamazônica e com o estabelecimento de uma política nacional para o desenvolvimento da região norte, uma grande gama de projetos de mapeamento foi feita pelo DNPM, CPRM e SUDAM, destacando-se os projetos Aripuanã–Sucurundi (Liberatore *et al.* 1972, em Santos & Loguercio, 1984), Marabá (Puty *et al.* 1972, em Santos & Loguercio, 1984), Tapajós–Jamanxim (Pessoa *et al.*, 1977) e Iriti (Forman *et al.*, 1972). O projeto Radam também foi responsável pelo mapeamento de folhas cartográficas em 1:250.000, incluindo as folhas Tapajós (Santos *et al.*, 1975), Purus (Araújo, 1978), Araguaia (Silva *et al.*, 1974a) e Porto velho (Leal *et al.*, 1978 em Santos & Loguercio, 1984).

Com a descoberta dos granitos estaníferos de Rondônia e da Província Mineral de Carajás, novas pesquisas foram desenvolvidas, promovendo grande desenvolvimento do conhecimento geológico na região Amazônica, podendo ser citado o trabalho de Beisieger *et al.* (1973), que levantou as ocorrências minerais da Serra de Carajás.

A partir da década de 80 com a elevação do preço do ouro, trabalhos prospectivos intensificam-se na região do Tapajós, resultando na elaboração do projeto Tapajós–Sucurundi (Bizinella *et al.*, 1980 e Melo *et al.*, 1980), além de inúmeros trabalhos relacionados a gênese das mineralizações, como por exemplo Coutinho *et al.* (1996), Coutinho *et al.* (1997), Coutinho *et al.* (1998), Dall'Agnol (1999a), Dreher *et al.* (1999), Dreher *et al.* (1998), Jacobi (1999) e Teixeira (1999), dentre outros.

Durante este período, na Província Estanífera de Rondônia, destacam-se os trabalhos de Bettencourt & Dall'Agnol (1987), Bettencourt *et al.* (1995) e Dall'Agnol

(1980) que caracterizaram os granitos anorogênicos e mineralizações associadas.

Mais recentemente a CPRM, através do projeto PROMIN/Tapajós (Almeida *et al.*, 2000; Araújo, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Vasquez & Klein, 2000) retomou os trabalhos de mapeamento na região, resultando em novos avanços no conhecimento geológico e na estratigrafia ígnea e sedimentar da Província.

Corrêa-Silva (1999), Corrêa-Silva *et al.* (1999), Corrêa-Silva *et al.* (2000) e Corrêa-Silva *et al.* (2000a) identificaram zonas de alteração Hidrotermal e mineralizações de ouro associadas no Granito Batalha, e indicaram que as mineralizações de ouro associadas à alteração hidrotermal são um importante mecatoteto na Província Aurífera do Tapajós. (Juliani *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, Submetido) Propõe que as zonas hidrotermalizadas e mineralizadas do Granito Batalha podem estar relacionadas com sistemas pórfiro Au-Cu e sistemas epitermais do tipo *high-sulfidation* que foram identificados e descritos por Juliani *et al.* (2000), Juliani *et al.* (Submetido,a), Nunes (2001), Nunes *et al.* (2000) e Nunes *et al.* (2001). Este sistema é o mais antigo conhecido no mundo e sua ocorrência na Província Aurífera do Tapajós, ainda preservado, implica na possibilidade de ocorrência deste tipo de mineralização em outras áreas precambrianas no globo.

2.1 Geologia da Província Aurífera do Tapajós

As principais unidades geológicas da Província Aurífera do Tapajós estão representadas na Figura 2 e sua estratigrafia representada na Figura 3. A seguir são descritas

Figura 2 : Principais unidades geológicas da Província Aurífera do Tapajós. Modificada de Juliani *et al.* (Submetido)

Formação Buiúçu		Suíte Intrusiva Ingarana
Suíte Intrusiva Maloquinha: Indiviso		Suíte Intrusiva Parauari: Indiviso
Grupo Iriri: Formações Aruri e Salustiano		Complexo Cuiú-Cuiú
Formação Bom Jardim		Grupo Jacareacanga
Granitos Rosa de Maio e Batalha		

Figura 3: Esquema das relações cronoestratigráficas das rochas vulcano-plutônicas da Província Aurífera do Tapajós. Modificado de Juliani *et al.* (Submetido)

2.1.1 Grupo Jacareacanga

O Grupo Jacareacanga é constituído predominantemente por micaxistos, quartzo micaxistos, actinolita xistos, talco xistos, quartzitos, *metacherts*, metargilitos, metagrauvacas e filitos.

Esta associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas foi inicialmente considerada como pertencente ao Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974), mas foi posteriormente englobada por Andrade *et al.* (1978) em Almeida *et al.* (2000) na Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Melo *et al.* (1980) separaram desta unidade as rochas de baixo grau metamórfico e as agruparam sob a denominação de Suíte Metamórfica Jacareacanga, posteriormente renomeada por Ferreira *et al.* (2000) como Grupo Jacareacanga.

Santos *et al.* (1997) obtiveram idade de $\sim 2,1$ Ga U-Pb em zircões detríticos nos xistos desta unidade.

2.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú

O Complexo Cuiú-Cuiú é composto por migmatitos, gnaisses, anfibolitos e granitóides metassomáticos. Estes litotipos encontram-se associados às rochas do Grupo Jacareacanga, mas apresentam grau metamórfico variando no fácies anfibolito médio até alto.

Foram inicialmente relacionadas ao Complexo Xingu por Santos *et al.* (1975), sendo em seguida denominadas de Grupo Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977) e Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Andrade *et al.*, 1978 em Almeida *et al.*, 2000).

A denominação de Complexo Cuiú-Cuiú foi proposta por Almeida *et al.* (1998a) em substituição às anteriores, por representar tanto rochas de alto grau metamórfico (Klein *et al.*, 1998), como granitóides não deformados.

Quimicamente os gnaisses desta unidade variam de metaluminosos a peraluminosos, com tendências cálcio-alcálicas (Almeida *et al.*, 2000). Santos *et al.* (2000) consideraram estas rochas como representantes de um arco magmático primitivo na Província do Tapajós. Para rochas gnáissicas deste Complexo, Santos *et al.* (2000) obtiveram idades de 2.005 ± 7 Ma U-Pb-SHIRIMP em zircão.

2.1.3 Suíte Intrusiva Parauari

Oliveira (1928) foi pioneiro na descrição destas rochas na região do Tapajós. Os litotipos desta unidade mostram contatos intrusivos com as rochas das unidades anteriores, e são compostos por granito, monzogranito, tonalito e diorito equigranulares cinza-claros, por vezes porfiríticos, com megacristais de plagioclásio e, localmente, de quartzo.

Santos *et al.* (1975) agruparam estes granitóides sob a denominação de Granito Parauari, termo este substituído por Granodiorito Parauari por Melo *et al.* (1980).

Dada a grande variação composicional destas rochas (Almeida *et al.*, 2000) redefinem esta unidade como Suíte Intrusiva Parauari, dividindo-a em três fácies: Granodiorítica, Granítica e Granítica com titanita.

Quimicamente os granitóides mostram características cálcio-alcálicas de médio a alto potássio e são predominantemente metaluminosos a peraluminosos (Almeida *et al.*, 2000) e apresentam idades U-Pb em zircão de 1.897 ± 6 Ma e 1.879 ± 11 Ma e Pb-Pb em zircão de 1.880 ± 14 Ma (Santos *et al.*, 2000).

Esta suíte é considerada por Santos *et al.* (2000) como gerada em um segundo arco magmático que afetou esta porção do Cráton Amazônico.

Muitos dos granitos cinzas desta Suíte, quando afetados pela alteração hidrotermal, assumem coloração avermelhada intensa, como por exemplo, o Granito Batalha (Corrêa-Silva *et al.*, 2000a; Juliani *et al.*, 2001), discutido mais adiante. A cor vermelha foi por muito tempo, considerada como característica dos granitóides Maloquinha, o que permitiria sua distinção dos granitóides da Suíte Intrusiva Parauari. Isto implica que parte dos granitóides mapeados como Granito Maloquinha podem ser, eventualmente relacionados ao evento Parauari, fazendo-se necessárias reavaliações nas interpretações relativas à parte desta Suíte.

Suas principais fácies são:

a) **Fácies granodiorítica**

Esta fácies ocorre como corpos isolados inseridos em rochas da fácies granítica, com contatos gradacionais. É constituída por biotita granodiorito, clinopiroxênio-biotita-hornblenda granodiorito e biotita monzogranito (Almeida *et al.*, 2000).

b) *Fácies granítica*

Esta fácies é representada por biotita monzogranito, biotita-hornblenda granodiorito, hornblenda-biotita monzogranito, álcali-feldspato granito, sienogranito, tonalito, microtonalito e micromonzogranito granofírico (Almeida *et al.*, 2000). Estas rochas são leucocráticas, equigranulares e localmente porfíricas.

c) *Fácies granítica com titanita*

Estes litotipos foram primeiramente descritos por Barbosa *et al.* (1966) e nomeados por Pessoa *et al.* (1977) como Granito Mangabal, já correlacionando-o ao Granito Parauari.

Esta unidade é constituída predominantemente por biotita monzogranito, hornblenda-biotita monzogranito, granodiorito e sienogranito. São rochas, em essência, equigranulares leucocráticas e de cor rosa.

d) *Granito Batalha*

Este granito foi anteriormente considerado por Coutinho *et al.* (1996) como pertencente à Suíte Intrusiva Maloquinha, mas Juliani *et al.* (2001) e Juliani *et al.* (Submetido) o redefiniram como pertencente ao evento final do magmatismo Parauari, correlato ao Granito Rosa de Maio (fácies Granítica da Suíte).

O Granito Batalha ocorre como *stocks* circulares a elípticos intrusivos nos granitóides da Suíte Intrusiva Parauari. 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.

Quimicamente é classificado como metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcálico a subalcalino e possui afinidade com granitos tardi- a pós-colisionais.

Santos *et al.* (2000) obtiveram idades de 1.883 ± 4 Ma (SHRIMP U-Pb em zircão) em rochas próximas ao Granito Batalha.

2.1.4 Suíte Intrusiva Ingarana

A Suíte Intrusiva Ingarana compreende corpos de gabro e diabásio com tendências cálcio-alcalinas e médio a alto teores de potássio (Almeida *et al.*, 2000) intrusivas nas rochas descritas anteriormente e cortadas por rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã.

Inicialmente estas rochas receberam a denominação de Gabro Ingarana (Pessoa *et al.*, 1977) sendo elevadas à categoria de Suíte por Bahia & Quadros (2000).

Alguns corpos de rochas gabróicas considerados anteriormente como pertencentes a Suíte Básica Crepori foram relacionados por Almeida *et al.* (2000), com base em revisões petrográficas e químicas, à Suíte Intrusiva Ingarana.

Para estas rochas Santos *et al.* (1999) obtiveram idades ao redor de 1.900 Ma (SHRIMP U-Pb em zircão) e 1.878 Ma (SHRIMP U-Pb em titanita).

2.1.5 Supergrupo Uatumã

O Supergrupo Uatumã é uma das unidades mais discutidas no Cráton Amazônico, tanto quanto à sua extensão, estratigrafia e presença de vários eventos magmáticos de fontes diversas.

Oliveira & Leonardo (1940) propuseram o termo Série Uatumã para rochas sedimentares, ígneas e metamórficas de contacto, de idade Pré-Siluriana, que poderiam ser correlacionáveis a outras rochas vulcânicas, piroclásticas e sedimentares de idades semelhantes na região amazônica.

Esta denominação causou grande confusão na comunidade científica, mas mesmo assim continuou a ser repetida por diversos autores até o desenvolvimento dos trabalhos de Barbosa (1966), que reúnem andesitos intercalados a arcóseos, tufos e lavas aflorantes no Rio Tapajós sob a denominação de Grupo Uatumã.

A partir de então, alguns autores como Pessoa *et al.* (1977), Rambrag & Santos (1974), Santos *et al.* (1975) e Silva *et al.* (1974a) iniciaram a caracterização e individualização das unidades do então Grupo Uatumã, e o consideraram como um evento vulcano-plutônico anorogênico presente em todo Cratón Amazônico.

Melo *et al.* (1978) em Almeida *et al.*, (2000) elevaram o grupo Uatumã à categoria de Supergrupo, por este englobar suítes intrusivas e extrusivas de caráter heterogêneo.

O Supergrupo Uatumã é ainda interpretado como composto pela Suíte Intrusiva Maloquinha e pelo o Grupo Iriri, este subdividido nas formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri.

Almeida *et al.* (2000) propuseram que a Formação Bom Jardim seja retirada do Supergrupo Uatumã por não se tratar de magmatismo ácido, mas neste trabalho, segue-se a sugestão de Santos *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (Submetido) que consideraram a Formação Bom Jardim como uma unidade inferior do Grupo Iriri, sendo resultado da seqüência de evolução do arco magmático Parauari.

As principais características desta unidade são:

2.1.6 Grupo Iriri

Este grupo compreende rochas vulcânicas ácidas e piroclásticas com tendências cálcio-alcálinas. Foi inicialmente descrito como Formação Iriri por Forman *et al.* (1972) e posteriormente elevado à categoria de Grupo por Pessoa *et al.* (1977), que o dividiu nas formações Aruri e Salustiano, além de incluir uma seqüência híbrida, sedimentar e vulcânica, posteriormente agrupada à Formação Aruri (Santos *et al.*, 2000).

A grande extensão do vulcanismo Iriri no Cráton Amazônico tem sido muito discutida atualmente. Trabalhos como o de Lamarão *et al.* (1999), indicaram a possibilidade da existência de mais de um vulcanismo na unidade atualmente denominada Grupo Iriri, implicando que esta unidade deve ser melhor estudada.

As principais características de suas formações são:

a) Formação Bom Jardim

A Formação Bom Jardim (Almeida *et al.*, 2000) é formada por andesito, andesito basáltico, traquiandesito e latito. Localmente apresentam textura porfirítica e amígdalas preenchidas por quartzo e carbonatos. Juliani *et al.* (submetido) descrevem ainda hialoclastitos, hornblenda riodacitos e e corpos de brechas hidrotermais em andesitos desta unidade.

Quimicamente as rochas vulcânicas mostram afinidade cálcio-alcálica de alto potássio, variando localmente a tholeítico metaluminoso.

b) Formação Salustiano

A Formação Salustiano (Pessoa *et al.*, 1977) é composta por riolito, riodacito, dacito e latito, localmente com texturas porfíricas e por ignimbritos e tufos diversos. Ocorrem predominantemente sob a forma de derrames e são cortados por rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Santos *et al.* (2000) obtiveram idade de 1.870 ± 8 Ma (SHRIMP U-Pb em zircão) nos riolitos, muito próximas as idades obtidas por Dall'Agnol *et al.* (1999) de 1.888 ± 2 Ma (método de evaporação Pb-Pb em zircão).

Estas rochas apresentam afinidades químicas com rochas da série cálcio-alcalina de alto potássio (Bahia & Quadros, 2000) e encontram-se hidrotermalizadas em diferentes estilos, tipos e intensidades (Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2001; Nunes, 2001; Nunes *et al.*, 2000).

c) Formação Aruri

A Formação Aruri (Pessoa *et al.*, 1977) é constituída por rochas piroclásticas, incluindo tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas, e epiclásticas, com tufitos e arenitos tufáceos.

Bahia & Quadros (2000) atribuíram a formação destas rochas ao caráter explosivo de magmas ácidos da Formação Salustiano, que geraram grandes quantidades de material piroclástico, que seria em parte retrabalhado e depositado em ambiente subaquoso.

Nos ignimbritos desta sequência Lamarão *et al.* (1999) obtiveram idades de 1.877 ± 4 Ma pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão.

Esta unidade hospeda sistemas epitermais *high-sulfidation* mineralizado a ouro totalmente preservados (Juliani *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, Submetido,a; Nunes, 2001; Nunes *et al.*, 2000; Nunes *et al.*, 2001) e Corrêa-Silva *et al.* (2001) e Juliani (2001) descreveram um sistema epitermal *low-sulfidation*, ou adularia-sericita, mineralizado a ouro, cobre e molibdênio, também hospedado nesta unidade, assunto este objeto desta pesquisa.

2.1.7 Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha é formada por granito alaskítico, biotita granito, anfibólio granito, granodiorito, granito sódico, riolito e granófiro, que ocorrem na forma de batólitos elípticos e circulares orientados segundo lineamentos regionais de direção NW-SE.

Estes granitóides foram inicialmente descritos por Santos *et al.* (1974), e posteriormente denominados de Granito Maloquinha por Santos *et al.* (1975). Pessoa *et al.*, (1977) agruparam estas rochas sob a denominação de Formação Maloquinha, que posteriormente foi substituída por Almeida *et al.* (1977), por Suíte Intrusiva Maloquinha, limitando sua abrangência aos representantes plutônicos e subvulcânicos. A distribuição destes granitos no Cráton Amazônico e sua gênese foram descritas por Bettencourt & Dall'Agnol (1987), Bettencourt *et al.* (1995), Dall'Agnol *et al.* (1994), Dall'Agnol *et al.* (1997) e Dall'Agnol *et al.* (1999a).

Almeida *et al.* (2000) distinguiram as fácies de biotita granito e de anfibólio-biotita granito na Suíte Intrusiva Maloquinha, formadas por granitos subalcalinos a alcalinos, peraluminosos, com características químicas semelhantes aos granitóides do tipo A de Eby (1990). Frequentemente estas rochas apresentam texturas rapakivi (Brito *et al.*, 1997).

Para estas rochas Santos (1999) obteve idades ao redor de 1.870 Ma pelo método U-Pb em zircão.

2.1.8 Suíte Intrusiva Porquinho

Os litotipos desta suíte foram inicialmente relacionados por Pessoa *et al.* (1977) à Suíte Intrusiva Maloquinha, sob a denominação de Granito Porquinho e redefinido como Suíte Intrusiva Porquinho por Bahia *et al.* (1998). Almeida *et al.* (2000) correlacionaram a esta unidade ao Granito Pepita.

Compreendem álcali-feldspato granito, biotita granito, riebeckita granito e hastingsita granito, localmente com texturas *rapakivi* e feições indicativas de colocação em níveis crustais rasos em ambiente intraplaca (Bahia & Quadros, 2000). Apresentam características químicas alcalinas e teores de alumínio variando de metaluminoso a peraluminoso (Bahia & Quadros, 2000).

Estes granitos estão alterados hidrotermalmente e, segundo o autor acima

referido, esta unidade representa um importante metaloteto para nióbio, estanho e tântalo.

2.1.9 Granito Pepita

O Granito Pepita (Almeida *et al.*, 2000) constitui batólitos circulares intrusivo em rochas nas unidades anteriores. Petrologicamente classificado como riebeckita-arfvedsonita álcali-feldspato granito a álcali-feldspato granito.

Quimicamente varia de subalcalino a alcalino com caráter levemente peraluminoso e, segundo Almeida *et al.* (2000), tem similaridades com granitos do tipo A de Eby (1990).

Santos *et al.* (2000) obteve para este granito idade SHRIMP U-Pb de $\sim 1,87$ Ga.

2.1.10 Lamprófiro Jamanxim

Estes lamprófiro constituem diques encaixados nas rochas do Grupo Iriri, da Suíte Intrusiva Ingarana e Suíte Intrusiva Parauari, anteriormente nomeados por Almeida *et al.* (1998) como Lamprófiro Jamanxim. Para estas rochas Almeida *et al.* (1998) obteve idade K-Ar em rocha de 1.536 ± 31 Ma.

2.1.11 Formação Buiúçu

É constituída predominantemente por arenito e arenito arcoseano, além de conglomerado, siltito, argilito, tufos e tufitos. Descrita inicialmente por Santiago *et al.* (1980) sob a denominação de Formação Palmares e renomeada por Pinheiro & Ferreira (1999) em Almeida *et al.* (2000). Ocorre sob a forma de cristas alongadas, falésias e platôs com estratificação plano paralela, localmente cruzada e com marcas onduladas (Almeida *et al.*, 2000). As idades máximas admitidas para esta unidade, segundo Almeida *et al.* (2000), corresponde às vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, já que encontram-se seixos deste litotipo no conglomerado e como idade mínima, admite-se a idade do Diabásio Crepori, introduzido nestas rochas.

2.1.12 Diabásio Crepori

Esta unidade é composta por diabásio, olivina diabásio e microgabro que ocorrem sob a forma de *sills* e diques alongados predominantemente na direção E-W. Foi inicialmente denominado de *sill* Crepori por Pessoa *et al.* (1977) e posteriormente renomeados por Santos & Loguercio (1984) como Diabásio Crepori. Para estas rochas Santos *et al.* (2000) obteve idade 1.778 ± 9 (U-Pb SHRIMP) em baddeleyita.

2.1.13 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Esta suíte é composta 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).

2.1.14 Coberturas fanerozóicas

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.

3 CONTEXTO TECTÔNICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

A evolução geológica do Cráton Amazônico não é consensual. Alguns autores, como por exemplo Amaral (1974), Amaral (1984), Almeida, (1978), Schobbenhaus & Campos (1984), Montalvão & Bezerra (1985) e Hasui & Almeida (1985), dentre outros, consideram o Cráton Amazônico como evoluído pelo retrabalhamento e reativação durante o Proterozóico de uma grande plataforma arqueana. Estes eventos de retrabalhamento, correspondentes ao Ciclo Transamazônico, teriam produzido granitização e migmatização nas rochas pré-proterozóicas e os eventos proterozóicos seriam processos de reativação plataformais.

Outros autores, como Cordani & Brito Neves (1982), Cordani *et al.* (1979), Issler & Lima (1987) e Teixeira *et al.* (1989), propuseram que o cráton foi gerado no Arqueano, durante o Ciclo Jequié, e posteriormente estruturado em faixas móveis, com granitogênese no Ciclo Transamazônico. Para estes autores, no final do Paleoproterozóico e durante o Mezoproterozóico, após a estabilização da plataforma, instalaram-se estruturas de fraturamento e rifteamento que possibilitaram a deposição de sedimentos e favoreceram atividades vulcânicas e plutônicas. Posteriormente, um novo período de estabilidade ocorreu associado a eventos de reativação da plataforma, evidenciados pela deformação e anquimetamorfismo das coberturas sedimentares.

Os eventos de reativação foram nomeados por Amaral (1974) como: Paraense (1,7 – 1,5 Ga), Madeirense (1,4 – 1,2 Ga) e Rondoniense (1,0 – 0,9 Ga). Santos (1981) identificou outros três períodos de reativação, o Uatumã (~ 1,9 Ga), o Parguazense (~ 1,6 Ga) e o K'Mudku ou Rondoniense (1,2 – 1,0 Ga). Sena Costa *et al.* (1999) reconheceram quatro fases de reativação no Cráton Amazônico, correspondentes aos períodos de 2,0 – 1,8 Ga, 1,75 – 1,3 Ga, 1,3 – 1,1 Ga, 1,1 – 0,9 Ga, períodos estes já englobados nos episódios previamente definidos e consagrados na literatura.

Amaral (1984) dividiu o Cráton Amazônico em 2 Províncias Estruturais denominadas de Tapajós e Rio Branco. A Província Tapajós foi subdividida em 3 subprovíncias, Carajás, Xingu e Madeira e a Província Rio Branco Subdividida em Amapá, Roraima e Rio Negro.

Baseados em geocronologia Rb-Sr, Sato & Tassinari (1997), Tassinari (1996), Tassinari & Macambira (1999) e Tassinari *et al.* (1997) dividiram o Cráton Amazônico em seis províncias: Amazônica Central (> 2,30 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,20 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,50 – 1,30 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,00 Ga) (Figura 4). Tassinari, 1999 #122] sugerem ainda que o protocráton Amazônico teria idade arqueana e teria se formado pela amalgamação de microcontinentes, representados pelo blocos Carajás-Iricoumé, Roraima, Imataca no Brasil e Congo Oeste na África, através da formação de faixas móveis paleoproterozóicas entre 2,2 e 1,9 Ga.

Figura 4: Províncias Geocronológicas da Amazônia, segundo Tassinari (1996)

Tassinari & Macambira (1999) consideraram, baseados em dados isotópicos de Sr, Pb e Nd de rochas ígneas e ortognaisses, que a evolução crustal do Cráton Amazônico envolveu uma importante adição de material juvenil no Arqueano e no Paleoproterozóico, bem como importante retrabalhamento da crosta continental antiga, reforçando a hipótese de acreção continental contínua.

Entre 1,95 e 1,45 Ga, sucessivos arcos magmáticos produzidos pela subducção da litosfera oceânica no início de uma colisão entre uma massa continental, composta até então, pelas Províncias Amazônica Central e Maroni-Itacaiúnas, contra outra massa continental, provavelmente formada por parte da Província Rondoniana-San Ignácio e Sunsás e pela Laurência (Sadowiski & Bettencourt, 1996 e Tassinari, 1996), teriam gerado uma vasta área de crosta continental juvenil, representada pela Província Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte da Província Rondoniana-San Ignácio (Tassinari & Macambira, 1999).

Os eventos de diferenciação manto-crosta associados às atividades magmáticas anorogênicas relacionadas aos *riffts* e quebras continentais resultaram em magmatismo básico alcalino, bimodal e granítico do tipo A e na deposição de sedimentos plataformais, com idades decrescendo de NE para SW de 2,0 Ga a 0,9 Ga, sugerindo crescimento crustal lateral durante o Paleo- e Mesoproterozóico para o Cráton Amazônico. Estas sucessivas colisões, docagens e criação de arcos magmáticos geraram o então bloco Amazônia. Estes eventos estão sintetizados na Figura 5.

Episódios maiores de formação de crosta	Principais eventos de acreção de crosta juvenil	Tectonismo divergente e magmatismo intraplaca	Sedimentação e magmatismo associado em sistemas de riftes continentais
1,28-1,1 Ga PS		1,05-0,9 Ga PRSI	1,1-1,0 Ga PRSI
1,5-1,3 Ga PRSI	1,5-1,4 Ga PRSI	1,45-1,2 Ga PRNJ	1,45-1,2 Ga PRJN
1,8-1,55 Ga PRNJ	1,8-1,5 Ga PRNJ	1,75-1,5 Ga PVT-PRNJ	1,65-1,4 Ga PRNJ
1,95-1,8 Ga PVT	1,95-1,8 Ga PVT	1,85-1,8 Ga PCA	1,90-1,8 Ga PAC-PVT
2,25-2,1 Ga PMI	2,1-1,95 Ga 2,5-2,1 Ga PMI		1,95-1,8 Ga PCA
2,9-2,7 Ga PCA	2,98-2,87 Ga PCA	2,6-2,3 Ga PCA	
3,1-3,0 Ga PCA	> 3,0 Ga (?) PCA		

PAC - Província Central Amazônica; PMI - Província Maroni-Itacaiúnas; PVT - Província Ventuari-Tapajós; PRNJ - Província Rio Negro-Juruena; PRSI - Província Rondoniana-São Ignácio; PS - Província Sunsás

Figura 5: Principais eventos geológicos na região do Cráton Amazônico, segundo (Tassinari & Macambira, 1999).

Entretanto, algumas considerações devem ser feitas a respeito da divisão do Cráton Amazônico nestas províncias geotectônicas. Para Tassinari & Macambira (1999), entre 1,95 e 1,55 Ga teria ocorrido colisão entre duas massas continentais que resultaram na formação das faixas móveis Rio Negro-Juruena e Ventuari-Tapajós, mas no início deste período a região foi palco de eventos distensivos que resultaram na formação do vulcanismo do Grupo Iriri e na granitogênese intraplaca do tipo A da Suíte Intrusiva Maloquinha, como indicado pelos dados geocronológicos e pelos levantamentos geológicos feitos na região por Almeida *et al.* (2000), Araújo (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez & Klein (2000). Para as vulcânicas ácidas do Grupo Iriri na Folha Tapajós foram obtidas idades Rb-Sr de 1,7 Ga (rocha total), K-Ar de 1.189 ± 46 Ma e 1.216 ± 49 Ma (Santos *et al.*, 1975) e 1.765 ± 16 Ma (Basei, 1977). Estes mesmos dados foram recalculados por Santos *et al.* (1997), resultando em idades de 1.820 ± 21 Ma e 1.840 ± 75 Ma.

Os granitos do final do magmatismo Uatumã (Santos *et al.*, 1997), representados pela Suíte Intrusiva Maloquinha, datados pelo método Rb-Sr, resultaram em idade isocrônica de 1.790 ± 34 Ma (Santos and Reis Neto, 1982) e 1.772 Ma (Pessoa *et al.*, 1977), indicando serem mais antigas que a idade de 1.650 ± 20 Ma obtida por Tassinari (1996). Santos *et al.* (1997) também recalcularam estas idades, cujos resultados confirmam a idade de 1.840 ± 26 Ma (Santos and Reis Neto, 1982), que é mais próxima à de 1.870 Ma obtida por Santos *et al.* (2000) pelo método U-Pb.

Desta forma durante este período a região já deveria estar livre ou no final da atividade compressiva, sendo então palco de importantes eventos distensivos que geraram grande quantidade de magmatismo ácido representado pelas rochas do Grupo Iriri, dificultando a interpretação feita por Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999) do período colisional.

Este paradoxo também é observado na Figura 5, onde as idades dos principais eventos de acreção de crosta juvenil na Província Ventuari–Tapajós situam-se entre 1,95 – 1,80 Ga, o magmatismo e sedimentação associada a *rifts* situa-se entre 1,90 – 1,60 Ga e tectônica divergente e magmatismo intraplaca entre 1,75 – 1,50 Ga.

Santos *et al.* (2000), com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd embasados em mapeamentos geológicos, propuseram a redefinição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico em: Carajás e Imataca (3,10 – 2,53 Ga), Transamazônica (2,25 – 2,00 Ga), Tapajós–Parima (2,10 – 1,87 Ga); Amazônica Central (1,88 – 1,70 Ga), Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga), Rondônia–Juruena (1,76 – 1,47 Ga), Sunsás (1,33 – 0,99 Ga) e Cinturão de Cisalhamento K'Mudku (1,10 – 1,33 Ga), representadas na Figura 6.

Figura 6: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo (Juliani *et al.* (Submetido,a), adaptado de Santos *et al.* (2000)

A comparação entre estes dois modelos (Tassinari, 1996 e Santos *et al.*, 2000) para o Cráton Amazônico pode ser observada na Figura 7.

Província	Processo tectônico dominante	Idades em Ga	Referências
Sunsás	Colisional	1,25 – 1,0	(1) (2) (3) (4)
Sunsás	Colisional	1,33 – 0,99	(5) (6)
Rondoniana-San Ignácio	Arco Magmático	1,5 – 1,3	(1) (2) (3) (4)
Rondônia - Juruena	Acresção de crosta juvenil	1,76 – 1,47	(5) (6)
Rio Negro-Juruena	Arco Magmático	1,8 – 1,55	(1) (2) (3) (4)
Rio Negro	Colisional	1,86 – 1,52	(5) (6)
Amazônica Central	<i>Underplating</i>	1,88 – 1,70	(5) (6)
Ventuari-Tapajós	Arco Magmático	1,95 – 1,8	(1) (2) (3) (4)
Tapajós-Parima	Acresção de crosta juvenil	2,10 – 1,87	(5) (6)
Maroni-Itacaiúnas	Colisional	2,2 – 1,95	(1) (2) (3) (4)
Transamazônica	Acresção de crosta juvenil	2,25 – 2,00	(5) (6)
Amazônica Central	Acresção de crosta juvenil	> 2,3	(1) (2) (3) (4)
Carajás	Acresção de crosta juvenil	3,10 – 2,53	(5) (6)

(1) Tassinari (1996); (2) Sato e Tassinari (1997); (3) Tassinari *et al.* (1997); (4) Tassinari e Macambira (1999); (5) Santos (1999); (6) Santos (2000).

