UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA EPITERMAL HIGH
SULFIDATION PALEOPROTEROZOÍCO NA PROVÍNCIA AURÍFERA
DO TAPAJÓS, PARÁ**

CARMEN MARIA DANTAS NUNES

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Caetano Juliani

Examinadores: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol

Jorge Silva Bettencourt

Roberto Dall'Agnol

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006467

**CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA
EPITERMAL *HIGH SULFIDATION* PALEOPROTEROZÓICO
NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ**

Carmen Maria Dantas Nunes

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2001

Para minha família e amigos.
Valeu!

A vida inteira assim
Um dia não outro sim
Difícil é reconhecer
Saber ganhar ou perder

Mas tudo bem não faz mal
Nem todo mundo é igual
A vida dá tantas voltas
Não se sabe o final..."

Fernada Abreu
(Trecho da música *Um dia não outro sim*)

AGRADECIMENTOS

Aos amigos, colegas geólogos e pós-graduandos, professores, familiares e funcionários, que com atitudes ou palavras contribuíram de alguma forma para a realização desta pesquisa.

Extendo meus agradecimentos àqueles cujas contribuições foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho:

- Ao Prof. Dr. Caetano Juliani, pela orientação dedicada, transmitindo seus conhecimentos com a responsabilidade e paixão de quem sabe realmente a importância de ser orientador. Nossa convivência durante este período foi enriquecedora pessoal e profissionalmente. Muito obrigada!
- À Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda. (RTDM), pelo apoio logístico e liberação de dados e informação, vitais pra o desenvolvimento desta pesquisa. Agradecimentos especiais para Elpídio Reis, Pedro Jacobi e Francisco Xavier Brasil. Agradecimentos também para Ribamar, Edileusa, Kênia, Fabíola Barbosa e Fabíola Vaconcelos.
- Ao CNPq (bolsa de mestrado 130521/1998-1) e a FAPESP (Projeto de Pesquisa 98/02567-6) que financiaram este trabalho.
- À Lena, pelo grande incentivo, amizade e importantes contribuições com relação ao tratamento e interpretação de dados de isótopos estáveis.
- Aos Drs. Reiner Neumann e Arnaldo Alcover Neto, do CETEM (Rio de Janeiro), pela aquisição de dados de MEV/EDS e outras contribuições durante este trabalho de dissertação.
- Ao Dr. Robert O. Rye (USGS), pelas análises de isótopos estáveis, discussões dos resultados e pelo convite para participarmos do *GSA Meeting 2000*.
- Ao Prof. Dr. Jorge S. Bettencourt, pelo interesse e incentivo a esta pesquisa.
- À Profa. Dr. Gianna M. Garda, pelo *abstract* desta dissertação e pela freqüente disposição em ajudar.
- Ao Geol. Gabriel Corrêa Leite (CPRM/RJ) pelo apoio e atenção.
- Aos colegas de pós-graduação e, em especial aos "pinguins" Rosana, Troglô, Iede, Fernando, Klaus, Gilson, Topete, Mirian e Xapinha, amigos solidários cuja convivência alegre jamais será esquecida.

- À Mariney, Topeira e Fafá, amigos cuja paciência e amizade não têm limites...sem vocês não sei o que seria de mim...
- À Coca, Apum (Rafael) e Melanoma (Thatyana) pelas valiosas discussões e *helps*.
- Ao Flávio (R-X) e Marcos (Microsonda) pela dedicação e interesse durante as análises.
- Aos Prof. Drs. Excelso Ruberti e Silvio Vlach, responsáveis pela microsonda eletrônica.
- Ao Prof. Dr. Gergely Szabo, responsável pelo Laboratório de Ótica.
- Ao Prof. Dr. Teodoro Isnard e ao Geol. Paulo Beljavskis, pelos incentivos.
- A Estela (Biblioteca) pela "geral" feita nas referências bibliográficas.
- A Ana Paula, Magali e Tadeu, sempre dispostos a responder, esclarecer e solucionar tudo o que diz respeito a pós-graduação.
- Aos funcionários Angélica (Lab. Óptica), Rosa (Lab. de Inclusões Fluidas), Claudio "Gatão", Paulinho e Luizinho (Laminação), Aninha (Polimento), José Paulo (LTA), Blenda e Erica (Biblioteca), Samuel (GMG), Sandra (Lab. Química), Rita (Lab. Informática), Pedro (LIG), Marquinhos e Sr. Manuel (Manutenção), Sr. José, Claudionor, Henrique e Edemir (Gráfica) e secretárias Nícea, Soninha, Vera e Denise.
- À Comissão de Pós-graduação do Programa de Mineralogia e Petrologia do GMG.
- Aos amigos "cariocas", sempre presentes mesmo a 450 km de distância: Marta, Pau, Robinson, Mônica, Claudia, Mariza, Guará e Carla.
- Aos amigos "paulistas" Golby, Carmen, Baga, Sandra, Bóia, Rima, Penosa, Jane, Cris, Tavéia e "não mais paulistas" Kér e Jon, todos incentivadores deste mestrado e cuja a amizade mostrou-se viva mesmo estando eu por tanto tempo longe de São Paulo.
- À minha família Lecy, Marco (que muito me ajudou nos desenhos dessa dissertação), Zelma e Tancredi, pelo apoio, "sofrimento solidário" e torcida.
- Aos Mestres e amigos iluminados, sempre presentes...

SUMÁRIO

RESUMO	
ABSTRACT	
INTRODUÇÃO	1
1 OBJETIVOS	2
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
3 MATERIAIS E MÉTODOS	3
3.1 Materiais Utilizados	3
3.2 Métodos de Trabalho	4
3.2.1 Levantamentos bibliográficos	4
3.2.2 Mapeamento sistemático e amostragem	4
3.2.3 Petrografia	5
3.2.4 Difratometria de R-X	5
3.2.5 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	5
3.2.6 Química mineral	6
3.2.7 Isótopos estáveis	7
4 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL	7
4.1 Geologia da Região do Tapajós	7
4.1.1 A evolução do Cráton Amazônico e da Província Mineral do Tapajós	7
4.1.2 As unidades da Província Mineral do Tapajós	11
a) Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú	12
b) Suíte Intrusiva Creporizão	14
c) Suíte Metamórfica Jacareacanga	16
d) Suíte Intrusiva Parauari	16
e) Suíte Intrusiva Ingarana	18
f) Supergrupo Uatumã	19
f1) Grupo Iriri	22
f2) Suíte Intrusiva Maloquinha	23
g) Coberturas sedimentares proterozóicas	26
h) Diabásio Crepori	28
i) Granito Igarapé Escondido	29
j) Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	29
k) Rochas básicas Indiferenciadas	30
l) Coberturas Sedimentares	31
4.1.3 Estruturas regionais	31
4.1.4 Mineralizações auríferas do Tapajós	32
4.2 Vulcanismo Ácido e Rochas Piroclásticas	37
4.2.1 Vulcanismo riolítico	38
4.2.2 Terminologia	39
4.2.3 Depósitos piroclásticos	42
a) Depósitos de fluxo piroclástico (<i>pyroclastic flow deposits</i>)	43
b) Depósitos de onda piroclástica (<i>pyroclastic surge deposits</i>)	44
c) Depósitos de queda piroclástica (<i>pyroclastic fall deposits</i>)	44
4.2.4 Classificação de rochas piroclásticas	47
4.2.5 Ignimbritos	51
4.2.6 Seqüências vulcânicas antigas	55

a) Alteração hidrotermal polifásica	55
b) Devitrificação	56
c) Palagonitização	57
d) Fraturamento hidráulico	57
e) Diagênese	57
f) Metamorfismo	58
g) Deformação	58
4.3 Alterações e Sistemas Hidrotermais	58
4.3.1 Metassomatismo do íon hidrogênio, hidrólise e troca de base	59
4.3.2 Estilos e tipos de alteração hidrotermal	64
a) Estilos de alteração hidrotermal	64
b) Tipos de alteração hidrotermal	65
b1) Metassomatismo alcalino	65
b2) Alteração propilítica	66
b3) Alteração fílica/sericítica	68
b4) Alteração argílica	68
b5) Outros tipos de alteração	68
4.3.3 Sistemas hidrotermais	69
4.3.4 Depósitos epitermais	73
4.3.5 Classificação de depósitos epitermais	74
5 PROSPECTO X1	81
5.1 Geologia da área	81
5.1.1 Ignimbritos	85
a) Tufos e lápili-tufos	86
a1) Tufos alteados I	86
a2) Tufos alterados II (tufo soldado alterado)	87
a3) Tufos milonitizados	88
a4) Tufos riolíticos e cineríticos (<i>ash tuffs</i>)	88
a5) tufos dacíticos e dacito	92
b) Dacitos basal	93
c) Brechas	93
c1) Brechas hidrotermais	95
c2) Brechas piroclásticas	97
c3) Brechas indiferenciadas	99
5.1.2 Hialoclastitos e tufos soldados riodacíticos	100
a) Hialoclastitos	102
b) Tufos soldados riodacíticos (<i>welded tuffs</i>)	103
5.1.3 Granitos	104
a) Granito granofírico	108
b) Granito fanerítico grosso	109
5.1.4 Pórfiros	113
5.2 Alterações Hidrotermais	117
5.2.1 Ignimbritos	118
a) Tufos alteados I	119
a1) Tufos silicificados e brechados com pirofilitização fissural	119
a2) Tufos intensamente pirofilitizados	122
a3) Tufos sulfetados	126
b) Tufos alterados II	127
c) Tufos milonitizados	128

d) Tufos riolíticos e cineríticos (<i>ash tuffs</i>)	129
e) Tufos dacíticos e dacito	129
f) Dacito basal	130
g) Brechas piroclásticas	131
5.2.2 Hialoclastito e tufos soldados riodacíticos	141
5.2.3 Granito	142
5.2.4 Pórfiros	146
6 QUÍMICA MINERAL E ISÓTOPOS ESTÁVEIS	148
6.1 Química Mineral	148
6.1.1 Supergrupo da Alunita	148
6.1.2 Tratamento dos dados analíticos	151
6.1.3 Resultados e discussões	151
6.2 Isótopos Estáveis	159
6.2.1 Introdução	159
6.2.2 Ambiente de formação de alunita segundo estudo de isótopos estáveis	161
a) Ambiente supérgeno	161
b) Ambiente de vapor aquecido (<i>steam heated</i>)	162
c) Ambiente hidrotermal magmático	162
d) Ambiente de vapor magmático (magmatic steam environment)	164
6.2.3 Dados Isotópicos de alunita do Prospecto X1	164
6.2.4 Discussão dos resultados	169
7 MODELO E CONCLUSÕES	171
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
ANEXOS	

RESUMO

O sistema epitermal *high sulfidation* estudado, aqui denominado Prospecto X1, localiza-se na Província Aurífera do Tapajós, no sudoeste do Estado do Pará.

Geologicamente inserido no Cráton Amazônico, no contexto do Escudo Brasil Central, o Prospecto X1 é constituído por um conjunto de vulcânicas e vulcanoclásticas riolíticas a dacíticas do Grupo Iriri (1,88 – 1,89 Ga) constituem estruturas vulcânicas cônicas ou alongadas sobrepostas a monzogranitos vermelhos, com pórfiros riolíticos a dacíticos associadas.

As alterações hidrotermais afetaram ignimbritos riolíticos a dacíticos, principalmente em zonas de brechas hidrotermais de conduto, associadas a possíveis paleocrateras menores capeadas zonas de intensa silicificação e hematitização.

A seqüência ignimbrítica foi afetada por intensa alteração argílica avançada que obliterou parte das texturas originais, caracterizada pela assembléia pirofilita + quartzo + andalusita + sericita + pirita + hematita + alunita + rutilo ± diásporo ± caolinita-illita ± woodhouseita-svanbergita ± enargita-luzonita. Alunita de veio ocorre no topo da estrutura e sua ocorrência estende-se até 100 m de profundidade associada a *vuggy silica*. Dacito basal (~240 m de profundidade) apresenta-se propilitizado e, subordinadamente, sericitizado.

Nas proximidades desta estrutura ocorrem dacitos, tufos dacíticos e riolíticos e hialoclastitos afetados predominantemente por sericitização.

A seqüência vulcânica é cortada por pórfiros com xenólitos de vulcanoclásticas afetados por alteração propilítica e sericítica.

O monzogranito basal possui textura fanerítica grossa, com tendências porfíricas, é localmente granofírico e foi alterado por metassomatismo alcalino, que confere às rochas cor vermelha característica, devida à microinclusões de hematita. Ao metassomatismo seguiu-se, com a redução da temperatura, alterações propilítica e sericítica.

Estudos de isótopos estáveis em alunita de veio e pirita em equilíbrio indicam que os fluidos hidrotermais têm origem magmática, com pequena contribuição meteórica, característica de sistemas epitermais *high sulfidation* associados a sistemas vulcânicos.

As temperaturas de formação a alunita, calculada com base no fracionamento dos isótopos de oxigênio entre SO_4 e OH na alunita, variam de 130° a 270° C e a temperatura calculada através do fracionamento de isótopos de enxofre no par alunita-pirita é 294° C. Os valores 18 a 37‰ de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita são e 1‰ para a pirita são típicos de cristalização em ambientes hidrotermais magmáticos recentes semelhantes aos do Tapajós.

A estrutura vulcânica, a composição e tipos de rochas que a compõem, as características da alteração argílica avançada, a presença de alunita de origem hidrotermal magmática, a forte pirofilitização e a ocorrência de brechas hidrotermais de conduto e *silica cap* no topo do sistema epitermal permitem caracteriza-lo como tipo *high sulfidation*, constituindo-se no primeiro descrito no Brasil e o primeiro paleoproterozóico do mundo.

Os mecanismos de preservação do sistema epitermal ainda não foram estudados, mas seu reconhecimento abre novas perspectivas exploratórias em terrenos cratônicos antigos.

ABSTRACT

The high sulfidation epithermal system here named Prospect X1 is located in the Tapajós Gold Province, southeast of Pará State (Brazil).

Geologically belonging to the Amazonian Craton, in the context of the Central Brazilian Shield, Prospect X1 is composed of a series of volcanic and volcanoclastic, rhyolitic to dacitic rocks of the Iriri Group (1.88-1.89 Gy), forming conic or elongated volcanic structures overlying red monzogranites with associated rhyolitic to dacitic porphyries.

Hydrothermal alteration affected rhyolitic to dacitic ignimbrites mainly in hydrothermal vent breccia zones associated with possible smaller paleocraters covered by intense silicification and hematitization.

The ignimbritic sequence was affected by strong, advanced argillic alteration that obliterated part of the original structures, characterized by the pyrophyllite + quartz + andalusite + sericite + pyrite + hematite + alunite + rutile $\pm$ diaspore $\pm$ kaolinite-illite $\pm$ woodhouseite-svanbergite $\pm$ enargite-luzonite assemblage. Vein alunite occurs on top of the structure, penetrating up to 100m of depth, and is associated with vuggy silica. Basal dacite (at a depth of ca. 240 m) is propylitized and to a lesser extent sericitized.

Close to the structure dacites, dacitic and rhyolitic tuffs and hyaloclastites occur affected predominantly by sericitization.

The volcanic sequence is crosscut by porphyries with volcanoclastic xenoliths affected by propylitic and sericitic alteration.

The basal monzogranite is coarse-grained, phaneritic to slightly porphyritic, locally granophyric and was altered by alkaline metasomatism that confers a characteristic red color to the rocks due to hematite microinclusions. The metasomatism was followed by propylitic and sericitic alteration, as temperature decreased.

Stable isotope studies carried out using samples of vein alunite and pyrite in equilibrium indicate that the hydrothermal fluids are of magmatic origin with minor meteoric contribution, characteristic of high sulfidation epithermal systems associated with volcanic systems.

Temperatures of the alunite formation, calculated based on oxygen isotope fractionation between SO_4 and OH in the alunite, vary from 130° to 270° C. Sulfur

isotope fractionation of the pair alunite-pyrite yielded 294° C. The $\delta^{34}\text{S}$ values between 18 and 37‰ for the alunite and 1‰ for the pyrite are typical of crystallization in modern hydrothermal magmatic environments similar to Tapajós.

The volcanic structure, the composition and type of rocks that constitute it, the advanced argillic alteration characteristics, the presence of hydrothermal magmatic alunite, the strong pyrophyllitization and the occurrence of hydrothermal vent breccias and silica cap on top of the epithermal system characterize it as of high sulfidation type, being the first described in Brazil and the first of Paleoproterozoic age in the world.

The mechanisms of epithermal system preservation are still to be studied, but their identification opens new exploratory perspectives in old cratonic terrains.

INTRODUÇÃO

A descoberta de ocorrências de ouro no Tapajós data do século XVI, mas a região tornou-se um importante produtor nacional somente nas décadas de 80 e 90, quando foram lavrados em garimpos 149 t do ouro. A descoberta de novas áreas de garimpos somente foi possível com a melhoria de acesso a região, através de construções de rodovias na década de 70 e 80 como a Transamazônica e a Transgarimpeira. Apesar do grande volume de ouro produzido poucos trabalhos sistemáticos de prospecção e estudos científicos foram desenvolvidos no Tapajós além do levantamento do RADAM-BRASIL (Santos *et al.*, 1975).

A partir de 1995, devido à valorização do ouro no mercado internacional, muitos trabalhos prospectivos e de levantamentos geológicos básicos foram feitos por empresas de mineração, o que possibilitou uma melhora no conhecimento da geologia da região e da tipologia das mineralizações de ouro. Dado ao grande número de garimpos a região é denominada como Província Mineral do Tapajós por Delgado *et al.* (1995, em Vasquez *et al.*, 1996).

Os estudos das mineralizações primárias ainda estão em fase inicial mas estes têm indicado que a origem desse ouro não está exclusivamente relacionada a zonas de cisalhamento, como inicialmente se acreditava. Ocorrências de ouro associadas a *greenstone belt*, *lode* e sistemas epitermais *low* e *high sulfidation* (Coutinho *et al.*, 1996; Dreher *et al.*, 1998; Juliani *et al.*, 2000) foram encontrados em diferentes áreas da província, sugerindo potencial para a existência de grandes depósitos de ouro na região.

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida no Prospecto X1 e faz parte do projeto de pesquisa FAPESP "Estudo de uma área-tipo de zonas de alteração hidrotermal mineralizada em Au da região do Tapajós (PA)", coordenado pelo orientador, que conta com o apoio da Rio Tinto Desenvolvidos Minerais LTDA, detentora dos direitos de pesquisa e exploração mineral na área.

No Prospecto X1, onde predominam rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri associadas a granitos da Suíte Intrusiva Parauari ou Maloquinha, todas paleoproterozóicas, foi caracterizado um sistema epitermal *high sulfidation* em ignimbritos riolíticos a dacíticos.

É a primeira descoberta desse tipo de sistema epitermal no Brasil e o primeiro de idade paleoproterozóica no mundo, como indica a idade de suas encaixantes (~ 1.8 – 1.9 Ga), pois, até então o mais antigo sistema epitermal *high sulfidation* era o de Hope Brooke, Canadá, de idade neoproterozóica (540 – 760 Ma) (Dubé *et al.*, 1995).

1 OBJETIVOS

O objetivo fundamental desta pesquisa foi a definição do modelo genético do sistema hidrotermal em rochas vulcânicas com mineralizações auríferas do Prospecto X1, através de levantamentos em campo, estudos de testemunhos de sondagem, petrográficos e de isótopos estáveis.

Devido à intensa alteração hidrotermal que obliterou, por vezes completamente, as texturas e a mineralogia das rochas vulcanoclásticas, a identificação dos protólitos tornou-se muito difícil. Por esta razão foram desenvolvidos estudos visando caracterizar também as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da área, contribuindo, desta forma para a melhoria dos conhecimentos sobre a gênese e a estratigrafia do Grupo Iriri.

A pesquisa objetivou, adicionalmente, contribuir com o desenvolvimento dos modelos metalogenéticos da região, conseqüentemente subsidiando a definição de estratégias de prospecção mineral, uma vez que as empresas de mineração têm, até o momento, baseado seus trabalhos em modelos fundamentados em mineralizações associadas a zonas de cisalhamento.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Prospecto X1 situa-se na região sudoeste do Estado do Pará, entre os rios Tapajós e Jamanxim (FIGURA 2.1).

A área pode ser alcançada apenas por picadas na mata, sendo necessários vários dias de caminhada a partir do Rio Tapajós, ou por pequenos aviões, uma vez que há uma pista de pouso de garimpo nas proximidades da estrutura estudada.

FIGURA 2.1 – Localização do Prospecto X1

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Materiais Utilizados

Os mapas geológicos e topográficos confeccionados pela RTDM foram utilizados como base de campo para lançamento de pontos e, posteriormente, da geologia, uma vez que a base topográfica regional mais detalhada está na escala de 1:250.000 (Folha Caracol - IBGE/GSA), o que impossibilita sua utilização nestes levantamentos em detalhe.

Também foram utilizadas fotocópias de aerofotos na escala 1:70.000 do Projeto FAB-PDC/CPRM (1973).

Imagens de TM-LANDSAT e aerolevantamentos radiométricos e magnetométricos foram disponibilizados pela empresa, e utilizados como ferramenta para um melhor entendimento de estruturas e contatos dos litotipos da área.

3.2 Métodos de Trabalho

As pesquisas foram desenvolvidas através dos seguintes métodos de trabalho:

3.2.1 Levantamentos bibliográficos

Os trabalhos de levantamentos bibliográficos objetivaram: (1) a atualização das informações sobre a geologia da Amazônia, que tem sofrido profundas mudanças nos últimos anos; (2) aprofundamento dos conceitos sobre rochas piroclásticas, dada as grandes dificuldades de caracterização em sistemas vulcânicos antigos, especialmente quando alterados hidrotermalmente; (3) caracterização dos tipos e processos de alterações hidrotermais, (4) obtenção de informações sobre outros depósitos ou ocorrências semelhantes ao aqui descrito.

O levantamento das referências teve como forte ferramenta a INTERNET, através de programas de procura como WebFerret, e o sistema de biblioteca virtual do sistema SiBi-USP, utilizando especificamente os sistemas disponíveis para usuários USPNet, com o apoio da Fapesp, como o *Current Contentes Connect* (atualmente desativado) e *Web of Science*.

A maioria das referências estão disponíveis na biblioteca do IG-USP, mas infelizmente esse acervo não possui os números iniciais de publicações importantes que abordam sistemas vulcânicos, e algumas outras revistas, que tiveram sua periodicidade interrompida por alguns anos. Assim, trabalhos clássicos como o de Pichler (1965, Acid hyaloclastites. *Bull. Volcan.* 28, 293-310) e Lofgren (1970, Experimental devitrification rates of rhyolite glass. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 553-560) não puderam ser consultados.

3.2.2 Mapeamento sistemático e amostragem

O mapeamento da área foi realizado através de acessos abertos pela empresa para o desenvolvimento de trabalhos de prospecção, trilhas de garimpeiros e outras

abertas durante o campo no intuito de atingir locais previamente selecionados através de imagens de satélite. Foram feitos também perfis em algumas das drenagens.

Testemunhos de sondagens rotativas feitas no prospecto também foram amostrados durante os trabalhos de campo.

3.2.3 Petrografia

Foram descritas 155 secções delgadas, sendo 135 de amostras de superfície e 20 de testemunhos de sondagem. Para esse trabalho utilizou-se o microscópio Zeiss, modelo Axioplan Pol, com ocular de 10X e objetivas de 2,5X, 5X, 10X, 20X e 40X. As fotomicrografias foram obtidas com um equipamento Zeiss acoplado em microscópio idêntico ao utilizado nas descrições. Ambos pertencem ao Laboratório de Óptica do DMG/IG-USP.

Todas as secções delgadas de testemunhos de sondagem foram confeccionadas sem a lamínula para análise em microscópio de varredura eletrônica (MEV) quando necessário, evitando assim a necessidade de confecção de novas lâminas, e, conseqüentemente o desperdício de um material escasso como o de testemunhos de sondagens. As descrições, nesse caso, foram feitas com a utilização de glicerina líquida com lamínula de vidro removível.

Nestes estudos foram feitos com o uso dos seguintes livros: Tröger (1979), Kerr (1959), Deer *et al.* (1981), Deer *et al.* (1993), Mackenzie *et al.* (1991), Melgarejo (1997), Passchier & Trouw (1996), Bard (1986) e Hibbard (1995).

3.2.4 Difractometria de R-X

Este método analítico foi utilizado na identificação de minerais hidrotermais. As amostras foram pulverizadas em grau de ágata e analisadas em um difratômetro SIEMENS D-5000 do GMG/IG-USP, com tubo de R-X de cobre.

3.2.5 Microscopia eletrônica de varredura

A microscopia eletrônica de varredura foi feita no Setor de Caracterização Mineral do CETEM, Rio de Janeiro. O microscópio eletrônico utilizado foi um LEO S440, equipado com sistema de microanálise por dispersão de energia Link ISIS L300

com detetor de SiLi Pentafet, janela ultrafina ATW II, de resolução de 133 eV para 5,9 keV. A resolução da microanálise por EDS é da ordem de 1 μm de raio em superfície e uma profundidade da ordem de 1,5 a 5 μm , dependendo da densidade do material no ponto analisado. Todas as análises foram executadas com 20 kV de tensão de aceleração de elétrons.

As imagens foram geradas predominantemente por detetor de elétrons retro-espalhados (*backscatter electrons detector* – BSD), onde os níveis de cinza são proporcionais ao peso atômico médio dos elementos excitados pelo feixe de elétrons durante a varredura, sendo portanto imagens composicionais, com os tons mais claros representando as fases de densidades atômicas médias mais elevadas.

As amostras foram recobertas com carbono condutor para possibilitar as análises e, quando feito EDS semi-quantitativo, o padrão de calibração utilizado foi o cobalto.

3.2.6 Química mineral

Utilizando microsonda eletrônica (MSE) foram realizadas aproximadamente 150 análises de WDS em três secções delgadas-polidas cobertas com um película de carbono de alunita de veio. As amostras analisadas foram selecionadas com base em estudos petrográficos prévios.

Houve a necessidade do desenvolvimento de uma rotina específica de análise para a alunita, devido a alta volatilização do enxofre. As condições de análise desse mineral minerais em MSE foram:

Corrente: 5nA
Voltagem: 15Kv
Diâmetro do feixe: 1 μm

O equipamento utilizado foi JEOL JXA 8600 Superprobe do GMG/IG-USP.

Planilhas foram desenvolvidas para o cálculo das fórmulas estruturais da alunita. Para confecção de diagramas com esses resultados foi utilizado o programa MINPET for Windows, versão 2.02.

3.2.7 Isótopos estáveis

Foram analisadas $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ e δD em alunita de quatro amostras. Apenas umas das amostras apresentou pirita intercrescida para análise de $\delta^{34}\text{S}$.

As análises foram feitas pelo Dr. Robert O. Rye, do U.S. Geological Survey.

Os resultados obtidos foram estudados, por meio de diagramas, e utilizados no cálculos geotermométricos.

4 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL

4.1 Geologia da Região do Tapajós

A Província Mineral do Tapajós insere-se na borda sudoeste do Cráton Amazônico, uma unidade tectônica de idade pré-brasiliana dividida em dois importantes escudos respectivamente, a norte e a sul do rio Amazonas: das Guianas e Guaporé, este também denominado de Escudo Brasil Central (Almeida *et al.*, 1976). O Escudo do Guaporé (Almeida *et al.*, 1964, em Almeida *et al.*, 1976) é dividido em duas províncias estruturais: Tapajós e Tocantins (Almeida *et al.*, 1977).

É no contexto da Província do Tapajós, posteriormente chamada de Província Geotectônica do Tapajós (Almeida *et al.*, 1981), que insere-se a Província Mineral homônima, que compõe juntamente com as províncias Mineral de Carajás e a Estanífera Rondônia, as três mais importantes províncias metalogenéticas da Amazônia.

A Província Mineral do Tapajós (Delgado *et al.*, 1995 em Vasquez *et al.*, 1996) é limitada ao sul/sudoeste pela Serra do Cachimbo e a norte pela Bacia Amazônica, mas Faraco *et al.* (1996) estende o limite oriental dessa Província até as proximidades do rio Iriri, muito embora as figuras de localização da província mostrem o seu limite ocidental próximo ao rio Parauari.

4.1.1 A evolução do Cráton Amazônico e da Província Mineral do Tapajós

Segundo Santos (1995), estudos sobre o Cráton Amazônico têm apontado para

duas hipóteses de evolução. Na primeira, defendida por Amaral (1974, 1984), Almeida (1978), Schobbenhaus & Campos (1984), Montalvão & Bezerra, (1985), Hasui e Almeida (1985) entre outros, o Cráton Amazônico corresponderia a uma grande plataforma arqueana retrabalhada e reativada durante o Proterozóico. Nesse contexto, o Ciclo Transamazônico teria produzido apenas granitização e migmatização nas rochas pré-proterozóicas e os eventos proterozóicos seriam processos de reativação plataformar. A segunda hipótese, proposta por Cordani *et al.* (1979), Cordani & Brito Neves (1982) e Teixeira *et al.* (1989), sugere que a evolução do cráton após o Arqueano estaria condicionada a sucessivos episódios de acréscimo crustal durante o Proterozóico, e que o Ciclo Transamazônico e outros eventos proterozóicos que afetaram o cráton geraram, além de granitóides, faixas móveis.