Figura 7: Comparação entre os modelos de províncias geotectônicas no Cráton Amazônico.

As principais diferenças entre os dois modelos, dizem respeito às idades e à extensão das províncias. O modelo de Santos *et al.* (2000), apresenta um melhor detalhamento principalmente quando trata das províncias Tapajós-Parima e Amazônica Central.

Sadowiski & Bettencourt (1996) discutiram a possibilidade de Báltica e Amazônia terem colidido com a Laurentia durante o evento Grenville, iniciando a faixa móvel Grenville–Sveconorwegiana–Sunsás. Este evento corresponde à orogênia mundial que culminou com a formação do Supercontinente Rodinia.

Ainda no final do Mesoproterozóico iniciaram-se os eventos de fragmentação do Supercontinente Rodinia, que se tornaram mais expressivos a partir do Neoproterozóico, especialmente entre 1.000 – 900 Ma e 750 – 600 Ma, resultando na formação de pequenos e grandes blocos como o Cráton Amazônico, África Oeste–São Luiz, São Francisco–Congo, Rio de La Plata, Pampia e Luiz Alves, dentre outros (Brito Neves *et al.*, 1999).

A interação dos fragmentos de Rodinia com outros elementos tectônicos em eventos compressivos e colisionais é conhecida como colagem Brasiliana–Pan Africana que culminou com a formação da porção oeste do Supercontinente Gondwana.

Neste contexto evolutivo, a Província Aurífera do Tapajós, corresponde à parte central de uma faixa orogênica de direção NNW–SSE localizada na porção central do Cráton Amazônico, cuja orogênese teria ocorrido entre 2,1 – 1,87 Ga (Santos *et al.*, 1999) que insere-se, segundo o modelo de Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999), no limite entre as províncias Ventuari–Tapajós e Amazônica Central ou, segundo Santos *et al.* (2000), no limite entre as províncias Tapajós–Parima e Central Amazônica.

Um modelo para a evolução geológica da Província Aurífera do Tapajós foi proposto por Almeida *et al.* (1999). Este modelo é dividido em seis estágios:

ESTÁGIO 1 (2,6 – 2,5 Ga): Geração de grandes massas continentais no planeta que, na Província, corresponde ao período pré-colisional. Litotipos representantes deste período ainda não foram encontrados, mas as idades U-Pb e Pb-Pb obtidas em zircões herdados em granitos proterozóicos sugerem a existência deste período.

ESTÁGIO 2 (2,15 – 2,05 Ga): Predominância de processos de encurtamento crustal e subducção, representados pela Suíte Metamórfica Cuiú–Cuiú e pela Suíte Metamórfica Jacareacanga.

ESTÁGIO 3 (1,96 – 1,89 Ga): Fase de forte tectonismo transcorrente de direção NW–SE e NNW–SSE, que afetou heterogeneamente a Suíte Intrusiva Parauari.

ESTÁGIO 4 (1,88 – 1,60 Ga): Eventos distensivos com o desenvolvimento de falhas normais e inúmeras intrusões graníticas pós-colisionais a anorogênicas, representadas pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha, Granito Caroçal e Granito Pepita, pelo vulcanismo Iriri e pela geração de bacias vulcano-sedimentares de direção NW–SE. Neste estágio ocorreu ainda o desenvolvimento de estruturas rúpteis, posteriormente aproveitadas para a intrusão de corpos básicos da Suíte Intrusiva Crepori.

ESTÁGIO 5 (1,2 – 1,0 Ga): Período de reativação de grandes estruturas paleoproterozóicas e de desenvolvimento de novas zonas de cisalhamento rúpteis relacionadas ao evento K'Mudku, registradas nas vulcânicas do Grupo Iriri e nos granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha.

ESTÁGIO 6: Reativação das estruturas tectônicas em períodos posteriores à deposição das bacias Amazônica e Alto Tapajós e intrusão de diques máficos Cambrianos e Mesozóicos.

Bahia & Quadros (2000), propõe que a Província Mineral do Tapajós teria evoluído a partir de uma tectônica compressiva dúctil a dúctil-rúptil, de direção geral NW–SE. Esta fase compressiva pode ser dividida em duas etapas, uma mais ao redor de 2,1 – 2,0 Ga, observada em rochas do Complexo Cuiú–Cuiú, e outra mais expressiva em 1,9 Ga, responsável pela colocação de granitos da Suíte Intrusiva Parauari e de rochas básica da Suíte Intrusiva Ingarana. A este evento seguiu-se uma tectônica distensiva rúptil com idade mínima de 1,8 Ga, que controlou o vulcanismo Iriri e a colocação dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, já consagrado na literatura como evento Uatumã. Pulsos deste mesmo regime extensional, controlaram a deposição dos sedimentos da Formação Buiúçu, com contribuição local de tufos da Formação Aruri, e a colocação de megadiques do Diabásio Crepori. Novo evento distensivo ocorreu em 1,0 Ga, acompanhado pelo

magmatismo básico Cachoeira Seca, evento este denominado no Cráton Amazônico como K'Mudku.

No Cenozóico as estruturas tectônicas preexistentes foram reativadas e ocorreram manifestações básicas nas descontinuidades de direção NE–SW, sendo que as estruturas E–W controlaram a deposição de coberturas sedimentares terciárias e quaternárias.

Uma síntese evolutiva comparativa dos regimes tectônicos na Província Aurífera do Tapajós pode ser vista na Figura 8.

Figura 8: Comparação dos modelos de evolução tectônica da Província Aurífera do Tapajós.

4. SISTEMAS EPITERMAIS E PÓRFIROS

A importância do estudo de sistemas epitermais e pórfiros para o entendimento da gênese das mineralizações de Cu, Au, Ag, Mo e outros metais base vem sendo ressaltada desde o trabalho de Lindgren (1928), com a classificação sistemática dos tipos de depósitos minerais.

Os sistemas epitermais, com destaque para aqueles com vínculo com sistemas pórfiros e os sistemas pórfiros propriamente ditos, são responsáveis por grande parte das reservas de ouro, principalmente relacionadas a depósitos de grande porte e tonelagem (depósitos de classe mundial), como por exemplo Summitville, Colorado (Stoffregen, 1987), (Gray & Coolbaugh, 1994); Mount Skukum, Canadá Love *et al.*

(1998); Far Southeast-Lepanto, Filipinas (Hedenquist *et al.*, 1998); Hope Brook Mine, Canadá (Dubé *et al.*, 1995) e Los Loros, Chile (Sillitoe, 1973) entre outros.

A seguir serão sintetizadas as principais características destes sistemas hidrotermais:

4.1 Sistemas Epitermais

O termo epitermal, como definido por (Lindgren, 1928), baseia-se em características mineralógicas e texturais de ocorrências minerais formadas em temperaturas e pressões baixas, próximas a superfície. A partir de então, uma série de depósitos epitermais foram descobertos e, conseqüentemente, o estudo destes sistemas foi evoluindo ao longo do tempo, à medida que as necessidades exploratórias cresciam.

Segundo Hedenquist & Lowenstern (1994), os sistemas epitermais podem ser definidos como sistemas hidrotermais formados em temperaturas e profundidades relativamente baixas (~ 300 °C e 500 bar), com contribuição de fluidos magmáticos e meteóricos. Ocorrem principalmente em ambiente vulcânico relacionados a arcos vulcânicos em zonas de subducção, como por exemplo Far Southeast-Lepanto (Hedenquist *et al.*, 1998), em margens de placas em zonas de colisão, como El Indio no Chile (Sillitoe, 1991), e em menor escala, associados a *rifts* de retroarco, como por exemplo Taupo na Nova Zelândia (White & Hedenquist, 1990). A atividade vulcânica tem um papel importante na geração de sistemas epitermais, principalmente por promover a formação das células convectivas hidrotermais, que funcionam como um motor térmico.

O caráter magmático predominante destes depósitos, segundo White & Hedenquist (1990) é o vulcanismo do tipo intermediário a ácido, podendo localmente ocorrer em suítes vulcânicas bimodais e, com raras exceções, em magmatismo do tipo básico. Os depósitos hospedados em rochas vulcânicas ocorrem tipicamente em rochas piroclásticas e efusivas (Sillitoe & Bonham, 1984), nas fácies central e proximal e, mais raramente, distal.

Carlile & Mitchell (1994) relacionaram as principais ocorrências de sistemas epitermais e pórfiros na Indonésia aos diferentes estágios de maturidade tectônica de zonas de subducção que geraram os arcos magmáticos, destacando as diversidades

que podem ocorrer entre estes sistemas ao longo do desenvolvimento de sucessivos arcos magmáticos.

Esta diversidade de ambientes determina os sítios e o caráter das mineralizações epitermais que, apesar de terem em comum o fato de terem sido formadas em níveis crustais rasos de sistemas geotermiais, apresentam diferentes condições físico-químicas locais. Para White & Hedenquist (1990) os fatores que influenciam nas variações das condições físico-químicas do ambiente de formação dos sistemas epitermais são:

(1) Geologia – Estruturas, estratigrafia, tipos de rocha, intrusões e tudo que afeta o estilo e o grau de permeabilidade das rochas envolvidas.

(2) Pressão e temperatura – Nos ambientes epitermais a pressão é geralmente hidrostática ou, quando da presença de convecção, é hidrodinâmica. A temperatura é controlada pela pressão, de forma não tão significativa quanto à correspondente à pressão de vapor em uma determinada profundidade.

(3) Hidrologia – Em conjunção com características de permeabilidade, a topografia determina a direção e o gradiente hidráulico nas porções rasas do sistema hidrotermal. Paleoclimas e suas variações durante a atividade hidrotermal também afetam o sistema.

(4) Química do fluido mineralizante – A concentração total de gás no fluido, o pH, a reatividade, a mistura de fluidos, todos estes fatores contribuem para as condições de transporte e deposição de metais.

(5) Permeabilidade sin-hidrotermal e/ou mudanças no gradiente hidráulico – Seu desenvolvimento é relacionado ao tectonismo, como a mudança de caráter dúctil para rúptil, fraturamento hidrotermal e erosão e deposição de rochas.

Dada esta grande variação nos sistemas epitermais, vários critérios de classificação foram propostos na literatura, como por exemplo, a forma do depósito, o tipo de rocha hospedeira, a mineralogia do minério e da alteração hidrotermal (Heald *et al.*, 1987), o pH do fluido hidrotermal (Hayba *et al.*, 1985) e atividade de enxofre (Bonham, 1986), resultando em diversos termos relativos à definição destes depósitos, alguns deles relacionados na Figura 9.

<i>Enargite-Gold</i>		Ashley (1992)
<i>High-Sulphur</i>	<i>Low-Sulphur</i>	Bonham (1986;1988)
<i>High-sulphidation</i>	<i>Low-Sulphidation</i>	Hedenquist (1987)
<i>Acid-Sulphate</i>	<i>Adularia-sericite</i>	Hayba <i>et al.</i> (1985) Heald <i>et al.</i> (1987)
<i>Alunite-kaolinite</i>	<i>Adularia-sericite</i>	Berger & Henley (1989)

Figura 9: Principais termos utilizados para discriminar sistemas epitermais.

Retirada de Sillitoe (1993)

White & Hedenquist (1990) discutiram estes critérios e propuseram que a classificação seja baseada nas características mineralógicas e texturais e não em feições inferidas, como química de fluidos, temperatura de inclusões fluidas e profundidade de formação do depósito, seguindo os critérios propostos inicialmente por Lindgren (1928).

Segundo White & Hedenquist (1990) a melhor classificação para estes sistemas seria o *low-sulfidation* (ou adularia-sericita) e o *high-sulfidation* (ou quartzo-alunite). Estes termos foram propostos por Hedenquist (1987) referindo-se ao estado de redução do enxofre presente no fluido mineralizante. A figura 10 de White & Hedenquist (1990) apresenta as principais características destes dois sistemas.

4.1.1 *Low-sulfidation* (ou adularia-sericita)

Os sistemas *low-sulfidation* (ou adularia-sericita) associam-se a sistemas geotermiais onde a água subterrânea superficial entra em contato com águas hipógenas aquecidas, com pH próximo do neutro e ricas em cloretos salinos, comumente em um regime de fluxo lateral (Heald *et al.*, 1987). O controle estrutural regional mais comum a estes depósitos é ao longo de margens de caldeiras vulcânicas, que propiciam um excelente sistema de condutos para os fluidos hidrotermais. Mais raramente podem ocorrer em outros ambientes vulcânicos. Quanto as rochas hospedeiras, estes sistemas desenvolvem-se principalmente em vulcânicas riolíticas a andesíticas, e epiclásticas, vulcanoclásticas e sedimentos associadas. As zonas mineralizadas, segundo Hayba *et al.* (1985) são predominantemente confinadas às rochas vulcânicas.

A mineralogia característica dos sistemas *low-sulfidation* é constituída por adulária, sericita, quartzo e clorita. Alunita de origem supérgena pode estar presente.

	Low-Sulfidation	High-Sulfidation
Rochas hospedeiras	Vulcânicas ácidas a intermediárias subaéreas e rochas do embasamento ígneas ou metamórficas.	Vulcânicas ácidas a intermediárias subaéreas e rochas do embasamento ígneo ou metamórfico.
Controles estruturais	Falha ou zonas de fraturas especialmente relacionadas a centros vulcânicos	Falhas regionais maiores ou intrusões subvulcânicas
Profundidade de formação	Predominantemente de 0 a 100 m.	Predominantemente de 500 a 2000 m
Temperatura de formação	100 a 320 °C, predominando temperaturas entre 150 a 250°C	100 a 320 °C
Característica do fluido mineralizante	<ul style="list-style-type: none"> - Baixa salinidade - Águas meteóricas com possível interação com fluido magmático - Ph próximo ao neutro, podendo tomar-se alcalino por ebulição; as fases gasosas separadas podem oxidar-se para produzir um fluido ácido - Reduzido - Conteúdo total de enxofre tipicamente baixo - Baixo conteúdo de metais de base 	<ul style="list-style-type: none"> - Predominantemente baixa salinidade, mas alguns podem apresentar alta salinidade - Fluidos magmáticos misturados com águas meteóricas - Ph ácido, produzido por HCl de origem magmática e por desproporcionamento de SO₂, resultando em neutralização por reações com a encaixante ou por diluição. - Oxidado - Conteúdo total de S tipicamente alto - Conteúdo de metais de base pode ser elevado, especialmente de Cu
Alteração associada	<ul style="list-style-type: none"> - Alteração propilitica extensiva ao redor de zonas com baixa razão água/rocha - Alteração sericitica (<i>white mica</i>) intensa em zonas com alta razão água/rocha - Predominância de zonas de alteração argílica com o decréscimo da temperatura - Os gases produzidos na ebulição podem provocar alteração argílica e alteração argílica avançada periféricas ou sobrepostas a alterações provocadas por fluidos profundos 	<ul style="list-style-type: none"> - Alteração propilitica extensiva ao redor de zonas com baixa razão água/rocha - Depósitos profundos tem como minerais de alteração predominantes pirofilita e sericita - Depósitos superficiais tem um núcleo de sílica maciça, formado por lixiviação ácida e mobilização, com estreita margem de alunita e caolinita, gradando à zonas de intercalação de sericitização e argilização
Características da mineralização	<ul style="list-style-type: none"> - Mineralização do minério caracterizada pelo preenchimento de espaços abertos e cavidades, com típicos <i>sharp-walled veins</i> - Preenchimento bandado típico, comumente com múltiplos estágios de brechação - Próximo da superfície podem ocorrer mineralizações em <i>stockwork</i> ou disseminadas dependendo da natureza local da permeabilidade primária e secundária 	<ul style="list-style-type: none"> - Mineralização do minério tipicamente disseminada associada à sericita-pirofilita ou à sílica maciça - O preenchimento de espaços abertos e cavidades não é comum - A mineralização está usualmente associada a alteração argílica avançada e a pirita é tipicamente muito abundante
Características texturais	Bandamento crustiforme, texturas em pente, bandamento coliforme, bandamento quartzo-calcidônia, drusas, <i>vugs</i> , veios brechados e pseudomorfos de sílica sobre calcita lamelar	<ul style="list-style-type: none"> - <i>Vug</i> sílica com quartzo recristalizado - Sílica maciça com quartzo de granulação fina
Mineralogia característica	<ul style="list-style-type: none"> - Comumente calcidônia em veios - Adulária em veios e disseminada - Alunita e pirofilita subordinadas - Enargita-luzonita ausentes 	<ul style="list-style-type: none"> - Calcedônia comumente ausente - Adulária ausente - Alunita e pirofilita podem ser abundantes - Enargita-luzonita tipicamente presentes
Exemplos	Pajingo (Austrália), Emperor (Fiji), Lebong Donok (Indonésia), Wapolu (Papua Nova Guiné), Acupan (Filipinas) e Golden Cross (Nova Zelândia).	Temora (Austrália), Mount Kasi (Fiji), Motombo (Indonésia), Nena (Papua Nova Guiné), Lepanto (Filipinas) e Nansatsu (Japão).

Figura 10: Principais características dos sistemas epitermais do tipo *low-sulfidation* e *high-sulfidation* (White & Hedenquist, 1990)

Em geral o tipo de alteração predominante nestes sistemas é a sericítica, que grada a propilítica e argílica em zonas de mais baixa temperatura (Hayba *et al.*, 1985 e White & Hedenquist, 1990). Os depósitos *low-sulfidation* não estão necessariamente diretamente relacionados temporal e espacialmente ao vulcanismo intrusivo, que funciona como motor térmico dos sistemas, podendo ocorrer até 1 Ma após a intrusão (Heald *et al.*, 1987). Estes sistemas são comumente mineralizados em ouro, cobre, prata e molibdênio.

4.1.2 *High-sulfidation* (ou quartzo-alunita)

Segundo Heald *et al.* (1987), os depósitos *high-sulfidation* (ou quartzo-alunita) ocorrem relacionados espacial e temporalmente a sistemas hidrotermais rasos em núcleos de domos vulcânicos. Estes domos são comuns ao longo ou nas proximidades de fraturas e falhas anelares de calderas. As rochas hospedeiras deste tipo de depósitos são quase que exclusivamente riodacíticas, comumente porfíricas, mas também ocorrem alguns depósitos associados a riolitos, tufos, ignimbritos e dacitos (Hayba *et al.*, 1985, Juliani *et al.*, 2000,a, Love *et al.*, 1998 e Nunes, 2001). Os fluidos destes sistemas nas zonas de alteração argílica avançada têm pH entre 3 e 2 e elevada fugacidade de enxofre magmático, mais importante que o meteórico.

A associação mineral típica destes depósitos é alunita hipógena e natroalunita, enargita, pirita, covelita, wodhouseita-svanbergita, diásporo e pirofilita (Arribas, 1995; Love *et al.*, 1998 e Stoffregen, 1987). A adularia raramente ocorre na maioria dos depósitos. O tipo de alteração hidrotermal predominante é a alteração argílica avançada, que passa lateralmente à propilítica, com zonas intermediárias de alteração argílica e sericítica (Arribas, 1995 e Hayba *et al.*, 1985). Estes sistemas comumente são mineralizados em Au, Cu, Ag, Mo e Hg.

As idades destes sistemas hidrotermais são usualmente cenozóicas a mesozóicas (Figura 11) e a sua preservação em terrenos mais antigos é geralmente difícil, devido ao intemperismo e erosão ou ao metamorfismo. Entretanto, recentemente foram descritas mineralizações do tipo *high-sulfidation* e *low-sulfidation*, paleoproterozóicas, excepcionalmente bem preservadas na Província Aurífera do Tapajós (Dreher *et al.*, 1998, Jacobi, 1999, Nunes *et al.*, 2000, Juliani *et al.*, 2000, Corrêa-Silva *et al.*, 2001, Juliani, 2001, Juliani *et al.*, Submetido,a e Nunes, 2001), associadas a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri.

Depósito	Classificação	Litotipos	Tipo de alteração	Idade	Contexto tectônico	Metais	Referências
Batalha (Brasil)	Au Pórfiro (?)	Granito	Metassomatismo sódico e potássico, propilítica, sericitica	1.883 ± 4 Ma U-Pb zircão	Pós-colisional	Au, Cu	Corrêa-Silva (1999), Corrêa-Silva <i>et al.</i> (2000,a), Juliani (Submetido), Juliani <i>et al.</i> (2001)
El Indio (Chile)	Cu-Au Pórfiro e epitermal Cu-Au (<i>high-sulfidation</i>)	Dacito e andesito pórfiro, lápili tufos e ignimbritos	Propilítica,sericitica e argílica avançada	13,4 a 8,6 Ma K-Ar	Pós-colisional (Ciclo Orogênico Andino)	Au, Cu, Ag	Sillitoe (1991), Jannas <i>et al.</i> (1990)
Farallón Negro (Argentina)	Cu Pórfiro	Granodiorito, riolito, andesito, dacito, tufos e vulcanoclásticas	Sericítica, argílica e propilítica	10,7Ma	Pós-colisional (Ciclo Orogênico Andino)	Au, Ag, Cu, Pb, Zn.	Sillitoe (1973)
Far Southeast-Lepanto (Filipinas)	Pórfiro e epitermal Cu -Au (<i>high e low-sulfidation</i>)	Vulcanoclásticas e quartzo-diorito pórfiro	Potássica, argílica intermediária, sericitica, propilítica e argílica avançada	1,4 a 1,3 Ma K-Ar	Arco de ilha	Au, Cu	Hedenquist <i>et al.</i> (1998)
Hope Brook Mine (Canadá)	Epitermal (<i>high-sulfidation</i>).	Tufos, brechas, Quartzo-feldspato pórfiro	Argílica avançada, silícica, sericitica, propilítica	578 a 574 Ma	Arco vulcânico	Au, Cu, Sb, Bi, Pb, As	Dubé <i>et al.</i> (1995)
Los Loros (Chile)	Cu Pórfiro	Granito	Potássica, Propilítica	89 ± 0.6 Ma K-Ar	Pós-colisional (Ciclo Orogênico Andino)	Cu, Mo	Sillitoe (1973)
Pueblo Viejo (República Dominicana)	Domos vulcânicos (<i>high-sulfidation</i>)	Dacito pórfiro, epiclásticas e sedimentos	Silícica, argílica avançada e sericitica	46,1 ± 1,2 Ma, 63,1 ± 1,7 Ma K-Ar	Arco de ilha	Au, Ag	Nelson (2000)
Escondida (Chile)	Cu Pórfiro	Quartzo monzonito granodiorito, andesito, vulcanoclásticas	Propilítica, silicificação, potássica, sericitica, argílica avançada	37,9 ± 1,1 Ma U-Pb, 31,5 ± 2,8 Ma K-Ar	Pós-colisional	Cu, Mo	Garza <i>et al.</i> (2001), Richards <i>et al.</i> (2001)
Rodalquilar (Espanha)	Epitermal Au (<i>high and low-sulfidation</i>)	Riolito, andesito, tufos	Silícica, argílica avançada, argílica intermediária, sericitica e propilítica.	11 Ma K-Ar	Pós-colisional relacionado a colapsos extencionais	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Te, Sn	Arribas <i>et al.</i> (1995)

Depósito	Classificação	Litotipos	Tipo de alteração	Idade	Contexto tectônico	Metais	Referências
Sudoeste Americano (Estados Unidos)	Cu Pórfiro	Andesito, riolito, vulcanoclásticas e sedimentos	Potássica, sericitica, propilítica, argílica avançada	72 a 58 Ma	Arco vulcânico	Cu, Mo, Au, Ag, W	Titley (1993)
Mount Skukum (Canadá)	Epitermal Au (<i>high and low-sulfidation</i>)	Andesito, riolito, tufos, brechas e vulcanoclásticas	Sericítica, propilítica, adularia-sericita, argílica e argílica avançada	~ 55 Ma	Arco magmático com complexo de <i>Caldron</i> abatido	Au	Love <i>et al.</i> (1998)
Tapajós (Brasil)	Epitermal Au (<i>high and low-sulfidation</i>)	Tufos, Ignimbritos, brechas, pórfiros, riolitos, granitos e granófiros	Sericítica, propilítica, adularia-sericita, argílica e argílica avançada	~ 1,88 Ma	Pós-colisional	Au, Cu, Mo	Juliani <i>et al.</i> (2000), Juliani (Submetido,a), Nunes (2001), Nunes <i>et al.</i> (2001), Corrêa-Silva <i>et al.</i> (2001)

Figura 11: Principais características de depósitos selecionados do tipo pórfiro e epitermais do tipo *high-sulfidation* e *low-sulfidation*

4.2 Sistemas Pórfiros

A definição de sistemas do tipo pórfiro foi construída com base em descrições de prospectos relacionados a rochas intrusivas ácidas a intermediárias mineralizados em Cu ao redor do mundo, mas o primeiro a relatar as características geológicas e econômicas destes sistemas foi Parson (1933). Vinte cinco anos mais tarde Parson (1957) relatou a extraordinária produção de cobre de 20 minas localizadas em sistemas denominado por ele como do tipo pórfiro, relatadas no primeiro trabalho. A partir de então, uma infinidade de modelos para a formação destes depósitos tem sido propostos ao longo dos anos.

Titley & Hicks (1966) reuniram trabalhos sobre os depósitos de pórfiro Cu no sudoeste americano, ressaltando as suas características regionais e as dos zonamentos da alteração hidrotermal, além de analisarem os modelos exploratórios. Muito importante são também os trabalhos que se seguiram, como por exemplo, os de Lowell & Guilbert (1970), que mostraram as variações nas zonas de alteração hidrotermal nestes sistemas; Sillitoe (1973) descreveu as possíveis variações genéticas em função do posicionamento crustal, e nível de erosão (topo e base dos pórfiros), sugerindo uma estreita relação com depósitos epitermais; Cox (1986) e Cox (1986a) que propõe modelos com base no caráter químico da rocha hospedeira e Titley (1993) que faz uma revisão das características dos principais depósitos do tipo pórfiro no sudoeste americano, além de inúmeros outros trabalhos de igual importância.

A grande quantidade de modelos propostos reflete as diversidades e particularidades na ocorrência destes sistemas, reflexo de variações tanto no seu posicionamento tectônico, quanto aos litotipos situados nas proximidades das intrusões.

De modo geral os sistemas pórfiros podem ser caracterizados por uma intrusão félsica, geralmente porfirítica, em níveis crustais relativamente rasos, envolta por sucessivos halos de alteração hidrotermal provocados pela interação de fluidos magmáticos com fluidos meteóricos (Sillitoe, 1973), como representado na Figura 12, que mostra uma seção idealizada de um típico sistema pórfiro Cu colocado no limite entre o ambiente plutônico e o vulcânico.

O típico zonamento da alteração hidrotermal destes sistemas (Beane & Titley, 1981), onde o metassomatismo potássico ocorre nas zonas mais próximas a intrusão, que grada centripetamente para sericitização e alteração argílica avançada, circunscrita à intrusão e, externamente para propilização.

Figura 12: Secção idealizada do típico sistema pórfiro, modificada de Sillitoe (1973)

O principal ambiente tectônico de formação destes sistemas é o de margens convergentes (Sawkins, 1990), mas também podem ocorrer em menor escala em zonas de colisão continente-continente e *rifts* de retroarco (Titley & Beane, 1981). O posicionamento geotectônico destes sistemas tem sido relacionado por alguns autores, como Kesler (1973) e Titley (1978), à especialização metalogenética do depósito.

De acordo com Titley & Beane (1981), os depósitos localizados em arcos de ilhas são relativamente ricos em ouro e muito empobrecidos em molibdênio, com algumas exceções. Estes autores também discutiram a complexidade metalogenética de regiões que passaram por repetidos eventos de intrusão magmática, como por exemplo a região da Cordilheira Canadense, que apresenta depósitos do tipo *porphyry-molybdenum*, *copper-molybdenum*, *copper-gold*, *copper-molybdenum-gold*.

Quanto a distribuição no tempo geológico, os depósitos pórfiro mostram semelhança com os sistemas epitermais, sendo predominantemente terciários a mesozóicos (Figura 11). Entretanto depósitos, embora raros, são também reconhecidos no Proterozóico, como por exemplo Haib (Southern Namibia), Malankand (Índia) e 17 Mille Hill (Western Australia), ou até mesmo arqueanos, como Boddington (Austrália) e Clark Lake e Troilus (Canadá), alguns ricos em ouro e com sistemas hidrotermais reduzidos (Rowins, 2000 e Porter, 2001).

Mineralizações semelhantes a pórfiros de ouro e cobre são descritos por Juliani *et al.* (Submetido) na Província Aurífera do Tapajós, no Granito Batalha, de idade de 1.883 ± 4 Ma, e outros associados a sistemas epitermais *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, Submetido,a).

4.3 Relacionamento Entre Sistemas Pórfiros e Epitermais

O relacionamento espacial e temporal entre os sistemas epitermais *high-sulfidation* e *low-sulfidation* com pórfiros vem sendo reportado na literatura por alguns autores. Dentre eles, destaca-se os trabalho de Hedenquist *et al.* (1998) em Far Southeast–Lepanto (Filipinas), onde os sistemas epitermais de Lepanto estão geneticamente relacionados ao sistema pórfiro Far Southeast, inclusive com a sobreposição de zonas de alteração hidrotermal. Em Mount Skukum no Canadá (Love *et al.*, 1998) descreveram mineralizações de ouro relacionadas a ambos tipos de sistemas epitermais, *high-sulfidation* e *low-sulfidation*, formados pelo mesmo evento vulcânico. Na Indonésia, no distrito de Tombulilato, (Perelló, 1994) descreveu sistemas epitermais e pórfiros correlatos, também com a ocorrência de sobreposições nas paragêneses de alteração hidrotermal. A Figura 13 deste mesmo autor mostra o esquema de evolução dos sistemas pórfiro e epitermal no distrito de Tombulilato.

Na Província Aurífera do Tapajós, Juliani (2001), sugere a possibilidade da existência de relacionamento genético, espacial e temporal entre os sistemas do tipo pórfiro e os sistemas epitermais *high-sulfidation* e *low-sulfidation* baseando-se nas semelhanças entre as feições geológicas, características petrológicas e tipos de alteração hidrotermal que afetam o Granito Batalha e os granitos granofíricos que ocorrem na base dos sistemas epitermais.