Em concordância com a segunda hipótese, Issler & Lima (1987) sintetizam a evolução do Cráton Amazônico da seguinte forma: geração no Arqueano (Ciclo Jequié) e estruturação em cinturões móveis durante o ciclo paleoproterozóico Transamazônico. Após a estabilização, durante o paleoproterozóico e mesoproterozóico, os cinturões móveis foram afetados por fraturamentos e estruturas de rifteamento, que possibilitaram a sedimentação de coberturas e as atividades vulcânicas e plutônicas. Posteriormente aconteceram períodos de estabilidade que incluíram eventos de reativação da plataforma, evidenciados pela deformação e anquimetamorfismo das coberturas sedimentares.

Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997) dividem o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas, quais sejam: Amazônica Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80 – 1,55 Ga), Rondoniana-Santo Ignácio (1,5 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga) (FIGURA 4.1). A divisão do Cráton Amazônico em Províncias Geocronológicas sugere que o protocráton foi formado por microcontinentes independentes que foram amalgamados por cinturões orogênicos paleoproterozóicos entre 2,2 e 1,9 Ga (Tassinari & Macambira, 1999).

Para Montalvão & Bezerra (1985), os rifteamentos e falhamentos durante o Paleoproterozóico e Mesoproterozóico são muito profundos e tornaram-se condutos para a ascensão magmática que originou o maior evento vulcânico-plutônico anorogênico do Supergrupo Uatumã.

Sena Costa *et al.* (1999) estabelecem quatro episódios de reativação de áreas

cratônicas amazônicas do Proterozóico Médio, associados respectivamente aos períodos compreendidos entre 2,0 - 1,8 Ga, 1,75 - 1,3 Ga, 1,3 - 1,1 Ga e 1,1 - 0,9 Ga. Estes novos episódios englobam os já consagrados Paraense (1,7 – 1,5 Ga), Madeirense (1,4 – 1,2 Ga) e Rondoniense (1,0 – 0,9 Ga) de Amaral (1974), e Uatumã (1.900 Ma), Parguazense (1.600 Ma) e K'Muddku ou Rondoniense (1.200 – 1.000 Ma) de Santos (1981, em Sena Costa *et al.*, 1999).

Almeida *et al.* (1999b), baseados em dados obtidos pelo PROMIN-Tapajós/CPRM nas folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga, estabelecem quatro importantes eventos tectono-evolutivos para a província: (1) *compressivo*, responsável pela estruturação NW-SE em regime dúctil nas unidades mais antigas, ocorrido entre 2,2 e 2,0 Ga; (2) *compressivo*, caracterizado por zonas de cisalhamento estreitas e de expressão regional em regime rúptil-dúctil, que afetaram tanto as rochas antigas como também os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari (1,9 – 1,96 Ga); (3) *distensivo*, representado por falhamentos normais que aproveitaram a estruturação gerada no evento (2), e foram responsáveis pela geração e colocação dos granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha, do Granito Caroçal, das vulcânicas do Grupo Iri e das rochas máficas da Suíte Intrusiva Ingarana, e condicionaram a deposição de coberturas sedimentares proterozóicas em bacias de direção NW-SE, a colocação de *sills* e diques máficos da Suíte Intrusiva Crepori e os granitos hipersolvus Granito Pepita e, (4) *recorrente*, quando houve novamente esforços compressivos marcados por deformação cataclástica, que também aproveitaram linhas de fraqueza NW-SE.

Almeida *et al.* (1999b) também formulam um modelo de evolução geológica, dividido em seis estágios:

ESTÁGIO 1 (2,6 – 2,5 Ga): seria marcado pela geração de grandes massas continentais no planeta, o que, na Província, corresponderia a um estágio pré-colisional. Não há litotipos representantes desse período mas há indícios deste estágio, dados pelas idades U-Pb e Pb-Pb de zircão herdado em granitos proterozóicos.

ESTÁGIO 2 (2,15 – 2,05 Ga): seria definido por processos de encurtamento crustal, com formação de zonas de subducção, e seria representado pela suíte cálcio-alcalina de médio a baixo potássio da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e pela seqüência vulcano-sedimentar da Suíte Metamórfica Jacareacanga.

FIGURA 4.1 - Principais províncias geocronológicas da Amazônia, segundo Tassinari (1996).

ESTÁGIO 3 (1,96 – 1,89 Ga): corresponderia ao forte tectonismo transcorrente NW-SE e NNW-SSE e gerou metamorfismo regional na fácies xisto verde, que afetou heterogeneamente grandes volumes de granitóides cálcio-alcalinos de alto a médio potássio da Suíte Intrusiva Parauari.

ESTÁGIO 4 (1,88 – 1,60 Ga): é caracterizado pela tectônica extensional e pelas inúmeras intrusões graníticas anorogênicas a pós-colisionais, como os da Suíte Intrusiva Maloquinha, granitos Carochal e Pepita, alinhadas segundo estruturas proterozóicas NW-SE, da mesma forma que as bacias sedimentares. Novas estruturas rúpteis neste estágio seriam responsáveis pelas intrusões básicas da Suíte Intrusiva Crepori.

ESTÁGIO 5 (1,2 – 1,0 Ga): seria caracterizado pela reativação das grandes estruturas paleoproterozóicas e pelo surgimento de zonas de cisalhamento rúpteis, registradas nos granitóides e vulcânicas do evento K'Mandu.

ESTÁGIO 6: corresponderia à reativação das estruturas tectônicas em períodos posteriores à deposição das bacias sedimentares Amazônicas e do Alto Tapajós e à intrusão de diques máficos cambrianos (Diabásio Piranhas) e mesozóicos (diabásios Piriquito, Penatecaua e Cururu).

4.1.2 As unidades geológicas da Província Mineral do Tapajós

Silva (1982) sintetiza as informações obtidas pelos projetos Jamanxim (Pessoa *et al.*, 1977, em Silva, 1982), Tapajós-Sucunduri (Bizzinela *et al.*, 1980, em Silva, 1982), Radam/Folha Tapajós (Santos *et al.*, 1975) e demais trabalhos executados pelo DNPM, PROSPEC e CPRM, e estabelece uma seqüência básica das unidades que compõe o arcabouço geológico da região.

Entretanto, a intensificação de estudos geocronológicos tem levado a novas discussões e significativas modificações na estratigrafia na região Amazônica nos últimos anos.

Alguns destes questionam as extensões do Complexo Xingu (Santos *et al.*, 1997) e do Supergrupo Uatumã (Dall'Agnoll *et al.*, 1999; Lamarão *et al.* 1999; Reis *et al.*, 1999), como pode ser visto a seguir.

Para Santos *et al.* (1999) a Província Mineral do Tapajós representaria a parte central de uma faixa orogênica de direção NNW-SSE, com 2.200 Km de extensão,

localizada na porção central do Cráton Amazônico. Sua orogênese teria ocorrido no paleoproterozóico, entre 2,1 Ga e 1,87 Ga, e a crosta da região seria transamazônica e distinta da crosta arqueana do Complexo Xingu da Província de Carajás.

A FIGURA 4.2 de Coutinho *et al.* (1997) mostra as principais unidades geológicas da região, mas novas unidades geológicas foram individualizadas mais recentemente na Província, que pode ser definida como composta pelo conjunto seguinte:

a) Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú

As rochas mais antigas do extremo leste do Cráton Amazônico, constituídas por gnaisses, migmatitos, granulitos, anfibolitos e granodioritos compõem o embasamento do escudo Guaporé. Esta associação é denominada de Complexo Xingu por Silva, G.G. *et al.* (1974) em substituição o termo Pré-Cambriano Indiferenciado. Segundo Santos & Loguércio (1984), este complexo é equivalente ao Complexo Guianense a norte e seu nome consagrou-se pelo uso e passou a ser usado em todo o setor sul do Cráton Amazônico.

Dentro do contexto do Complexo Xingu ocorre um grupo de rochas migmatíticas em alguns afluentes do rio Tapajós como os rios Rato, Crepori e Bom Jardim que Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984) denominam Grupo Cuiú-Cuiú. Este é renomeado como Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú por Andrade *et al.* (1978 em Santos & Loguércio, 1984).

Esta suíte é composta por gnaisses, migmatitos e de corpos de anfibolitos que, segundo Montalvão & Bezerra (1985), seriam restos de uma crosta máfica ou mesmo material do manto mais primitivo.

O metamorfismo varia de fácies anfibolito médio a alto, localmente alcançando a anatexia, e as rochas apresentam foliação ou bandamento com direção NNE-SSW a NE-SW (Almeida *et al.*, 1999b).

Este complexo granítico-gnáissico-migmatítico inclui granitóides pré- e sintectônicos formados em ambiente de arco-vulcânico e geneticamente relacionados à formação do embasamento gnáissico. É cortado por um sistema de transcorrência com direção NW-SE, desenvolvido em regime compressional predominantemente dúctil. Idades U-Pb do Complexo variam de 2.016 a 2.440 Ma. (Coutinho *et al.*, 1998).

FIGURA 4.2 - Distribuição das principais unidades geológicas da região do Tapajós (Coutinho *et al.*, 1996).

Santos *et al.* (1997) obtêm idade U-Pb de 2.006 Ma em zircão do metatonalito Conceição, o que indicaria a presença de uma crosta transamazônica para a Província do Tapajós.

A ocorrência de rochas arqueanas e paleoproterozóicas em relações ainda não bem estabelecidas, faz necessário o desenvolvimento de pesquisas mais detalhadas para melhor caracterização desta Suíte.

A CPRM, através do Projeto PROMIN-Tapajós, reconhece e delimita corpos granitóides milonitizados em uma área da Província próxima à Vila Creporizão (folhas SB-21-Z-A e SB-21-Z-C), cuja datação os caracterizam como parte da Suíte Intrusiva Creporizão.

b) Suíte Intrusiva Creporizão

Ricci *et al.* (1999) propõe o termo Suíte Intrusiva Creporizão para os granitos intrusivos no embasamento gnáissico pouco remobilizado, quase sempre milonitizados, anteriormente interpretados como diatexitos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Predominam sieno- e monzogranitos milonitizados, com granodiorito e tonalito subordinados. Apresentam feições ígneas preservadas, tais como textura porfirítica, com feldspato tabular e plagioclásio zonado. A intensidade das deformações gerou, a partir da textura porfirítica, textura *mortar*. A foliação milonítica é evidenciada pela paralelização de minerais máficos e pela presença de *ribbons* de quartzo. Ocorrem como batólitos alongados balizados e interceptados por zonas de cisalhamento NW-SE, que imprimem, por vezes, formas sigmodais a estes corpos. As lineações de estiramento subhorizontais, a assimetria dos porfiroclastos de feldspato e os altos ângulos de mergulho da foliação milonítica indicam o caráter transcorrente sinistrógiro das zonas de cisalhamento.

Esta unidade tem como área tipo à região da Vila do Creporizão e esboço geológico, baseado em mapeamento, sensoriamento remoto e petrografia, é apresentado na FIGURA 4.3.

A ocorrência de xenólitos de ortognaisses nos granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão indica ser esta mais nova que as rochas que compõem a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Os granitos não deformados da Suíte Intrusiva Parauari intersectam os da Suíte Intrusiva Creporizão, indicando tratar-se de um evento magmático posterior ao

que originou as rochas do Creporizão.

Idades radiométricas estabelecidas para estas rochas comprovam essas relações de campo. Santos *et al.* (1997) obtiveram idade U-Pb de 2,0 Ga para a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e 1.960 Ma para os granitos deformados da Suíte Intrusiva Creporizão. Idade Pb-Pb 1.968 ± 19 Ma (Ricci *et al.*, 1999) é estabelecida pelo Projeto PROMIN-Tapajós e coincide com a idade Rb-Sr 1.965 ± 16 Ma obtida por Tassinari (1996) para rochas dessa região e anteriormente consideradas como sendo parte da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. A idade U-Pb obtida pelo PROMIN-Tapajós para a Suíte Intrusiva Parauari é de 1.883 ± 2 Ma.

FIGURA 4.3 – Esboço Geológico da região da Vila Creporizão, segundo Ricci (1999).

Para Ricci *et al.* (1999) a idade isocrônica 1.965 ± 16 Ma de Tassinari (1996) em granitos da Vila Crepori são próximas da idade Pb-Pb e U-Pb de cristalização, o que indica que o posicionamento destes corpos foi contemporâneo à deformação regional pelas zonas de cisalhamento NW-SE. Estes mesmos autores reforçam que a descoberta desta suíte completa o quadro orogenético, pois faltava a magmatogênese

sintectônica que afetou os gnaisses, metatextos e diatextos do embasamento, posteriormente cortados por granitóides pós-tectônicos da Suíte Intrusiva Parauari.

A baixa razão inicial $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0,7037) obtida por Tassinari (1996), sugere uma fonte mantélica com uma pequena contribuição crustal para as rochas dessa suíte.

Lamarão *et al.* (1999) datam zircão do Granito São Jorge através do método Pb-Pb, e obtiveram idades 1.981 ± 2 Ma (biotita-hornblenda granito) e 1.981 ± 9 Ma (biotita leucomonzogranito). Segundo Roberto Dall'Agnol (comunicação verbal) este granito está sendo considerado pelos geólogos da CPRM como sendo pertencentes à Suíte Intrusiva Creporizão.

c) Suíte Metamórfica Jacareacanga

Inicialmente considerada como pertencente ao Complexo Xingu, esta denominação é introduzida por Bizinella *et al.* (1980, em Santos & Loguércio, 1984) para individualizar um grupo de rochas metamórficas de baixo grau, compostas principalmente por xistos e quartzitos que afloram nas proximidades da Vila de Jacareacanga na margem esquerda do rio Tapajós.

Posteriormente estes metassedimentos são caracterizados como uma sequência metavulcano-sedimentar de fácies xisto verde com xistos metapelíticos, filitos, actinolita-xistos, *metachert*, formações ferríferas bandadas (*BIF*) e talco xistos por Santos *et al.* (1997).

Estas rochas são consideradas representantes de uma sequência vulcano-sedimentar arqueana do tipo *greenstone belt* por Santos & Loguércio (1984) e Montalvão & Bezerra (1985), mas datações U-Pb em zircão clástico de xistos resultaram em idades por volta de 2,1 Ga, que indicam que as rochas transamazônicas da Suíte Jacareacanga foram a principal fonte dos sedimentos (Santos *et al.*, 1997).

d) Suíte Intrusiva Parauari

No Projeto RADAM - Folha SB-21/Tapajós (Santos *et al.*, 1975) são descritas rochas graníticas inseridas no Complexo Xingu reunidas sob a denominação de Granito Parauari, e posteriormente, de Granodiorito Parauari por Melo *et al.* (1980, em Santos & Loguércio, 1984). Estas rochas são consideradas pelos autores como o substrato e as encaixantes dos litotipos do Supergrupo Uatumã.

Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984) encontram granodioritos

próximos ao rio Jamanxim e os denominam de Granodiorito Jamanxim, considerado correlacionável ao Granodiorito Parauari.

Bizinella *et al.* (1980, em Santos & Loguércio, 1984) mantêm o termo Granodiorito Parauari, descrevendo-o como um conjunto de rochas granodioríticas pós-cinemáticas e pré-Uatumã. Este posicionamento é estabelecido pela presença comum de intrusões graníticas Maloquinhas e por estarem localmente sotopostas às rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

Segundo Santos & Loguércio (1984), existe uma íntima relação entre o Granodiorito Parauari e as rochas arqueanas, evidenciada por sutis gradações texturais e composicionais observadas no contato entre elas, sugerindo ser o Granodiorito Parauari derivado de rochas arqueanas a partir de remobilizações de litotipos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Reforça esta idéia os teores relativamente altos de Ni, Cr, Co e Cu, característicos de rochas básicas primitivas, encontrados no granodiorito, e as razões K_2O/Na_2O e FeO/MgO .

Esta unidade é redefinida por Almeida *et al.* (1997, em Souza *et al.*, 1999) como Suíte Intrusiva Parauari, caracterizada por imensos corpos irregulares de monzogranito e granodiorito de granulação grossa, sem foliação, com variações para sienogranito e tonalito. Predomina a assembléia oligoclásio-microclínio-quartzo-hornblenda-biotita-titanita e texturas porfiríticas são comuns (Santos *et al.* 1997). Vasquez *et al.* (1996) afirmam que em algumas porções desta unidade foram identificados produtos de deformação rúptil-dúctil.

Coutinho *et al.* (1998) descrevem esta suíte como granitóides cálcio-alcálicos, sin- a tardi-tectônicos, relacionados a magmas gerados nas fases iniciais de subducção até as colisionais.

Santos & Reis Neto (1982) obtêm uma isócrona de referência Rb-Sr entre os granitóides Parauari, Jamanxim e Juruena (outro granodiorito pré-Uatumã descrito por Santos *et al.*, 1980) que indica idade de 1.947 Ma. Tassinari (1996) obtêm uma isócrona Rb-Sr com idade de 1.965 ± 16 Ma em rochas da Suíte na Vila Crepori, o que faz com que a idade de Santos & Reis Neto (1982) seja hoje considerada, com base no local amostrado, como sendo de rochas da Suíte Intrusiva Creporizão (Ricci *et al.*, 1999).

A idade U-Pb da Suíte Intrusiva Parauari é considerada como sendo de 1,92 Ga por Santos *et al.* (1997). Porém, análises realizadas pela CPRM/Projeto PROMIN-Tapajós resultam em idades mais novas. Ricci *et al.*, (1999) obtêm idade Pb-Pb de

1.883 $\pm$ 2 Ma em rochas desta suíte, e Vasquez *et al.* (1999) apresenta a idade 1.893 $\pm$ 2 Ma para rochas correlatas à Suíte Intrusiva Parauari e informam que J. O. S. Santos (comunicação verbal) obteve a idade U-Pb de 1.900 Ma. Face a estes resultados consideram que a Suíte Intrusiva Parauari também necessita de uma revisão em sua definição.

Brito *et al.* (1999a) datam amostras de granitos *rapakivi* cálcio-alcálicos coletadas em batólito intrusivo na suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, mas não há detalhes sobre a localização deste batólito, que fica num tributário do Rio Pacu, mas suas características petrográficas sugerem correlações com o Granito Cumaru, da Província Mineral do Carajás. Esta correlação já havia sido proposta por Bizinella *et al.* (1980), que acreditam tratar-se de um granito rapakivítico associado ao evento Parguazense, como os granitos Teles Pires e Abonari, entre outros. Porém a idade radiométrica Pb-Pb de 1.883 $\pm$ 8 Ma levou Brito *et al.* (1999a) a correlacionar este granito rapakivítico a uma fácies monzogranítica da Suíte Intrusiva Parauari.

e) Suíte Intrusiva Ingarana

Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984) propõem a terminologia informal de Gabro Ingarana para designar rochas máficas-ultramáficas pré-Uatumã não metamorfasadas, aflorantes nas bacias dos igarapés Bom Jardim e Ingarana. Quadros *et al.* (1999) propõem a substituição desta terminologia para Suíte Intrusiva Ingarana e incluíram nessa unidade mais cinco corpos cartografados: um corpo no médio curso do rio Tocantins, a sul da Cachoeira Seca; dois corpos aflorantes no médio-alto curso do rio Rato e dois no Garimpo Jutai. Há diques e outras ocorrências não mapeáveis, petrograficamente semelhantes.

Segundo estes mesmos autores, esta suíte é composta por litotipos de natureza básica, com quimismo subalcalino de tendência cálcio-alcálica, e são representados por augita-gabro, leucogabro, leuconorito e hiperstênio diabásio, comumente inequigranulares, de granulação média a fina, eventualmente grossa e cor cinza-escura a esverdeada. O conjunto foi deformado em condição rúptil-dúctil e apresentam fortes anomalias aeromagnéticas.

Santos *et al.* (1997) ressaltam que várias mineralizações filonianas estão associadas a estas rochas, sendo a principal encontrada no garimpo do Davi, região de

Bom Jardim, onde foram coletadas amostras de galena, pirita, calcopirita e esfalerita para datações Pb-Pb, que resultaram em idades entre 1.830 ± 33 Ma e 1.859 ± 77 Ma.

Datações geocronológicas Pb-Pb, realizadas pelo Projeto Tapajós (CPRM/UFGA), revelam idades em torno de 1.887 ± 3 Ma para as rochas dessa Suíte aflorantes no médio-curso do rio Tocantins (Quadros *et al.*, 1999).

Coutinho *et al.* (1998) descrevem as rochas dessa Suíte como olivina gabro, norito e anortosito intrusivos nas rochas do embasamento.

f) Supergrupo Uatumã

É uma das unidades da região Amazônica mais discutidas e questionadas em relação a litologias, extensão e, mais recentemente, quanto às idades.

O primeiro a apresentar uma descrição de rochas desta unidade é Albuquerque (1922, em Ramgrab & Santos, 1974), que identifica, no rio Uatumã, granitos porfíricos e sienitos que “digeriam rochas sedimentares”. Albuquerque (*op. cit.*) considera este conjunto como parte de um mesmo corpo magmático aflorante no rio Uatumã.

Oliveira (1926, em Ramgrab & Santos, 1974), observa rochas ígneas no rio Parauari, as quais chama genericamente de pórfiro, e as correlaciona com as eruptivas encontradas por Albuquerque no Rio Uatumã.

Segundo Ramgrab & Santos (1974) e Santos (1984), Oliveira & Leonardos (1940), ao introduzirem a denominação Série Uatumã, criam uma confusão que se generalizou a ponto de que qualquer rocha pré-siluriana, independente de ter origem ígnea, metamórfica ou sedimentar, era passível de ser correlacionada às rochas do rio Uatumã. Oliveira & Leonardos (1940) posicionam a série, com dúvidas, no Cambriano, e incluem, em sua definição rochas sedimentares de granulação fina e arenitos metamorfisados pela intrusão de pórfiros, além de felsito, xistos com sílex e sienito, observados na região do rio Trombetas, e arenitos verdes ou vermelhos existentes no rio Tocantins.

Andrade Ramos (1956b, em Santos, 1984) reúne o vulcanismo ácido a intermediário do então território de Roraima na Formação Surumu.

Barbosa (1966, em Ramgrab & Santos, 1974) é o primeiro a empregar a denominação Grupo Uatumã, que na região do Tapajós seria constituído por rochas vulcânicas de andesíticas com arcóseos intercalados, além de tufos e lavas

riodacíticas, diques de riolitos e ignimbritos.

Forman (1969, em Ramgrab & Santos, 1974) verifica que as rochas vulcânicas existentes no rio Trombetas estão associadas com intrusivas e as reúne no que ele define de Grupo Fumaça, constituído por uma seqüência vulcânica intermediária (andesitos) e intrusivas ácidas (granófiros e granitos). Trabalhos da empresa Geomineração (1969, em Ramgrab & Santos, 1974) comprovam a extensão do referido grupo à região dos rios Erepecuru, Mapuera e Curuá.

Mapeamentos executados na região do rio Jamanxim pela SUDAM-Geomitec (1971, em Ramgrab & Santos, 1974), revelam uma seqüência de rochas vulcânicas ácidas, correlacionadas pelos autores à Série Uatumã.

Caputo *et al.* (1971, em Ramgrab & Santos, 1974) redefinem o grupo Uatumã e utilizam essa designação para as rochas vulcânicas atravessadas por intrusões ácidas presentes em ambas margens da bacia Amazônica, retirando da unidade, definitivamente, as rochas sedimentares.

A SUDAM, juntamente com a empresa Geomineração (1972, em Ramgrab & Santos, 1974), estabelecem a denominação Formação Iriri para definir o extenso vulcanismo riolítico-riodacítico, com ignimbritos, piroclásticas e intrusivas ácidas associadas, que ocorrem no rio homônimo, um afluente do rio Xingu. Os autores não correlacionam esta Formação com a série Uatumã, dada que sua definição ainda incluía rochas sedimentares.

Ramgrab & Santos (1974) empregam o termo Grupo Uatumã para representar as rochas provenientes de um magmatismo que afetou grande parte da região Amazônica, constituído por riolitos, riodacitos, dacitos e, subordinadamente, andesitos, granitos e granófiros, e piroclásticas (tufos, brechas e ignimbritos). Segundo os autores esta conceituação corresponde, em essência, à classificação do grupo Fumaça de Forman (1969), mas preferem usar a designação de Uatumã dada a sua consagração na literatura nacional. A conceituação proposta engloba as formações Iriri (Geomineração, 1972) e Sumuru (Andrade Ramos, 1956b em Santos, 1984) e as seqüências vulcânicas e intrusivas do rio Jamanxim (Geomitec, 1971).

Oliveira *et al.* (1975, em Santos, 1997), designam de Formação Iricoumé a seqüência vulcânica da região nordeste do Estado do Amazonas e noroeste do Estado do Pará, e formalizam o nome Granito Mapuera para as rochas plutônicas intrusivas na Formação Iricoumé, oriundas do mesmo evento magmático.

Montalvão *et al.* (1975a, em Santos, 1984) denominam os granitos associados à Formação Surumu como Granodiorito Serra do Mel. Santos *et al.* (1975) fazem o mesmo para as rochas plutônicas associadas às vulcânicas da Formação Iriri, designando-as de Granito Maloquinha.

Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984), percebendo a heterogeneidade da seqüência vulcânica (até então Formação Iriri) e a variedade composicional dos corpos intrusivos do Granito Maloquinha na região do Tapajós-Jamanxim, elevam a Formação Iriri a categoria de Grupo e, conseqüentemente, redefinem a unidade Uatumã como Supergrupo.

Para Ramgrab & Santos (1974) o vulcanismo Uatumã é continental, com rochas pouco deformadas e com metamorfismo fraco a ausente. Os autores explicam ainda a relação entre as rochas vulcânicas e plutônicas pela existência de uma fase ígnea posterior à consolidação das vulcânicas, em que os eventos magmáticos finais da granitogênese profunda teriam ascendido, cortado as vulcânicas e formado corpos graníticos subvulcânicos.

Diversos resultados Rb-Sr das rochas graníticas e das vulcânicas do Supergrupo Uatumã fornecem idades em torno de 1,2 Ga, indicando que o sistema isotópico foi re-equilibrado no episódio de milonitização K'Mudku.

As diferentes idades obtidas para as vulcânicas do Grupo Iriri e as variações químicas observadas entre os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha colocam em dúvida a extensão, espacial e temporal, do Supergrupo Uatumã.

Trabalhos realizados na porção setentrional do Cráton Amazônico tem modificado os limites do Supergrupo Uatumã naquela região. Dados litogeoquímicos das vulcânicas dos grupos Surumu e Iricoumé, historicamente englobados no Supergrupo Uatumã e associados aos granitóides das suítes Saracura e Mapuera, são, mais recentemente, dissociados desses granitóides anorogênicos e relacionados ao final do evento cálcio-alcálico do Ciclo Transamazônico (Reis *et al.*, 1999). Essas vulcânicas são predominantemente metaluminosas, com característica de rochas de suítes vulcânicas cálcio-alcálicas de arcos magmáticos modernos, e estão associadas aos granitóides cálcio-alcálicos Pedra Pintada e Água Branca. O estabelecimento destas relações resultam em uma revisão para o Supergrupo Uatumã no Estado de Roraima (Reis *et al.*, 1999).

Na Província Mineral do Tapajós, o estudo das rochas vulcânicas e plutônicas

pertencentes ao Supergrupo Uatumã tem gerado informações que também indicam a necessidade de uma revisão desta unidade na região.

Lamarão *et al.* (1999) obtêm diferentes idades para rochas vulcânicas e plutônicas antes consideradas contemporâneas na região Vila Riozinho e Moraes Almeida. Baseados em critérios petrográficos e idades geocronológicas, separam duas diferentes associações magmáticas dentro do Supergrupo Uatumã:

- (1) Vulcânicas dácíticas e andesíticas de afinidade cálcio-alcálica ou shoshonítica, com idade Pb-Pb de 2.001 ± 6 Ma.
- (2) Ignimbrito, riolito e granitos subalcalinos a alcalinos de Moraes Almeida, com idades Pb-Pb de 1.877 ± 4 Ma (ignimbritos), 1.890 ± 2 Ma (riolitos) e 1.880 ± 9 Ma (granitos).

Ocorrem ainda no Supergrupo Uatumã rochas graníticas cálcio-alcálicas Jardim do Ouro, com idade Pb-Pb de 1.881 ± 2 Ma, segundo os autores acima.

Assim, pelo exposto por Reis *et al.* (1999), Lamarão *et al.* (1999) e Dall'Agnol *et al.* (1999) uma revisão do Supergrupo Uatumã em todo Cráton Amazônico parece ser necessária, uma vez que compreende rochas vulcânicas e plutônicas de diferentes naturezas e idades indicando a existência de diversos eventos vulcânicos.

f1) Grupo Iriri

Definida inicialmente pela SUDAM-Geomineração (1972, em Ramgrab & Santos, 1974) como Formação Iriri e considerada como parte do Grupo Uatumã por Ramgrab & Santos (1974), é redefinida por Santos *et al.* (1974 e 1975), que excluem da Formação Iriri os granitos intrusivos, os quais denominam como Granito Maloquinha.

Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984), elevam a formação à categoria de Grupo e a desmembram em três unidades: Formação Aruri (seqüência piroclástica), Formação Salustiano (vulcânicas ácidas) e uma seqüência híbrida, constituída por tufitos.

Segundo Santos (1984), no Grupo Iriri predominam derrames vulcânicos cálcio-alcálicos (andesito, dacito, traquito, latito e riolito) associados à camadas piroclásticas de composições semelhantes, sendo desconhecidas lavas de composição basáltica. As piroclásticas são representadas por tufos, lápili-tufos, brechas e aglomerados vulcânicos e não haveria há registros de sedimentos epiclásticos no Grupo Iriri.

Santos (1997) estabelece, através de isócronas de referência Rb-Sr, as idades de 1.820 ± 21 Ma (YM3) ou 1.840 ± 75 Ma (YM1) para rochas riolíticas a andesíticas dessa unidade, coerentes com a idade de 1.860 Ma obtida pelo mesmo método para as vulcânicas correlatas do Escudo das Guianas (grupos Surumu e Iricoumé) por Basei (1978). Análises isotópicas Pb-Pb em riodacito deste grupo feitas por Vasquez *et al.* (1999) indicam idade de 1.888 ± 2 Ma, correspondente à idade (1.888 ± 7 Ma) obtida por Moura *et al.* (1999) para um riolito do Grupo Iriri na região denominada Vila Raiol, situada na margem esquerda do rio Tapajós.

Schobbenhaus *et al.* (1994) obtêm idade U-Pb 1.966 ± 9 Ma em zircão de riodacito do Grupo Surumu, considerada como representante do período de cristalização do magma. Esta é a idade mais antiga conhecida para o vulcanismo Uatumã e sua proximidade com a idade obtida em vulcânicas do Grupo Iricoumé ($1.962 \pm 42 - 33$ Ma) indica o isocronismo do vulcanismo Uatumã nestas duas regiões.

Lamarão *et al.* (1999) obtêm as seguintes idades Pb-Pb para rochas desse grupo: 2.001 ± 6 Ma em vulcânicas dacítica-andesítica cálcio-alcalinas, 1.877 ± 4 Ma e 1.890 ± 2 Ma, respectivamente em ignimbrito e riolito subalcalinos a alcalinos. Tais resultados também sugerem a ocorrência de pelo menos dois eventos magmáticos relacionadas às vulcânicas desse grupo.

Dall'Agnol *et al.* (1999) descrevem a ocorrência de fayalita-hedembergita riolito aflorantes nas proximidades das cachoeiras Santa Helena e Urubuquara, no rio Jamanxim, associados a andesito e dacito do Grupo Iriri e a monzogranito da Suíte Intrusiva Parauari. Estas rochas são porfíricas, com fenocristais de alcali-feldspato, quartzo, fayalita e hedembergita em matriz felsítica. As isócronas Rb-Sr resultaram na idade de 1.782 ± 51 Ma e análises U-Pb em 1.888 ± 2 Ma, semelhantes às obtidas para as vulcânicas da unidade, mas as características geoquímicas indicam que estas não pertencem à série cálcio-alcalina, confirmando, assim como já colocado por Lamarão *et al.* (1999), a presença de duas séries magmáticas (cálcio-alcalina e subalcalinos a alcalinos) no Grupo Iriri.

f2) Suíte Intrusiva Maloquinha

Inicialmente definida por Santos *et al.* (1974 e 1975) como Granito Maloquinha, esta unidade é composta por rochas graníticas subvulcânicas com características

ortogênicas e tendências alaskíticas, associadas ao vulcanismo ácido Uatumã. Correspondem a granitos anorogênicos e pós-colisionais associados às vulcânicas do Grupo Iriri (Almeida *et al.*, 1999a). Andrade *et al.*, (1978, em Santos & Loguércio, 1984) estabelecem o termo Suíte Intrusiva, por considerá-lo mais adequado, uma vez que a unidade engloba diversos granitos intrusivos. Estes granitóides são equivalentes aos granitos Saracura (RO), Mapuera (PA/AM) e Serra dos Carajás (PA).

Esta Suíte é formada por vários *stocks* circulares a elipsoidais em planta que, segundo Klein *et al.* (1997), estariam orientados e balizados por lineamentos NW-SE. São constituídos por álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito leucocráticos, de cor rosa, granulação fanerítica fina a grossa, com predomínio de granulação média, textura hipidiomórfica e estrutura maciça. Suas características distintivas são a freqüente composição alaskítica, com predomínio de ortoclásio perítico e raro microclínio resultante de inversão de ortoclásio em temperaturas baixas, e a presença comum de fenocristais de quartzo β de cor cinza a violeta subeuédrico ou formando agregados, com extinção ondulante e, alguns, com textura de corrosão. O plagioclásio é raro e ocasionalmente é zonado e como acessórios ocorrem fluorita associada à biotita ou a minerais opacos e/ou topázio (Brito *et al.*, 1997). Brito (1999, em Almeida *et al.*, 1999a) dividem as rochas dessa unidade em três fácies: biotita-granitos, hornblenda-granitos e riebeckita granitos, sendo as duas primeiras mais abundantes.

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

Muito embora tenham idades semelhantes às vulcânicas, os granitos são um pouco mais novos, pois cortam as vulcânicas em algumas regiões. A idade de 1.840 ± 26 Ma indica que os granitos compõem o final do evento magmático Uatumã (Santos *et al.*, 1997), e Vasquez *et al.* (1999) obtêm idade Pb-Pb de 1.882 ± 4 Ma em sienogranito de um batólito da Suíte Maloquinha e 1.888 ± 2 Ma para um riódacito do Grupo Iriri,

reforçando a idéia da contemporaneidade entre as unidades, com os granitos um pouco mais novos.

Devido a semelhanças entre os granitos Maloquinha e Teles Pires, e suas relações com o Grupo Iriri, estes dois granitos não raro são confundidos entre si.

Granito Teles Pires, pela definição de G. H. Silva *et al.* (1974, em Santos & Loguércio, 1984) são corpos graníticos, subvulcânicos, intrusivos, com feições circulares e tendências alaskíticas, associados geneticamente ao Grupo Iriri.

Dall'Agno *et al.* (1975, em Santos & Loguércio, 1984) realçam a semelhança entre o Teles Pires e o Surucucus (Roraima) baseados principalmente na presença em ambos de textura *rapakivi*.

Segundo Santos & Loguércio (1984) a Suíte Teles Pires ocorre com mais frequência ao sul da escarpa meridional da Serra do Cachimbo.

Santos (1982), ao comparar os granitos proterozóicos da Amazônia, baseado em dados geoquímicos e em datações geocronológicas e estabelece as diferenças entre as suítes intrusivas Maloquinha e Teles Pires.

As datações indicam idade de 1.550 Ma para os granitos Teles Pires (Issler & Lima, 1987). Para Santos (1982) e Santos & Loguércio (1984) os diversos representantes plutônicos do Supergrupo Uatumã caracterizam a fase intrusiva da primeira grande reativação cratogênica da plataforma, enquanto que outros granitóides, como o Teles Pires, correspondem a segunda reativação pós-Uatumã e pós-cobertura sedimentar (reativação Parguazense), ocorrida pelo menos 200 Ma após a primeira.

Almeida *et al.* (1999a) introduzem o termo Granito Caroçal ao se referirem às rochas graníticas quimicamente distintas dos granitos Maloquinha da área-tipo, normalmente mapeadas como tal. O granito Caroçal é semelhante ao Maloquinha, com textura variando de fanerítica grossa e equigranular a porfírica com ortoclásio ovóide e tabular, e leucocrático. Petrograficamente é composto por ortoclásio micropertítico, quartzo, com titanita, zircão, apatita, allanita, epidoto e opacos como acessórios. Como minerais secundários ocorrem clorita, prehnita, fluorita e sericita. Não há deformações além de microfraturas e extinção ondulante em quartzo. Possui composição subalcalina com afinidade cálcio-alcalina de alto potássio e apresenta distribuição dos ETR distinto do granito Maloquinha (TABELA 4.1).

TABELA 4.1 - Comparação entre características geoquímicas dos granitos Maloquinha e Caroyal segundo Almeida *et al.* (1999).

Maloquinha	Caroyal
Forte anomalia negativa de Eu	Moderada anomalia negativa de Eu
Empobrecido em Ba e Th e enriquecido em Nb, Ta e Y	Enriquecido em Rb e Sr. Anomalias negativas de Nb-Ta, Y, Sr, P e Ti.

Utilizando o método U-Pb SHRIMP nas datações de zircão do Granito Caroyal, Santos (1999 em Almeida *et al.*, 1999) obtém nos núcleos dos cristais idades de 2,6 a 2,7 Ga e as bordas dos mesmos cristais e outros cristais resultam em 1,87 Ga, interpretada como a idade da magmatismo.

Para Almeida *et al.* (1999a), as idades entre 2,24 e 2,85 Ga obtidas por Sato & Tassinari (1997) através do método Sm-Nd ($\epsilon_{Nd} = -0,7$ a $-10,2$) indicam que a Suíte Intrusiva Maloquinha tem como origem uma crosta arqueana continental.

Lamarão *et al.* (1999) obtém idades Pb-Pb de 1.880 ± 9 Ma para os granitos associados às vulcânicas do Grupo Iri das proximidades de Morais Almeida e 1.881 ± 2 Ma para o Granito Jardim do Ouro. Não há descrição petrográfica destes granitos, mas suas idades sugerem que os mesmos são contemporâneos aos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Brito (1999, em Brito *et al.*, 1999a) individualiza corpos graníticos, denominados de Granito Pepita, nas folhas Mamãe Anã e Jacareacanga, compostos por riebeckita-arfvedsonita-ortoclásio granito e, embora não tenham sido datados, possivelmente associa-se ao magmatismo anorogênico Parguazense (~1,55 Ga) devido a presença de textura *rapakivi*, comum aos granitos associados a este evento (Teles Pires, Surucucus).

g) Coberturas Sedimentares Proterozóicas

Seqüências sedimentares associadas às rochas vulcânicas proterozóicas foram erroneamente consideradas, durante décadas, como constituintes do Grupo Uatumã. Apesar de sua exclusão desta unidade, uma íntima relação entre as rochas do Supergrupo Uatumã, especialmente as vulcânicas, com determinadas formações de origem sedimentar, tanto na porção setentrional como na meridional do Cráton Amazônico tem sido descrita.

Santos *et al.* (1974) consideram o Grupo Beneficiente como sotoposto às vulcânicas do Grupo Iriri, supondo que os mesmos estivessem sendo cortados por estas vulcânicas, posicionamento este não confirmado em trabalhos posteriores.

Segundo Santos (1976, em Santos & Loguércio, 1984) a deposição destas seqüências está relacionada a um período erosivo aparentemente não muito longo, posterior a fase vulcânica-plutônica que originou o Supergrupo Uatumã, seguido por subsidência e intensa deposição clástica em ambiente continental e restritamente marinho dos grupos Garotire e Beneficiente.

Bizinella *et al.* (1980, em Santos & Loguércio, 1984) redefinem várias ocorrências dos sedimentos, sendo que o Grupo Beneficiente seria formado por quartzo-arenito, siltitos cinza, folhelhos escuros e calcários, marinhos, e o Grupo Gorotire por arcóseo, conglomerado, *chert* e silito vermelho, de ambientes continentais.

Bezerra (1984) descreve o Grupo Beneficiente, definido por (Almeida & Nogueira Filho, 1959, em Santos e Loguércio, 1984), como composto por arenito, e arcóseo com intercalações de silito laminado e folhelho, além de bancos de calcário dolomítico com estromatólitos. Segundo este autor, esta unidade distribui-se por toda a extensão da Serra do Cachimbo, na divisa entre os estados do Pará e Mato Grosso, no limite sul da Província Mineral do Tapajós, e apresenta, localmente, metamorfismo dinâmico e/ou térmico.

Bezerra (1984) estabelece uma cronoestratigrafia dessas coberturas sedimentares e o seu relacionamento com Supergrupo Uatumã, resumida na TABELA 4.2.

O Grupo Gorotire (Formação Gorotire de Barbosa *et al.*, 1966, em Santos & Loguércio, 1984) ocupa grandes áreas do sul do Pará, formando as serras do Gorotire, Casa de Pedra, da Paz, Mururé, Ananás, Porto Seguro, Iucatã, Pardo, Porquinho e Crepori e é constituído por arenito, arcóseo, argilito, grauvaca, conglomerado e silito. Bizinella *et al.* (1980, em Santos & Loguércio, 1984) redefinem algumas ocorrências da Formação Prosperança (Caputo *et al.*, 1972, em Santos e Loguércio, 1984), unidade da Folha Tapajós de Santos *et al.* (1974, 1975), como relacionadas à Formação Gorotire.

Coutinho *et al.* (1997), englobam na seqüência sedimentar pós-Uatumã os grupos Beneficiente, Gorotire e Cubencranquém, mas em trabalho relacionado as mineralizações auríferas (Coutinho *et al.*, 1998) referem-se a esse mesmo grupo de rochas como sendo a Formação Palmares, que segundos os autores é correlacionável

ao Supergrupo Roraima, no contexto de Santiago *et al.* (1980) onde a Formação Palmares corresponde a um espesso conjunto de rochas sedimentares predominantemente arcoseanas, depositadas em ambiente continental.

TABELA 4.2 - Quadro resumindo as correlações existentes entre as rochas vulcânicas Supergrupo Uatuma e as coberturas sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico. As rochas intrusivas estão correlacionadas apenas com as efusivas e não necessariamente com as coberturas sedimentares associadas a estas (Bezerra, 1984).

REGIÃO	SUPERGRUPO UATUMÁ		COBERTURAS PROTEROZÓICAS
	EFUSIVAS	INTRUSIVAS	
Roraima	Grupo Surumu	Suíte I. Serra do Mel	Grupo Roraima
NE Amazonas/ NW Pará	Grupo Iricoumé	Suíte I. Mapuera Suíte I. Abonari	Formação Sete Quedas
Pará/ SE Amazonas/ N Mato Grosso E Rondônia	Grupo Iriri	Suíte I. Serra dos Carajás Suíte I. Maloquinha Suíte I. Rio Dourado Suíte I. Tucumã Suíte I. Teles Pires	Grupo Rio Fresco Grupo Gorotire Grupo Beneficiente Formação Mutum-Paruá Formação Dardanelos Grupo Cubencranquém

Vasquez *et al.* (1996) consideram estas coberturas sedimentares mesoproterozóicas (1,6 – 1,5 Ga) e semelhantes à Formação Palmares ou Gorotire, de forma duvidosa, e Beneficiente.

Para Faraco *et al.* (1997) as coberturas sedimentares proterozóicas são compostas por seqüências marinho-fluviais, dos grupos Beneficiente e Palmares e as seqüências continentais dos grupos Cubencranquém, Prosperança e Prainha.