Figura 13: Esquema do desenvolvimento de mineralizações do tipo pórfiro e epitermal no distrito de Tombuliat. a) Colocação da mineralização pórfiro Cu-Au, comagmática com o Vulcanismo Motomboto; b) Colapso do sistema hidrotermal; erosão; c) Formação de mineralizações de enargita Cu-Au-Ag de Motomboto, e possivelmente mineralizações *low-sulfidation* Au-Ag de Kaidundu; erosão; d) Soerguimento, falhamento, erosão e enriquecimento supérgeo dos minérios de pórfiro; e) Falhamento e erosão no local do vulcanismo Pinogu. (1) Vulcanismo Bilungala; (2) Vulcânicas Motomboto; (3) Vulcânicas Pinogu; (4) Sedimentos lacustres; (5) Diorito e dacito pórfiros; (6) Mineralizações sin- a tardi-pórfiros; (7) Plugs dacíticos; (8) Metassomatismo potássico; (9) Alteração argílica; (10) Alteração argílica avançada; (11) Brechas hidrotermais mineralizadas a enargita; (12) Brechas. Modificada de Perelló (1994)

5 GEOLOGIA LOCAL

A porção da Província Aurífera do Tapajós aqui estudada insere-se regionalmente no domínio dos granitóides da Suíte Intrusiva Parauari e das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri.

Entretanto, os estudos desenvolvidos nesta dissertação mostraram, desde seu início, uma maior complexidade geológica, com bacias sedimentares associadas ao vulcanismo, colocação epizonal de granitos, a presença de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intermediárias a ácidas, intrusões de pórfiros e extensivos falhamentos, quase que exclusivamente rúpteis. Muitas destas feições já haviam sido reconhecidas em outras áreas da Província pela equipe da pesquisa, associadas a granitos mesozonais e sistemas *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2000,a, Corrêa-Silva *et al.*, 2000 e Nunes, 2001) fazendo-se necessário, portanto, uma melhor avaliação da distribuição espacial e das relações estratigráficas entre as rochas na área estudada.

Como base em imagens de satélite e de radar, e levantamento em campo e pela descrição de testemunhos de sondagem rotativa, pode-se observar que as vulcânicas do Grupo Iriri *sensu lato* preferencialmente sustentam altos topográficos, constituindo domos e estruturas variando de cônicas a lingüiformes, localmente cortadas por estruturas circulares menores, por vezes concêntricas. Estas estruturas morfológicas destacam-se em um relevo arrasado formado por rochas graníticas e sedimentos.

Após a confirmação destas estruturas morfológicas, análogas às observadas por Julianni *et al.* (Submetido,a) na área com sistemas *high-sulfidation*, os levantamentos geológicos de campo foram concentrados em um destes domos e nas suas adjacências, situado, juntamente com diversas outras estruturas semelhantes, na borda de uma estrutura maior aproximadamente circular, topograficamente rebaixada e plana.

Esta grande estrutura circular é limitada por falhas normais concêntricas e falhas radiais, geradas muito provavelmente por abatimento de uma caldeira, com *moats* ainda preservados, semelhante às *ash-flow calderas* do sudoeste do Novo México, descritas por Elston (1984). Na borda desta estrutura circular maior, ocorrem dezenas de possíveis *volcanic vents* arranjados ao longo das fraturas anelares e das falhas transcorrentes de direção principalmente NW–SE associadas à estrutura circular. No centro desta estrutura, também ocorre uma estrutura dômica, com possíveis *vents* associados, semelhantes a um domo ressurgente, como os que ocorrem na fase pós-abatimento, devido à recorrência do magmatismo, como descrito em várias regiões da

América do Norte por Elston (1984) e Lipman (1984), dentre outros.

A partir de então, foi possível individualizar na área estudada duas seqüências litotípicas, uma Inferior e outra Superior, correlacionáveis, respectivamente, às formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri, ambas cortadas por intrusões de granitos epizonais, de dacito e de pórfiros riolíticos e riodacíticos. A Formação Bom Jardim, considerada por Almeida *et al.* (2000) como basal ao Grupo Iriri, é aqui considerada como parte do Grupo Iriri *sensu lato*, devido às intercalações com as vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas da Formação Salustiano.

O acentuado intemperismo, bem como a densa vegetação dificultaram os trabalhos de campo, devido à escassez de afloramentos e acessos (Prancha 1, Foto a), impossibilitando muitas vezes a observação das relações estratigráficas entre as rochas. Por este motivo, o estudo dos testemunhos de sondagem teve um papel fundamental na definição das relações estratigráficas.

Como produto final deste trabalho, foi elaborado o esboço geológico apresentado no Anexo I.

5.1 Estratigrafia

A estratigrafia resumida das rochas da área estudada pode ser vista no Anexo I, sendo a seguir descrita:

5.1.1 Embasamento

As rochas do embasamento não foram cartografadas na área estudada em detalhe, mas segundo Coutinho *et al.* (1998), Almeida *et al.* (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez & Klein (2000), o embasamento das rochas vulcânicas é composto por granitóides da Suíte Intrusiva Parauari, de modo análogo ao observado nas áreas de ocorrência dos sistemas *high-sulfidation* na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.* (Submetido,a).

Santos *et al.* (2000) consideram estes granitóides como representantes do segundo arco magmático paleoproterozóico que sucedeu a construção do Complexo Cuiú-Cuiú da província Tapajós-Parima.

LEGENDA – PRANCHA 1

- a. Vista aérea da área de estudo, mostrando densa vegetação e ausência de acessos
- b. Aspecto característico do andesito da Seqüência Inferior
- c. Veio de dacito no andesito, com borda de reação
- d. Aspecto do riolito porfirítico da Seqüência Inferior
- e. Riolito porfirítico cortado por veio de alteração hidrotermal
- f. Aspecto do ignimbrito da Seqüência Superior
- g. Aspecto característico dos tufos da Seqüência Superior
- h. Afloramento de arenito vulcânico epiclástico em lajedo

PRANCHA 1

Segundo Juliani *et al.* (Submetido,a), estes litotipos tem cor cinza a rosa característica, estrutura maciça, localmente foliada, e textura fanerítica inequigranular média a fina. Petrologicamente são classificados como biotita granodiorito, hornblenda granodiorito e tonalito.

Morfologicamente caracterizam-se por formarem um relevo arrasado, levemente rugoso, com padrão de drenagens dendrítico.

5.1.2 Seqüência Inferior

A Seqüência Inferior é constituída por derrames de andesito na base e por domos de riolito porfirítico que sustentam os altos topográficos e recobrem parcialmente o andesito, atingindo a cota aproximada de 550 m. Correspondem à fase vulcânica pré-caldeira, com a formação dos domos e a construção do edifício vulcânico maior semelhante a um estratovulcão (ou *composite volcano*), onde o riolito freqüentemente encontra-se intercalado em tufos.

As principais unidades litotípicas reconhecidas são:

a) Unidade dos andesitos

Esta unidade não foi interceptada pelas sondagens, mas foi identificada nos perfis mapeados. É composta por derrames de andesito de cor variando de preta a verde escura na base, com espessuras métricas. A estrutura é quase sempre maciça e as rochas são faneríticas finas e inequigranulares (Prancha1, Foto b). Localmente os derrames são cortados por veios e diques de espessura até métrica de pórfiro riolítico e riódacítico e de dacito (Prancha1, Foto c). Principalmente no topo dos derrames ocorrem zonas com poucas vesículas alongadas com até 1,5 cm de comprimento, preenchidas por clorita e carbonatos.

Esta unidade aflora principalmente em drenagens encaixadas em vales profundos e na base dos domos riolíticos. Comumente pode-se observar que os derrames recobrem granitóides da Suíte Intrusiva Parauari mas, muitas vezes, o contato com os granitóides se dá através de falhas.

Quando intemperizadas estas rochas assumem cor ocre característica e desenvolvem solo espesso, com capas lateríticas pouca expressivas, freqüentemente fragmentada, à semelhança de *stonelines*.

b) Unidade dos riolitos porfiríticos

A unidade aflora principalmente em drenagens ou como blocos e matacões em encostas dos morros e, caracteristicamente geram fortes quebras de relevo e encosta inclinada, o que facilita seu mapeamento. Nas amostras de testemunhos de sondagens, observa-se que o manto de intemperismo atinge cerca de 15 metros de profundidade.

O riolito porfirítico é o litotipo predominante na área detalhada, recobrindo-a em cerca de 60%. Esta unidade constitui domos vulcânicos, com estruturas anelares (possíveis raízes de *vents* vulcânicos) associadas e derrames intercalados em tufos ácidos. São comuns formas linguóides distribuídas ao redor das estruturas anelares e dos *vents*, sugerindo de derrames individuais ou compostos, com fluxo centrífugo, mas predominantemente dirigido para fora da estrutura circular maior abatida, interpretada como uma antiga caldeira.

Os domos destacam-se na topografia e sustentam a borda da estrutura circular maior, limitados por falhas normais anelares e radiais. Nas porções mais distais da caldeira estas vulcânicas ocorrem comumente como morros-testemunho, devido à erosão mais acentuada das vulcâncias e vulcanoclásticas.

Os riolitos são maciços, têm cor rosa a vermelho-acastanhado escuro e possuem textura porfirítica, com fenocristais bipiramidais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio imersos em matriz fanerítica muito fina a afanítica (Prancha 1, Foto d). Localmente apresentam estrutura de fluxo ígneo, dada principalmente pela orientação dos fenocristais, e são localmente cortados por veios hidrotermais formados principalmente por quartzo, sericita e pirita.

Comumente o riolito encontra-se fortemente fraturado e, geralmente estas zonas serviram de conduto para a alteração hidrotermal (Prancha 1, Foto e). Em alguns casos o fraturamento é devido a atividades vulcânicas explosivas, chegando a desenvolver brechas hidrotermais, mas, em outros casos, relaciona-se a zonas de cisalhamento tardias.

Intercalações do riolito com tufos e ignimbritos foram também identificados nos testemunhos de sondagem. Estes corpos apresentam contatos bruscos, por vezes erosivos, e possuem espessuras que variam de 1 a 5 m. Estas zonas de intercalação ocorrem tanto na Sequência Superior como na Inferior, evidenciando o caráter recorrente do magmatismo.

O contato do riolito porfirítico com o granito faz-se comumente através de falhas,

mas foram também observadas relações de intrusão, com apófises de granito encaixadas no riolito.

Nas porções mais intemperizadas desenvolve solo argiloso a pouco quartzoso de cor vermelha.

5.1.3 Seqüência Superior

Foram agrupadas nesta Seqüência as rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas, bem como os sedimentos produzidos pela erosão da pilha vulcânica. Esta Seqüência recobre as rochas da Seqüência Inferior, com a qual apresenta contatos bruscos concordantes ou erosivos.

As rochas que compõem esta seqüência foram subdivididas em duas unidades, uma predominantemente vulcanoclástica e outra principalmente epiclástica.

A Unidade Vulcanoclástica é composta essencialmente por ignimbritos, brechas coignimbríticas e tufos de cristais. A Unidade Epiclástica é constituída por tufitos, arenito vulcânico epiclástico, silexito e ritmito. O contato entre ambas é freqüentemente interdigitado, o que caracteriza uma sucessão de eventos eruptivos entremeados por períodos de calmaria, com erosão e deposição de sedimentos clásticos.

De modo geral as rochas da Unidade Vulcanoclástica são caracterizadas nas imagens de satélite e de radar por altos topográficos, elevações com encostas acentuadas, textura rugosa, formas cônicas e lingüiformes partindo de estruturas anelares e fraturas e falhas radiais associadas.

As rochas da Unidade Epiclástica em imagens de sensores remotos apresentam predominantemente formas arrasadas de relevo, com padrão de drenagens dendrítico.

A formação das rochas de ambas unidades provavelmente está relacionada à fase sin- a pós-caldeira, marcada pela formação de pequenos domos, *vents* e vulcões menores compostos ou estratificados (*composite* ou *stratovolcanoes*) na borda da estrutura circular e associados a fraturas anelares, ou seja, são decorrentes da ressurgência vulcânica causada pelo abatimento da caldeira.

Estes litotipos recobrem cerca de 30% da região estudada (Anexo I) e suas principais características são as seguintes:

a) Unidade Vulcanoclástica

a1) Fácies dos ignimbrítitos

Na literatura freqüentemente o termo ignimbrito é empregado para classificar rochas piroclásticas com um certo grau de soldagem (tufos soldados). Entretanto, neste trabalho o termo é empregado segundo a recomendação de Sparks *et al.* (1973), que reserva o nome para as rochas formadas por processos de fluxo piroclástico.

Os ignimbritos desta fácies são compostos predominantemente por tufos e tufos soldados, de composições ácidas, com estruturas acamadadas e grandes variações na granulação dos fragmentos, que são, em essência, angulosos. Os tufos e tufos soldados concentram-se em leitos, mas não constituem camadas contínuas. Apresentam intensa deformação adiastrófica, com dobras convolutas e lentes amalgamadas em meio às brechas coignimbríticas que, por sua vez, possuem matriz predominantemente composta por cinzas vulcânicas e tufos.

Os tufos apresentam cor predominante rosa (Prancha 1, Foto f), mas pode variar de cinza-arroseada em porções menos afetadas pelo hidrotermalismo e pelo intemperismo. As estruturas e texturas destes litotipos indicam gênese por processos de fluxo piroclástico.

Os ignimbritos afloram principalmente no topo dos domos riolíticos e concentram-se na borda da paleocaldeira, distribuindo-se centrifugamente a partir de estruturas circulares menores, interpretadas como antigos *vents* vulcânicos. Formam corpos lobulares semelhantes às formas geradas por depósitos de fluxo de lama (Anexo I).

Sua posição atual no topo dos domos vulcânicos é devida à erosão, que removeu parte dos depósitos ignimbríticos que deveriam originalmente ter sido depositados preferencialmente nos baixos topográficos e nas antigas drenagens.

Os ignimbritos encontram-se intercalados em brechas coignimbríticas, tufos de cristais e tufitos. As intercalações tem espessuras variando de centimétricas a métricas, e apresentam contatos bruscos, o que torna difícil a separação destas unidades na escala do esboço geológico apresentado no Anexo I. Nas porções mais basais da estrutura vulcânica maior e no interior da paleocaldeira, os ignimbritos estão intercalados em arenito vulcânico epiclástico e em ritmito, característica esta que evidencia a recorrência da atividade vulcânica em pulsos. As rochas desta unidade encontram-se alteradas hidrotermalmente em diferentes estilos e intensidades e,

localmente, são cortadas por zonas de cisalhamento, representadas no esboço geológico e identificadas nos testemunhos de sondagens. Em alguns afloramentos o contato lateral do ignimbrito com o riolito ocorre através de falhas.

Capas de sílica (*silica cap*) com sulfetos, localmente alterados e substituídos por limonita, são comuns nos topos de morros onde afloram blocos de ignimbrito.

a2) Fácies dos tufos

Esta fácies é composta predominantemente por tufos ácidos de cor variando de creme a cinza-amarelada (Prancha 1, Foto g), com estrutura maciça, localmente com estratificação plano-paralela dada pela alternância de bandas de lápilli tufos com leitos de tufo cinerítico fino. Comumente encontra-se dobrados convolutamente.

Estas rochas ocorrem intercaladas em corpos de tufo soldado e de riolito, onde constituem bandas centimétricas a métricas. Exibem contatos bruscos com o riolito e gradacional e com os tufos, sendo esta separação muitas vezes possível somente ao microscópio.

Também ocorrem como intercalações no arenito vulcânico e no ritmito, com os quais apresentam contatos gradacionais e, devido às dimensões dos corpos, são muitas vezes de difícil separação na escala do esboço geológico apresentado no Anexo I.

O produto do intemperismo deste litotipo é um solo variando de argiloso a pouco arenoso, de cor vermelha com tons ocre.

a3) Fácies dos tufos soldados

O tufo soldado tem estrutura variando entre maciça e estratificada, composição ácida e cor creme a rosa-claro. A estratificação é devida à compactação e soldamento dos fragmentos vítreos e de púmice e, na matriz, localmente são observadas porções mais compactadas e estiradas (*fiammes*) e textura eutaxítica.

Esta laminação é aparente, pois é dada pela textura eutaxítica e, localmente, está dobrada convolutamente. A laminação também é perturbada por bombas vulcânicas e ejetólitos que provocaram deformação por carga na laminação.

Quando intemperizados produzem solo argiloso a pouco arenoso de cor vermelha.

a4) Fácies das brechas coignimbríticas

Este litotipo ocorre intimamente relacionado aos ignimbritos tendo sido, portanto, representado no esboço geológico (Anexo 1) agrupado com as rochas da Unidade Vulcanoclástica. Os corpos de brecha coignimbrítica afloram na base de estruturas cônicas e associada aos ignimbritos e são muitas vezes envolvida por eles.

Sua principal característica é uma estrutura brechada, com fragmentos variando de angulosos a subarredondados, polimíticos, centimétricos a métricos, imersos em matriz composta por cinzas vulcânicas, vidro vulcânico, púmice e fragmentos líticos menores. Os clastos são de riolito porfirítico, tufos, tufitos, *cherts*, ritmitos, arenitos tufáceos a arcoseanos e andesito. A área-fonte dos clastos foi afetada por alteração hidrotermal em estilos e tipos diferentes, aspecto este evidenciado pelas texturas ainda preservadas nos clastos da brecha.

Quando intemperizadas adquirem cor marrom-avermelhado e preservam freqüentemente a estrutura brechada.

a5) Fácies dos tufos de cristais

Este litotipo aflora nas bordas das estruturas anelares maiores, onde ocorre intercalado em tufos soldados, tufitos e, localmente, em brechas coignimbríticas. Os afloramentos deste litotipo são raros e, freqüentemente, encontram-se intensamente intemperizados. Amostras frescas foram obtidas somente em testemunhos de sondagens.

O tufo de cristais tem cor variando de cinza a rosa, estrutura maciça, localmente bandada, e apresenta estratificação plano-paralela marcada pela alternância entre leitos cineríticos finos e tufáceos. São também comuns intercalações de bandas e leitos de espessura centimétrica de granulação mais grossa, onde predominam fragmentos milimétricos de quartzo e feldspato, ainda preservando formas euédricas. Estes fragmentos podem também ser identificados imersos na matriz tufácea, assim como textura eutaxítica, dada pelo estiramento e soldagem de fragmentos vítreos, resultando em discreto bandamento. Estratificação plano-paralela, localmente perturbada por dobras convolutas foram também reconhecidas.

Os contatos do tufo de cristais com o tufo soldado e com o tufo são geralmente gradacionais, mas são bruscos com as brechas coignimbríticas.

Quando intemperizado, o tufo de cristais gera solo argiloso a pouco arenoso de cor marrom avermelhada.

b) Unidade Epiclástica

b1) Fácies dos tufitos

Esta fácies é formada predominantemente por corpos de tufitos distribuídos nas bordas das estruturas cônicas e nas partes internas das estruturas circulares. Nesta última situação usualmente ocorrem intercalados em sedimentos e tufos e compõem o preenchimento da caldeira. Quando associados com as estruturas cônicas estão principalmente intercalados em tufos e derrames de riolito.

Nas porções internas das estruturas circulares, onde o tufito intercala-se em arenitos, silexito e ritmitos, os contatos com as encaixantes são gradacionais e, muitas vezes, são de difícil identificação, tanto no campo como em amostras de mão.

Nos afloramentos situados nas bordas das estruturas cônicas, onde os tufitos ocorrem intercalados em riolito e tufos, os contatos são usualmente bruscos.

Sua cor varia de cinza a rosa, passando para roxa e ocre salpicado de pontos brancos quando intemperizado.

A principal estrutura presente nestes litotipos é um bandamento plano-paralelo, localmente dobrado, mas, mais raramente, apresenta estrutura maciça. A estratificação é marcada pela alternância de leitos onde predominam cinzas vulcânicas e tufos com leitos onde a contribuição de fragmentos líticos nas frações silte e areia de origem sedimentar é mais importante.

b2) Fácies dos arenitos vulcânicos epiclásticos

Esta unidade ocorre nas porções centrais das estruturas anelares, preenchendo bacias *pull-apart* de direção predominante NW–SE e intercalados em tufito, tufos, ritmito e leitos de *chert*.

Normalmente afloram em lajedos (Prancha 1, Foto h) e têm cor variando entre ocre e levemente rosa. De forma geral, este litotipo tem estrutura maciça mas, localmente, apresenta estratificações plano-paralela e cruzadas de médio porte. As camadas estão inclinadas na área detalhada, com mergulho variando entre 5 e 25°, em

função da presença de dobras abertas e basculamentos. Em alguns poucos afloramentos foram observadas marcas onduladas, indicando sedimentação subaquática de parte do arenito vulcânico epiclástico.

O arenito possui baixa maturidade textural e mineralógica, com fragmentos angulosos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, variando composicionalmente entre os termos arenito e arcóseo. Frequentemente estão muito silicificados ao redor de veios, mas são comuns extensas zonas de silicificação sem veios hidrotermais associados, que pode ter sido gerada diageneticamente.

Localmente ocorrem bolsões de sulfetos disseminados, por vezes associados a veios hidrotermais de quartzo com sulfeto (Prancha 2, Foto a). Quando vinculados com veios, os sulfetos frequentemente geram textura em *boxwork* e estão substituídos por limonita.

O produto do intemperismo destas rochas é um solo muito arenoso e de cor ocre.

Com base nas estruturas sedimentares e na faciologia dos litotipos associados, foi modelado o ambiente deposicional destes litotipos, apresentado na Figura 14.

b3) Fácies dos silexito (chert)

O silexito ocorre como bandas centimétricas e camadas de espessuras métricas intercaladas no arenito epiclástico e no ritmito. Possuem cor cinza a cinza levemente rosado, estrutura bandada plano-paralela, localmente laminada (Prancha 2, Foto b) ou maciça. Por vezes é encontrada textura perlítica em algumas amostras. Feições de deformação por carga e ejetólitos frequentemente perturbam a laminação.

Os contatos do silexito com o ritmito são predominantemente concordantes e bruscos e com o arenito são principalmente bruscos e discordantes na base, mas em algumas porções no topo são erosivos, indicando canibalização do silexito pelo arenito.

Em campo o silexito é facilmente confundido com tufos e arenitos silicificados que ocorrem no topo da seqüência vulcanossedimentar.

Devido à pequena espessura dos leitos de silexito, esta unidade foi agrupada no esboço do Anexo I com a Unidade dos Sedimentos Epiclásticos.

LEGENDA – PRANCHA 2

- a. Porção intensamente sulfetada no arenito vulcânico epiclástico
- b. Contato do silexito com arenito. Observam-se clastos de silexito no arenito (porção inferior direita)
- c. Aspecto geral do granito porfirítico
- d. Detalhe de película de hidróxidos-óxidos de manganês que recobre parte dos afloramentos dos granitos
- e. Aspecto característico do pórfiro riolítico
- f. Megacristais de hornblenda em matriz de quartzo, plagioclásio, hornblenda e feldspato potássico
- g. Textura subofítica é vesícula preenchida por quartzo no andesito
- h. Megacristais de quartzo com golfos de corrosão e megacristal de plagioclásio em matriz fanerítica do riolito

PRANCHA 2

Figura 14: Modelo do ambiente deposicional do arenito vulcânico epiclástico

b4) Fácies dos ritmitos

Este litotipo ocorre principalmente nas porções mais centrais das estruturas circulares e, mais raramente, no interior das bacias *pull-apart* orientadas segundo NW–SE. Tipicamente ocorre intercalado em litotipos que compõem a Sequência Epiclástica, mas também está presente como leitos subordinados em tufos da Sequência Vulcanoclástica.

As intercalações de ritmitos constituem pacotes que variam desde alguns poucos centímetros à algumas dezenas de metros de espessura, mas predominam corpos com espessuras da ordem de 4 a 9 m.

O ritmito tem estratificação plano-paralela, gerada pela alternância de bandas decimétricas a centimétricas na fração argila, com bandas decimétricas na fração silte a areia fina. Internamente as porções argilosas apresentam laminação plano-paralela que, localmente, encontra-se rompida.

A cor do ritmito varia de cinza a creme, gradando para tons ocráceos quando gradativamente intemperizado, até produzir solo argiloso a pouco arenoso de cor ocre a ocre-avermelhado.

Quando intercalado nos tufos e tufitos os contatos dos corpos de ritmitos são gradacionais no topo e bruscos na base. Comumente o conjunto encontra-se muito silicificado, tornando a observação dos contatos muito difícil, mesmo em testemunhos de sondagem.

5.1.4 Unidade dos Dacitos

O dacito ocorre sob a forma de diques e apófises de espessuras centimétricas a métricas, encaixados nas rochas das seqüências Superior e Inferior.

Os seus contatos com as encaixantes são intrusivos mas, localmente, são balizados por falhas e, comumente, estão presentes bordas de reação nas encaixantes.

Texturalmente o dacito é porfirítico, com fenocristais de plagioclásio, quartzo e ortoclásio imersos em matriz afanítica à fanerítica muito fina constituída por anfibólio, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Sua cor varia de negra a verde-escuro. Os fenocristais estão freqüentemente arredondados, possivelmente por dissolução magmática.

No esboço geológico interpretado (Anexo 1) o dacito não pode ser representado,

devido a escala utilizada.

5.1.5 Unidade dos Granitos

Esta unidade agrupa os granitóides intrusivas nas seqüências anteriores e nos granitóides sin-colisionais da Suíte Intrusiva Parauari. Estas rochas podem ser correlacionáveis aos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha ou, mais provavelmente, às fácies tardi- a pós-colisionais da Suíte Intrusiva Parauari.

Nas imagens de radar e de satélite este granito possui relevo com formas acidentadas levemente “arredondadas” em relação ao riolito e às rochas da Unidade Vulcanoclástica. Esta mesma característica é observada nos granitóides mais antigos do Embasamento (Suíte Intrusiva Parauari), o que dificulta sua separação por sensores remotos e, conseqüentemente, a área deste litotipo no esboço geológico (Anexo 1) pode ser menor do que a real, devido as dificuldades já apresentadas.

Estes granitos tem cor que varia de cinza a rosa, são freqüentemente leucocráticos e, às vezes, hololeucocráticos (Prancha 2, Foto c). Geralmente são maciços mas, localmente, encontram-se milonitizados nas proximidades das zonas de cisalhamento. Texturalmente são rochas faneríticas de granulação média a grossa, inequigranulares, localmente porfíricas, com megacristais de feldspato potássico e plagioclásio dispersos em matriz fanerítica média a grossa constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita.

Os corpos deste granito constituem *stocks* com secções circulares e elipsoidais em planta que variam de 1 a 8 km de diâmetro ou no eixo maior. Também foram observadas apófises com algumas centenas de metros de extensão.

Este litotipo aflora em quebras de relevo, especialmente em áreas escarpadas, onde são comuns blocos, muitas vezes com esfoliação esferoidal, e lajedos nas drenagens. Nos afloramentos localizados em drenagens são freqüentemente recobertos por película de hidróxidos e óxidos de manganês (Prancha 2, Foto d) que podem atingir muitas vezes vários centímetros de espessura.

Os contatos do granito com as rochas encaixantes são intrusivos e, localmente, limitam-se por falhas transcorrentes de direção NW–SE e normais na borda das estruturas anelares. O produto do intemperismo deste litotipo é um solo argiloso a pouco arenoso de cor marrom-avermelhado, que muitas vezes atinge espessuras da ordem de dezenas de metros.

5.1.6 Unidade das Brechas de Conduto

As brechas de conduto formam corpos com dimensões variando de centimétricas até algumas centenas de metros, geralmente com formas de funil e cálice assimétrico, no centro e nas bordas das estruturas anelares menores. O perfil esquemático da Figura 15 mostra o posicionamento estratigráfico deste litotipo já que, devido à escala do esboço geológico, ele não pode ser representado.

Estas brechas são formadas por clastos e blocos angulosos das rochas encaixantes, incluindo riolito, andesito, dacito, granito, arenito, ignimbrito, tufos, tufitos e pórfiro, envolvidos por uma matriz composta por fragmentos líticos menores das mesmas rochas. É predominantemente clasto suportada e mostra discreta granodecrescência ascendente.

Os seus contatos com as encaixantes são abruptos, verticais a oblíquos e intrusivos. A Figura 16, modificada de Laznicka (1988), resume os estágios de formação das brechas de conduto.

O primeiro estágio (1) corresponde ao início da fase explosiva, com o fraturamento da encaixante e movimentação ascendente dos fragmentos. Este estágio é seguido pelo colapso dos fragmentos (2), tanto da coluna explosiva como da parede do *pipe*, logo após o final da atividade vulcânica, ou em intervalos entre as erupções. O último estágio (3) corresponde ao preenchimento do topo do *pipe* por sedimentos produzidos pela erosão da própria brecha e das rochas encaixantes.

Quando intemperizada gera solo arenoso de cor castanha, com fragmentos polimíticos muito semelhante aos observados nos coluviões.

5.1.7 Unidade dos Pórfiros

Diversos corpos de pórfiros ocorrem sob forma de diques e apófises, com espessuras variando entre 1 e 450 m. Nas imagens de sensores remotos são caracterizados por se associarem com as porções centrais de estruturas circulares concêntricas menores, com fraturas e diques radiais.

O seu posicionamento estratigráfico pôde ser melhor observado nos testemunhos de sondagens, representado na Figura 15.

A cor deste litotipo varia de cinza a marrom, sua estrutura é maciça e a textura é porfirítica (Prancha 2, Foto e), com fenocristais de quartzo, plagioclásio, feldspato

F_01

F_02

Figura 15: Perfil esquemático das relações estratigráficas entre os litotipos na área de estudo

Figura 16: Esquema de formação de brechas de conduto. (1) Fase eruptiva, com fragmentação e ejeção do material; (2) Preenchimento por colapso da coluna eruptiva; (3) Preenchimento do topo do *pipe* por material sedimentar. Modificado de Lasnicka (1988).

potássico e biotita, imersos em matriz variando de fanerítica fina, com a mesma composição mineralógica dos cristais mais grossos, a vítrea.

O pórfiro aflora principalmente como blocos e diques em encostas, especialmente onde a erosão foi mais acentuada pela existência de zonas de falhas. Nesta situação cortam as vulcânicas e o granito tardio, principalmente nas porções centrais e adjacências de estruturas circulares concêntricas.

A colocação das intrusões é, em alguns casos, balizada por falhas, onde, freqüentemente podem ser observadas reativações posteriores ao magmatismo, evidenciado pelo desenvolvimento de pequenas zonas de cisalhamento nos pórfiros, com geração de protocataclasitos.

O produto do intemperismo deste litotipo é um solo argiloso pouco arenoso, de cor ocre-avermelhado.

5.2 Análise Morfoestrutural

As estruturas que mais se destacam na área estudada, principalmente na sua porção central, são grandes lineamentos retilíneos, localmente anastomosados, de direção principal NW–SE, facilmente identificados em produtos de sensores remotos (Anexo II). Segundo Almeida *et al.* (2000), estas estruturas têm grande expressão regional na Província Aurífera do Tapajós e apresentam movimentação predominantemente sinistrogira. Sua gênese é atribuída pelos autores anteriormente citados a um evento de deformação progressiva em períodos compressivos relacionados à evolução de um arco magmático. Santos (2000,a) denominou esta estruturação de Sistemas de Falhas Transcorrentes do Tapajós.

Esta estruturação NW–SE superpõem-se a estruturas anteriores mais discretas, de direções principais NNE–SSW a NE–SW, relacionadas regionalmente por Almeida *et al.* (2000) a uma fase pré-colisional. Já para Santos (2000,a), esta estruturação está representada por falhas e fraturas extencionais relacionadas ao Sistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós. Na área estudada os lineamentos NNE–SSW a NE–SW afetam principalmente os granitóides correlacionáveis a Suíte Intrusiva Parauari, não ocorrendo em áreas recobertas por outros litotipos, o que sugere serem anteriores ao evento vulcânico.