Torna-se necessário, em vista do exposto, uma melhor caracterização das coberturas sedimentares proterozóicas da porção meridional do Cráton Amazônico na região do Tapajós (Quadros *et al.*, 1999; Ricci *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 1999).

h) Diabásio Crepori

Pessoa *et al.* (1977, em Quadros *et al.*, 1999) introduzem o termo *Sill* Crepori ao se referirem às rochas básicas que seccionam sedimentos da bacia do Rio Crepori, até então considerados como pertencentes ao Grupo Gorotire.

Esta unidade é redefinida pela CPRM durante a execução do Projeto PROMIN-Tapajós como Diabásio Crepori (Quadros *et al.*, 1999), constituído por augita diabásio e, subordinadamente, olivina diabásio, geralmente exibindo granulação fina a afanítica, que formam diques subverticais com espessuras que variam de 10 a 500 m, orientados

na direção N10°-15°E.

Santos *et al.* (1999) referem-se a essa unidade como Suíte Intrusiva Crepori e a descrevem como constituída por *sills* tholeíticos, e Almeida *et al.* (1999) utilizam o termo Dolerito Crepori para estas rochas.

A datação desse *sill* possibilitou o estabelecimento de uma idade mínima Rb-Sr para essa cobertura sedimentar de 1.611 ± 42 Ma (Pessoa *et al.*, 1977, em Quadros, 1999) e, conseqüentemente, sua correlação com o Supergrupo Roraima. Bizzinela *et al.* (1980, em Quadros *et al.*, 1999) encontram, pelo método K-Ar, idades variando entre 1.560 a 1.690 Ma, enquanto Tassinari (1996) obtém idades Rb-Sr de 1.723 ± 84 Ma para este *sill*.

i) Granito Igarapé Escondido

Este granito descrito por Brito *et al.* (1999b), localiza-se no interflúvio do igarapé Escondido e do rio Parauari. Apresenta-se sob forma de *stocks* circulares em planta, intrusivos nas vulcânicas da Formação Salustiano do Grupo Iriri.

O Granito Igarapé Escondido é formado por rochas subvulcânicas e plutônicas. As subvulcânicas são biotita monzosienogranito porfirítico com texturas *rapakivi* e em parte granofírica, com fluorita presente. As plutônicas são rochas leucocráticas freqüentemente alaskíticas, de cor rosa, com textura fanerítica hipidiomórfica equigranular, granulação média a grossa, com alguns megacristais apresentando também textura *rapakivi* e ocasionais fenocristais de quartzo arredondados, esfumaçados ou azulados.

A identificação de rochas máficas, indicativa de magmatismo bimodal, típica de complexos graníticos *rapakivi*, não foi detectada até o momento neste conjunto (Haapala & Hömö, 1995, em Brito *et al.*, 1999b).

A litoquímica indica semelhança com outros granitos tipo *rapakivi* do Cráton Amazônico de idades próximas a 1,5 Ga como a Suíte Intrusiva Mucajaí, Suíte Intrusiva Surucucus e o Granito Del Parguaza. Para Brito *et al.* (1999b) a Suíte Igarapé Escondido pode pertencer a este evento magmático.

j) Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Rochas básicas aflorantes no médio curso do rio Tocantins são denominadas

inicialmente por Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984) como troctólito Cachoeira Seca.

Quadros *et al.* (1998) entretanto as redenomina a Suíte Intrusiva Cachoeira Seca e as caracterizam como um conjunto de litotipos básicos, com predomínio de olivina gabro, diorito e, subordinadamente, troctólito e diabásio-troctólito, de quimismo subalcalino com tendência tholeítica. Apresentam cor cinza-esverdeada, são isotrópicas e suas fraturas são localmente preenchidas por sulfetos.

Pessoa *et al.* (1977, em Santos & Loguércio, 1984) definem idades K-Ar de 1.046 ± 50 Ma e 1.072 ± 18 Ma para estas rochas e pelo mesmo método Santos *et al.* (1997) obtêm idades de 1.042 a 1.090 Ma.

k) Rochas Básicas Indiferenciadas

Quadros *et al.* (1999) utilizaram esse termo ao se referirem a uma série de rochas básicas, cujas informações ainda são insuficientes para agrupá-las como unidade ou estabelecer correlações. Compreendem olivina basalto, microgabro, olivina diabásio, augita diabásio e lamprófiros que seccionam as demais unidades. Os lamprófiros são denominados por Andrade *et al.* (1978, em Santos & Loguércio, 1984) como Lamprófiros Jamanxim.

Inclui-se também nessa unidade os diques básicos mesozóicos que ocorrem na porção meridional do Cráton Amazônico, denominados, com base apenas nas suas localizações geográficas como Penatecaua (Issler *et al.*, 1974), que ocorre nas folhas SA-21, SA-22, SB-21, SB-22; Periquito (Bizarella *et al.*, 1980, em Santos & Loguércio, 1984), para os diabásios da folha SB-20, e Cururu (Silva, G.H. *et al.*, 1974), que correspondem aos diques tholeíticos da folha SC-21. Na porção norte do cráton são chamados de Caciporé (folha NA-22), Penatecaua (folha NA-21) e Apoteri (folha NA-20). As idades K-Ar variam de 134 ± 4 Ma a 222 ± 3 Ma (Santos & Loguércio, 1984), sendo que Santos *et al.* (1999) caracterizam idades K-Ar de 148 ± 6 Ma, 179 ± 3 Ma e 180 ± 9 Ma para os diabásios Periquito e Cururu.

Recentes levantamentos aerogeofísicos feitos pela CPRM detectaram um enxame de diques com 300 Km de extensão com direção NNE-SSW, que atravessam o Rio Tapajós na região de Jacareacanga, onde foram amostrados e datados. Análises U-Pb feitos em baddeleyita resultaram em idade concordante de 514 ± 15 Ma (Santos

et al., 1999).

Segundo Santos *et al.* (1999), este resultado reafirma a importância do uso da baddeleyita na geocronologia das rochas básicas, pois se fosse usado o zircão poderiam ser obtidos resultados equivocados, uma vez que o zircão ocorre comumente como xenocristais nesse tipo de rocha, pois um zircão datado pelo método Pb-Pb forneceu idade de 1.207 ± 16 Ma..

Das cerca de 130 datações K-Ar feitas por Tassinari (1996) em rochas máficas paleozóicas e mesozóicas de todo o Cráton Amazônico, oito amostras indicam idades entre 400 e 500 Ma e são interpretados por Santos *et al.* (1999) como um evento magmático Paleozóico, podendo ser o mesmo que originou o enxame de diques Piranhas e por isso denominado Magmatismo Piranhas. Almeida *et al.* (1999a) denominam estas rochas no Tapajós como Olivina Dolerito Piranhas.

I) Coberturas Sedimentares

Esta unidade refere-se a várias coberturas sedimentares com idades menores que 590 Ma, denominadas de Coberturas Fanerozóicas nos trabalhos da CPRM (Coutinho *et al.*, 1997; Vasquez *et al.* 1996).

Santiago *et al.* (1980) estabelecem uma estratigrafia preliminar para a Bacia do Alto Tapajós e Santos & Loguércio (1984) incluem a Bacia do Tapajós no que chamaram de Paleozóico não diferenciado.

Na região do Tapajós, o Paleozóico está representado pela Bacia do Tapajós (formações Jatuarana e Ipixuna), o Mesozóico pela Formação Alter do Chão (seqüência de topo da Bacia Amazônica) e o Cenozóico por coberturas lateríticas terciárias, sedimentares fluviais e aluvionares pleistocênicas (Faraco *et al.*, 1997).

Em trabalhos recentes, a CPRM refere-se apenas aos sedimentos cenozóicos, ricos em ouro e responsáveis por uma produção de 159 ton. entre 1958 e 1996 (Coutinho *et al.*, 1998).

4.1.3 Estruturas regionais

Segundo Silva (1982), na Folha Tapajós, são evidentes *trends* com direções preferenciais NE-SW e NW-SE, onde se localiza a maioria dos garimpos da região. Estes lineamentos, também definidos em imagens de radar, parecem representar,

segundo o autor, eventos que, provavelmente, foram remobilizadores das mineralizações de ouro.

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

Klein *et al.* (1997) definem como principais feições estruturais da Província do Tapajós as falhas normais NW-SE/WNW-ESE e as falhas verticais transcorreste NE-SW

Para Costa *et al.* (1991, em Walderley Filho, 1996) as estruturas principais da Amazônia estão relacionadas a dois eventos termo-tectônicos principais: (1) Arqueano, responsável pela formação de terrenos *greenstones* e de cinturões de cisalhamento de alto grau metamórfico, no que originou, no arcabouço tectônico regional, os lineamentos NW-SE, NE-SW e E-W; (2) Proterozóico, mais intenso na porção oriental Amazônia, que proporcionou o desenvolvimento de falhas normais NW-SE e WNW-ESE e de transferência NE-SW, relacionadas a um eixo extensional NE-SW proterozóico. O Graben do Cachimbo teria sido formado nesse evento. O desenvolvimento de estruturas transversais na Bacia do Amazonas durante o Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico foi fortemente controlado pela geometria das estruturas originadas no Pré-Cambriano. A presença de altos internos (Alto do Purus, Arco de Guarupá e Alto de Igarapé Cuia) e de lineamentos limitando basculamentos e soerguimentos de blocos sugerem que os lineamentos proterozóicos foram reativados durante toda a estruturação e sedimentação da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho, 1996).

4.1.4 Mineralizações auríferas do Tapajós

Barbosa (1966, em Silva, 1982) é o primeiro a associar a fonte do ouro do Tapajós às rochas do embasamento. Santos *et al.* (1975) e Silva (1982) acreditam que os sistemas que originaram os principais lineamentos da região estejam associadas as remobilizações auríferas. As intrusões de granito, falhas e frentes de migmatização teriam remobilizado o ouro, reconcentrando-o e depositando-o nas zonas de cisalhamento.

Pessoa *et al.* (1977, em Silva, 1982) consideram as mineralizações de ouro da Região do Tapajós associadas a terrenos do tipo *greenstone belt*.

Segundo Silva (1984) estudos feitos pelo DNPM indicam que o ouro está também intimamente relacionado a rochas ácidas, principalmente às do plutonismo Uatumã. Ouro associado a quartzo e *chert* também é encontrado, apresentando, algumas vezes, disseminação de sulfetos.

Faraco *et al.* (1996) listam as ocorrências de mineralizações auríferas da Província do Tapajós segundo conjuntos litológicos (TABELA 4.3).

São reconhecidos por Coutinho *et al.* (1998) apenas dois tipos de mineralizações de ouro para a Província: (1) em *lodes*, relacionados ao magmatismo pré-Uatumã e (2) em *porphyry gold*, geneticamente associados ao magmatismo Uatumã.

TABELA 4.3 - Resumo das principais ocorrências de ouro da Província Mineral do Tapajós e os litotipos associados (Faraco *et al.*, 1996).

Conjuntos Litológicos	Região	Características
Rochas de médio grau metamórfico	Bom Jardim, Cuiú-Cuiú, Pacu, Crepori e Marupá	Veios encaixados em rochas gnáissicas da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú com direção preferencial NW-SE, em zonas de cisalhamento e <i>stockworks</i> . Espessuras variadas (milimétricas a métrica) dos veios
Seqüências metavulcano-sedimentares	Garimpo Seta de Ouro/Cutijuba	A única ocorrência está associada a Suíte Metamórfica Jacareacanga, onde o ouro está em veios de direção NNW-SSE e N70°E, controlados por zonas de cisalhamento NW-SE
Suítes Básicas proterozóicas (Suíte Intrusiva Ingarana)	Garimpo do Davi	É a única ocorrência. O ouro ocorre em veios de quartzo NE-SW, no contato com o granito da Suíte Intrusiva Maloquinha
Suítes Ácidas proterozóicas	Áreas de Penedo, Bom Jardim, Cuiú-Cuiú, Mamoal, Rio Novo, Crepori, Marupá, Alto Rio Novo, Madalena e Carro Velho	São as mineralizações mais freqüentes na Província. Controladas por zonas de cisalhamento, são filoneanas e raramente ocorrem <i>stockworks</i> (garimpo do Batalha). Os veios não ultrapassam 1,5 m, com direções NE-SW para as áreas de Penedo e Bom Jardim e NW para as áreas localizadas no centro-sul da Província
Suítes Vulcânicas proterozóicas	Bom Jardim, Cuiú-Cuiú e Rio Jabuti	Ocorrem nos domínios das rochas vulcânicas do Grupo Iriri, em veios tabulares com espessuras de centímetro a metro com direções variadas.
Mineralizações aluvionares	230 jazimentos em toda a área da Província	As ocorrências estão distribuídas preferencialmente no âmbito das suítes intrusivas ácidas proterozóicas

Coutinho *et al.* (1996) realizam estudos nos garimpos do Batalha e do Davi. No garimpo do Batalha há predomínio de rochas félsicas e as mineralizações estão encaixadas em granitóides, possivelmente da Suíte Intrusiva Maloquinha. Na área do

garimpo do Davi as rochas encaixantes da mineralização variam desde gabronorito até monzogranito, caracterizando uma associação magmática correlacionável ao magmatismo Cacoal-Ingarana. Na área do Batalha as zonas de alteração são potássicas e a interação fluido-rocha foi menos efetiva que na área do garimpo do Davi. Este fato, provavelmente, está relacionado com a competência das encaixantes, que controlaram a percolação dos fluidos mineralizantes nas rochas.

Segundo Coutinho *et al.* (1997) as ocorrências de ouro em rochas granitóides, estão associadas a veios de quartzo epitermais/mesotermiais, que podem estar relacionadas as mineralizações do tipo *porphyry gold*.

Trabalhando também no Davi, e no garimpo Joel, Dreher *et al.* (1998) encontram evidências de depósitos epitermais adularia-sericita. No garimpo Davi, foi encontrado adularia em veios de quartzo mineralizados em Au, que ocorrem a partir de 20 m de profundidade e tem como encaixante rochas máficas da Suíte Intrusiva Ingarana. No garimpo do Joel, a adularia ocorre em pequenos veios de quartzo mineralizados encaixados em um estreito dique de diabásio a 10 m de profundidade. Tanto no Davi como no Joel, as rochas máficas estão hospedadas em granitos rosados (Maloquinha?), que, segundo os autores, devem ser do Paleoproterozóico. Este tipo de mineralização em granitos róseos cortados por rochas máficas, parece ser comum.