Outras estruturas marcantes na região são os lineamentos circulares, muitas vezes concêntricos, marcados por falhas normais, associadas a falhas e fraturas radiais. Estas estruturas variam de algumas centenas de quilômetros a algumas centenas de metros e ocorrem principalmente associadas às rochas vulcânicas da Sequência Superior e, subordinadamente, no domínio dos granitóides sin-colisionais correlacionáveis aos da Suíte Intrusiva Parauari.

A maior destas estruturas, que ocorre na porção sudeste do esboço geológico de estruturas, assemelha-se a uma caldeira abatida e está claramente relacionada a reativação das estruturas NW–SE. Trabalhos realizados por Juliani, 2001, Juliani *et al.* (Submetido,a) nas rochas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós, mostraram que estruturas correspondem a complexos de paleocaldeiras.

As estruturas circulares menores distribuídas ao redor da estrutura circular maior, onde afloram rochas vulcânicas da Sequência Superior, correspondem a pequenos vulcões formados durante o abatimento da caldeira. Também ocorrem estruturas

vulcânicas semelhantes ao longo das falhas transcorrentes de direção NW–SE, a partir da borda da estrutura circular maior, evidenciando o relacionamento da reativação destes lineamentos com o abatimento da caldeira.

Nos domínios das rochas graníticas correlatas à Suíte Intrusiva Parauari, ocorrem também estruturas circulares menores com falhas radiais associadas. Estas estruturas correspondem a diques e apófises de pórfiro que cortam os granitos mais tardios.

6 PETROGRAFIA

As descrições petrográficas apresentadas a seguir seguem a ordenação litoestratigráfica descrita na Geologia Local, iniciando-se, portanto, pela unidade mais antiga. Nestas descrições buscou-se a observação das estruturas, texturas e mineralogia primárias das rochas, cuja identificação foi muitas vezes difícil, devido a sobreposição de diversos eventos de alteração hidrotermal, descrita adiante.

6.1 Seqüência Inferior

6.1.1 Andesito

O andesito tem estrutura maciça, cor verde-escura e é predominantemente inequigranular, com cristais menores de hornblenda, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo dispostos entre os cristais maiores de plagioclásio (40% vol.) e em menor quantidade hornblenda (5% vol.) (Prancha 2, Foto f). Apresenta textura fanerítica média a fina variando de ofítica a subofítica, com vesículas preenchidas por carbonatos, quartzo e clorita (Prancha 2, Foto g) e, não raramente, é cortado por microvenulações. O plagioclásio é geralmente euhédrico, ripiforme, e varia de andesina (An_{40}) a labradorita (An_{52}), freqüentemente com núcleos zonados de composição mais cálcicas e bordas de albita. Em cristais maiores é possível o reconhecimento de geminação polissintética, por vezes combinada com a geminação Carlsbad. Os cristais menores são intersticiais e variam de anhedrais a euhédricos.

A hornblenda tem formas aciculares euédricas de cor castanho-esverdeado e é freqüentemente intersticial, anedral a subeuedral. Em porções do andesito próximas aos diques de dacito e de pórfiro a hornblenda passa a ser predominante, alcançando

6.1.2 Riolito porfirítico

O riolito porfirítico tem estrutura maciça e, em algumas amostras, são observadas microvenulações. A cor é rosa-avermelhada, a textura é porfirítica, com fenocristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, em teor e proporções variadas, imersos em matriz fanerítica fina a afanítica composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Prancha 2, Foto h), além de pirita, apatita, titanita e zircão como minerais acessórios.

Os fenocristais de quartzo (5 a 15% vol.) são euhédricos, bipiramidais e, comumente, apresentam “golfos” provocados por dissolução magmática, preenchidos por minerais muito finos ou de granulação indistinguível ao microscópio, e são, por vezes, arredondados. No geral, estes fenocristais exibem extinção ondulante e “nuvens” de inclusões fluidas trifásicas, bifásicas (gás-líquido) e monofásicas (sólidas). O quartzo na matriz é anedral e intersticial, está intercrescido com feldspatos e é, na matriz, produto de devitrificação.

Os fenocristais de feldspato potássico predominam entre os fenocristais perfazendo geralmente 20–35% do volume da rocha. Mineralogicamente estão divididos entre feldspato potássico, microclínio, pertita e mesopertita. O feldspato potássico é euhédrico, freqüentemente exibe arestas arredondadas por corrosão magmática e geminação Carlsbad bem desenvolvida. O feldspato potássico também ocorre intersticialmente na matriz como cristais anhedrais e intercrescido com quartzo e plagioclásio. Os fenocristais de feldspato potássico pertítico e mesopertítico são euhédricos, com exsolução de albita gotiforme a vermiforme orientadas preferencialmente segundo as direções cristalográficas do hospedeiro. O microclínio ocorre em menor proporção, tem forma euédrica e distribui-se principalmente na matriz. Também é verificado em zonas de rochas hidrotermalizadas, onde pode substituir o feldspato potássico, ou como produto da inversão do feldspato potássico, principalmente em amostras mais deformadas.

Os fenocristais de plagioclásio (An_{29-33}) são euhédricos e, na maioria das amostras, não compõem 5% do volume, mas, em algumas raras amostras chega a perfazer 20%. Os fenocristais freqüentemente apresentam zonamento composicional, com núcleos mais cálcicos. Localmente estão arredondados por corrosão magmática e orientados por fluxo, juntamente com os demais fenocristais. Na matriz o plagioclásio é subeuhédrico, intersticial e está intercrescido com quartzo e feldspato potássico.

Relíquias de biotita (< 2% modal) ocorrem em algumas porções faneríticas da matriz, quase que totalmente substituídas por clorita, produto da alteração hidrotermal.

Como acessórios ocorrem apatita, zircão e titanita. A apatita está disseminada pela matriz e tem forma de bulbos finos tendendo a aciculares. O zircão é euhédrico, freqüentemente zonado e encontra-se tanto disseminado na matriz como associado a titanita, leucoxênio e opacos. A titanita distribui-se pela matriz e, normalmente, forma agregados irregulares com cristais anhedrais.

A seqüência de cristalização dos minerais está apresentada na Figura 18.

	<i>Estágio Magmático</i>	<i>Estágio Pós-Magmático</i>	<i>Metassomatismo Potássico</i>	<i>Alteração Sericitica</i>	<i>Alteração Propilitica</i>	<i>Alteração Argílica</i>
Andesina	■					
Oligoclásio	■ ■ ■ ■ ■					
Albita	■ ■ ■ ■ ■					
Feldspato		■ ■ ■ ■ ■				
Potássico	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■				
Pertita		■ ■ ■ ■ ■				
Microclínio		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
Biotita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
Quartzo	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Zircão		■ ■ ■ ■ ■				
Apatita		■ ■ ■ ■ ■				
Titanita		■ ■ ■ ■ ■				
Ilmenita		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
Clorita					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Epidoto					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Leucoxênio						■ ■ ■ ■ ■
Adulária					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Calcita					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Fluorita					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Rutilo					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Sericita				■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■
Caolinita						■ ■ ■ ■ ■
Barita					■ ■ ■ ■ ■	
Pirita		■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Calcopirita				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Molibdenita				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Ouro				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
<i>Estilo da Alteração</i>			<i>Pervasivo</i>	<i>Fissural a Pervasivo</i>	<i>Pervasivo a Fissural</i>	<i>Fissural a Pervasivo</i>

Figura 18: Seqüência de cristalização dos minerais dos estágios magmático, pós-magmático e hidrotermal do riolito

6.2 Seqüência Superior

6.2.1 Unidade Vulcanoclástica

a) Ignimbritos

a1) Tufos

Os tufos têm cor creme a creme-acinzentado, estrutura maciça, localmente com estratificação planoparalela, muitas vezes dobrada convolutamente. A estratificação é dada pela alternância de bandas cineríticas finas e leitos variando de cinza a lápili tufo. Mineralogicamente são compostos por fragmentos vítreos angulosos (*glass shards*), quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, imersos em matriz variando de vítrea a tufácea (Prancha 3, Foto a). A relação fragmento/matriz é variável, mas na maioria das vezes predomina matriz e, mais raramente, predominam fragmentos concentrados em leitos de espessura centimétrica. Nos fragmentos de quartzo é ainda possível reconhecer-se formas bipiramidais, apesar da elevada taxa de fragmentação. O feldspato potássico é perítico, euhédrico e tem com bordas corroídas por reação com o líquido magmático que resultou na matriz vítrea. O plagioclásio está representado pelo oligoclásio (An_{19-28}), é euhédrico, está muito fragmentado e apresenta bordas com corrosão magmática.

Em leitos onde predomina matriz vítrea, são comuns texturas de devitrificação, com recristalização para calcedônia e quartzo, e de palagonitização, onde os opacos minúsculos concentram-se nas bordas de antigas bolhas de gás, em típicas formas de Y. Nestes leitos são também comuns vesículas milimétricas a centimétricas preenchidas por calcedônia. A estratificação localmente é perturbada por dobras intrafoliais com a charneira espessada, por vezes rompidas (Prancha 3, Foto b), associadas a pequenas zonas de cisalhamento. No plano axial destas dobras, normalmente ocorre desenvolvimento de sericita.

Nas rochas deste grupo são também comuns intercalações milimétricas de tufos soldados.

LEGENDA – PRANCHA 3

- a. Aspecto petrográfico dos tufos da Sequência Superior
- b. Dobras intrafoliais com charneira espessada e sericita desenvolvida no plano axial
- c. Textura eutaxítica no tufo soldado
- d. Fragmento de tufo em matriz vítrea no tufo soldado
- e. Leito onde predominam fragmentos alternado com leito com predominância da matriz vítrea; os *fiammes* geram textura eutaxítica
- f. Aspecto característico das brechas coignimbríticas, com clastos dos mais variados litotipos
- g. Microfraturas convolutas na matriz da brecha coignimbrítica
- h. Alternância de leitos onde predomina matriz vítrea, com textura eutaxítica incipiente e leitos com predominância de fragmentos de cristais

PRANCHA 3

a2) Tufo soldado

O tufo soldado tem cor creme a levemente rosada, com estrutura variando entre maciça e laminada, esta predominante. A laminação é aparente, pois é dada pela compactação e soldamento dos fragmentos vítreos e de púmice com a matriz. Localmente, nas porções mais compactadas e estiradas (*fiammes*), observa-se textura eutaxítica (Prancha 3, Foto c). Esta laminação é descontínua e está perturbada por dobras convolutas.

Mineralogicamente o tufo soldado é constituído por fragmentos angulosos de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, *glass shards* e púmice, além de fragmentos líticos, ejetólitos e bombas, todos imersos em matriz vítrea a cinerítica fina (Prancha 3, Foto d).

A proporção entre fragmentos e matriz é variável, predominando matriz (80–90% vol.), mas também ocorrem leitos centimétricos a decimétricos (Prancha 3, Foto e), onde o volume de fragmentos alcança até 20% do volume. Os fragmentos de quartzo são angulosos e, por vezes, ainda mostram formas bipiramidais. O plagioclásio varia entre oligoclásio (An_{27}) e andesina (An_{36}), é euhédrico, localmente ripiforme, e frequentemente mostra arestas magmáticamente corroídas. Os fragmentos de feldspato potássico são angulosos a pouco arredondados, localmente pertíticos a mesopertíticos, e também apresentam bordas corroídas pelo líquido magmático antes da ejeção da nuvem piroclática.

Os fragmentos vítreos são angulosos e frequentemente apresentam formas de Y e deformação por carga. Os fragmentos de púmice são pouco arredondados pelo fluxo piroclástico e encontram-se localmente deformados e soldados à matriz, sendo por vezes difícil a sua identificação nas porções onde a compactação e o grau de soldagem é maior. Os fragmentos líticos variam de angulosos a pouco arredondados e são compostos por riolito, tufos e dacito.

Ejetólitos e bombas vulcânicas têm formas variadas, mas predominam angulosas e, por vezes gotiformes. Estão dispersos pela rocha e, tipicamente deformam a matriz por carga.

Nas porções vítreas da matriz são comuns texturas de palagonitização e devitrificação, bem como a presença de esferulitos e, mais raramente, em porções menos compactadas, de amígdalas preenchidas por calcedônia.

b) Brechas coignimbríticas

Estes litotipos têm cor creme a creme-acinzentado e apresentam estrutura brechada formada por clastos polimíticos, centimétricos a decimétricos, angulosos a pouco arredondados imersos em matriz composta por cinzas vulcânicas, vidro e púmice, além de fragmentos líticos milimétricos (Prancha 3, Foto f). Os clastos são de riolito porfirítico, andesito, tufos, tufitos, *cherts*, ritmitos e arenitos tufáceos e arcoseanos. A rocha apresenta sutil granodecrescência ascendente, principalmente observada nas porções da matriz onde predominam fragmentos líticos. Localmente, a matriz mostra feições de orientação por fluxo, como laminação plano-paralela, perturbada por dobras convolutas (Prancha 3, Foto g), e pouca seleção granulométrica dos fragmentos e da matriz. Estas duas características podem ser comparadas às brechas do tipo 1 e 2 de Cas & Wright (1987), denominadas de coignimbríticas e basais respectivamente, ambas formadas por processos diretamente ligados ao colapso da coluna eruptiva e portanto, contemporaneamente relacionados com a formação dos ignimbritos, que muitas vezes os envolvem. Na Figura 19 é apresentado o modelo de formação destas brechas, segundo Cas & Wright (1987).

Figura 19: Modelo de formação de brechas coignimbríticas segundo Cas & Wright (1987)

As características texturais observadas nestas brechas são semelhantes às descritas para depósitos gerados por corrida de lama, entretanto as intercalações com tufos ignimbríticos e sedimentos, além de feições erosivas e de canibalismo, permitem

interpretar para este litotipo um ambiente de formação gerado pela interação de assoalho piroclástico de alta energia e erosivo, com sedimentos inconsolidados, semelhante ao descrito por Allen & McPhie (2001) em Kos (Grécia) nas adjacências de um paleocone vulcânico.

Em determinadas porções da brecha, os clastos encontram-se alterados hidrotermalmente em diferentes tipos, intensidades e estilos, indicando que estes processos se deram anteriormente à formação da brecha, sugerindo também a possibilidade de sucessivos eventos explosivos vulcânicos na área fonte destes depósitos.

c) Tufo de cristais

Este litotipo tem cor variando de cinza a rosa e estrutura maciça, com algumas porções bandadas ou com estratificação plano-paralela dada pela alternância de leitos cineríticos finos e tufo. Localmente é observada textura eutaxítica marcada pela compactação e soldagem de fragmentos vítreos e de púmice com a matriz vítrea (Prancha 3, Foto h). Tanto a estratificação como o bandamento eutaxítico estão afetados por dobras convolutas.

O tufo de cristais é composto mineralogicamente por clastos fragmentados de cristais euhédricos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, além de fragmentos vítreos e púmice imersos em uma matriz predominantemente vítrea a tufácea. A proporção entre cristais e fragmentos vítreos é variável, mas predominam cristais (60–90% dos fragmentos), enquanto que os fragmentos vítreos e de púmice podem ultrapassar 40% vol. em raros leitos.

Os fragmentos de plagioclásio são predominantes (50–65%) e tem composição variando de oligoclásio (An_{27}) a andesina (An_{35}). Dentre os fragmentos, são ainda reconhecíveis formas subeuhédricas prismáticas, principalmente nos cristais menores. Os fragmentos de plagioclásio freqüentemente tem bordas serrilhadas, devido a reações com a matriz vítrea.

O quartzo é o segundo fragmento mais abundante (10–25%). Comumente suas formas exibem relíquias subeuhédricas bipiramidais, golfos de corrosão magmática e bordas corroídas.

Os fragmentos de feldspato potássico são os menos abundantes (5–20%), são angulosos, pertícticos a mesopertícticos e têm bordas em contato com a matriz vítrea corroídas, evidenciando reações químicas entre eles.

Nas porções vítreas da matriz é comum a presença de vesículas, cuja quantidade diminui em porções onde a matriz está soldada, onde são também frequentes, feições de devitrificação e palagonitização.

Cas & Wright (1987) discutem que a identificação do processo formador de tufos de cristais é de difícil interpretação, pois estas rochas podem ser geradas por transporte piroclástico ou como os epiclásticos, estes em determinadas condições. Algumas destas feições, entretanto, somente ocorrem em depósitos de fluxo piroclástico, como por exemplo, a soldagem da matriz, a presença de vesículas, a homogeneidade dos grãos relativa ao possível magma parental, o pouco arredondamento dos grãos e a presença de *pipes* de escape de gases. Estas características, à exceção dos *pipes*, que não foram observados, estão presentes no tufo de cristais descrito, possibilitando assim inferir-se que sua origem relaciona-se a processos de transporte piroclástico, relacionado, por exemplo, a depósitos de queda ricos em cristais (*crystal-rich falls*) e ignimbritos ricos em cristais.

Um dos ambientes mais propícios para o desenvolvimento destes tipos de depósitos, segundo Cas & Wright (1987), é o de colapso do teto da câmara magmática e o conseqüente colapso da caldeira, provocando uma rápida descompressão e ebulição da fase magmática volátil gerando uma expansão explosiva que provoca a erupção de magmas altamente cristalizados.

6.2.2 Unidade Epiclástica

a) Tufitos

Os tufitos tem cor cinza a cinza-rosado e, freqüentemente, apresentam estrutura bandada, com estratificação plano-paralela, localmente dobrada, e, mais raramente, maciça. O bandamento é produzido pela alternância de leitos de granulação distinta, ora predominando mais finos, ora mais grossos, distribuídos em uma matriz mais fina, com granulação de silte.

Dentre os clastos mais grossos predominam os de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, rochas, vidro vulcânico e púmice em proporções variáveis. A

presença de fragmentos vítreos é menos expressiva e a matriz é composta por cinza vulcânica, argilominerais, feldspatos e quartzo (Prancha 4, Foto a). Dentre os fragmentos líticos foram identificados tufo, tufo de cristais, riolito, dacito e *chert*. Os clastos são arredondados a subangulosos e podem predominar em alguns leitos, gerando um arcabouço clasto suportado. Nestes leitos quartzo, feldspato potássico e plagioclásio são mais abundantes que os fragmentos líticos, e sempre associam-se fragmentos vítreos e de púmice, indicando que a área fonte pode ter sido formada preponderantemente por tufos de cristais.

Nos leitos onde predomina a matriz, o arcabouço é aberto, tornando a rocha matriz suportada com os clastos esparsos. Nestas porções também foram identificados ejetólitos e bombas vulcânicas que provocam a deformação da estratificação por carga (Prancha 4, Foto b).

A diversidade dos clastos reflete a poligeneticidade da área fonte para esta rocha, ficando evidente o retrabalhamento de rochas piroclásticas como tufos e tufo de cristais e o aporte de sedimentos produzidos pela erosão das rochas adjacentes bem como a contribuição vulcânica contemporânea à deposição da rocha produzindo cinzas, ejetólitos e bombas vulcânicas.

b) Arenito vulcânico epiclástico

Estes litotipo tem cor variando entre ocre e rosa e estrutura maciça. Às vezes apresentam estratificações plano-paralela e cruzada de médio porte e baixa maturidade textural e mineralógica.

São constituídos por clastos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e fragmentos líticos (tufos, tufo de cristais, riolito e dacito) na fração areia, com diferentes proporções entre eles (Prancha 4, Foto c). Intercalações centimétricas destas rochas com tufos ignimbríticos e tufos de cristais também foram identificadas. A matriz foi intensamente silicificada, sendo a maior parte desta silicificação produto de alteração hidrotermal mas, pelo menos em parte, pode ser diagenética, uma vez que, diferentemente da anterior, não se associam veios, ocorrem em porções distantes das zonas de alteração hidrotermal e tendem a concentrar-se no acamamento.

Suguio (1998) sugere o nome arenito vulcânico epiclástico para rochas formadas a partir do intemperismo e sedimentação de rochas vulcânicas na fração areia, denominação esta adotada neste trabalho para estes litotipos.

LEGENDA – PRANCHA 4

- a. Aspecto petrográfico dos tufitos
- b. Ejetólito provocando deformação por carga no tufito
- c. Aspecto petrográfico do arenito vulcânico epiclástico. Na porção inferior observa-se clasto de *chert* arredondado
- d. Leitões com textura perlítica no silexito (indicado pela seta), alternados com leitões laminados
- e. Detalhe de esférula de calcedônia e argilo-minerais da textura perlítica
- f. Aspecto petrográfico do ritmito. Nas porções da fração silte-areia nota-se fragmentos angulosos de cristais de quartzo e feldspato potássico indicando proximidade de deposição da área fonte
- g. Aspecto petrográfico do dacito com megacristais de plagioclásio quartzo e feldspato potássico, em matriz composta por hornblenda, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico
- h. Biotita ígnea do dacito associada à opaco

PRANCHA 4

Devido às variações composicionais dos clastos, foi possível neste conjunto, separar-se as fácies arenito, arenito arcoseano e arcóseo, todas com contribuição vulcânica.

Na fácies arenito o quartzo é o mineral predominante (85–95% vol.), variando sua forma de subanguloso a arredondado e pouco esférico. Os clastos de feldspato potássico são subangulosos a pouco arredondados, perfazem cerca de 1–2% do volume da rocha e, freqüentemente, são pertíticos. Os clastos de plagioclásio variam de oligoclásio (An_{29}) a andesina (An_{32}), são pouco arredondados a subangulosos e correspondem a aproximadamente 5–7% do volume da rocha. Os fragmentos líticos têm formas subarredondadas. Em determinadas porções do arenito os grãos encontram-se imbricados, mas predominantemente estão arranjados aleatoriamente, com arcabouço fechado, clasto suportado. Zircão detrítico arredondado ocorre subordinadamente, assim como rutilo. A presença de rutilo sugere a presença na área fonte de sistemas epitermais *high-sulfidation*, uma vez que este mineral caracteristicamente associa-se às zonas de alteração argílica-avançada de alta temperatura descritas por Nunes (2001) e Juliani *et al.* (Submetido,a), assim como *low-sulfidation* que, como o aqui descrito, podem ter rutilo associado.

Na fácies arcóseo o feldspato potássico perfaz de 30–60% do volume da rocha e é subanguloso a subarredondado. O teor de quartzo varia entre 30–50% e os grãos são subangulosos a arredondados, mas ainda pode-se reconhecer relíquias de formas bipiramidais. O plagioclásio varia de oligoclásio (An_{26}) a andesina (An_{35}), perfaz entre 10–20% em volume na rocha, é subarredondado e pouco esférico, e alguns grãos preservam ainda relíquias de formas prismáticas. Nos litotipos desta fácies os fragmentos líticos são mais abundantes, chegando a 8% do volume, e têm formas subarredondadas.

A fácies de arenito arcoseano é o termo intermediário entre o arcóseo e o arenito e tem as mesmas características texturais de seus membros finais, à exceção da composição. O quartzo varia entre 30–40%, o plagioclásio entre 15–20%, o feldspato potássico entre 15–25% e os fragmentos líticos entre 8–10% do volume da rocha.

c) *Silexito (chert)*

Este litotipo tem cor cinza a levemente rosada e estrutura estratificada, com laminação plano-paralela localmente deformada por carga. É formado pela alternância de leitos com finas camadas de sílica microcristalina com leitos com textura perlítica (Prancha 4, Foto d).

A sílica microcristalina foi identificada como calcedônia e está arranjada em finas bandas. Localmente está cristalizada como quartzo, mas ainda preserva a estrutura laminada. Nestes leitos é comum a presença esparsa de fragmentos de quartzo bipiramidal, plagioclásio e feldspato potássico, muito semelhantes aos fragmentos observados nos tufo de cristais. Argilominerais estão comumente presentes nos interstícios entre os grãos de quartzo e nas lâminas de calcedônia.

Caracteristicamente ocorrem esférulas de calcedônia concentradas em alguns leitos, com estrutura laminada concêntrica e núcleo composto por argilominerais, gerando uma textura a perlítica (Prancha 4, Foto e). Estas esférulas estão imersas em uma matriz composta por quartzo microcristalino, localmente organizado em finas lâminas. Zircão e rutilo detríticos com formas subeuédricas pouco arredondas estão também presentes na matriz.

Estas características estruturais, texturais e mineralógicas permitem interpretar para este litotipo um ambiente deposicional subaquático, com precipitação química, com contribuição de cinzas vulcânicas e de fragmentos de cristais provenientes de nuvens produzidas por erupções vulcânicas.

d) *Ritmito*

O ritmito tem cor variando de cinza a creme e estratificação plano-paralela gerada pela alternância de bandas decimétricas a centimétricas de fração argila com outras com fração silte a areia fina.

Os leitos siltosos a arenosos, são compostos por fragmentos angulosos a subangulosos, localmente subarredondados, de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, além de fragmentos líticos imersos em matriz argilosa (Prancha 4, Foto f).

Os leitos argilosos apresentam fina laminação plano-paralela e intercalam-se nos leitos siltosos a arenosos, apresentando contatos bruscos.

A estratificação desta rocha foi localmente perturbada por dobras assimétricas, com espessamento de charneira, com clivagem plano-axial geralmente marcada pela discreta cristalização de sericita.

6.3 Dacito

O dacito ocorrendo sob como diques tardios, tem cor variando entre verde e preta e estrutura maciça. Tem textura porfírica, com fenocristais principalmente de plagioclásio (55% dos fenocristais) e subordinadamente quartzo (30%), feldspato potássico (10%) e biotita (5%) imersos em uma matriz variando de fanerítica fina a localmente afanítica, constituída por hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo e feldspato potássico (Prancha 4, Foto g). Os fenocristais de plagioclásio variam de albita (An_{2-3}) a andesina (An_{32-35}), são euhédricos, prismáticos e, freqüentemente, estão arredondados por corrosão magmática. A maioria destes cristais mostra zonamento composicional, com núcleo mais cálcico e borda de albita (Prancha 4, Foto g). A geminação polissintética também é característica destes fenocristais. Quando na matriz, o plagioclásio (An_{30-32}) é ripiforme, tem geminação polissintética, localmente combinada com a Carlsbad, e está sempre intercrescido com hornblenda.

Os fenocristais de quartzo também encontram-se corroídos e arredondados, mas ainda preservam parcialmente a forma bipiramidal, com freqüentes “nuvens” de inclusões fluidas bifásicas (gás-líquido) e monofásicas (sólidas). Na matriz o quartzo é anhedral e preenche interstícios entre os grãos de plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e biotita.

Os fenocristais de feldspato potássico são pertíticos a mesopertíticos, euhédricos, mas podem estar parcialmente arredondados e com as bordas corroídas por reações com o magma. Na matriz o feldspato potássico é intersticial e anhedral.

Os fenocristais de biotita tem cor castanho a verde-escuro e são subeuhédricos. A biotita da matriz é subeuhédrica, intersticial e está geralmente associada a opacos (Prancha 4, Foto h).

A hornblenda que ocorre na matriz é euédrica, prismática, localmente ripiforme e intercrescida com o plagioclásio e apresenta pleocroísmo variando de castanho a verde (Prancha 5, Foto a).

LEGENDA – PRANCHA 5

- a. Hornblenda euédrica da matriz do dacito
- b. Plagioclásio na matriz do granito
- c. Textura glomeroporfírica dada pelo aglutinamento de cristais de plagioclásio
- d. Microfratura em flor positiva no cristal de plagioclásio
- e. Brecha de conduto cortando o granito
- f. Fragmento de riolito com megacristal bipiramidal de quartzo com golfo de dissolução, na brecha de conduto
- g. Cimento hematítico das brechas de conduto
- h. Aspecto do pórfiro riodacítico

PRANCHA 5

A seqüência de cristalização dos minerais deste litotipo é apresentada na Figura 20.

Figura 20: Seqüência de cristalização dos minerais dos estágios magmático, pós-magmático e hidrotermal do dacito

6.4 Granito

O granito tem cor cinza a rosa, varia de leucocrático a hololeucocrático e tem estrutura maciça, localmente cataclástica. Possui textura fanerítica inequigranular média a grossa, localmente porfirítica, com megacristais de feldspato potássico e plagioclásio em matriz fanerítica média a grossa composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita subordinada. Textura granofírica também esta presente, indicando colocação do corpo granítico em níveis crustais relativamente rasos e com de fluidos tardios ricos em sílica e álcalis.

A composição mineral predominante é monzogranítica (Figura 21), com menos de 5% de biotita modal, e tem como acessórios, apatita, zircão, titanita e ilmenita.

Figura 21: Diagrama QAP mostrando a variação composicional do granito

A seqüência de cristalização dos minerais está resumida na Figura 22.

O quartzo é anedral e preenche os interstícios entre os minerais, chegando até a envolver parcialmente cristais de plagioclásio e feldspato potássico (Prancha 5, Foto b). Comumente apresenta extinção ondulante e contém freqüentes "nuvens" de inclusões fluidas bifásicas (gás-líquido) e monofásicas (sólidas), que mais raramente, podem estar organizadas em trilhas. Em certas porções do granito, o quartzo está intercrescido com o feldspato potássico, definindo simplectitos vermiformes, resultando na formação de textura granofírica.

O feldspato potássico é freqüentemente pertítico a mesopertítico, com microclínio subordinado, e constitui megacristais e parte da matriz. A pertita e a mesopertita tem lamelas de albita vermiforme a gotiformes, exsolvidas seguindo as direções cristalográficas do hospedeiro. Quando como megacristal é euhédrico e mostra zonamento composicional. Na matriz, é predominantemente anedral e intersticial, envolve cristais de plagioclásio e é envolvido por quartzo. Mais raramente, tem formas euédricas e geminação Carlsbad. Quando em contato com outros grãos de feldspato potássico ou plagioclásio tem bordas serrilhadas, com cristalização local de mirmequitas. O microclínio é anedral, intersticial e tem típica geminação em grade. Ocorre como relíquias na forma núcleos pouco arredondados, envoltos por microclínio hidrotermal.

euédrico, normalmente zonado e incluso no feldspato potássico e na biotita, onde forma halos pleocróicos, e ilmenita anhedral associada a relíquias de biotita. Titanita ocorre disseminada ou formando aglomerados na matriz.

Nas porções afetadas pelo cisalhamento a rocha mostra passagem gradual para rochas intensamente deformadas e recrystalizadas. Nestas zonas, o quartzo encontra-se estirado, intensamente recrystalizado, com forte extinção ondulante e concentrado em determinados leitos; o plagioclásio mostra-se intensamente fraturado e deformado, gerando arranjos em forma de leque, além de freqüente recrystalização nas bordas. Alguns dos cristais de plagioclásio sugerem dobramento, mas esta estrutura é, em realidade, devida à presença de microfalhas em flor positiva, que deslocam as linhas da geminação polissintética, deixando o cristal com este aspecto (Prancha 5, Foto d). O feldspato potássico hidrotermal também apresenta-se intensamente fraturado, cominuído e recrystalizado, indicando reativação e desenvolvimento de falhas posteriores aos eventos hidrotermais.

Estes granitos são mineralógica- e petrologicamente muito semelhantes ao Granito Batalha estudado por Corrêa-Silva (1999), Corrêa-Silva *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (Submetido) e aos granitos que ocorrem no sistema epitermal *high-sulfidation* estudado por Juliani *et al.* (2000), Juliani *et al.* (Submetido,a), Nunes (2001) e Nunes *et al.* (2001), pois apresentam as mesmas características mineralógicas, texturais e sequência de alteração hidrotermal, sugerindo um possível relacionamento dos granitos tardios do evento Parauari com os sistemas epitermais hospedados nas vulcâncias, como proposto por Juliani (2001).

6.5 Brechas de conduto

As brechas de conduto ou explosivas tem composição variável, diretamente relacionada com as rochas encaixantes. São formadas pela atividade explosiva, devido ao aumento da pressão de fluido produzido pelo aquecimento das encaixante e pela liberação de voláteis pela cristalização dos magmas ácidos intrusivos que resultaram nos corpos dos granitos e pórfiros.

As brechas preenchem condutos (Prancha 5, Foto e) de espessura variando de decimétrica a métrica, semelhantes a pequenos *pipes*.

Geralmente são polimíticas, com clastos centimétricos a decimétricos angulosos a arredondados constituídos por fragmentos de riolito (Prancha 5, Foto f), tufos, granito,

rochas epiclásticas e sedimentos. Estas brechas podem ser matriz suportadas e cimentadas por quartzo e hematita (Prancha 5, Foto g), ou clasto suportadas. Os clastos localmente estão arredondados, devido à abrasão provocada durante a subida do material com a propagação da explosão e na subsequente queda das partículas dentro do próprio conduto das brechas.

Estes clastos apresentam estágios e tipos de alteração hidrotermal diferentes do observado na matriz das porções mais preservadas, indicando que as rochas encaixantes já se encontravam afetadas pela alteração hidrotermal e revelam o caráter recorrente da alteração hidrotermal.

6.6 Pórfiro

O pórfiro tem cor variando de cinza a marrom, estrutura maciça e textura porfirítica, com megacristais de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita em proporções variáveis imersos em matriz fanerítica fina a vítrea. A composição mineralógica predominante é riolítica e riodacítica, como pode ser observado na Prancha 5, Fotos h e Prancha 6, Foto a.

Duas gerações de megacristais são observadas nos pórfiros, a primeira delas são de cristais euhédricos bem com 2 a 3 cm de comprimento, às vezes arredondados, provavelmente por corrosão durante a ascensão do magma. A segunda geração é também de cristais euhédricos, mas estes são menores, variando de 0,5 a 1 cm de comprimento (Prancha 6, Foto b).

Os megacristais de quartzo são euhédricos e bipiramidais, com freqüentes golfos de dissolução e corrosão. Em algumas porções da rocha, apresentam extinção ondulante e estão repletos de inclusões fluidas trifásicas (gás-sólido-líquido), às vezes hipersalinas, bifásicas (gás-líquido) e monofásicas (sólidas), predominantemente arranjadas em "nuvens" e, subordinadamente, em trilhas.

Os megacristais de plagioclásio da primeira geração tem composição variando de oligoclásio (An_{28}) a andesina (An_{35}), são euhédricos, tabulares e, por vezes, apresentam-se corroídos e arredondados (Prancha 6, Foto c). Alguns cristais mostram zonamento composicional com núcleos de mais cálcicos e bordas de albita. Os megacristais da segunda geração variam de oligoclásio (An_{27}) a andesina (An_{32}) e são muito semelhantes aos da primeira geração, exceção quanto às suas dimensões mais reduzidas (Prancha 6, Foto d).

LEGENDA – PRANCHA 6

- a. Aspecto do pórfiro riódacítico
- b. Megacristais de quartzo da primeira geração e megacristais de plagioclásio da segunda geração em matriz afanítica do pórfiro
- c. Detalhe de megacristal arredondado da primeira geração
- d. Megacristal de plagioclásio da segunda geração, preservando forma euédrica
- e. Detalhe da matriz do pórfiro com megacristais de quartzo da primeira geração e de plagioclásio da segunda geração
- f. Textura semelhante à *rapakivi*, com borda de albita hidrotermal ao redor do feldspato potássico
- g. Albita preenchendo fraturas e formando bordas ao redor do feldspato potássico no pórfiro
- h. Borda de albita ao redor de megacristais de plagioclásio

PRANCHA 6

O feldspato potássico da primeira geração tem formas euhédricas e são comumente pertíticos a mesopertíticos, com lamelas de exsolução de albita vermiformes e ordenadas seguindo as direções cristalográficas do hospedeiro. Os megacristais mais tardios são menores, euhédricos e, localmente estão agregados aos da primeira geração, formando, devido à cristalização acretiva, cristais centimétricos que podem incluir parte da matriz.

Cristais grossos de biotita são raros e dificilmente foram poupados pela alteração hidrotermal. Possuem cor castanho-esverdeado, são euhédricos e, localmente, tem ilmenita associada.

A matriz do pórfiro é fanerítica fina a afanítica e é composta por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita essenciais, além de ilmenita, zircão e apatita acessórios (Prancha 6, Foto e). O plagioclásio da matriz é subeuhédrico e varia de oligoclásio (An_{27}) a andesina (An_{32}) e o feldspato potássico e o quartzo são anhedrais e intersticiais e estão muitas vezes intercrescidos, gerando textura granofírica, mais desenvolvida ao redor dos megacristais de feldspato, onde formam coronas.

O zircão é euhédrico frequentemente apresenta zonamentos e ocorre tanto disperso pela matriz como associado a relíquias de biotita, nas quais geram halos pleocróicos. A apatita tem forma de pequenos bulbos ou agulhas e está disseminada na matriz da rocha ou inclusa em megacristais da segunda geração de feldspato potássico. A ilmenita é anedral e associa-se à biotita.

Cavidades miarolíticas também foram identificadas na matriz em determinadas zonas de ocorrência do pórfiro, preenchidas por clorita e carbonatos.

A seqüência de cristalização magmática é apresentada na Figura 23.

	<i>Estágio Magmático</i>	<i>Estágio Pós-Magmático</i>	<i>Metassomatismo Sódico</i>	<i>Metassomatismo Potássico</i>	<i>Alteração Propiética</i>	<i>Alteração Sericitica</i>
Andesina	■					
Oligoclásio	■ ■ ■ ■ ■					
Albita	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■	
Feldspato	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		
Potássico						
Perita		■ ■ ■ ■ ■				
Biotita	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		
Quartzo	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	
Zircão		■ ■ ■ ■ ■				
Apatita		■ ■ ■ ■ ■				
Ilmenita		■ ■ ■ ■ ■				
Clorita		■ ■ ■ ■ ■			■ ■ ■ ■ ■	
Epidoto					■ ■ ■ ■ ■	
Adulária					■ ■ ■ ■ ■	
Calcita					■ ■ ■ ■ ■	
Fluorita					■ ■ ■ ■ ■	
Sericita					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Pirita			■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Calcopirita					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Molibdenita					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Ouro					■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
<i>Estilo da Alteração</i>			<i>Pervasivo</i>	<i>Pervasivo a Fissural</i>	<i>Pervasivo a Fissural</i>	<i>Fissural a Pervasivo</i>

Figura 23: Seqüência de cristalização dos minerais dos estágios magmático, pós-magmático e hidrotermal do pórfiro

7 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Segundo Henley (1985), o termo hidrotermal engloba todos os fenômenos relacionados a águas quentes na crosta terrestre, mas é mais utilizado para referir-se a atividade do tipo gêiser, fontes termais, etc, muito comuns em áreas vulcânicas onde há grande contribuição de água meteórica, muito embora também ocorram também em outros tipos de terreno. Em zonas tectonicamente ativas este tipo de atividade é denominado de sistema geotermal, que é amplamente utilizado em alguns países como fonte de calor para geração de energia elétrica.

Henley (1985) propôs uma classificação para os sistemas hidrotermais em função do tipo de crosta e da fonte de calor (Figura 24).

Tipo de crosta	Fonte de calor	
	Magmática	Não magmática
Oceânica	Cadeias, <i>hot spots</i> , bacias de retroarco, arcos magmáticos	
Continental	Zonas de extensão crustal (riftes, <i>hot spots</i>)	Colisões de placas Bacias intra-placas

Figura 24: Classificação de sistemas hidrotermais com base em fonte de calor e tipo de crosta, segundo Henley (1985)

Baseados em informações de sondagem exploratórias em sistemas geotermiais atuais, vários autores como Hayba et al. (1985), Henley & Ellis (1983), Hedenquist & Henley (1985) e Simmons & Browne (2000), identificaram várias semelhanças com sistemas hidrotermais antigos, como por exemplo, o ambiente de formação, a litologia, as zonas de alteração hidrotermal e a ocorrência de mineralizações de metais de base, fazendo com que fosse sugerido um possível relacionamento genético entre os paleossistemas hidrotermais e os sistemas geotermiais. De maneira geral, os sistemas hidrotermais são constituídos por dois componentes principais: uma fonte de calor e uma fase fluida, não sendo necessário um relacionamento direto com um sistema geotermal.

Entende-se por alteração hidrotermal as transformações químicas, mineralógicas e texturais resultantes da interação da rocha com fluidos aquosos quentes (50 a 500 °C) em determinadas condições físico-químicas (Pirajno, 1992). Estas transformações traduzem a simples necessidade de reequilíbrio dos minerais nas novas condições físico-químicas impostas ao sistema.

As alterações hidrotermais são produzidas pela circulação de um volume significativo de fluidos em razões água/rocha (A/R), assumindo valores entre 0,1 a 4,0 (Pirajno, 1992), ou seja, o volume de fluidos envolvido nas transformações da rocha encaixante é muito grande e, conseqüentemente, há possibilidade de geração de depósitos de grandes tonelagens, como já discutido na revisão bibliográfica.

7.1 Estilos da Alteração Hidrotermal

Diversos termos vem sendo utilizados para definir os estilos de alteração hidrotermal, o que vem provocando certa confusão na literatura, dada a amplitude, abrangência e o caráter subjetivo muito vezes empregado.

Hibbard (1995), por exemplo, utiliza as seguintes denominações para os estilos de alteração hidrotermal: (1) cristalização em espaços abertos, (2) cristalização em espaços abertos + substituição por reação, (3) cristalização em espaço potencial, (4) cristalização em espaço potencial + substituição por reação, (5) substituição por reação, esquematizados na Figura 25.

Figura 25: Estilos de alteração hidrotermal, segundo Hibbard (1995)

Entretanto, os termos mais utilizados na literatura atual referem-se ao estado de preservação da rocha, com estilos denominados fissural, pervasivo e seletivamente pervasivo (Pirajno, 1992).

O estilo pervasivo é caracterizado pela substituição total ou da maior parte dos minerais formadores da rocha original, resultando na obliteração parcial a total das texturas originais.

O estilo seletivamente pervasivo é caracterizado pela substituição de determinados minerais pela paragênese hidrotermal como, por exemplo a substituição do feldspato alcalino por sericita, adulária e quartzo, gerando texturas pseudomórficas.

O estilo fissural refere-se à substituições ou preenchimentos diretamente em veios e/ou fraturas, além de substituições em até alguns centímetros ao redor delas. Em rochas pouco porosas e pouco permeáveis, como por exemplo granitos, pórfiros, andesitos, etc, o controle do estilo de alteração é, quase sempre, inicialmente fissural e controlado por zonas de fraturas e microfraturas. Convencionalmente, quando este estilo de alteração é muito expressivo, é classificado como pervasivo ou seletivamente pervasivo. Desta forma o termo fissural usado estritamente para as porções onde é possível a identificação de veios e fraturas preenchidas pelas paragêneses hidrotermais.

7.2 Tipos de Alteração Hidrotermal

De modo geral, as variações nos tipos de alteração hidrotermal são função de processos metassomáticos e reações de troca de base, dependentes da atividade de álcalis e hidrogênio no sistema. As variações desta atividade podem ser expressas pela razão a_{K^+}/a_{H^+} , onde a_{K^+} representa a atividade de álcalis e a_{H^+} a atividade de hidrogênio no fluido. Para Pirajno (1992), estas variações produziriam os seguintes tipos de alteração: **metassomatismo alcalino** (incluindo a alteração sódica e a potássica silicática), **alteração propilitica**, **alteração sericítica** (englobando a alteração fílica e a graisenização), **alteração argílica intermediária** e **alteração argílica avançada**. Este mesmo autor, propôs um esquema teórico de evolução dos tipos de alteração hidrotermal à medida que a razão a_{K^+}/a_{H^+} diminui (Figura 26 A,B).

Figura 26: Esquema evolutivo da sequência da alteração. (A) Tipos de alteração em função da atividade de K^+ , H^+ e da temperatura. (B) Metassomatismo alcalino que libera H^+ , resultando no decréscimo da razão álcalis/ H^+

Esta evolução nem sempre é tão simples, podendo muitas vezes, ocorrer variações na razão a_{K^+}/a_{H^+} e nas condições de pressão e temperatura do sistema, o que provoca sobreposição recorrente e telescopagem dos tipos de alteração. Outro fator complicante na evolução do sistema fluidal é a sobreposição dos tipos de alteração devido a sucessivos eventos intrusivos, o que torna o sistema aberto.

Outros tipos de alteração hidrotermal não relacionados ao metassomatismo alcalino e do íon de hidrogênio também podem ocorrer, mais restritos e relacionados a condições específicas do ambiente onde ocorrem, podendo ser destacados a **turmalinização**, a **serpentinização**, a **silicificação**, a **alteração talco-carbonática**, a **fenitização**, a **hematitização**, a **dolomitização** e a **carbonatização**.

Como reflexo desta complexidade, uma série de termos vem sendo amplamente difundidos na literatura para representar os tipos de alteração hidrotermal. Heald et al. (1987) relataram uma comparação dos termos petrográficos utilizados para as diversas assembléias de alteração hidrotermal em distritos epitermais, baseados nos trabalhos de Meyer & Hemley (1967).

A terminologia usada neste trabalho é semelhante à proposta por Meyer & Hemley (1967) e Pirajno (1992), com algumas adaptações. Para melhor representar a complexidade deste sistema, ela está apresentada na Figura 27, modificada de Heald et al. (1987).

Segundo estes critérios, o conjunto vulcanossedimentar da Província Aurífera do Tapajós aqui estudado pode ser classificado como um sistema epitermal *low-sulfidation* afetado por metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, alteração sericitica com adulária, alteração propilitica com adulária e alteração argílica, todas observadas em diferentes estilos e intensidades, a seguir descritas:

7.3 Metassomatismo Sódico

O metassomatismo sódico é produto da interação da rocha encaixante com fluidos residuais derivados cristalização de um corpo ígneo, em temperatura variando de 300 a 800 °C, com pouca ou nenhuma participação de fluidos meteóricos (Pirajno, 1992). Este tipo de alteração caracteriza-se pela cristalização pervasiva de albita e quartzo nos corpos de granito e de pórfiros.

Terminologia adotada neste trabalho	Terminologia de Heald <i>et al.</i> (1987)	Características da alteração deste trabalho	Características da terminologia de alteração de Heald <i>et al.</i> (1987)	Características da alteração de Meyer & Hemley (1967)	Outros termos utilizados na literatura
Metassomatismo sódico		Introdução de sódio no sistema, caracterizado pela cristalização de albita, substituindo feldspato alcalino e intersticial			-Sodic metasomatism -Alkali metasomatism -Albitization
Metassomatismo potássico	Potassium metasomatism	Introdução de potássio, representado pela cristalização de feldspato potássico, biotita e quartzo intersticial e substituindo minerais do estágio magmático	Caracterizado pela introdução de potássio resultando na recristalização na encaixante de assembléias ricas em feldspato potássico e biotita	Incluído na classificação potassium silicate de Meyer & Hemley (1967)	-Alkali metasomatism - Potassium silicate alteration
Alteração sericítica com adularia	K-Feldspar Sericitic	Cristalização de sericita, quartzo, adularia, pirita, calcopirita, molibdenita e ouro, inicialmente em veios, mas gradando a pervasivo	Feldspato potássico (incluindo adularia) + sericita + pirita	Feldspato potássico + micas ± magnetita ± hematita ± anidrita ± carbonatos ricos em ferro	-Adularia - Sericitic - Potassic - Phyllic -Quartz-sericite - Illitic
Alteração propilitica com adularia	Propylitic	Cristalização de clorita, epidoto, calcita, fluorita, albita, adularia, quartzo, actinolita, pirita, calcopirita e ouro em veios, vazios ou substituindo minerais pré-existent	Clorita + albita + epidoto + carbonato ± pirita ± óxido de ferro e em menor quantidade sericita.	Epidoto, albita, clorita, septoclorita, carbonato, sericita, pirita, óxidos de ferro e menos comumente, zeólitas e montmorilonita	- Quartz-chlorite-pyrite - Propilica
Alteração argílica	Argillic	Cristalização de minerais do grupo da caolinita, calcedônia e, localmente, hematita e sericita em veios ou substituindo minerais pré-existent	Minerais do grupo da caolinita e da smectita. Sericita não é típica mas pode estar presente	Minerais do grupo da caolinita e da montmorilonita. Argilas amorfas são localmente importantes. Feldspato potássico metaestável pode estar presente e biotita pode ser parcialmente substituída por clorita	-Argillica intermediária

Figura 27: Comparação entre as terminologias usualmente empregadas à sistemas hidrotermais e terminologia deste trabalho.

No granito a albitização geralmente resultou na formação de bordas descontínuas de albita ao redor dos grãos de feldspato potássico, gerando textura semelhante à rapakivi (Prancha 6, Foto f). Também é comum a cristalização de albita intergranular no interior do feldspato potássico, semelhante à pertita, da qual difere por não seguir as direções cristalográficas do hospedeiro e por apresentar formas subeuhédricas. Neste caso, usualmente, a albita metassomática substitui o plagioclásio e feldspato potássico, aproveitando as exsoluções de albita com gérmens de cristalização. A albitização também ocorre nos interstícios entre os minerais no granito e em microfraturas, onde a albita (An_{1-8}) hidrotermal tem formas subeuhédricas e, comumente, encontra-se intercrescida com quartzo anhedral. O quartzo associado a este tipo de alteração ocorre tanto nos interstícios, provocando a silicificação, como preenchendo fraturas, sempre associado à albita. Localmente apresenta extinção ondulante e trilhas de inclusões fluidas bifásicas (gás-líquido) e monofásicas (sólidas), tendendo a formas euhédricas nos veios.

As características da albitização que afeta o pórfiro é semelhantes à que afeta o granito, onde a albita (An_{1-7}) cristalizou-se ao redor de megacristais de feldspato potássico e plagioclásio, constituindo bordas (Prancha 6, Fotos g, h), por vezes descontínuas. Também ocorre preenchendo fraturas com formas tendendo a euhédricas associada a quartzo anhedral. Albita e quartzo também substituem a matriz do pórfiro.

7.4 Metassomatismo Potássico

O metassomatismo potássico, assim como o sódico, resulta da interação entre a rocha e os fluidos tardios produzidos pela cristalização de magmas, em temperaturas da ordem de 300 a 800 °C. Segundo Hemley *et al.* (1980), a potassificação ocorre em ambientes relativamente mais frios que a albitização, às vezes já com participação de fluidos meteóricos.

O metassomatismo potássico afetou os corpos de riolito porfirítico, de granito e de pórfiros nos estilos fissural e pervasivo. Esta alteração é caracterizada pela cristalização de feldspato potássico, biotita, quartzo e pirita e pela substituição do feldspato potássico e da biotita do estágio magmático. A Figura 28, mostra a principal paragênese deste tipo de alteração no diagrama AKF.

Figura 28: Diagrama AKF representando a paragéneses do metassomatismo potássico

Em geral este tipo de alteração faz com que a rocha adquira cor vermelho-intenso (Prancha 7, Foto a, b, c, d) devido, provavelmente, à exsolução do Fe^{3+} dos feldspatos e subsequente cristalização de hematita como microinclusões, o que resulta em aspecto túrbido dos feldspatos.

No riolito porfirítico o metassomatismo potássico grada de fissural a pervasivo nas bordas de veios com preenchimento final por quartzo e feldspato potássico. Estes veios relacionam-se a fraturas orientadas regularmente ou não que representam o principal conduto do fluido hidrotermal. Tipicamente observa-se substituição pervasiva dos megacristais e dos minerais da matriz por microclínio hidrotermal, quase sempre acompanhada pela cristalização de biotita, o que faz com que o feldspato potássico magmático adquira um aspecto pertítico. Frequentemente o microclínio hidrotermal forma bordas nos megacristais de feldspato potássico que, por vezes, engloba restos da matriz, devido à cristalização acretiva (Prancha 7, Foto e). A biotita hidrotermal tem cor verde e é mais rara no riolito, ocorrendo localmente na matriz ou na borda de megacristais de feldspato potássico.

Geralmente intensa silicificação da matriz acompanhou o metassomatismo potássico do riolito, que resultou na cristalização de quartzo anedral na matriz e sobre os fenocristais de quartzo bipiramidal, neste caso com formas tendendo a euhedrais.

PRANCHA 7

Nas vênulas associadas à silicificação o quartzo é anedral, mas tende a euédrico nas bordas, e está associado a feldspato potássico anedral e pirita.

Pelo menos dois eventos de alteração potássica foram identificados no granito. O primeiro deles é estritamente pervasivo, é caracterizado pela substituição de feldspato potássico ígneo por feldspato potássico hidrotermal, na maioria das vezes representado pelo microclínio e, possivelmente, os fluidos são derivados predominantemente da cristalização do magma granítico. Neste caso o microclínio cristalizou-se nos interstícios entre os minerais (Prancha 7, Foto f) e, localmente, envolve cristais de feldspato ígneo anteriormente manteados por albita hidrotermal, gerando texturas semelhantes às antirapakivi (Prancha 7, Foto g). O feldspato potássico hidrotermal comumente está intercrescido com quartzo, gerando textura granofírica, indicando colocação rasa do magma. O quartzo apresenta extinção ondulante e “nuvens” e trilhas de inclusões fluidas bifásicas (gás-líquido) e monofásicas (sólidas). Biotita de cor verde substitui a biotita magmática e preenche interstícios, com terminações em forma de cunha. Esta biotita, assim como a ígnea, foi quase que totalmente destruída pelas alterações subseqüentes, restando apenas relíquias locais.

O segundo evento de alteração potássica que afetou o granito é fissural, com gradação para o estilo pervasivo (Prancha 7, Foto h). Sua cuja cronologia relativa é dada pela superposição de veios e invasões pervasivas com microclina superposta às texturas e mineralogia descritas anteriormente. O feldspato potássico presente nos veios está associado com quartzo e ambos são anhedrais e têm contatos serrilhados entre si.

O metassomatismo potássico afetou os pórfiros em estilo pervasivo, resultando na substituição dos megacristais de feldspato potássico ígneo por feldspato potássico hidrotermal que, localmente, forma bordas que englobam porções da matriz, que resta com inclusões, e confere aos megacristais aspecto esquelético. Este processo aumenta ainda mais o tamanho dos megacristais e imprimem uma cor vermelho-intenso ao mineral, devido às microinclusões de hematita. Quartzo e feldspato potássico substituíram também os minerais da matriz da rocha.

7.5 Alteração Sericítica com Adulária

Este tipo de alteração é o mais expressivo em volume no sistema vulcanossedimentar estudado e afeta todos os litotipos em diferentes intensidades.

A alteração sericítica ocorre em sistemas semelhantes devido ao progressivo decréscimo da temperatura dos fluidos hidrotermais e está diretamente relacionada à desestabilização química dos feldspatos. A liberação de H^+ pelo metassomatismo alcalino provoca uma redução da razão álcalis/ H^+ , induzindo então, a decomposição dos feldspatos em presença de H^+ , OH^- , K e S. As fases residuais das reações químicas são, em essência, quartzo, micas brancas (muscovita, paragonita, fengita, fuchcita e roscoelita) e pirita, que constiuem a paragênese característica da alteração sericítica (Meyer & Hemley, 1967 e Pirajno, 1992), representada na Figura 29.

Figura 29: Diagrama AKF representando a paragênese da alteração sericítica com adulária

Podem também estar presentes nesta associação calcopirita, molibdenita, rutilo e titanita. A alteração sericítica pode gradar para potássica, com adulária, ou argílica, com caolinita e ilita.

A alteração sericítica afeta o riolito no estilo fissural e pervasivo, com gradação entre ambos, onde claramente pode-se identificar as frentes de sericitização, que conferem à rocha coloração esbranquiçada (Prancha 8, Foto a, b).

LEGENDA – PRANCHA 8

- a. Veio de alteração sericítica sobrepondo alteração potássica no riolito
- b. Frente de sericitização com megacristal de feldspato potássico totalmente substituído por sericita + quartzo + adulária, gerando textura pseudomórfica. Na porção não afetada, observam-se megacristais de feldspato potássico ainda preservados da sericitização
- c. Sericitização superposta ao metassomatismo potássico, substituindo totalmente os feldspatos por sericita + quartzo, alterando a cor da rocha pra cinza
- d. Porção do riolito porfirítico intensamente afetada pela sericitização, com textura pseudomórfica com coronas de quartzo
- e. Inclusões fluidas trifásicas hipersalinas
- f. Pirita euédrica intercrescida à calcopirita produto da alteração sericítica
- g. Sericitização associada ao cisalhamento com sericita orientada
- h. Alteração sericítica pervasiva seletiva com megacristal de feldspato potássico totalmente substituído por sericita

PRANCHA 8

As relações texturas indicam que a alteração sericitica sobrepõem-se ao metassomatismo sódico e potássico (Prancha 8, Foto c).

Onde a alteração é mais intensa, os megacristais de feldspato potássico e de plagioclásio são totalmente substituídos por sericita, quartzo e adulária, resultando em textura pseudomórfica com coronas de quartzo, produto de sobras de reações químicas relativas à substituição dos feldspatos (Prancha 8, Foto d).

Hibbard (1995) propôs a seguinte reação para esta substituição do feldspato potássico por sericita na presença de íon de hidrogênio:

Como K_2O não ocorre como mineral formador de rocha, ele deve ser incorporado em outra fase mineral que, no sistema em estudo, é representado pela adulária. O excesso de sílica da reação precipita como quartzo, gerando as coronas ao redor dos pseudomorfos de feldspato potássico.

A adulária é predominantemente anedral na matriz e tende a euhédrica nas bordas de veios e quando substitui megacristais. Petrograficamente apresentam um aspecto "limpo", livre de inclusões ou sericitização, distinto dos feldspatos ígneos e metassomáticos. O quartzo deste evento de alteração é anedral e apresenta trilhas de inclusões fluídas trifásicas, por vezes hipersalinas, concordantes com a direção do fluxo hidrotermal (Prancha 8, Foto e). Sericita, adulária e quartzo também substituem os minerais da matriz do riolito.

Associados aos veios da alteração sericitica, ocorre pirita euhédrica intercrescida com calcopirita em proporções variáveis (Prancha 8, Foto f). Também observam-se grãos de pirita e calcopirita anhedrais a subeudrais esqueléticos dispersos na matriz, associadas com sericita e quartzo. Os cristais esqueléticos de sulfetos frequentemente foram substituídos por hematita devido à mudanças no estado de oxidação do sistema, que evolui de redutor a oxidado, provavelmente devido à maior contribuição de fluidos meteóricos.

No granito a alteração sericitica grada de fissural a pervasiva, mas não provoca grandes alterações na cor da rocha, à exceção dos veios e nas suas proximidades, onde torna-se cinza. Ao menos dois eventos de sericitização foram identificados no granito, um relacionado ao resfriamento dos fluidos finais da colocação do corpo ígneo, e o outro relacionado a zonas de cisalhamento. No primeiro evento de sericitização, os

feldspatos foram substituídos por sericita, quartzo e adulária, tanto em veios como pervasivamente. Neste caso a adulária é anhedral, mas tende a euhédrica nas bordas dos veios. Albita hidrotermal também ocorre associada nestes veios, cristalizada a partir do excesso de Na^+ gerado pela decomposição do plagioclásio, em reações químicas semelhantes à da cristalização da adulária. Nos veios hidrotermais estão associados pirita, calcopirita e calcocita. A pirita e a calcopirita apresentam-se euhédricas na maioria das vezes e encontram-se intercrescidos. Calcopirita forma também vênulas em fraturas da pirita e calcocita encontra-se inclusa na calcopirita.

A sericitização associada ao cisalhamento distingue-se da anterior pela orientação dos minerais da associação quartzo + sericita + pirita (Prancha 8, Foto g) e pela ausência de adulária.

Nos pórfiros a sericitização confere à rocha coloração acinzentada (Prancha 8, Foto c). Ocorre no estilo fissural e pervasivo, onde pode-se observar a frente de sericitização tanto em escala macroscópica como microscópica, sobreposta à alteração sódica, potássica e propilítica. Nas porções mais alteradas, os megacristais de feldspato potássico e plagioclásio mostram-se totalmente substituídos por sericita (Prancha 8, Foto h), quartzo e adulária. Restitos de biotita magmática e do metassomatismo potássico já cloritizadas são substituídas por sericita neste estágio da alteração hidrotermal.

A matriz dos pórfiros também foi intensamente afetada pela alteração sericítica com adulária (Prancha 9, Foto a), onde veios de quartzo, adulária, sericita, pirita, calcopirita, molibdenita e ouro foram identificados. A calcopirita ocorre intercrescida com pirita em quantidades variáveis, ora predominando pirita, ora calcopirita. Molibdenita está presente como cristais subeuédricos associada ao quartzo (Prancha 9, Foto b). Ouro nativo constitui micropepitas associada à calcopirita e pirita (Prancha 9, Foto c) ou microvênulas nos sulfetos.

Nos tufos, ignimbritos, tufitos, rochas vulcanoclásticas e sedimentos a alteração sericítica afetou volumes maiores de rocha, devido a maior permeabilidade e, conseqüentemente, a mineralização não restringe-se às zonas de veios e fraturas. A sericita associada ao quartzo, adulária, pirita e calcopirita substitui a matriz dos tufos, tufitos e sedimentos com estrutura de fluxo do fluido, que evolui para uma brecha hidrotermal (Prancha 9, Foto d). Esta brechação foi controlada por fluidos que fragmentaram a rocha devido ao aumento da pressão de fluido.