Areneda *et al.* (1998) descrevem as principais características de alguns prospectos da província, trabalhados pela empresa Barrick do Brasil, quais sejam:

- (1) Prospecto Castelo dos Sonhos: rochas sedimentares metamorfisadas termalmente à fácies anfibolito por intrusões ácidas, apresentam ouro livre associado principalmente a conglomerados, sem relação com as intrusões;
- (2) Prospecto Patrocínio: as mineralizações auríferas estão associadas a corpos subvulcânicos e intrusivos, de composição monzogranítica a sienogranítica que ocorrem próximo ao cruzamento de grandes lineamentos NW, NE, e NS. A alteração hidrotermal está representada por sericitização, sulfetação e, subordinadamente cloritização, dessilicificação e potassificação e há enriquecimento supergênico;
- (3) Prospecto Pista Nova: as mineralizações estão restritas a níveis superficiais de oxidação, sendo caracterizadas por veios e *stockworks* de quartzo com hematita e magnetita;
- (4) Prospecto Limão: a mineralização relaciona-se a rochas de composição

sienogranítica a sienítica, com intensa sulfetação, além de dessilicificação, potassificação e incipiente cloritização.

Almeida *et al.* (1998) estudam algumas mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido e intermediário do Grupo Iriri. Nos garimpos 12 de outubro, Seta de Ouro e São Félix há o predomínio de riolito a riodacito tufáceos e brechas, localmente associados a granitóides do evento Uatumã, com veios de quartzo sulfetados (com direções E-W e NNE-SSW) e estruturas *stockworks*. Também ocorrem andesito-basalto mineralizados em ouro com amígdalas de carbonato e calcedônia. No garimpo Maranhense aflora um andesito pórfiro recortado por veios de epidoto, clorita, quartzo e pirita, que aumentam consideravelmente em quantidade na direção do contato com os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari. Nos garimpos CVA e Chico Torres, corpos de riolito, dacito e granitóide são intersectados por veios de quartzo sulfetado concordante ao sistema de fraturas N-S/55E. Tufos ácidos ocorrem cisalhados e silicificados em sistema rúptil-dúctil de direção NW-SE. Para os autores, apesar de existirem rochas vulcânicas distintas temporalmente e geneticamente, as mineralizações estão associadas, em sua maioria, a um único evento, pois têm como características comuns à presença constante de veios de quartzo sulfetados encaixados em um sistema de fraturas NNE-SSW e E-W, associado a zonas de cisalhamento rúptil-dúctil com direção NW-SE.

Quadros *et al.* (1999) afirmam que as mineralizações nos garimpos Mamoal, Serra Verde, Marupá, Ouro Mil e Conceição ocorrem também devido à associação existente entre veios de quartzo e diques de rochas básicas indiferenciadas hidrotermalizados.

Souza *et al.* (1999), descrevem as ocorrências de ouro no garimpo Mariana-Pindaré, no Município de Jacareacanga, sendo que as mineralizações primárias estão representadas por veios quartzosos, e secundária é laterítica. Ambas ocorrências associam-se a monzogranito da Suíte Intrusiva Parauari.

Almeida *et al.* (1999a) afirmam que, em geral, os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha são estéreis. Há exploração local e em pequena escala no contato entre os granitos e as encaixantes ou diques básicos. Porém os autores acreditam que estes granitóides podem estar associados a remobilização do ouro em escala regional.

Rosa Costa & Carvalho (1999) estudaram mineralizações auríferas associadas as Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e Suíte Intrusiva Criporizão, e concluem ser depósitos

do tipo *lode*, com veios de quartzo instalados em zonas de cisalhamento.

O estudo de Dreher *et al.* (1999) em texturas de quartzo de veios hospedados em granitóides, rochas vulcânicas e diques máficos e a caracterização de brechas hidrotermais indicam que as ocorrências de ouro pertencem em geral a zonas intermediárias de sistemas epitermais. Não há, por enquanto, evidências da presença de zonas superiores (estéreis) deste tipo de sistema epitermal, o que pode ser explicado por erosão dos topos das pilhas vulcânicas. A abundância de veios aflorantes de quartzo com textura em pente e sacaroidal observado em granitóides podem ser associados às zonas mais profundas do sistema. A erosão parcial ou total dos sistemas epitermais da região poderia explicar desta forma a enorme quantidade de ouro lavrado nos aluviões da Província.

Oliveira *et al.* (1999), estudando mineralizações auríferas em talco xistos pertencentes a uma seqüência metavulcano-sedimentar de fácies xisto-verde correlacionável a Suíte Metamórfica Jacareacanga na região do rio Amana, descrevem ouro livre ou associado a sulfetos em veios de quartzo contidos em zonas de cisalhamento, disseminado em rochas básicas e no contato das rochas básicas com o granito da encaixante.

Klein *et al.* (1999) detalham a geologia e o controle estrutural de algumas ocorrências de ouro das folhas Vila Riozinho e Rio Novo e concluem que as mineralizações, mesmo as aluvionares, se distribuem nas proximidades das grandes estruturas, em suas inflexões e cruzamentos, e próximos a contatos litológico.

Há algumas datações que podem refletir a idade das mineralizações. A idade isocrônica Rb-Sr de 1.732 ± 82 Ma obtida por Tassinari (1996) em minerais provenientes da lavra da Mineração Crepori pode refletir a idade de mineralizações do tipo *lode* associada ao Diabásio Crepori (Quadros *et al.*, 1999). Santos *et al.* (1997) datam através do método Pb-Pb, pirita, calcopirita, galena e esfalerita do garimpo do Davi e obtêm idade de 1.830 ± 33 Ma.

Klein (1999) estuda as inclusões fluidas em quartzo de veio do garimpo Guarim, na região de Cuiú-Cuiú, que, segundo o autor, apresentam características físico-químicas semelhantes às descritas para fluidos metamórficos ($\pm$ magmáticos) geradores de depósitos mesotermiais do tipo *lode* em terrenos de idade arqueana e cenozóica por Groves & Foster (1996).

Jacobi (1999) descreve um sistema epitermal do tipo Au-Cu-Mo em vulcânicas

ácidas, que, segundo o autor, apresenta feições comuns aos depósitos epitermais do tipo Olympic Dam (ouro e cobre associados a óxido de ferro, especialmente magnetita), mas as feições típicas listadas por Jacobi na formulação deste modelo não são exclusivas de depósitos Olympic Dam.

Corrêa Silva *et al.* (2000a, b), estudam as mineralizações de ouro associadas ao Suíte Intrusiva Maloquinha no prospecto conhecido como Garimpo do Batalha com base nas amostras de testemunhos de sondagens e caracterizam, petrograficamente, extensas zonas de alterações hidrotermais pervasivas que indicam variações contínuas dos fluidos a partir dos estágios pós-magmáticas. Segundo os autores o evento mais antigo caracteriza-se por alterações sódicas, à qual seguiu-se alteração potássica com microclina, que confere cor vermelho forte às rochas, e superpõe-se alteração propilítica. Os estágios finais podem ter evoluído para alterações sericíticas pervasivas locais, mas este tipo foi bem caracterizado em seu estilo fissural e associado a pequenas zonas de cisalhamento rúpteis. As mineralizações de ouro associam-se predominantemente às alterações propilíticas, mas os maiores teores são observados nas zonas sericíticas e, mais especialmente, em pequenos veios de quartzo, com carbonatos, sulfetos e fluorita associados, com ouro livre de granulação grossa.

Nunes *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (2000), estudando rochas vulcânicas e plutônicas de um prospecto mineralizado em ouro da região do Tapajós, caracterizam um sistema epitermal *high sulfidation* em ignimbritos riolíticos a dacíticos do Grupo Iriri. Esta descoberta confirma a potencialidade da Província para grandes depósitos. Este sistema epitermal *high sulfidation*, o primeiro descrito no Brasil, é objeto desta pesquisa.

4.2 Vulcanismo Ácido e Rochas Piroclásticas

Rochas riolíticas e seus derivados vulcanoclásticos com gênese, texturas e estruturas diversas são as principais encaixantes do sistema epitermal do Prospecto X1, mas a identificação precisa dos protólitos é muito difícil na maioria dos afloramentos devido às intensas transformações causadas pelo hidrotermalismo.

Diferentes depósitos vulcanoclásticos podem condicionar preferencialmente o fluxo hidrotermal e o reconhecimento das principais estruturas e seqüência evolutiva da atividade vulcânica/vulcanoclástica é, desta forma, muito importante para a caracterização do modelo do sistema hidrotermal.

Uma das principais características do vulcanismo ácido é a produção de extensos depósitos piroclásticos, devido à alta viscosidade dos magmas e, por serem seus processos geradores complexos, há uma grande variedade de tipos, texturas e depósitos de rochas piroclásticas.

Com o intuito de melhor descrever os depósitos piroclásticos e as rochas associadas muitos termos foram introduzidos na literatura, mas seus usos imprecisos têm causado muita confusão, uma vez que um mesmo termo pode ter conotação genética, referir-se a um sistema de transporte ou ao tamanho do fragmento.

Por estes motivos, será apresentado adiante uma breve discussão sobre as principais características de vulcanismo ácido, especialmente o riolítico, e de depósitos piroclásticos associados, discutindo termos e sistemas de classificações adotados nesse trabalho de dissertação.

Para estudar e caracterizar as rochas piroclásticas do Grupo Iriri foram utilizados os conceitos reanalisados e sintetizados por Fisher & Schmincke (1984) e Cas & Wright (1987), que se constituem em referências clássicas sobre o assunto, apesar das divergências apresentadas quanto a alguns termos e classificações.

4.2.1 Vulcanismo riolítico

O vulcanismo riolítico é marcado por sua poligeneticidade, ocorrendo em diversos ambientes tectônicos, como rifts, grabens e bacias marginais de continentes e microcontinentes, onde, invariavelmente, resulta em múltiplos pontos de erupção ou vulcões.

Os complexos formados por várias aberturas geram montanhas baixas, compostas por domos e cones de púmice que usualmente elevam-se sobre camadas de ignimbritos suavemente inclinadas.

Os produtos de erupções primárias que caracterizam os vulcões ácidos são explosivos, formando depósitos plinianos (*plinian fall deposits*), volumosos ignimbritos e um pequeno volume de lavas ácidas. Tipicamente os ignimbritos dispõem-se ao redor

das aberturas vulcânicas.

Normalmente ocorrem associados aos vulcões ácidos-intermediários pequenas proporções de rochas basálticas, sob a forma de xenólitos ou, mais comumente, como diques, que atingem a superfície em zonas mais rasas devido à alta densidade e baixa viscosidade características desse tipo de magma.

As alterações e precipitações hidrotermais associadas são quase sempre muito importantes e ocorrem próximas à superfície ou em profundidade. Estas podem gerar importantes depósitos epitermais de ouro e prata.

4.2.2 Terminologia

Fragmentos piroclásticos ou piroclastitos são produzidos por alguns processos conectados com erupções e expelidos através de aberturas vulcânicas, independentes de tamanho, forma ou composição. Fragmentos piroclásticos produzidos na interface magma-água são denominados **fragmentos hidroclásticos**.

Tefra refere-se comumente ao conjunto de fragmentos piroclásticos aéreos ejetados em aberturas vulcânicas.

hialoclastito corresponde a fragmentos vítreos produzidos pela interação com água (*hyaloclastite* segundo Rittmann, 1958, 1962 em Fisher & Schmincke, 1984).

Rocha vulcanoclástica inclui todos os materiais vulcânicos formados por qualquer processo de fragmentação, transportados por qualquer tipo de agente e depositado em qualquer ambiente. Podem estar misturados com outros materiais que não tenham origem vulcânica (Fisher, 1961). As Rochas vulcanoclásticas são divididas em dois grupos: **piroclásticas**, compostas por material exclusivamente de origem vulcânica, e **epiclásticas**, constituídas por piroclásticas trabalhadas por mecanismos vulcânicos e com aporte de sedimentos.

Fisher & Schmincke (1984) dividem os fragmentos piroclásticos em três variedades: juvenis, conatos e acidentais. Cas & Wright (1987), adotam outra divisão, que engloba anterior, qual seja:

a) **Fragmentos juvenis**: são amostras do magma eruptivo e podem estar ou não cristalizado, dependendo do histórico pré-erupção. Bombas, púmice, lápili, cinzas e fragmentos vítreos são característicos dessa variedade.

b) Cristais: corresponde a cristais e fragmentos angulares de cristais liberados durante a explosão. Provêm de magmas porfíricos e fragmentos, formando discretos componentes em depósitos piroclásticos. São comumente corroídos ou atacados pela matriz vítrea presente nos depósitos piroclásticos magmáticos. O crescimento relativamente livre de minerais dentro do magma permite o desenvolvimento de cristais euhedrais, característica esta muito utilizada para identificar rochas vulcânicas e, conseqüentemente, piroclásticas. Estes comumente estão quebrados ou fraturados, devido à movimentação do fluxo piroclástico e pelo alívio de pressão durante a erupção e são usualmente constituídos por quartzo bipiramidal, biotita pseudohexagonal, plagioclásio, sanidina, olivina, piroxênio e anfibólio euhedrais. Os cristais presentes em rochas piroclásticas podem ser derivados da desagregação de fragmentos líticos mas, nesse caso, são cristais não juvenis e podem ser chamados de xenocristais.

c) Fragmentos líticos: São divididos em:

- líticos conatos: são magmáticos juvenis e não possuem vesículas;
- líticos acessórios: são considerados acessórios fragmentos de rochas indiretamente associadas ao evento vulcânico tais como rochas mantélicas e intensamente hidrotermalizadas. São típicos desse grupo fragmentos de peridotito, de andesito e de rochas intensamente hidrotermalizadas, todos comumente chamados de xenólitos;
- líticos acidentais: são clastos oriundos da rocha encaixantes, sendo também chamados de xenólitos.

Além desta classificação genética, os fragmentos podem ser classificados segundo tamanho e angulosidade, classificação esta estabelecida por Fisher (1961 e 1966), semelhante às adotadas para sedimentos e rochas sedimentares (TABELA 4.4).

Outros termos comuns são:

- **Púmice:** corresponde a um tipo de fragmento juvenil, comum em erupções magmáticas explosivas de magmas ácidos a intermediários. São normalmente claros, muito ricos em vesículas e, quando originados de magmas porfíricos, podem possuir cristais vulcanoclásticos como componentes (Cas & Wright, 1987) (FIGURA 4.4). Devido à presença de vesículas, tem baixa densidade, podendo flutuar em água. Esta característica, associada a variações de tamanho e forma, pode originar estratificações

granodecrescente ascendente nos depósitos piroclásticos ou constituir um estrato em depósitos epiclásticos.

- **Escória (*scoria*)**: termo utilizado inicialmente pra fragmentos vesiculados de basalto a basalto andesítico. Atualmente é usado como um termo geral para todos os fragmentos vesiculados de cor escura de composição básica a intermediária.