LEGENDA – PRANCHA 9

- a. Matriz do pórfiro intensamente afetada por sericitização substituída por adulária, sericita, pirita e quartzo
- b. Molibdenita associada ao quartzo
- c. Micropepita de ouro associada à calcopirita
- d. Brechação provocada pelo fluido da sericitização no tufo
- e. Veio de quartzo reaproveitando antigos condutos da sericitização
- f. Riolito intensamente propilitizado, com substituição da matriz e da borda dos fenocristais
- g. Propilitização no estilo fissural, com veio preenchido por clorita, fluorita, calcita, adulária e albita euédrica no centro e nas bordas dos veios
- h. Veio da alteração propilitica com quartzo, albita, adulária, calcita e clorita

PRANCHA 9

T3553

Segundo Jébrak (1997) este processo é dividido em duas etapas: fraturamento hidráulico e fraturamento crítico. Na primeira etapa o aumento da pressão de fluido no sistema provoca decréscimo na pressão efetiva, causando a brechação. Este processo pode estar relacionado, na maioria dos casos, a eventos distensivos, mas também pode relacionar-se a eventos compressivos ou simplesmente a zonas de ebulição (*boiling*). O fraturamento crítico ocorre devido ao desequilíbrio entre a pressão do fluido e a pressão litostática, causado pelo aumento da porosidade provocado pelo fraturamento hidráulico e, conseqüente, pelo colapso das estruturas, gerando a brechação. Em porções dos sedimentos, tufos e tufitos onde a sericitização é mais intensa houve concentração de pirita, calcopirita, molibdenita e calcocita, sempre associados com sericita e quartzo. Nos arredores das fraturas que serviram de conduto para o fluido, pirita euhédrica é depositada nas bordas do frente de alteração e posteriormente, com a evolução da alteração e aumento da fugacidade de oxigênio, provavelmente relacionada com maior aporte de fluidos meteóricos, ocorre transformação da pirita em hematita seguindo a reação:

No final da evolução da alteração sericítica a sílica em excesso precipitou em veios sob a forma de quartzo, reaproveitando antigos condutos dos fluidos hidrotermais (Prancha 9, Foto e).

7.6 Alteração Propilítica com Adulária

A alteração propilítica com adulária é o segundo tipo mais abundante de alteração que afetou o sistema hidrotermal. Cronologicamente dois eventos foram identificados. O primeiro, que antecede a alteração sericítica com adulária que afetou o andesito, o riolito e parte dos tufos principalmente em estilo pervasivo, relaciona-se ao aquecimento e aos fluidos emanados/mobilizados pela cristalização do magma granítico. O segundo evento altera todos os litotipos principalmente no estilo fissural, é posterior à alteração sericítica, e relaciona-se à colocação dos diques de pórfiro e dacito.

A alteração propilítica é caracterizada pela assembléia clorita + carbonato + epidoto + fluorita + albita + hornblenda + adulária + calcopirita + pirita + leucoxênio + rutilo + barita, representados nos diagramas ACF e AKF na Figura 30.

Figura 30: Diagramas AKF e ACF representando as paragêneses da alteração propilítica com adulária

No corpos de riolito os dois eventos de alteração propilítica estão presentes. No primeiro evento a cloritização foi mais expressiva e é marcada pela substituição quase que total da biotita magmática e hidrotermal por clorita, leucoxênio, rutilo e pirita, além da substituição de megacristais e bordas de plagioclásio e de feldspato potássico por clorita + carbonato + fluorita + epidoto e clorita (Prancha 9, Foto f). Em estágios mais avançados desta alteração as rochas adquirem cor verde. Pirita e calcopirita euhédricas com microvênulas de ouro estão comumente associadas à clorita nesta zona de alteração hidrotermal. A clorita também preenche vesículas, pequenas cavidades e microfraturas, onde comumente apresenta-se sob a forma agregados em roseta ou irregulares. Muitas vezes a matriz do riolito foi também intensamente substituída por uma fina “massa” de clorita, carbonatos, fluorita, epidoto e sulfetos.

O segundo evento de propilitização que afetou o riolito tem associados clorita, quartzo, epidoto, carbonatos, fluorita, albita, pirita, calcopirita e adulária, que ocorrem predominantemente como preenchimento de veios, com alteração dos minerais ao redor (Prancha 9, Foto g). Os veios cortam as assembléias minerais da sericitização e

do primeiro estágio de propilitização. Nestes veios a clorita forma agregados e rosetas e está intercrescida com pirita e calcopirita subeuhédricas. O quartzo, localmente da variedade ametista, tende a ser euhédrico nas paredes do veio, com linhas de crescimento marcadas por inclusões. A fluorita é também euhédrica e concentra-se nas bordas dos veios, geralmente com adularia associada, que também tem forma anedral que tende a euhédrica nas paredes dos veios. A albita (An₆₋₉) é euhédrica e está inclusa em carbonato intersticial, que é a última fase cristalizada nos veios (Prancha 9, Foto h). Esta mesma paragênese substituiu os minerais adjacentes aos veios, o que indica gradação do estilo fissural para pervasivo neste estágio evolutivo do sistema hidrotermal.

Nos derrames de andesito a propilitização ocorreu em estilo fissural a pervasivo e provocou a substituição da hornblenda ígnea por anfibólio hidrotermal, juntamente com plagioclásio, clorita, epídoto, clinozoisita e carbonatos, e da biotita por clorita e titanita. O anfibólio hidrotermal que preenche veios (Prancha 10, Foto a) e substituiu as bordas da hornblenda magmática e metamórfica, foi identificado como uma hornblenda pouco pleocróica acicular que. Localmente a substituição é quase total, restando apenas relíquias de hornblenda magmática inclusa em uma massa de hornblenda hidrotermal. Clorita, epídoto, clinozoisita e carbonato estão associados à hornblenda hidrotermal nos veios, assim como ao plagioclásio alterado, do qual derivam. Onde a alteração hidrotermal é mais intensa, a substituição do plagioclásio pode ser total, restando apenas agregados pseudomórficos dos minerais hidrotermais. A clorita também substituiu o plagioclásio e a biotita, este quase que totalmente, restando apenas algumas relíquias, e preencheu vacúculas e interstícios entre os grãos de plagioclásio e hornblenda magmáticos.

Nos tufos a alteração propilitica é marcada por intensa cloritização da matriz que, em algumas porções da rocha, associa-se a brechas de fraturamento hidráulico com superposição de fraturamento crítico, segundo a classificação de Jébrak (1997).

Em testemunhos de sondagens a propilitização mais intensa foi observada nas porções dos tufos mais proximais ao corpo granítico e níveis mais profundos. Em direção à superfície há uma gradativa diminuição da intensidade da alteração e o seu estilo passa de pervasivo a fissural.

Sulfetização acompanha a cloritização da matriz dos tufos (Prancha 10, Foto b), com cristalização de pirita e calcopirita em cristais variando de subeuhédricos esqueléticos a euhédricos.

LEGENDA – PRANCHA 10

- a. Veio de hornblenda hidrotermal no andesito, produto da propilitização
- b. Sulfetização intensa que acompanha a propilitização, representada essencialmente pela presença de pirita e calcopirita
- c. Propilitização fissural no granito, com veios de fluorita e clorita sobrepondo-se ao metassomatismo potássico alterando a cor vermelha para verde
- d. Hidrotermalito produzido por estágio avançado de propilitização, onde o granito sofreu substituições dos minerais por calcita, fluorita, clorita e quartzo
- e. Propilitização fissural no feldspato potássico com substituição deste por clorita e fluorita, inicialmente através de microfraturas
- f. Plagioclásio, calcita, fluorita, clorita e adulária em veio da alteração propilítica
- g. Calcita placóide substituída por sílica amorfa
- h. Cristais euédricos de quartzo (variedade ametista), com marcas de crescimento dada por inclusões envolvendo parcialmente cristais placóides de calcita e fluorita

PRANCHA 10

Localmente foram verificados leitos muito ricos em sulfetos disseminados, orientados segundo o acamamento, associados a zonas de alteração hidrotermal mais intensa.

No granito também foram identificados dois eventos de alteração propilitica. No primeiro a alteração é predominantemente pervasiva e a biotita foi totalmente substituída por clorita, leucoxênio, pirita e rutilo, que formam agregados ao redor de “fantasmas” de biotita. O feldspato potássico e o plagioclásio foram também afetados neste evento, tendo sido substituídos por clorita, epidoto, fluorita, barita e carbonatos, principalmente em seus núcleos de composições mais cálcicas. O segundo evento de propilitização é predominantemente fissural e grada para pervasivo (Prancha 10, Foto c) e é muito semelhante ao segundo evento que afetou o riolito, sugerindo que sua origem pode estar relacionada aos fluidos hidrotermais associados aos diques de pórfiro. A assembléia mineral deste segundo evento formada por clorita, quartzo, epidoto, carbonato, adulária, plagioclásio, pirita e calcopirita. Em algumas zonas a intensidade da alteração é muito forte, com esta assembléia mineral substituindo totalmente o granito, que resulta em um hidrotermalito (Prancha 10, Foto d). No segundo evento de propilitização o feldspato potássico e o plagioclásio magmático e hidrotermal, foram substituídos gradativamente a partir de microfraturas e clivagens por clorita, carbonato, fluorita e epidoto (Prancha 10, Foto e). A clorita forma agregados com hábito de roseta ou irregulares intercrescidos com quartzo e sulfetos. O plagioclásio hidrotermal cristalizado neste evento é representado por albita (An_{8-9}) euhédrica, presente principalmente em veios, imersa no carbonato ou associada a adulária (Prancha 10, Foto f). A adulária é predominantemente anhedral, mas tende a euhédrica nas paredes dos veios e quando é produto da substituição do feldspato potássico, do qual diferencia-se por não possuir inclusões. A fluorita é freqüentemente euhédrica e ocorre associada à clorita, carbonatos e epidoto, ou em veios tardios da propilitização, onde está em paragênese com pirita, calcopirita e ouro. Silicificação tardia provoca a substituição por sílica amorfa de cristais placóides de calcita (Prancha 10, Foto g; Figura 31), hábito este descrito em sistemas geotermiais atuais relacionados a ambiente epitermal *low-sulfidation* de zonas de ebulição (*boiling*), como o de Broadlands-Ohaaki (Nova Zelândia) descrita por Simmons & Browne (2000).

Figura 31: Difractograma de calcita substituída por sílica amorfa. O pico mais expressivo, marcado como tridimita, coincide com o pico da sílica amorfa; as outras fases minerais representam impurezas associadas ao veio

Segundo estes autores as zonas de ebulição são importantes para deposição de metais preciosos e de sílica coloforme e constituem-se em um guia para prospecção de metais preciosos em sistemas epitermais vulcanogênicos. Em parte dos veios que cortam o granito a silicificação é representada pela cristalização de ametista euhédrica associada a calcita e fluorita (Prancha 10, Foto h).

Nos sedimentos a alteração propilítica ocorre em estilo predominantemente fissural, com clorita associada a epídoto, carbonato, fluorita, adulária, pirita e calcopirita. Estes minerais preenchem veios e alteram clastos de feldspato potássico, plagioclásio e, principalmente, a matriz da encaixante, deixando a rocha com coloração esverdeada, principalmente nas discontinuidades, como no acamamento.

Nos diques de pórfiros a alteração propilítica é predominantemente pervasiva, apresentando localmente fraturas preenchidas por clorita, epídoto, carbonato, fluorita, adulária, albita (An_{6-9}), quartzo, calcopirita, pirita e ouro. A assembléia de propilitização superpõe-se ao metassomatismo potássico e foi seguida pela alteração sericítica. A

alteração propilítica confere à rocha cor verde-intenso provocada pela substituição da matriz por uma massa fina constituída por clorita, epidoto, carbonatos, fluorita, quartzo, adulária, albita, pirita e calcopirita. Os megacristais de plagioclásio também foram afetados pela propilitização e apresentam os núcleos substituídos por clorita e epidoto e as bordas preservadas pela propilitização, de cor vermelha, produto da substituição do plagioclásio por microclínio durante o metassomatismo potássico. A biotita magmática e a cristalizada pelo metassomatismo potássico foram substituídas por clorita durante a alteração propilítica. Nos veios a clorita tende a formar rosetas, mas geralmente ocorre sob a forma de agregados, intercrescida com quartzo, carbonatos, fluorita, pirita e calcopirita. A fluorita é predominantemente euhédrica nas bordas dos veios e está sempre associada aos carbonatos e ao quartzo, localmente da variedade ametista (Prancha 11, Foto a). A calcopirita e a pirita encontram-se intercrescidas (Prancha 11, Foto b) e o ouro associa-se a elas na forma de microvênulas.

O dique de dacito também foi afetado pela alteração propilítica, inicialmente em estilo fissural, mas grada a pervasivo. Neste evento a hornblenda magmática e metamórfica foi substituída por hornblenda hidrotermal e clorita. A hornblenda hidrotermal substituiu as bordas da hornblenda ígnea, gerando textura coronítica. Em adição, pode preencher veios que cortam, inclusive, fenocristais de quartzo (Prancha 11, Foto c) e, a partir destes veios, preenche interstícios entre os grãos. O plagioclásio tem seus núcleos substituídos por clorita, epidoto e clinozoisita e suas bordas localmente com cristalização acretiva de oligoclásio e albita. O epidoto e a clinozoisita associam-se à hornblenda hidrotermal nos veios e preenchem interstícios da rocha, localmente formando bolsões de epidoto, onde é comum a presença de calcita.

7.7 Alteração Argílica

A alteração argílica corresponde ao último evento hidrotermal que afetou o sistema vulcanossedimentar estudado. Este tipo ocorre nas porções superiores do pacote e afetou principalmente o riolito, tufos, ignimbritos e tufitos. Esta alteração resulta principalmente na decomposição dos feldspatos para argilominerais, como a caolinita, illita, montmorilonita, dickita, haloisita e halofana, e é produzido por intensa lixiviação ácida, em intervalos de temperatura que variam entre 100 e 300 °C (Pirajno, 1992). Na Figura 32 estão representadas as principais fases minerais desta fácies de alteração.

LEGENDA – PRANCHA 11

- a. Fluorita euédrica e calcita preenchendo fraturas
- b. Calcopirita intercrescida com pirita e clorita da alteração propilítica
- c. Veio de hornblenda cortando megacristal de quartzo da dacito
- d. Fratura preenchida por minerais do grupo da caolinita no riolito porfirítico, produto da alteração argílica
- e. Veio de caolinita e quartzo no riolito produto da alteração argílica na centro da foto, observa-se eferulito produto da silicificação tardia

PRANCHA 11

Figura 32: Diagrama AKF representando a paragenese da alteração argílica

No riolito a alteração argílica foi principalmente fissural, onde são verificados veios de caolinita com cristais centimétricos (Figura 33, Prancha 11, Foto d). O estilo da alteração grada para pervasivo ao redor dos veios, conferindo à rocha coloração esbranquiçada.

Figura 33: Difrátograma da caolinita

Tipicamente observa-se que os minerais da matriz do riolito e os megacristais de feldspato potássico e de plagioclásio ígneos e hidrotermais foram parcial- a quase que totalmente substituídos por minerais do grupo da caolinita, em evento acompanhado por silicificação tardia (Prancha 11, Foto e). A sericita também é substituída por caolinita, tanto nos veios como ao redor destes. Estas transformações podem ser resumidas pelas seguintes reações de Montoya & Hemley (1975):

A silicificação tardia, que ocorrer como simples preenchimento de veios ou substitui fases minerais, preservando ainda as texturas anteriores, pode ser representada pela reação de (Hemley et al., 1980):

onde o H_4SiO_4^0 é o principal componente da substituição.

Nos tufos, ignimbritos e tufitos a alteração argílica grada de fissural, com veios preenchidos por minerais do grupo da caolinita, a pervasiva, onde os argilominerais substituem a matriz das rochas e parte dos fragmentos de feldspato potássico e plagioclásio, seguindo as reações (3) e (4). Houve ainda superposição de um evento de sericitização ao de argilização, com cristalização de sericita fina disseminada.

A sericitização tardia foi produzida pelo aumento da atividade de potássio no fluido, provocada pela sucessão de pulsos de fluidos hidrotermais que provocam um local e discreto aumento da temperatura e a recarga de potássio no sistema, resultando nas reações (3) e (4). O fluido novamente enriquecido em potássio, ao atingir as zonas da rocha que estão sendo silicificadas, reagiu com o Al^{3+} e o excesso de sílica produzidos pela quebra da caolinita através da reação (5) e precipitou sob a forma de sericita, provocando a inversão da trajetória de evolução do fluido (Figura 34).

Figura 34: Diagrama de estabilidade em função das atividades de K^+ , H^+ e Na^{2+} , mostrando a evolução do fluido hidrotermal com o decréscimo da temperatura

Considerando que o Al^{2+} é relativamente mais imóvel que a sílica em soluções aquosas, deve-se esperar a cristalização de pirofilita a partir da quebra da caolinita, segundo a reação (6) de Hemley et al. (1980):

Para que esta reação possa ocorrer, o fluido tem que atingir elevados valores de acidez, o que é típico de sistemas do tipo *high-sulfidation* (ou quartzo-alunita) onde é comum a deposição de pirofilita e sílica amorfa nos estágios de alteração argílica avançada.

A ausência de pirofilita no sistema aqui estudado, pode ser explicada pelo diagrama da Figura 35, que mostra a curva de saturação de quartzo no campo de estabilidade da caolinita, em temperaturas inferiores a 200 °C, para o sistema

$\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ à pressão de água de 1 kbar. Neste caso, a falta da pirofilita pode ser devida à redução da atividade da sílica, resultando em um sistema situado abaixo da linha de saturação em quartzo e/ou por reaquecimento provocado pela reintrodução de fluidos mais aquecidos, que favorecem intersecção das reações química em uma trajetória aproximadamente horizontal, favorecendo a cristalização da caolinita ou do diásporo em detrimento da pirofilita.

Figura 35: Relações de estabilidade no sistema $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, a 1 kbar de H_2O . Modificado de Hemley *et al.* (1980)

A sequência completa da cristalização dos minerais, do estágio magmático e de alteração hidrotermal, para cada litotipo está apresentada nas Figuras 17, 18, 20 e 22.

8 QUÍMICA MINERAL

Neste ítem será analisada classificação e o comportamento químico dos principais minerais ígneos e hidrotermais do granito, pórfiro, riolito e dacito.

8.1 Anfibólio

Foram feitas 29 análises pontuais em anfibólio do pórfiro e do dacito. As análises em anfibólio do pórfiro não apresentaram boa qualidade, devido à intensa cloritização, assim como muitas do dacito. Entretanto algumas possuem qualidade necessária para caracterização do anfibólio do dacito. A Tabela 1 apresenta as composições químicas representativas de alguns cristais de anfibólio selecionados.

Os cálculos das fórmulas estruturais do anfibólio foram feitos com auxílio do programa MINPET v. 2.02 (Richard, 1998). A estimativa dos teores Fe^{3+} foi feita baseada em 23 oxigênios, assumindo-se $2(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, segundo as recomendações de Leake et al. (1997), adotando-se a fórmula estrutural $\text{A}_{0.1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ (Hawthorne, 1981). Os cristais de anfibólio do dacito foram classificados como anfibólios cálcicos, segundo Leake et al. (1997), utilizando-se para tanto, a média das normalizações 13eCNK e 15eNK. O anfibólio magmático e o hidrotermal correspondem à magnésiohornblenda (Figura 36), segundo Leake et al. (1997).

8.2 Biotita

Devido a intensidade da alteração hidrotermal, esta fase mineral raramente encontra-se preservada, estando quase que totalmente substituída por clorita (ver ítem Alteração Hidrotermal) o que impossibilitou sua análise no granito, no riolito e no pórfiro.

Cristais bem preservados da alteração hidrotermal foram encontrados somente no dacito, onde foram feitas 8 análises, das quais apenas uma corresponde à biotita efetivamente hidrotermal.

Figura 36: Diagrama de classificação dos anfíbólios do dacito de acordo com Leake et al. (1997)

As estimativas de Fe^{2+} foram realizadas segundo as recomendações de Dymek (1983) e o restante dos cálculos, foram efetuados com o auxílio do programa MINPET (Richard, 1998). As composições representativas da biotita magmática e hidrotermal estão apresentadas na Tabela 2.

As relações entre os valores de $FeO_{total}-MgO-Al_2O_3$ de ambos tipos de biotita estão apresentados no diagrama de Nockolds (1947), no qual pode-se observar que a biotita tem composição compatível com a biotita do campo "III" (Figura 37), que associa-se com anfibólio, piroxênio ou olivina. Estes resultados confirmam as observações petrográficas, onde verifica-se que a biotita, tanto a magmática como a hidrotermal estão associadas ao anfibólio.

Figura 37: Diagrama triangular $\text{FeO}_{\text{Total}}$ – MgO – Al_2O_3 , baseado em Nockolds (1947), mostrando a composição da biotita do dacito. I. Biotita associada à muscovita+ topázio+fluorita+etc; II. Biotita não acompanhada de outras fases minerais; III. Biotita associada à hornblenda, piroxênio e/ou olivina

A principal diferença entre a biotita magmática e a hidrotermal é o seu conteúdo de TiO_2 , que é maior na fase ígnea, com valores situados 4,5 e 3,8%, enquanto que a hidrotermal tem valor de 1,8% (Figura 38). Esta diferença também pode ser observada no diagrama de Nachit (1994), onde a biotita hidrotermal plota no campo da biotita “secundária” (Figura 39). Já a biotita ígnea plota no limite entre ambos campos, com algumas amostras com composição de biotita “primária” (Figura 39), sugerindo que mesmo os cristais opticamente considerados como inalterados, podem apresentar alguma alteração hidrotermal.

A biotita ígnea e a hidrotermal também diferenciam-se quimicamente quanto ao conteúdo de K_2O , que é sensivelmente menor na hidrotermal (Figura 40).

Figura 38: Diagrama TiO_2 versus $\text{FeO}_{\text{Total}}$ representando as composições da biotita do dacito

Figura 39: Diagrama triangular $\text{FeOt} + \text{MnO} - 10 \times \text{TiO}_2 - \text{MgO}$ de Nachit (1994), mostrando a variação da composição da biotita do dacito

Figura 40: Diagrama K₂O versus TiO₂/Al₂O₃, mostrando tendência da propilitização

A progressiva diminuição da temperatura que acompanhou a evolução do fluido, ao gradar para propilitização, provoca, além da diminuição do conteúdo de K₂O, perdas em Fe²⁺ e ganhos em Mg, que resultaram no início do processo cloritização da biotita, como mostra a Figura 41, como observado em vários sistemas hidrotermais associados a vulcânicas e pórfiros (Selby & Nesbitt, 2000).

A composição da biotita magmática, quanto aos teores de Fe²⁺–Fe³⁺–Mg, indica que a sua cristalização ocorreu em condições de oxidação acima do *buffer* níquel–óxido de níquel (NNO), onde seria estável a magnetita, além da ilmenita. Entretanto, magnetita não foi observada nestas rochas, o que sugere oxidação *in situ* da biotita nas alterações hidrotermais mais tardias, uma vez que a biotita hidrotermal é mais oxidada (Figura 42), semelhantemente ao descrito por Wones & Eugster (1965). Desta forma, apesar dos dados serem escassos, pode-se interpretar um aumento da *fO₂* com a evolução do fluido hidrotermal, o que muitas vezes é devido a contribuições de fluidos meteóricos (Sillitoe, 1993 e Hedenquist *et al.*, 1998). Evolução fluidal semelhante a esta foi descrita por Juliani *et al.* (Submetido) em mineralizações de ouro no Granito Batalha na Província Aurífera do Tapajós.

8.3 Carbonatos

Foram feitas 15 análises em carbonatos, 11 das quais do pórfiro e 4 do granito, todos como parte da assembléia que preenchendo veios hidrotermais.

O carbonato de ambas rochas é representado por calcita pura, com pequenas variações nos teores de MgO, como pode ser observado na Figura 43.

Figura 43: Diagrama CaO *versus* MgO mostrando a variação composicional da calcita

8.4 Clorita

Para esta fase mineral foram realizadas um total de 39 análises, das quais 9 em clorita do granito e 26 dos pórfiros, todas de origem hidrotermal e associadas a veios ou produto de substituição da biotita e do plagioclásio e de zonas hidrotermais pervasivas (Tabela 3). Os cálculos das fórmulas estruturais anidras foram realizados com base em 14

oxigênios, com distribuição nos sítios estruturais de cátions conforme as recomendações de Hey (1954).

A clorita que ocorre no granito é classificada no diagrama de proposto por Hey (1954) como ripidolita (Figura 44), mas em algumas amostras são mais ricas em ferro que em outras e há um aumento do # Fe dos núcleos para as bordas. Dentre os conjuntos, não são observada variações sensíveis do teor de alumínio, assim como nos núcleos em relação às bordas dos cristais, mas há correlação positiva incipiente entre $Al_{VI} \times Al_{IV}$ e $Al_{IV} \times Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ (Figura 45).

Figura 44: Diagrama de classificação de clorita proposto por Hey (1954) da clorita do granito

Cathelineau & Nieva (1985) obtiveram correlações semelhantes em clorita hidrotermal no campo geotermal de Los Azufres (México) e as consideram devidas principalmente à composição da rocha e do fluido hidrotermal. A temperatura de cristalização foi considerada pouco influente na geração destas correlações, o que pode ter sido também responsável pelas correlações aqui observadas, muito embora o aumento do # de Fe nas bordas dos cristais de clorita sugiram redução da temperatura.

Figura 45: Diagrama AIV versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ mostrando variação composicional da clorita do granito

A clorita que ocorre nos pórfiros apresenta uma maior variação composicional como pode ser observado na Figura 46, segundo Hey (1954), onde é classificada como ripidolita, pycnoclorita e brunsvigita. Em relação ao AIVI x AIV (Figura 47), observam-se duas tendências, uma mais expressiva, definida pela correlação positiva entre estes cátions, e uma mais discreta, negativa. Estas variações composicionais possivelmente estão relacionadas às sucessivas gerações de clorita hidrotermal identificadas na petrografia.

Assim como na clorita que ocorre no granito, a dos pórfiros também mostram correlação positiva (Figura 48) em relação ao AIV x $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ e uma correlação negativa (Figura 49) em relação ao AIVI x Fe^{2+} e Mg, indicando comportamento químico semelhante entre elas e, o que sugere, segundo Cathelineau & Nieva (1985), que os fluidos hidrotermais que afetaram ambos litotipos, pode ter sido o mesmo.

Figura 46: Diagrama de classificação de clorita proposto por Hey (1954) da clorita do pórfiro

Figura 47: Diagrama AIIV *versus* AIVI mostrando variação composicional da clorita do pórfiro

Figura 48: Diagrama AIV *versus* $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ mostrando variação composicional da clorita do pórfiro

Figura 49: Diagrama AIV *versus* $Fe^{2+} + Mg$ mostrando variação composicional da clorita do pórfiro

As composições do plagioclásio, do feldspato potássico e da adulária do granito estão representados na Figura 51.

Figura 51: Diagrama Ab–Or–An mostrando a distribuição composicional dos feldspatos do granito

Tanto o plagioclásio magmático como o hidrotermal são classificados como albita. O plagioclásio hidrotermal, relativamente ao magmático, possui menores teores de K e Ca, como pode ser observado nas Figuras 52 e 53.

O feldspato potássico magmático difere do seu análogo hidrotermal por apresentar menores conteúdos de Na (Figura 52). As pequenas variações composicionais dos feldspatos potássicos ígneo e hidrotermal mostram que o aumento da molécula de albita, está diretamente relacionado às fases peritéticas.

A adulária difere composicionalmente dos outros feldspatos potássicos, por ser mais pura (Figuras 51 e 52).

Figura 52: Diagrama Na versus K mostrando a variação composicional dos feldspatos do granito

Figura 53: Diagrama Na versus Ca mostrando a variação composicional dos feldspatos do granito

O feldspato potássico dos pórfiros apresenta maiores teores de Na que o feldspato potássico magmático, à exceção de algumas análises, que plotam segundo uma tendência de substituição entre Na e K (Figura 54). Estas substituições estão representadas por relíquias de albita, geralmente como microlamelas no feldspato potássico hidrotermal. Comparando-se o feldspato potássico hidrotermal do granito e do pórfiro, observa-se que o do granito apresenta a mesma tendência de potassificação verificada no pórfiro, distinguindo-se apenas pela sua maior intensidade.

Figura 54: Diagrama Na *versus* K mostrando a variação composicional dos feldspatos do pórfiro

O plagioclásio ígneo e hidrotermal do pórfiro é representado pela albita (Figura 55), à exceção de três análises que plotam no campo do anortoclásio, provavelmente por já apresentarem substituições de Na por K provocadas pelo metassomatismo potássico, como mostra o diagrama da Figura 54, ou por possuírem exsoluções de albita indistinguíveis ópticamente.

Semelhantemente ao que ocorre no granito, a adulária do pórfiro é também mais pura, com teores muito baixos de Na (Figuras 54 e 55).

Figura 55: Diagrama Ab–Or–An mostrando a distribuição composicional dos feldspatos do pórfiro

O plagioclásio do riolito é representado pela albita (Figura 56) e o feldspato potássico pelo anortoclásio, devido à exsoluções peritéticas, tanto nos cristais ígneos como no hidrotermal.

A adulária, assim como a que ocorre no granito e no pórfiro é muito pura (99%) em relação ao teor da molécula de ortoclásio.

Figura 56: Diagrama Ab–Or–An mostrando a distribuição composicional dos feldspatos do riolito

8.6 Sericita

Foram feitas 51 análises de sericita, sendo 4 do riolito, 1 do granito, 39 dos pórfiros e 7 de rochas afetadas por zonas de cisalhamento. As análises representativas de estão apresentadas na Tabela 5.

Quando plotadas no diagrama de Miller *et al.* (1981), que discrimina a sericita “primária” da “secundária”, as análises plotam no campo da sericita “secundária” (Figura 57), com exceção de uma, que plota no campo da sericita “primária”.

No diagrama Si x Al, da Figura 58, as análises de sericita mostram que o conteúdo de silício aumenta na sericita das zonas de cisalhamento e os teores de alumínio diminuem em relação à sericita de origem hidrotermal, que ocorre no granito, nos pórfiros e no riolito, separando-as em dois grupos distintos.

Figura 57: Diagrama de Mg – Ti – Na Miller *et al.* (1981) mostrando a distribuição composicional da sericita. P: campo composicional das muscovitas primárias; S: campo composicional das muscovitas secundárias

Dentre as análises de sericita hidrotermal do pórfiro, do granito e do riolito não são observadas variações significativas em relação ao Si x Al, mostrando correlação negativa entre estes cátions, seguindo em direção a tendência definida pela sericita das zonas de cisalhamento.

8.7 Termobarometria

As paragêneses hidrotermais do dacito, por apresentarem biotita e anfibólio hidrotermais, foram utilizadas para estimativa das condições de pressão e temperatura da alteração propilítica.

As estimativas de temperatura e pressão foram obtidas a partir do banco de dados termodinâmicos internamente consistente do *software* TWQ (Berman, 1992), com atividades dos membros finais do plagioclásio de McMullin *et al.* (1991), da biotita de Furhman & Lindsley (1988) e do anfibólio de Mader & Berman (1992).

Dois cálculos foram efetuados para paragênese da alteração propilítica, um com toda fase fluida representada pela H_2O , e outro com $X_{CO_2} = 0,1$, devido à presença de carbonatos na alteração propilítica, ambos com plagioclásio + anfibólio + biotita + quartzo + clinozoisita em paragênese.

Os resultados para a assembléia com $X_{H_2O} = 1,0$ mostraram um equilíbrio termodinâmico satisfatório, com cristalização em $\sim 352\text{ }^{\circ}\text{C}$ e 1,48 kbar (Figura 59).

Quando utilizado $X_{H_2O} = 0,9$ e $X_{CO_2} = 0,1$, os dados resultaram em um maior desequilíbrio, com temperaturas variando entre ~ 352 e $422\text{ }^{\circ}\text{C}$ e pressão entre 1,50 e 0,22 kbar (Figura 60).

Estes resultados, embora coerentes com a geologia e a petrografia do sistema hidrotermal, devem ser considerado com alguma cautela, uma vez que o uso das atividades da clinozoisita–epidoto implica em maiores incertezas nos cálculos, decorrentes da imprecisão dos dados calorimétricos dos minerais da série do epidoto. Adicionalmente, apenas a reação da substituição tschermakítica do anfibólio, que não é independente das reações edeníticas e de substituições Fe–Mg, é indicadora da pressão, o que não permite estimativas mais precisas. Acrescenta-se a estas dificuldades a possibilidade de reequilíbrios incompletos das fases ígneas e hidrotermais, especialmente do anfibólio, como discutido no item petrografia, que poderia ser responsável pelos desequilíbrios químicos observados entre as várias fases utilizadas para estimativa da pressão e da temperatura. Apesar destas dificuldades, pode-se sugerir para a paragênese com carbonatos que alteração propilítica do dacito ocorreu mais provavelmente entre $\sim 407\text{ }^{\circ}\text{C}$ e 0,52 kbar e $\sim 422\text{ }^{\circ}\text{C}$ e 0,22 kbar.

Adicionalmente, a profundidade de cristalização da paragênese da alteração propilítica foi também estimada pelo barômetro Al–em–hornblenda (Hammarstrom & Zen 1986, Hollister *et al*, 1987, Johnson & Rutherford, 1989, Thomas & Ernst, 1990, Anderson & Smith, 1995 e Schmidt, 1992), calculado com o *software* PTMAFIC (Sotto & Sotto, 1995). A aplicação do método para o anfibólio hidrotermal do dacito apresentou resultados consistentes com os obtidos pelo método anterior, com a pressão variando entre 1,2 e 0,2 kbar.

Figura 59: Diagrama P–T referente ao primeiro cálculo efetuado, com $X_{H_2O}=1,0$ para paragéneses da alteração propilítica

Estimativas feitas com as paragéneses da sericitização dos pórfiros, incluindo calcita, feldspato potássico de baixa temperatura, quartzo, *end-members* da muscovita e do plagioclásio, resultam em temperaturas inferiores a 300 °C e pressões menores que 0,40 kbar, sugerindo que a queda da temperatura durante a sericitização não foi acompanhada de mudanças na pressão, o que é compatível com as condições observadas em sistemas epitermais vulcanogênicos.

Figura 60: Diagrama P–T referente ao primeiro cálculo efetuado, com $X_{\text{H}_2\text{O}}=0,9$ e $X_{\text{CO}_2}=0,1$, para paragênese da alteração propilítica

9 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

9.1 O Sistema Vulcano-Plutônico

A caracterização petrográfica das rochas que ocorrem na região estudada nesta dissertação permitiu a individualização de duas seqüências litotípicas, denominadas de Seqüência Inferior, formada predominantemente por derrames de andesito e de riolito, e Seqüência Superior, composta por ignimbritos, tufos, tufos de cristais, arenito vulcânico epiclástico, tufitos e *chert*. Foram ainda identificados, cortando estas seqüências, rochas graníticas, dacito e diques de pórfiros tardios.

Ambas seqüências são aqui correlacionadas às rochas da Formação Bom Jardim e do Grupo Iriri, mas conforme já discutido por Juliani *et al.* (Submetido), Lamarão *et al.* (Submetido) e Lamarão *et al.* (1999) é necessário reavaliar a extensão deste magmatismo que atualmente agrupa mais de um evento vulcânico ácido.

O posicionamento estratigráfico, forma de ocorrência e distribuição espacial das vulcânicas e vulcanoclásticas indica gênese em um complexo vulcano-plutônico paleoproterozóico, com estruturas vulcânicas razoavelmente preservadas.

A análise de produtos de sensores remotos revelou que a porção vulcânica deste sistema é marcada por altos topográficos, que formam domos e estruturas variando de cônicas a lingüiformes, localmente arranjadas de forma circular, concêntricas, associadas à falhas e fraturas radiais e anelares. A disposição destas estruturas gera uma depressão topográfica, com forma circular de cerca de 22 km de diâmetro, sugerindo relacionamento com uma caldeira vulcânica.

O termo *caldera* foi definido por Williams (1941) em Elston (1984), como uma grande depressão vulcânica, mais ou menos circular ou com forma semelhante a um círculo, com diâmetro muitas vezes maior do que o dos *vents* inclusos nela, não importando a forma do assoalho ou a inclinação da parede.

Wood (1984) considera três classes morfológicas principais de caldeira: *shield caldera*, *stratocone caldera* e *ash-flow caldera*, a última também denominada como tipo *Valles* (Williams & McBirney, 1968 em Wood, 1984). As diferenças morfológicas entre estes três tipos são função do caráter do magmatismo, que condiciona o volume de material expelido e, conseqüentemente, o diâmetro das caldeiras. Seus diâmetros são menores nas *shield calderas* e maior nas *ash-flow caldera*. A maior parte das caldeiras do tipo *ash-flow* tem mais de 20 km de diâmetro, apresentam domos ressurgentes e são

resultado do colapso da câmara magmática após erupção de um enorme volume de fluxo de cinzas dacíticas a riolíticas.

A grande estrutura circular que ocorre na área estudada apresenta várias características de uma *ash-flow* caldeira, destacando-se seu grande diâmetro, a ocorrência *vents* (pequenos vulcões e condutos magmáticos) concentrada nas suas bordas da estrutura abatida e arranjados ao longo das fraturas circulares e de falhas transcorrentes de direção principal NW–SE, e a ressurgência do magmatismo, indicada pela ocorrência de domos riolíticos associados a estruturas circulares com 1 a 5 km de diâmetro dentro da estrutura circular maior.

A evolução destes complexos vulcânicos pode ser exemplificado nos estudos de Aguirre Dias & McDowell (2000) sobre as caldeiras Pliocênicas de Amealco (México). Com base nas observações geológicas feitas nesta dissertação de mestrado e nos modelo de Aguirre Dias & McDowell (2000) e Juliani *et al.* (Submetido,a), pode-se concluir que o início da atividade vulcânica neste complexo vulcano-plutônico na Província Aurífera do Tapajós foi marcado por extensos derrames de andesito, seguidos pela erupção de grande volume de magma riolítico e fluxos ignimbritos, responsáveis pela formação de estratovulcões, além de domos riolíticos. Esta fase seria correspondente à fase pré-caldeira, representada pelas rochas da Seqüência Inferior.

A fase seguinte é desenvolveu-se com a erupção de um grande volume de material piroclástico, ignimbritos e riolito, que provocam a exaustão da câmara magmática e, conseqüente, colapso da caldeira, produzindo rápida descompressão e ebulição dos voláteis que provocou a erupção explosiva de magmas ricos em cristais, através de falhas, fraturas anelares e *vents*. Esta atividade foi responsável pela formação dos extensos depósitos de tufos de cristais descritos na região estudada.

Um magmatismo recorrente foi responsável pela formação de pequenos vulcões e *vents* associados a falhas e fraturas anelares e distribuídos principalmente na borda da caldeira e, em menor volume, internamente à caldeira. Neste vulcões e *vents* ocorreu a extrusão de magma riolítico e vulcanismo explosivo, resultando na geração dos depósitos ignimbíticos, de tufos e de tufos soldados estratificados com os riolitos. Estes *vents* também desenvolveram-se ao longo de zonas de falhas transcorrentes e em zonas distensivas ao redor da caldeira, possivelmente com seu desenvolvimento relacionado no final da segunda orogênese da Província (Santos *et al.*, 2000). O magmatismo ressurgente foi também responsável pela formação de domos riolíticos

dentro da caldeira, associado também à pequenas estruturas circulares que podem estar relacionadas com a intrusão de *stocks* dos pórfiros riolíticos e riodacíticos.

A depressão da caldeira foi, desde sua formação, preenchida por tufo, tufito, arenito epiclástico e sedimentos. O retrabalhamento subaquático dos sedimentos e rochas vulcanoclásticas, a silicificação diagenética, a deposição de leitos silica (*cherts*) e a presença de ritmitos indica que houve aprisionamento de água na caldeira, podendo ter sido formado um lago. Neste contexto, a deposição de *chert* pode ser relacionada a processos exalativos, produto da atividade hidrotermal remanescentes, ou produzida pelas últimas intrusões de diques de pórfiros.

A colocação de *stocks* e plútons de granófiros aproveitaram os *vents* do vulcanismo e foram, por fim, cortados por diques de pórfiro e de dacito, responsáveis pela intensa alteração hidrotermal estudada.

O modelo esquemático da evolução do complexo vulcânico-plutônico e da caldeira é sintetizado na Figura 61.

9.2 O Sistema Epitermal Low-Sulfidation (Adulária-Sericita)

O evento hidrotermal precoce reconhecido nos corpos de granito e de pórfiro da área estudada foi o metassomatismo sódico, caracterizado pela substituição dos feldspatos ígneos por albita que, localmente, resulta em textura semelhante à rapakivi.

Com a queda da temperatura e pelo enriquecimento em potássio no fluido hidrotermal, o metassomatismo sódico evoluiu para potássico. Este evento afetou os corpos de granito, de pórfiros e de riolito porfirítico em estilo predominantemente pervasivo, com gradações para fissural. A cor vermelha típica das rochas desta zona de alteração torna, muitas vezes difícil a distinção entre os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari, normalmente de cor cinza a rosa-claro quando não hidrotermalizados, dos granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha que, caracteristicamente, têm cor vermelho-intenso. Assim, os estudos petrográficos devem, necessariamente ser utilizados nos levantamentos regionais, por constituir-se em importante ferramenta para distinção dos processos de alteração hidrotermal que modificam as características macroscópicas das rochas graníticas na Província Aurífera do Tapajós.

A alteração hidrotermal predominante no sistema estudado é a sericítica, com adulária, representada pela associação sericita + quartzo + pirita + calcopirita + molibdenita, que afetou todos os litotipos estudados nos estilos fissural e pervasivo.

Legenda da Figura: 61

- 1- Início do vulcanismo com derrames de andesito
- 2- Início do magmatismo ácido com a formação de domos riolíticos e intercalado a tufos e tufitos gerando domos e estruturas semelhantes a estratovulcões.
- 3- Fase marcada pela erupção de grande volume de ignimbritos, tufos, tufitos e riolito provocando a exaustão da câmara magmática e provocando intenso fraturamento nas encaixantes; e início da subsidência da caldeira.
- 4- Fase sin-pós caldeira marcada pela formação da caldeira propriamente dita e de pequenos vulcões nas suas bordas, que aproveitam as estruturas anelares para se instalarem. Nesta fase também iniciam-se os processos de erosão e deposição dos sedimentos preenchendo a depressão formada pela caldeira.

- Dacito
- Pórfiro
- Granito tardio
- Granito pós-caldeira
- Arenito vulcânico epiclástico
- Brechas
- Tufos, ignimbritos, tufitos, tufo de cristais
- Riolito
- Andesito
- Magma
- Magma rico em cristais
- Granito pré-caldeira

Figura 61: Modelo de evolução da caldeira

Dois eventos de sericitização foram identificados, o primeiro provocado pelos fluidos finais da colocação do granito e dos pórfiros e o segundo relacionado com zonas de cisalhamento.

O segundo tipo de alteração em volume que afetou o sistema vulcanossedimentar estudado foi a alteração propilítica com adulária, com clorita + carbonato + epídoto + fluorita + albita + hornblenda + calcopirita + pirita + leucoxênio + rutilo + barita associados. Este tipo de alteração ocorreu principalmente em estilo pervasivo e, subordinadamente, em estilo fissural e afetou todos os litotipos. Pelo menos dois eventos de propilitização foram identificados. O primeiro relaciona-se com a colocação do corpo granítico e afeta o andesito, o riolito e parte dos tufos e é anterior a sericitização. A ocorrência de calcita placóide substituída por sílica amorfa, associada à calcedônia neste evento de alteração, é típica de sistemas epitermais do tipo adulária-sericita. O segundo evento vincula-se com a colocação dos corpos de pórfiro e dacito e são posteriores à primeira alteração sericítica. A pressão e a temperatura deste evento de alteração estimada varia entre 1,5 e 0,2 kbar e 410 e 350 °C, o que é coerente para o ambiente vulcânico associados aos sistemas geotermiais, responsáveis pelo desenvolvimento de extensas zonas de alteração hidrotermal com sistemas *low- e high-sulfidation* e de pórfiros Cu–Au ou Cu–Mo.

O último evento de alteração hidrotermal vulcanogênica que afetou o sistema foi a alteração argílica, restrita aos litotipos que ocorrem nas porções superiores do sistema hidrotermal.

O segundo evento de sericitização é controlado pelas estruturas rúpteis das zonas de cisalhamento mais tardias que, caracteristicamente, distingue-se do anterior, por não apresentar adulária em sua assembléia mineral.

Todo o conjunto mostra-se mineralizado em ouro, cobre e molibdênio, mas os maiores teores estão relacionados com as alterações propilítica e sericítica, especialmente nas bordas e internamente aos diques de pórfiro riolítico e riodacítico.

Os tipos, padrões, distribuição e superposição da alteração hidrotermal, as mineralizações e forma de ocorrência, vinculada com complexos vulcanossedimentares são característicos de sistemas epitermais *low-sulfidation* ou adulária-sericita. Adicionalmente, segundo Hayba *et al.* (1985) o controle estrutural regional mais comum para os depósitos do tipo *low-sulfidation* é ao longo de margens de caldeiras abatidas, que propiciam um excelente sistema de condutos para os fluidos hidrotermais, como no caso aqui estudado.

Muitas caldeiras localizam-se ao longo de importantes zonas de falhas que estiveram intermitentemente ativas antes e depois do ciclo da caldeira (Rytuba, 1994). A reativação destas estruturas nos estágios finais do ciclo das caldeiras, comumente controlam a colocação dos sistemas de *vents* máficos e félsicos que estão geneticamente relacionados aos sistemas hidrotermais controlados pelas estruturas das caldeiras. Este conjunto de características permitiu identificar um sistema epitermal do tipo *low-sulfidation*, ou adulária-sericita, hospedado nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e subvulcânicas ácidas distribuídas na borda de uma caldeira gerada no Paleoproterozóico.

Este sistema epitermal desenvolveu-se nos estágios finais da fase sin- a pós-abatimento da caldeira, quando da colocação em superfície dos domos riolíticos e ignimbritos, e em sub-profundidade, quando da intrusão sucessiva de corpos graníticos rasos e diques de pórfiros, responsáveis pela reativação das células convectivas.

Adulária já havia sido identificada na Província Aurífera do Tapajós por Dreher *et al.* (1998), associada à veios de quartzo em rochas básicas da Suíte Intrusiva Ingarana e foi sugerido por estes autores, sua possível correlação a sistemas epitermais semelhantes ao aqui descrito. Entretanto as associações de sistemas epitermais *low-sulfidatio* com rochas básicas, segundo White & Hedenquist (1990), são muito raras sendo que na maioria dos casos estão associados à magmatismo intermediário a ácido, podendo ocorrer raramente em suítes vulcânicas bimodais. Nos casos de sistemas epitermais *low-sulfidation* hospedados em rochas básicas, estas rochas tem afinidades shoshoníticas ou alcalinas. A idade do sistema descrito por Dreher *et al.* (1998) é significativamente mais antigo que o aqui descrito indicando pelo menos dois eventos hidrotermais de baixa temperatura e com fluidos reduzidos na Província Aurífera do Tapajós, o mais antigo relacionado com zonas de cisalhamento e diques máficos encaixados em granitos mesozonais, que pode relacionar-se aos depósitos *intrusion-related* descritos por Santos *et al.* (2001), e outro mais novo, vulcanogênico, aqui descrito, que constuiria um típico depósito *low-sulfidation*, caso não fosse paleoproterozóico.

Esta descoberta complementa os estudos de Juliani *et al.* (2000), Juliani *et al.* (Submetido), Juliani *et al.* (Submetido, a), Corrêa-Silva *et al.* (2000,a) e Nunes *et al.* (2001) na Província Aurífera do Tapajós e constitui-se, juntamente com os depósitos *high-sulfidation*, na primeira descrição de depósitos *low-sulfidation* no Paleoproterozóico.

9.3 Implicações Metalogenéticas e Tectônicas

Nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri, (Juliani *et al.*, 2000, Nunes *et al.*, 2000, Nunes, 2001 e Nunes *et al.*, 2001) identificaram um sistema epitermal *high-sulfidation* mineralizado em ouro hospedado na borda de uma paleocaldeira (Juliani *et al.*, Submetido,a).

Juliani *et al.* (Submetido) e Juliani *et al.* (2001), estudando o Granito Batalha identificaram zonas de alteração hidrotermal com fluidos muito semelhante aos verificados em depósitos do tipo Pórfiro Cu-Au e sugeriram possíveis relacionamentos entre o Granito Batalha e o sistema epitermal *high-sulfidation*, já que na base do sistema epitermal ocorrem corpos graníticos rasos muito semelhantes, tanto petrologicamente como quanto aos tipos, estilos e sequência da alteração hidrotermal, ao Granito Batalha. Estas semelhanças repetem-se em relação ao granito do sistema *low-sulfidation* aqui estudado. O relacionamento entre sistemas epitermais e do tipo pórfiro tem sido descrito por diversos autores como Hedenquist *et al.* (1998), Love *et al.* (1998) e Perelló (1994) entre outros, o que implica em potencial para ocorrência de depósitos de pórfiros de Cu-Au e Cu-Mo na Província Aurífera do Tapajós. Entretanto a preservação destes sistemas, devido ao seus desenvolvimentos em níveis crustais muito rasos não são comuns em terrenos paleoproterozóicos, devido ao intemperismo, à erosão e aos processos metamórficos.

A descoberta destes sistemas epitermais dos tipos *high- e low-sulfidation* relacionados à sistemas pórfiros na Província Aurífera do Tapajós, adiciona um novo modelo exploratório para a região, além dos tradicionais *lode-gold* mesotermiais, associados a zonas de cisalhamento e *intrusion-related* (Santos *et al.*, 2001). Esta descoberta indica ainda a possibilidade de ocorrência destes sistemas, ainda preservados, em outras áreas Pré-Cambrianas no Cráton Amazônico e em outros terrenos antigos no mundo.

A questão da preservação deste sistemas na região do Tapajós ainda é uma incógnita, mas a sua identificação pode auxiliar muito no entendimento da preservação e evolução de terrenos Pré-Cambrianos e para metalogenia de ouro-cobre-molibdênio associados a estes terrenos.

Caldeiras do tipo *ash-flow* como a aqui identificada e a descrita por Juliani *et al.* (Submetido,a), ocorrem tipicamente em áreas de crosta espessa, freqüentemente associadas à regimes tectônicos distensivos.

As vulcânicas que formam a caldeira têm idades ao redor de 1,88 Ga, assim como os minerais hidrotermais (Juliani *et al.*, Submetido,a), ou seja, neste período a Província Aurífera do Tapajós não era mais palco de atividades compressivas relacionadas a colisões continentais ou zonas de subducção. Confirma este aspecto a quase total ausência de deformações e metamorfismo regional nas seqüências vulcânicas e nos granitos tardi- e pós-tectônicos da Suíte Intrusiva Parauari.

Neste período, segundo Tassinari (1996) e Santos *et al.* (2000) as províncias Ventuari–Tapajós (1,95 – 1,80 Ga) ou Tapajós–Parima (2,10 – 1,87 Ga) estavam em franca orogênese, o que não é compatível com as observações aqui coligidas.

Desta forma, os dados aqui obtidos sugerem a seguinte evolução para a região que inclui a Província Aurífera do Tapajós aqui estudada:

Formação do arco magmático Cuiú-Cuiú (~ 2,0 Ga), posteriormente deformado e metamorfsado quando da construção do arco magmático Parauari (1,95 Ga). Os estágios tardi- e pós-tectônicos do magmatismo Parauari, representados por granitos como o Rosa de Maio e o Batalha (~ 1,88 Ga), resultaram na formação de batólitos, plútons e *stocks* mesozonais a epizonais. Aos granitos rasos associaram-se a geração de complexos de *ash-flow calderas* (Figura 67) em ~ 1,89 – 1,90 Ga com extenso vulcanismo intermediário e ácido e as rochas vulcanoclásticas, atualmente englobadas na Formação Bom Jardim e no Grupo Iriri.

As idades mais novas verificadas por Tassinari (1996) e Santos *et al.* (2000) na Província, neste contexto, devem corresponder ao magmatismo anorogênico da Suíte Intrusiva Maloquinha, que sucedeu a instalação das caldeiras, mas anterior à instalação dos arcos magmáticos Rio Negro–Juruena (1,80 – 1,55 Ga) ou Rondônia–Juruena (1,8 – 1,5 Ga). Alternativamente, podem ser devida ao magmatismo ou reativações vinculadas com o desenvolvimento da províncias Rio Negro–Juruena ou Rondônia–Juruena e às sua justaposição à Província Ventuari–Tapajós ou Tapajós–Parima que, adicionalmente, deve ter sido responsável pelas deformações e leve metamorfismo, principalmente ao longo de zonas de cisalhamento reativadas observadas na região.

A ausência de deformação e metamorfismo regional de grau alto nesta região também dificulta a interpretação de sucessivos eventos colisionais e geração de vários arcos magmáticos na região, mas este assunto ainda está por merecer estudos na região.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIRRE DIAS, G.J.; McDOWELL, F.W. 2000. Volcanic evolution of the Amelco caldera, central Mexico. In: H.D. Ganados, G.J. Aguirre Dias & J.M. Stock (ed), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Special Paper. *Geological Society of America*, Boulder, 275 p.
- ALLEN, S.R.; McPHIE, J. 2001. Syn-eruptive chaotic breccia on Kos, Greece, associated with an energetic piroclastic flow. *Bulletin of Volcanology*, **63**: 421-432.
- ALMEIDA, C.A.S.; COLLYER, T. A.; PEREIRA, J. 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.d. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: Congr. Bras. Geol., 30. Recife, *Anais*, **6**: 2393-2399.
- ALMEIDA, F.F.M.d.; NOGUEIRA FILHO, J.V. 1959. Reconhecimento geológico no Rio Arapuanã. *Boletim DGM/DNPM*, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 1999. Proposta de evolução tectono-estrutural para a região do médio-alto curso do Rio Tapajós (Estado do Pará e Amazonas). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Actas*, 297-300.
- 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. In: M.E. Almeida (Editor), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM., Brasília.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 212 p.
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (ed.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher, São Paulo, pp. 6-35.

- ANDERSON, J.L.; Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**: 549-559.
- ARAÚJO, E.S. 2000. Relatório temático de geoquímica, sedimentos de corrente e solos da área piloto Creporizão. Áreas de detalhe: Garimpo do Joel, Mineração Crepori e Fazenda J. L. Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral Tapajós - PROMIM Tapajós/ CPRM., Brasília.
- ARAÚJO, H.J.T. 1978. Geologia. Folha SB.20 Purus, Projeto Radam -Brasil. Rio de Janeiro, *DNPM*, 17-128.
- ARRIBAS, A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: J.F.H. Thompson (ed.) *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada.
- 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. In: R.B.C. Bahia (Editor), Projeto Especial Província Mineral Do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM., Brasília.
- BARBOSA, O. 1966. Geologia básica e econômica da área da região do Médio Tapajós, Estado do Pará, Boletim DFPM/DNPM, Rio de Janeiro, p. 1-55.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia., Monog. DGM/DNPM, 94 p.
- BARD, J.P. 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D. Reidel Publishing company, Dordrecht, 261 p.
- BASEI, M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 133 p.
- BEANE, R.E.; TITLEY, S.R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II: Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, **75th Anniversary volume**: 214-269.
- BEISIEGER, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F. RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra do Carajás. *Rev. Bras. Geociências.*, **3**(4): 215-242.

- BERMAN, R.G. 1992. Thermobarometry With Estimation of EQUilibrium state (TWEEQU).
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R. 1987. The Rondonian Tin-bearing Anorogenic granites and associated mineralization. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. CBPM/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador, *Excursion Guides*, 49-87.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE, W. B.; JR, P. B. L. 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: Symposium on rapakivi granites and related rocks, excursion guide: The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and associated mineralization. J.S. Bettencourt & R. Dall'Agnol (ed.). Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Brasil.
- BIZINELLA, G.A.; SANTIAGO, A. F.; SANTOS, A.; BORGES, F. R.; SOUZA, F. J. C.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R.; OLIVEIRA, R. L. 1980. Projeto Tapajós-Sucurundi. CPRM/DNPM. 1(B).
- BONHAM, H.F.J. 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. In: International Volcanological Congress. Proc. Symposium, New Zealand, 13-17.
- 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: Congres. Bras. Geoquímica. Salvador, *Anais*, 847-851.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R. 1999. From Rodinia to western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan-African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3): 155-166.
- CARLILE, J.C.; MITCHELL, A.H.G. 1994. Magmatic Arcs and associated gold and Copper Mineralization in Indonesia. *Journal of Geochemical Explorations*, **50**: 91-142.
- CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen & Unwin, London, 528 p.

- CATHELINEAU, M.; NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**: 235-244.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congreso Geológico Chileno, 2, Arica, *Actas*, 137-148.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*, **12**: 78-88.
- CORRÊA-SILVA, R.H. 1999. *Estudo petrográfico de alterações hidrotermais e mineralizações de Au do Garimpo do Batalha, Tapajós (PA)*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Monografia, 55 p.
- CORRÊA-SILVA, R.H.; NUNES, C.M.D.; JULIANI, C. 1999. Estudo petrográfico de litotipos hidrotermalizados associados a mineralizações de Au da região do Tapajós (PA). In: Seminário de Iniciação Científica da Universidade de São Paulo (SciUSP), 7, *Resumos, CD-ROM*.
- 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, Rio de Janeiro, *Abstracts, CD-ROM*, 242-245.
- CORRÊA-SILVA, R.H.; JULIANI, C.; NUNES, C.M.D.; BETTENCOURT, J.S. 2000a. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha Gold Field, Tapajós (Pará) - Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2): 242-245.
- 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, Belém, *CD-Room*.
- COUTINHO, M.G.; DREHER, A.M.; MARINI, S. 1996. Controle das minealizações de ouro da Província do Tapajós: resultados preliminares. In: Congres. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*,

- COUTINHO, M.G.; LIVERTON, T.; SOUZA, E.C. 1997. Granitic magmatism and related gold mineralization on the Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brasil. In: International Symposium on the Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador. *Extended Abstract and Program*, 46-47.
- COUTINHO, M.G.; ROBERT, F.; SANTOS, R.A. 1998. Província Mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: Congres. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 160.
- COX, D.P. 1986a. Descriptive model of porphyry Cu. In: D.P. Cox & D.A. Singer (ed) *Mineral deposit models*. United States Geological Survey Bulletin, 76-81.
- COX, D.P. 1986b. Descriptive model of porphyry Cu, skarn-related deposits. In: D.P. Cox & D.A. Singer (ed), *Mineral deposit models*. United States Geological Survey Bulletin, 82-85.
- DALL'AGNOL, R. 1980. Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, Tese de Doutorado, 348 p.
- 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, Gramado, *Boletim de Resumos*,
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1967. Rock forming Minerals. Longman, London.
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, S.L. 1998. Adulária associated with epithermal gold veins in the Tapajós Gold Province, Para State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3): 397-404.

- DREHER, A.M.; ALMEIDA, M. E.; FERREIRA, A. L.; BRITO, M. F. L.; POPINI, M. V. F.; MONTEIRO, M. A. S. 1999. Veios e brechas hidrotermais da Província Aurífera do Tapajós: aspectos texturais e implicações para a exploração de Au primário. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Manaus, *Anais*, 114-117.
- DUBÉ, B.; DUNNING, G.; Lauzière, K. 1995. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: A preserved late Proterozoic High-Sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, **93**: 405-436.
- DYMEK, R.F. 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, **68**: 880-899.
- EBY, G.N. 1990. A-Type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petogenesis. *Lithos*, **26**: 115 - 134.
- ELSTON, W.E. 1984. Mid-Tertiary ash flow tuff cauldrons, Southwestern New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 8733-8750.
- 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, Belém, *Anais*, 156-160.
- 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. In: A.L. Ferreira (Editor), Projeto Especial Província Mineral Do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM. CD-ROM, Manaus.
- FORMAN, J.H.A.; NARDI, J.I.S.; MARQUES, J.P.M.; LIMA, M.I.C. 1972. Pesquisa mineral no Iriri/Curuá. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, Belém, 62 p.
- FURHMAN, M.L.; LINDSLEY, D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**(3-4): 201-215.
- GRAY, J.E.; COOLBAUGH, M.F. 1994. Geology and geochemistry of Summitville, Colorado: An Epithermal Acid Sulfate Deposit in a volcanic dome. *Economic Geology*, **89**: 1906-1923.
- HAMMARSTROM, J.M.; ZEN, E. A. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.

- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, **8**: 29-37.
- HAWTHORNE, F.C. 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. In: D.R. Veblen (ed), *Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy*. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America, 1-102.
- HAYBA, D.O.; BETHKE, P.M. HEALD, P.; Foley, N.K. 1985. The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. In: B.R. Berger & P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of epithermal Systems*. Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologists, 129-168.
- HEALD, P.; FOLEY, N.K.; HAYBA, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**: 1-26.
- HEDENQUIST, J.W. 1987. Mineralization associated with volcanic related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. In: M.K. Horn (ed), *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and mineral Resources Conference*. American Association of Petroleum Geologists, Singapore, 513-524.
- HEDENQUIST, J.W.; HENLEY, R.W. 1985. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu Geothermal system, New Zealand: Their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, **80**: 1640-1668.
- HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**: 519-527.
- HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, A. REYNOLDS, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast - Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, **93**(4): 373-404.
- HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; MARINENKO, J.W.; Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, **75**: 210-228.
- 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.

- HENLEY, R.W.; ELLIS, A.J. 1983. Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Sciences Review*, **19**: 1-50.
- HEY, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Minealogical Magazine*, **30**: 277-292.
- HIBBARD, M.J. 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall, New Jersey, 587 p.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K. STOWELL, H.H.; SISSON, V.B. 1987. Confirmation of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 321-339.
- HUTCHINSON, C.S. 1974. Laboratory handbook of petrographic techniques. Wiley-Interscience Publication, New York, 527 p.
- ISSLER, R.S.; LIMA, M.I.L. 1987. Amazonic Craton (Brazil) granitogenesis and its relations to geotectonics units. *Rev. Bras. Geociências*, **17**(4): 426-431.
- IXER, R.A. 1990. Atlas of opaque and ore minerals in their associations. Van Nostrand Reinhold, New York, 208 p.
- JACOBI, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **29**: 277-279.
- JÉBRAK, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, **12**: 111-134.
- JOHNSON, M.C.; RUTHERFORD, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- JULIANI, C. 2001. Metalogênese do ouro e metais de base associadas com o vulcano-plutonismo da porção W da Província Aurífera do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *CD-Room*.
- JULIANI, C.; NUNES, C. M. D.; BETTENCOURT, J. S.; CORRÊA-SILVA, R. H.; MONTEIRO, L. V. S. M.; 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.M.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. 2001. Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *CD-Room*.
- JULIANI, C.; CORRÊA-SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.M.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. Submetido. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*.
- JULIANI, C.; NUNES, C. M. D.; RYE, R. O.; CORRÊA-SILVA, R. H.; MONTEIRO, L. V. S. M.; NEUMANN, R.; ALCOVER NETO, A.; BETTENCOURT, J. S.; SNEE, L. Submetido,a. Paleoproterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Chemical Geology*.
- KESLER, S.E. 1973. Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **68**: 106-112.
- KLEIN, C.; HURLBUT, C.S.J. 1993. Manual of Mineralogy (After J. D. Dana). John Wiley & Sons, Inc., New York, 681 p.
- KLEIN, E.L. 1999. Estudos de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do garimpo Guarim, região de Cuiú-Cuiú, Província Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Anais*, 559-562.
- 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: Projeto Especial Província Mineral Do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM. CD-ROM, Brasília.
- 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. In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, *Boletim de Resumos*, 93.

- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. Submetido. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*.
- LAZNICKA, P. 1988. Breccias and coarse fragmentites: Petrology, environments, associations, ores. *Developments in Economic Geology*, 25. Elsevier, New York.
- LEAKE, B.E.; WOOLEY, A. R.; ARPS, C. E. S.; 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. W.; NICKEL, E. H.; SCHUMACHER, J.; SMITH, J. C.; STEPHENSON, N. C. N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E. J.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association; comission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246.
- LINDGREN, W. 1928. Mineral Deposits. McGraw Hill, New York, 1049 p.
- LIPMAN, P.W. 1984. The roots of ash flow calderas in Western North america: Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 8801-8841.
- LOBATO, F. P. N. S. 1966. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia; Relatório final, 125. DNPM, Rio de Janeiro.
- LOVE, D.A.; CLARK, A. H.; HODGSON, C. J.; MORTENSEN, J. K.; ARCHIBALD, D. A.; FARRAR, E. 1998. The timing of adularia-sericite-type mineralization and alunite-kaolinite-type alteration, Mont Skukum Epithermal gold Deposit, Yukon Territory, Canada: ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Pb geochronology. *Economic Geology*, **93**: 437-462.
- LOWELL, J.D.; Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration 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.
- MADER, U.K.; BERMAN, R.G. 1992. Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach. *Current Research, Geological Survey of Canada*, **92-1E**: 393-340.

- McMULLIN, D.; BERMAN, R.G.; GREENWOOD, H.J. 1991. Calibration of the SGAM thermobarometer for pelitic rocks using data from phase equilibrium experiments and natural assemblages. *Canadian Mineralogist*, **29**: 889-908.
- MELGAREJO, J.C. 1997. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Edicions de La Universitat de Barcelona, Barcelona, 1076 p.
- MELO, A.F.F.; ANDRADE, A. F.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R.; CARMONA, J. R. M.; D'ANTONA, R. J. G.; LOPES, R. C. 1980. Projeto Tapajós-Sucurundi., CPRM/DNPM. 1(A), Manaus.
- MEYER, C.; HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: H.L. Barnes (ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt Rinehart & Winston, 166-235.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J.; DOLLASE, W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite. *Canadian Mineralogist*, **19**: 25-34.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução Geotectônica do Cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*, 282-297.
- MONTOYA, J.W.; HEMLEY, J.J. 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reaction. *Economic Geology*, **70**(3): 577-594.
- MOURA, P. 1932. Reconhecimentos geológicos no Vale do Rio Tapajós., *Boletim SGM/DNPM*, Rio de Janeiro, 3-48.
- NACHIT, H. 1994. Contribution à la typologie des granitoïdes, petrogenèse et petrologile structurale du Batholite Panafricain du Cerle de Taфраoute (Boutonnière de Kerdous, anti-atlas occidental, Maroc). D'état Thesis, Université Ibhou Zohor, Agadir, 465 pp.
- NOCKOLDS, S.R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Sciences*, **245**(7): 401-420.
- NUNES, C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal *high-sulfidation* paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de mestrado, 174 p.

- 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, Rio de Janeiro, Brazil *Abstracts. CD-ROM*.
- NUNES, C.M.D.; JULIANI, C.; CORRÊA-SILVA, R. H.; MONTEIRO, L. V. S. M.; 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, Belém, *CD-Room*.
- OLIVEIRA, A.I. 1928. Reconhecimento geológico no rio Xingu, Estado do Pará. Rio de Janeiro, *Boletim SGM/DNPM.*, 1-22.
- PARSON, A.B. 1933. The porphyry coppers. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, New York, 581 p.
- PARSON, A.B. 1957. The porphyry coppers in 1956. American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, New York, 270 p.
- PERELLÓ, J.A. 1994. Geology, porphyry Cu-Au, and epithermal Cu-Au-Ag mineralization of the Tombulilato district, North Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geochemical Explorations*, **50**: 221-256.
- PESSOA, M.R.; SANTIAGO, A. F.; ANDRADE, A. F.; 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 geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- 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.
- RAMBRAG, G.E.; SANTOS, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. In: Congres. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Anais*, 87-94.
- RICHARD, L.R. 1998. Minpet 2.0.

- ROWINS, S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology* **28**, 491-494.
- RYTUBA, J.J. 1994. Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits. *Economic Geology*, **89**: 1687-1696.
- SADOWISKI, G.R.; BETTENCOURT, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, **76**: 213-227.
- SANTIAGO, A.F.; SANTOS, J.O.S.; MAIA, R.G.N. 1980. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar do Alto Tapajós. In: Congres. Bras. Geol., 31, Camburiú, *Anais*, 786-797.
- SANTOS, B.A. 1981. Amazônia: Potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. São Paulo, EDUSP, 256 p.
- SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.B.; BASEI, M.A.S. 1974. Esboço geológico da Folha SB.21 Tapajós. In: Congres. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Anais*, 278-287.
- 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, Rio de Janeiro, *DNPM*, 15-99.
- SANTOS, J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. In: N.D.i.E. Geology (ed), *Centre for teaching and Research in strategic mineral deposits*, University Of Western Australia, 10 p.
- SANTOS, J.O.S. 2000. Os terrenos paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, V 1, 208 p.
- SANTOS, J.O.S.; REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: Congres. Bras. Geol., 32, Salvador, *Anais*, 339-348.

- SANTOS, J.O.S.; LOGUERCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: C.C. Schobbenhaus, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. (ed), *Geologia do Brasil : Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM/MME, 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. In: South American Symposium on isotope geology. Campos de Jordão, *Extended abstracts*, 280-282.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.; FLETCHER, I.R. 1999. Uma inesperada idade cambriana para o enxame gigante de diques máficos na Província Aurífera do Tapajós, obtida pela geocronologia U-Pb em baddeleyta e zircão. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Anais*, 482-485.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; McNAUGHTON, 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**(4): 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; McNAUGHTON, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: M.L.A. Costa, R. S. (ed), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, 91-142.
- SAWKINS, F.J. 1990. *Metal deposits in relation to plate tectonics. Minerals and rocks ; 17*. New York, Springer-Verlag, Berlin, xix, 461 p.
- SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole compositions in tonalite as a function of pressure: Na experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 304-310.

- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: C.C. Schobbenhaus, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. (ed), *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM/MME, 11-53.
- SENA COSTA, J.B.; HASUI, Y.; ARAÚJO, O. J. B.; FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J.; SCANDOLARA, J. E. 1999. Episódios de reativação do Proterozóico Médio na região Amazônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Anais*, 305-306.
- SELBY, D.; NESBITT, B.E. 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, **171**: 77-93.
- SILLITOE, R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **68**(6): 799-815.
- SILLITOE, R.H. 1991. Gold metallogeny of Chile-an introduction. *Economic Geology*, **86**: 1187-1205.
- SILLITOE, R.H. 1993. Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. In: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe & J.M. Duke (ed), *Mineral Deposit Modeling*. Stittsville, Geological Association of Canada, 403-417.
- SILLITOE, R.H.; BONHAM, H.F.J. 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, **79**: 1286-1298.
- 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, Levantamento de recursos minerais 4, Rio de Janeiro, 1-60.
- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; SALUM, O.A.L.; DALL'AGNOL, R.; BASEI, M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da folha Sc.21 Juruena. In: Congres. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Anais*, 309-320.
- SIMMONS, S.F.; BROWNE, P.R.L. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*, **95**: 971-999.

- SOTO, J.I.; SOTO, V.M. 1995. PTMAFIC: Software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. *Computers and Geosciences*, **21**(5): 619-652.
- SPARKS, R.S.J.; SELF, S.; WALKER, G.P.L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, **1**: 115-118.
- SPEAR, F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Chelsea, Mineralogical Society of America, 799 p.
- STOFFREGEN, R. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, **82**: 1575-1591.
- STRECKEISEN, A.L. 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks; IUGS recommendations. *N. Jb. Mineralogist*, **130**: 149-164.
- SUGUIO, K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. Rio de Janeiro, Bertrand.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 139 p.
- TASSINARI, C.C.G.; MELLITO, K.M.; RODRIGUES, L.V. 1997. The geochronological map of the Amazonian Craton in Brazil. In: South-American symposium on Isotope Geology. Campos de Jordão, *Extended Abstracts*, 312-313.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- TEIXEIRA, N.P. 1999. Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 508 p.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- TEREZO, E.F.d.M.; FILHO, L. G.; FERREIRA, H. C.; VELOSO, H. P.; FONSECA, W. N. da; SILVA, S. B. 1975. Vegetação da Folha SB-21 Tapajós, Projeto RADAM BRASIL. Rio de Janeiro, DNPM.

- THOMAS, W.M.; ERNST, W.G. 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally at 12 Kbars. In: R.J. Spencer & I.M. Chou (ed), *Fluid-mineral interactions: a tribute to H. P. Eugster*. Geochemical Society Special Publication.
- TITLEY, S.R. 1978. Copper, molybdenum, and gold content of some porphyry copper systems of the southwestern and western Pacific. *Economic Geology*, **73**: 977-981.
- TITLEY, S.R. 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the american southwest. In: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe & J.M. Duke (ed), *Mineral Deposit Modeling*. Stittsville, Geological Association of Canada, 433-464.
- TITLEY, S.R.; HICKS, C.L. 1966. *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. Tucson, University of Arizona, 287 p.
- TITLEY, S.R.; BEANE, R.E. 1981. Porphyry copper deposits. Part I: Geologic settings, petrology, and tectonogenesis. *Economic Geology*, **75th Anniversary Volume**: 214-235.
- TRÖGER, W.E. 1979. *Optical determination of rock-forming minerals*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 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. In: M.L. Vasquez (Editor), Projeto Especial Província Mineral Do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM. CD-ROM, Brasília.
- VENTURA, L.M.; D'AVILA, L.M.; BARBOSA, G.V. 1975. Geomorfologia da Folha SB.21-Tapajós, Projeto RADAM BRASIL. Rio de Janeiro, DNPM.
- WHITE, N.C.; HEDENQUIST, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Explorations*, **36**: 445-474.
- WONES, D.R.; EUGSTER, H.P. 1965. Stability of biotite; experiment, theory and application. *American Mineralogist*, **50**(9): 1228-1272.
- WOOD, C.A. 1984. Calderas: A planetary perspective. *Journal of Geophysical Research*, **89**(B10): 8391-8406.

TABELAS

Tabela 1: Análises químicas selecionadas Anfibólio

Amostra	Anfibólio Igneo				Anfibólio Hidrotermal			
	Dacito				Dacito			
	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8
Análise	166	172	179	185	164	167	168	187
SiO ₂	56,85	52,58	52,67	57,82	50,77	48,92	50,44	51,02
TiO ₂	0,14	0,12	0,50	0,19	0,21	0,25	0,24	0,18
Al ₂ O ₃	4,57	3,90	3,64	4,75	5,73	6,98	5,77	5,33
FeO	10,31	11,76	12,19	10,85	12,77	13,89	12,79	13,56
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,54	0,56	0,50	0,58	0,64	0,58	0,65	0,68
MgO	14,33	16,27	16,21	13,27	15,21	14,12	15,47	14,03
CaO	11,40	12,74	13,00	10,98	12,54	12,51	12,56	12,54
Na ₂ O	0,39	0,22	0,25	0,35	0,52	0,58	0,50	0,37
K ₂ O	0,12	0,08	0,05	0,13	0,14	0,17	0,14	0,13
F	0,17	0,19	0,12	0,09	0,15	0,10	0,20	0,05
Cl	0,04	0,08	0,04	0,04	0,04	0,07	0,03	0,04
Total	98,86	98,50	99,18	98,66	98,71	98,16	98,79	97,93
Número de íons com base no 13eCNK e 15eNK								
TSi	7,458	6,845	6,809	7,539	6,585	6,360	6,531	6,660
TAI	0,542	0,597	0,553	0,461	0,875	1,068	0,879	0,819
TFe ³⁺	0,000	0,482	0,528	0,000	0,491	0,565	0,568	0,414
TTi	0,000	0,006	0,024	0,000	0,010	0,012	0,012	0,009
Sum_T	8,000	7,930	7,914	8,000	7,961	8,005	7,990	7,992
CAI	0,164	0,000	0,000	0,273	0,000	0,000	0,000	0,000
CCr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CFe ³⁺	0,146	0,226	0,160	0,103	0,297	0,340	0,324	0,226
CTi	0,014	0,006	0,024	0,019	0,010	0,012	0,012	0,009
CMg	2,803	3,157	3,124	2,596	2,940	2,736	2,986	2,731
CFe ²⁺	0,985	0,572	0,631	1,088	0,597	0,605	0,493	0,841
CMn	0,059	0,062	0,055	0,065	0,070	0,064	0,071	0,075
CCa	0,829	0,976	1,006	0,856	1,086	1,242	1,114	1,118
Sum_C	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
BFe ²⁺	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
BCa	0,773	0,800	0,795	0,689	0,658	0,500	0,629	0,636
BNa	0,100	0,055	0,063	0,089	0,131	0,145	0,126	0,094
Sum_B	0,873	0,856	0,858	0,778	0,788	0,645	0,755	0,730
ACa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ANa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AK	0,020	0,013	0,009	0,022	0,023	0,028	0,022	0,021
Sum_A	0,020	0,013	0,009	0,022	0,023	0,028	0,022	0,021
Sum_Ca	13,893	13,799	13,781	13,800	13,773	13,679	13,767	13,653
CCI	0,009	0,017	0,008	0,009	0,009	0,014	0,007	0,009
CF	0,072	0,079	0,050	0,038	0,060	0,042	0,082	0,022

Tabela 2: Análises químicas selecionadas Biotita

Amostra	Biotita Ígnea Dacito			Biotita Hidrotermal
	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8
Análise	198	201	202	204
SiO ₂	38,11	32,52	38,20	35,99
TiO ₂	4,52	4,05	4,39	1,87
Al ₂ O ₃	13,62	13,91	13,94	15,14
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	13,99	13,75	13,75	13,75
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,36	0,36	0,37	0,39
MgO	15,36	15,78	15,38	18,08
CaO	0,00	0,02	0,01	0,06
Na ₂ O	0,10	0,12	0,09	0,07
K ₂ O	9,99	9,86	9,80	7,12
BaO	0,19	0,00	0,05	0,25
F	0,52	0,40	0,56	0,41
Cl	0,05	0,07	0,06	0,04
Total	96,81	96,84	96,27	93,17
<i>Número de íons com base em 11 oxigênios</i>				
Si	2,783	2,799	2,787	2,640
Al ^{IV}	1,217	1,201	1,213	1,360
Ti	0,248	0,222	0,241	0,103
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,547	0,558	0,538	0,131
Fe ³⁺	0,307	0,278	0,301	0,713
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,022	0,022	0,023	0,024
Mg	1,672	1,710	1,672	1,977
Ca	0,000	0,002	0,000	0,005
Na	0,014	0,016	0,012	0,010
K	0,931	0,914	0,912	0,666
Ba	0,005	0,000	0,001	0,007
F	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	7,746	7,722	7,718	7,636

Tabela 3: Análises químicas selecionadas Clorita

Amostra	Clorita										
	Granito				Pórfiro						
	FV6_1_43	FV6_1_43	FV6_1_43	FV6_1_43	FV6_1_52	FV6_1_54	FV6_1_54	FV6_2_52	FV6_2_52	FV6_2_52	FV6_2_52
Análise	260	262	263	265	134	103	106	251	252	254	255
SiO ₂	26,20	25,80	24,68	24,82	26,14	25,03	24,76	26,13	26,15	27,21	24,16
TiO ₂	0,04	0,04	0,05	0,05	0,08	0,06	0,08	0,07	0,17	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	20,96	20,62	20,33	20,55	20,44	21,06	19,95	19,39	19,42	19,05	19,23
FeO	25,10	25,79	29,88	30,36	28,07	28,67	29,53	31,45	34,29	30,43	35,65
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,83	1,73	2,47	2,52	0,54	1,63	1,85	0,89	0,71	0,86	1,10
MgO	13,81	13,91	10,49	9,90	13,18	11,28	11,07	8,75	7,09	10,04	7,21
CaO	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,02	0,01	0,04	0,08	0,04	0,03
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,01	0,45	0,52	0,61	0,00
Cl	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
F	0,11	0,33	0,29	0,07	0,00	0,21	0,33	0,14	0,05	0,29	0,17
BaO	0,00	0,13	0,02	0,00	0,00	0,02	0,08	0,05	0,06	0,01	0,00
Total	88,10	88,36	88,22	88,32	88,61	88,00	87,67	87,38	88,55	88,64	87,62
Número de íons com base em 14 oxigênios											
Si	2,764	2,737	2,696	2,707	2,767	2,704	2,714	2,878	2,879	2,935	2,729
Al ^{IV}	1,236	1,263	1,304	1,293	1,233	1,296	1,286	1,122	1,121	1,065	1,271
Sum_T	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,369	1,313	1,312	1,347	1,315	1,383	1,289	1,393	1,396	1,354	1,287
Ti	0,003	0,003	0,004	0,004	0,006	0,004	0,007	0,005	0,014	0,005	0,005
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,215	2,288	2,731	2,769	2,485	2,590	2,707	2,897	3,156	2,744	3,368
Mn	0,164	0,155	0,229	0,233	0,048	0,149	0,172	0,083	0,066	0,078	0,106
Mg	2,172	2,201	1,709	1,610	2,080	1,816	1,808	1,437	1,164	1,614	1,214
Ca	0,003	0,003	0,002	0,001	0,007	0,002	0,001	0,004	0,010	0,005	0,004
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,008	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,013	0,001	0,001	0,063	0,073	0,084	0,001
Total	9,927	9,963	9,987	9,964	9,954	9,946	9,985	9,883	9,879	9,892	9,985
CF	0,076	0,219	0,200	0,050	0,000	0,143	0,230	0,095	0,036	0,194	0,120
CCl	0,006	0,000	0,000	0,007	0,000	0,002	0,003	0,006	0,001	0,002	0,003
Fe_FeMg	0,500	0,510	0,620	0,630	0,540	0,590	0,600	0,670	0,730	0,630	0,740
Mg_FeMg	0,500	0,490	0,380	0,370	0,460	0,410	0,400	0,330	0,270	0,370	0,260

Tabela 4: Análises químicas selecionadas Feldspatos

Amostra	K-feldspato Igneo								K-feldspato Hidrotermal					
	Pórfiro				Granito				Pórfiro			Granito		
	FV6_1_52	FV6_1_52	FV6_1_52	FV6_1_54	FV6_1_43	FV6_1_56	FV6_1_56	FV6_1_56	FV6_1_52	FV6_1_54	FV6_1_43	FV6_1_43	FV6_1_56	FV6_1_56
Análise	149	151	159	26	282	52	58	76	157	23	283	284	57	74
SiO ₂	64,43	63,57	63,69	64,44	65,04	62,54	62,41	64,28	65,09	63,12	64,03	63,81	64,61	65,30
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,38	18,66	18,55	18,50	18,41	18,20	19,38	18,44	18,35	18,28	18,13	18,22	18,19	18,31
Fe ₂ O ₃	0,09	0,10	0,10	0,05	0,07	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,17	0,06	0,02	0,17
FeO	0,09	0,10	0,10	0,05	0,07	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,17	0,06	0,02	0,17
MnO	0,00	0,04	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,09	0,00	0,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08
BaO	0,60	0,70	1,24	0,00	0,17	0,00	1,04	0,27	0,31	0,00	0,20	0,23	0,00	0,05
Na ₂ O	0,11	0,09	0,16	0,49	0,79	0,69	0,17	0,75	0,89	0,34	0,11	0,12	0,11	1,86
K ₂ O	16,58	16,49	16,03	15,88	15,56	15,63	16,03	15,87	15,41	16,04	16,45	16,71	16,75	13,53
Cl	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	100,21	99,68	99,85	99,44	100,08	97,09	99,14	99,63	100,19	97,79	99,16	99,28	99,75	99,36
Número de íons com base em 32 oxigênios														
Si	11,955	11,879	11,897	11,965	11,992	11,918	11,746	11,950	11,996	11,941	11,970	11,947	12,000	12,016
Al	4,015	4,106	4,081	4,046	3,997	4,084	4,295	4,036	3,983	4,073	3,992	4,016	3,979	3,968
Fe ³⁺	0,013	0,014	0,014	0,007	0,010	0,000	0,003	0,000	0,006	0,001	0,024	0,008	0,003	0,024
Ti	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,014	0,016	0,016	0,008	0,011	0,000	0,003	0,000	0,006	0,002	0,027	0,009	0,003	0,026
Mn	0,000	0,006	0,008	0,002	0,004	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,008	0,014	0,000	0,010
Mg	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
Ba	0,043	0,051	0,091	0,000	0,012	0,000	0,077	0,019	0,023	0,000	0,015	0,017	0,000	0,003
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,020	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,016	0,016
Na	0,041	0,033	0,059	0,177	0,283	0,254	0,060	0,269	0,317	0,125	0,041	0,043	0,038	0,663
K	3,925	3,932	3,820	3,761	3,660	3,800	3,850	3,764	3,623	3,871	3,923	3,992	3,969	3,176
Total	20,050	20,088	20,078	19,969	19,981	20,061	20,131	20,061	19,994	20,013	20,015	20,064	20,008	19,905

Continuação da tabela 4: Análises químicas selecionadas Feldspatos

Amostra	Plagioclásio ígneo													
	Pórfiro				Granito				Dacito				Riolito	
	FV6_1_52	FV6_1_52	FV6_1_52	FV6_1_54	FV6_1_43	FV6_1_45	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	R4_P8	FV6_1_20	FV6_1_20
Análise	161	162	163	38	281	148	207	208	212	213	216	227	228	229
SiO ₂	67,90	67,94	67,99	68,20	68,60	66,76	56,55	66,53	59,05	62,78	65,23	67,41	67,53	67,98
TiO ₂	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	19,55	20,49	20,05	19,60	20,13	19,23	26,71	20,95	25,79	23,28	21,57	20,35	19,26	20,21
Fe ₂ O ₃	0,07	0,05	0,28	0,03	0,11	0,18	0,31	0,16	0,17	0,12	0,14	0,12	0,00	0,00
FeO	0,07	0,05	0,28	0,03	0,11	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,04	0,03
CaO	0,67	0,54	0,18	0,43	0,21	0,27	8,98	1,20	7,51	4,78	1,42	1,15	0,30	0,94
BaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,22	0,00	0,00	0,09	0,00
Na ₂ O	10,63	11,00	10,82	11,00	11,07	11,22	6,07	10,51	6,99	8,59	10,08	10,87	7,68	11,11
K ₂ O	0,78	0,19	0,55	0,64	0,48	0,26	0,34	0,66	0,47	0,76	0,89	0,21	5,92	0,29
Cl	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
SrO	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,23	0,10	0,32	0,16	0,05	0,00	0,00	0,00
Total	99,68	99,96	100,00	99,91	100,64	97,96	99,31	100,15	100,32	100,72	99,42	100,12	100,85	100,57
Número de íons com base em 32 oxigênios														
Si	11,943	11,834	11,915	11,951	11,909	11,920	10,245	11,681	10,543	11,098	11,552	11,790	11,956	11,842
Al	4,049	4,221	4,138	4,046	4,114	4,043	5,698	4,333	5,423	4,846	4,500	4,192	4,015	4,147
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,024	0,042	0,020	0,023	0,016	0,019	0,016	0,000	0,000
Ti	0,002	0,001	0,005	0,001	0,006	0,001	0,006	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,002	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000
Mn	0,000	0,001	0,010	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,004	0,000	0,006	0,002	0,006	0,004
Mg	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
Ba	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,016	0,000	0,000	0,006	0,000
Ca	0,126	0,102	0,034	0,080	0,039	0,051	1,743	0,226	1,437	0,905	0,269	0,215	0,057	0,176
Na	3,626	3,732	3,676	3,739	3,725	3,884	2,132	3,578	2,419	2,944	3,460	3,685	2,636	3,754
K	0,175	0,043	0,122	0,143	0,106	0,060	0,079	0,148	0,107	0,172	0,201	0,047	1,338	0,064
Total	19,923	19,934	19,900	19,960	19,929	20,010	19,956	19,992	19,956	20,017	20,008	19,965	20,022	19,987

Continuação da tabela 4: Análises químicas selecionadas Feldspatos

Plagioclásio Hidrotermal									
Amostra	Pórfiro				Granito		Dacito		
	FV6_1_52	FV6_1_52	FV6_1_54	FV6_1_54	FV6_1_56	FV6_1_56	R4_P8	R4_P8	R4_P8
Análise	152	160	11	13	70	78	209	210	214
SiO ₂	66,89	69,56	69,43	69,50	67,88	67,93	61,96	65,47	64,24
TiO ₂	0,04	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	20,07	19,37	19,47	19,74	19,18	19,07	24,11	21,46	22,63
Fe ₂ O ₃	1,17	0,08	0,08	0,00	0,06	0,00	0,53	0,19	0,25
FeO	1,17	0,08	0,08	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03
CaO	0,50	0,02	0,08	0,04	0,01	0,00	3,44	2,56	3,70
BaO	0,14	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,11	0,13	0,13
Na ₂ O	10,73	11,67	11,47	11,41	0,09	0,04	7,98	10,58	9,57
K ₂ O	0,56	0,05	0,02	0,03	17,14	11,40	1,66	0,15	0,34
Cl	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02
SrO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,03	0,11
Total	100,14	100,83	100,57	100,73	98,27	98,50	100,02	100,62	101,06
Número de Ions com base em 32 oxigênios									
Si	11,846	12,042	12,040	12,019	11,956	12,030	11,025	11,492	11,268
Al	4,186	3,950	3,977	4,020	3,967	3,978	5,053	4,436	4,675
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,070	0,025	0,033
Ti	0,006	0,008	0,002	0,001	0,001	0,000	0,005	0,002	0,005
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,004	0,004
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,010	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,008	0,009	0,009
Ca	0,095	0,004	0,014	0,007	0,001	0,001	0,656	0,481	0,696
Na	3,683	3,918	3,855	3,827	0,034	3,916	2,752	3,601	3,256
K	0,126	0,010	0,004	0,006	4,145	0,008	0,377	0,034	0,076
Total	19,962	19,932	19,894	19,881	20,145	19,940	19,956	20,093	20,031

Continuação da tabela 4: Análises químicas selecionadas Feldspatos

Adulária							
Amostra	Pórfiro		Granito				Riolito
	FV6_1_52	FV6_1_52	FV6_1_56	FV6_1_56	FV6_1_56	FV6_1_56	R4_P8
Análise	155	156	45	46	47	48	230
SiO ₂	65,23	65,05	64,66	64,43	64,52	64,55	64,65
TiO ₂	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	18,25	18,48	17,92	18,10	18,00	18,08	18,31
Fe ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
FeO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
MnO	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,04	0,00
BaO	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na ₂ O	0,10	0,13	0,10	0,09	0,08	0,08	0,11
K ₂ O	16,94	16,64	16,73	16,95	16,89	16,99	16,62
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
SrO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,65	100,42	99,47	99,61	99,59	99,80	99,75
Número de Ions com base em 32 oxigênios							
Si	12,011	11,989	12,041	12,000	12,014	12,002	11,997
Al	3,958	4,010	3,930	3,970	3,946	3,959	4,002
Fe ³⁺	0,008	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Ti	0,000	0,008	0,000	0,000	0,001	0,007	0,004
Fe ²⁺	0,009	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Mn	0,003	0,002	0,005	0,000	0,003	0,002	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ca	0,000	0,000	0,007	0,009	0,005	0,007	0,000
Na	0,034	0,045	0,037	0,034	0,030	0,028	0,039
K	3,979	3,912	3,975	4,027	4,013	4,030	3,935
Total	20,006	19,976	19,995	20,040	20,010	20,035	19,979

Tabela 5: Análises químicas selecionadas Sericita

Sericita												
Amostra	Pórfiro				Granito		Riolito		Cisalhamento			
	FV6_2_52	FV6_2_52	FV6_2_52	FV6_2_54	FV6_1_56	FV6_1_20	FV6_1_20	Fv6_1_54	FV6_1_54	FV6_1_56	FV6_1_43	
Análise	235	236	243	253	115	194	195	93	94	114	267	
SiO ₂	46,80	46,59	48,75	47,35	48,00	45,77	45,64	50,57	50,58	53,61	49,62	
TiO ₂	0,41	0,01	0,33	0,42	0,21	0,13	0,21	0,17	0,17	0,05	0,06	
Al ₂ O ₃	33,97	34,96	33,40	33,35	31,54	37,82	36,83	28,50	28,32	27,04	29,41	
FeO	1,44	1,55	1,69	1,78	2,30	0,71	0,99	2,48	2,48	1,57	3,74	
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,05	0,13	
MgO	1,18	0,96	1,39	1,56	2,01	0,38	0,68	2,79	2,79	2,34	2,25	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	
Na ₂ O	0,33	0,29	0,22	0,36	0,25	0,38	0,29	0,07	0,07	2,69	0,05	
K ₂ O	10,71	10,85	8,92	10,78	10,51	10,36	10,02	10,30	10,30	8,33	10,19	
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	
F	0,41	0,41	0,82	0,73	0,42	0,23	0,22	0,69	0,69	0,37	0,43	
BaO	0,14	0,06	0,14	0,05	0,13	0,10	0,14	0,07	0,07	0,08	0,06	
Total	95,39	95,67	95,69	96,40	95,41	95,92	95,06	95,65	95,49	96,21	95,94	
Número de íons com base em 24 oxigênios												
Si	6,200	6,148	6,369	6,223	6,437	6,007	6,032	6,642	6,655	7,021	6,636	
Al	5,299	5,433	5,138	5,162	4,981	5,846	5,734	4,408	4,389	4,171	4,632	
Ti	0,041	0,000	0,032	0,042	0,021	0,013	0,021	0,017	0,017	0,005	0,006	
Fe ²⁺	0,160	0,171	0,185	0,196	0,258	0,078	0,109	0,272	0,273	0,172	0,418	
Mn	0,000	0,000	0,002	0,003	0,005	0,004	0,001	0,002	0,002	0,006	0,014	
Mg	0,232	0,188	0,270	0,305	0,402	0,074	0,133	0,547	0,548	0,457	0,449	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,010	0,000	
Na	0,085	0,074	0,055	0,091	0,066	0,098	0,075	0,017	0,017	0,684	0,014	
K	1,809	1,827	1,486	1,807	1,798	1,735	1,689	1,726	1,729	1,391	1,739	
Total	13,826	13,841	13,537	13,829	13,968	13,856	13,797	13,631	13,630	13,917	13,908	

ANEXOS

Anexo I: Esboço Geológico

Anexo 2: Mapa de estruturas da área