- **Fragmento vítreo**: é utilizado para clastos microscópicos de composição vítrea. Quando originado de basaltos são denominados **sideromelana**, que possui, quando não alterada, coloração escura e é normalmente associada a atividades freatomagmáticas. Os fragmentos denominados de *glassy shards* ou somente *shards* são característicos de erupções de magmas ácidos e podem apresentar-se deformados plasticamente e soldados. Comumente possuem forma de Y, derivada de restos de paredes de bolhas destruídas ou junção de bolhas adjacentes da vesiculação (FIGURA 4.4). Processos como choque térmico ou rápido resfriamento durante erupção hidroclástica podem gerar pequenas partículas de vidro, mas sem a presença de vesícula. Estes hialoclastitos oriundos de magmas ácidos possuem abundantes quebras em forma de mosaico (*mosaic cracks*) devido ao rápido resfriamento. Muitos destes fragmentos vítreos não vesiculares são gerados pela quebra de material vítreo/magma que ocorre em decorrência ao choque térmico no contato magma/água (Fisher & Schmincke, 1984).

TABELA 4.4 - Limites granulométricos de fragmentos piroclásticos e agregados piroclásticos (Fisher, 1961e 1966).

GRANULOMETRIA (mm)	FRAGMENTOS PIROCLÁSTICOS		NOME DO AGREGADO INCONSOLIDADO	NOME DO AGREGADO LITIFICADO
	arredondado	angular		
64	bomba	blocos	aglomerado	aglomerado brecha piroclástica
2	lápili		depósito de lápili	pedra de lápili (<i>lapillistone</i>)
1/16	cinza grossa		depósitos de cinza grossa	tufo grosso
	cinza fina		depósitos de cinza fina	tufo fino

Neste trabalho o termo **fragmento vítreo** será utilizado exclusivamente para fragmentos de magma ácido (*glassy shards* e *shards*), deixando o termo sideromelana para os fragmentos vítreos de composição básica.

Embora haja algumas variáveis afetando a forma de fragmentos vítreos, Izett (1981, em Fisher & Schmincke, 1984) apresenta evidências que mostram que fragmentos do tipo púmice tendem a se desenvolver em magmas riolíticos de viscosidade relativamente alta e em temperaturas menores que 850° C e os fragmentos vítreos em **forma de Y** tendem a se formar em magmas riolíticos de baixa viscosidade, em temperaturas superiores à 850° C.

FIGURA 4.4 – Formas de fragmentos vítreos e púmice (Fischer & Schmincke, 1984).

4.2.3 Depósitos piroclásticos

A observação de diversos tipos de erupção e de regimes deposicionais associados em eventos vulcânicos recentes possibilitou a caracterização de diferentes depósitos piroclásticos, importantes para a compreensão de depósitos antigos.

Fisher & Schmincke (1984) dividem os depósitos, com bases genéticas, em dois tipos:

- (1) depósitos de fluxo piroclástico (*pyroclastic flow deposits*),
- (2) depósitos de onda piroclástica (*pyroclastic surge deposits*).

Cas & Wright (1987) e Hibbard (1995) acrescentam mais um tipo: depósitos de queda piroclástica (*pyroclastic fall deposits*).

a) Depósitos de fluxo piroclástico (*pyroclastic flow deposits*)

São depósitos formados pela descida controlada gravitacionalmente, em grande velocidade e junto à superfície da estrutura vulcânica, de material piroclástico constituído por alta concentração de partículas sólidas dispersas em gás incandescente, e, em algumas situações, parcialmente fluidizado.

Estes depósitos têm caracteristicamente a estrutura maciça e pobre seleção do material, mas a superposição de vários fluxos pode produzir estratificações. São formados por uma corrida de fragmentos de lava gerados pela quebra ou brechação de um domo instável ascendente ou pela corrida de lava devido à inclinação da vertente de um vulcão. Outros termos utilizados são *lava debris flow*, *hot avalanche deposits*, e *nuées ardentes*.

Fluxo de lava é comumente observado durante formação em cones vulcânicos andesíticos, ocorrendo também associados a magmas ácidos, porém, neste caso formando edifícios vulcânicos de pequenas dimensões.

Um depósito de fluxo piroclásticos pode se formar também pelo colapso da coluna de erupção, mas para isto é necessário que a densidade das partículas seja maior que a densidade atmosférica, gerando, conseqüentemente, um fluxo gravitacional. Caso contrário as cinzas vão sofrer fracionamento eólico e gerar depósitos de queda piroclástica.

Comumente os depósitos de fluxo são compostos por mais de uma unidade de fluxo e geradas por um ou mais eventos eruptivos, cujos registros são singulares.

As observações de eventos vulcânicos modernos permitiram o reconhecimento de três tipos de depósitos de fluxo piroclástico (FIGURA 4.5):

- **Depósitos de fluxo de blocos e cinzas (*block-and ash-flow deposits*):** são topograficamente controlados, mal selecionados, com matriz de cinzas e grandes blocos de fragmentos líticos conatos não vesiculares, com dimensões que chegam a ser superiores a 5 m. Depósitos dessa natureza são composto apenas por uma litologia.

- **Depósitos de fluxo de escória** (*scoria-flow deposits*): da mesma forma que anterior são controlados pela topografia, mal selecionada, com quantidades variáveis de cinzas de composição basáltica a andesítica, e clastos de lápili vesiculares, podendo conter circunstancialmente fragmentos líticos conatos não vesiculares.

- **Depósitos de fluxo de púmice** (*pumice flow deposits*) ou **ignimbrito**: são depósitos maciços, tipicamente mal selecionados, contendo variáveis quantidades de cinza, lápili-púmice e de blocos arredondados, além de clastos líticos. Comumente apresenta uma ou mais zonas de material soldado.

b) Depósitos de onda piroclástica (*pyroclastic surge deposits*)

Estes depósitos são caracterizados pela baixa concentração de partículas e sinais de turbulência. Hibbard (1995) descreve as ondas piroclásticas (*pyroclastic surge*) que originam este tipo de depósito como um anel inflado formado por partículas dispersas em uma matriz de voláteis quentes que se move em grande velocidade e de forma turbulenta, de baixo para cima, em direção a coluna de erupção, a partir da abertura vulcânica. A formação desse tipo de depósito ocorre em três situações associadas a erupções freatomagmáticas e a depósitos de fluxo e queda piroclástica, quais sejam:

- **Depósitos de onda de base** (*base-surge deposit*): depósitos estratificados, laminados, por vezes maciços, de grande espessura (>100m), contendo fragmentos juvenis, clastos líticos, cinzas e cristais.

- **Depósitos de onda terrestre** (*ground-surge deposits*): depósitos estratificados de pequena espessura (< 1m) formados por partículas mais densas que os constituintes do anterior.

- **Depósitos de onda de cinzas** (*ash-cloud surge deposits*): depósitos estratificados de pequena espessura (< 1m) formados por cinzas e que se posiciona no topo e nas laterais de depósitos de fluxo piroclástico.

c) Depósitos de queda piroclástica (*pyroclastic fall deposits*)

Depósitos de queda são formados por materiais ejetado de colunas de erupção formadas por nuvens aquecidas de tefra e gases. A geometria e o tamanho dos

fragmentos refletem a altura da coluna de erupção, além da velocidade e direção dos ventos. Os grandes fragmentos, chamados de **clastos balísticos** (*ballistic clasts*), não são afetados por ventos e normalmente seguem trajetórias balísticas, concentrando-se próximo a abertura. Estes depósitos são normalmente acamadados, em leitos de espessura uniformes que acompanham a topografia. Diferentemente dos demais depósitos piroclásticos, geralmente mal selecionados, os de queda são relativamente bem selecionados devido ao fracionamento eólico durante o transporte. Podem apresentar estratificação ou laminação devido a variações ou pulsos durante a erupção mas sem apresentar truncamentos.

São divididos, baseando-se na altura da coluna de erupção, dispersão e fragmentação das partículas em: (1) havaiano, (2) stromboliano, (3) sub-pliniano, (4) pliniano, (5) vulcaniano (6) ultrapliniano (FIGURA 4.6).

Os tipos **havaiano e stromboliano** são produtos de magmas basálticos ou próximo a essa composição. O **pliniano** é produto de explosões de magmas de alta viscosidade variando entre composições andesíticas, riolíticas, fonolíticas e traquíticas. O **sub-pliniano** é produtos de vulcões ou estratovulcões riolíticos. O **vulcaniano** é de composição intermediária (basáltico-andesítico, andesítico, dacítico). O tipo **ultrapliniano** foi um termo criado por Walker (1980 em Cas & Wright, 1987) para descrever os depósitos plinianos de Taupo, Nova Zelândia, de composição ácida. Os tipos **surtseyano e phreatopliniano** são gerados em contato com água, sendo que o primeiro é produto de rochas basálticas e o segundo, riolíticas.

Em relação à litologia, os depósitos de queda piroclástica podem ser divididos em três grupos:

- **Depósitos de queda de escória** (*scoria fall deposit*): predominam em magmas basálticos e andesíticos vesiculados e são característicos de atividades explosivas do tipo havaiano e stromboliano.
- **Depósitos de queda de púmice** (*pumice fall deposits*): são compostos por magmas viscosos vesiculares (andesito a riolito, fonólito a traquito) e estão associados a atividades plinianas a ultraplinianas. Predominam fragmentos líticos e de púmice superiores a 64 mm e, com base no tamanho dos fragmentos (TABELA 4.4) a maioria dos depósitos de púmice poderiam ser denominados de depósitos de lápili-púmice (*pumice lapili deposits*), tanto os de fluxo piroclástico como os de queda piroclástica.

FIGURA 4.5 - Seções idealizadas dos três principais tipos de depósitos de fluxo piroclástico: (a) depósitos de fluxo de blocos e cinzas, (b) depósitos de fluxo de escória e (c) depósito de fluxo de púmice (Cas & Wright, 1987).

FIGURA 4.6 - (a) Gráfico Dispersão X Fragmentação usado para caracterizar diferentes tipos de depósitos de queda piroclástica. (b) Ilustração mostrando o gráfico (a) em função da coluna de erupção e do grau de fragmentação do magma (Cas & Wright, 1987).

- **Depósitos de queda de cinzas** (*ash fall deposits*): podem ser formados por um amplo espectro de processos piroclásticos, ocorrem normalmente como depósitos distais aos de escória e de púmice e suas características dependem do processo de fracionamento eólico.

4.2.4 Classificação de rochas piroclásticas

A maioria das classificações de rochas e depósitos piroclásticos utiliza-se de uma nomenclatura genética que representa os mecanismos de fragmentação, transporte e deposição, porém não podem ser seguramente utilizados para depósitos de vulcanismo antigo devido a pobre exposição, ausência de contatos, intemperismo, alteração, metamorfismo e deformação comumente presentes nesse tipo de depósito.

A nomenclatura recomendada pelo IUGS (Schmid, 1981) (TABELA 4.5) tem como objetivo a classificação de seções vulcânicas modernas. Para Cas & Wright (1987) essa classificação tem aplicação apenas para amostras de mão e em descrições petrográficas, e não acrescenta significativas mudanças na classificação de Fisher (1966) (TABELA 4.4 e FIGURA 4.7).

TABELA 4.5 - Classificação granulométrica de fragmentos piroclásticos e de depósitos piroclásticos bem selecionados e unimodais (Schmid, 1981).

TAMANHO DO CLASTO (MM)	FRAGMENTO PIROCLÁSTICO	DEPÓSITO PIROCLÁSTICO	
		INCONSOLIDADO	CONSOLIDADO
		tefra	rocha piroclástica
64	bloco, bomba	aglomerado	aglomerado,
		tefra de bloco	brecha piroclástica
2	lápili	tefra de lápili	pedra de lápili (<i>lapillistone</i>)
1/16	cinza grossa	cinza grossa	tufo de cinza grosso (<i>coarse ash tuff</i>)
	cinza fina (<i>dust</i>)	cinza fina <i>dust</i>	tufo de cinza fino (<i>fine ash tuff or dust tuff</i>)

Cas & Wright (1987) classificam os depósitos modernos de duas formas: (1) classificação genética e (2) classificação litológica.

A classificação genética de um depósito é em parte deduzida de sua litologia, mas considera também a geometria e as relações de campo. Essa classificação está associada aos três tipos de depósitos já citados.

Os critérios para a classificação litológica são:

- granulação e sua distribuição geral no depósito (TABELA 4.4)
- os tipos de fragmentos constituintes (TABELA 4.6)
- grau e tipo de soldagem.

TABELA 4.6 - Sumário dos componentes dos depósitos piroclásticos (Wright *et al.*, 1980, em Cas & Wright, 1987).

(a) DEPÓSITOS DE FLUXO E ONDA PIROCLÁSTICA

TIPO DE FLUXO OU ONDA	COMPONENTES ESSENCIAIS		OUTROS COMPONENTES
	VESICULAR	NÃO VESICULAR	
fluxo ou queda de púmice	púmice	cristais	líticos acessórios e acidentais
fluxo ou queda de escória	escória	cristais	líticos conatos, acessórios e acidentais
fluxo ou queda de blocos e cinzas	clastos juvenis pouco a moderadamente vesiculados	líticos conatos e cristais	líticos acidentais

(b) DEPÓSITOS DE QUEDA PIROCLÁSTICA

TAMANHO PREDOMINANTE	TIPO	COMPONENTES ESSENCIAIS		OUTROS COMPONENTES
		VESICULAR	NÃO VESICULAR	
> 64mm	aglomerado brecha	púmice ou escória	líticos conatos ou acessórios ou ambos	líticos conatos e acessórios
> 2mm	depósito de lápili	púmice ou escória	líticos conatos ou acessórios ou ambos	cristais
< 2mm	depósito de cinzas	púmice ou escória	cristais e/ou líticos conatos e/ou acessórios	

No caso de seqüências vulcânicas antigas é necessário um outro tipo de abordagem no intuito de classificar as rochas e depósitos piroclásticos envolvidos. Esta abordagem deve ser mais objetiva e menos genética para possibilitar uma visão geral das unidades e suas características litológicas.

Em relação à rochas litificadas, vários são os fatores que modificam a textura original e a mineralogia, em graus variados, dificultando a classificação, tais como: devitrificação, recristalização, cristalização de novos minerais durante a diagênese e baixo grau de metamorfismo, e deformação. Para essas rochas Cas & Whright (1987)

recomendam a utilização da classificação não genética de Fisher (1961, 1966) (TABELA 4.4), adotada nessa pesquisa.

Cas & Wright (1987) discutem a utilização de termos com aglomerado, brecha vulcânica e tufo no estudo de antigas sucessões vulcânicas.

Segundo esses autores, **aglomerado** é um depósito piroclástico grosso, composto em grandes proporções por bombas vulcânicas ($> 64\text{mm}$) de formas arredondadas, com estruturas de fluxo. A rigor o termo implica em depósitos de queda piroclástica (*fall deposits*) e são bons indicadores da proximidade da abertura vulcânica. O problema está em usar esse termo para qualquer brecha vulcânica pois, de forma errada, poderia sugerir uma distância em relação ao cone vulcânico uma vez que esse termo tem fortes implicações genéticas. **Brechas vulcânicas** são da mesma forma fragmentos $>64\text{ mm}$, na maioria das vezes próximas à aberturas vulcânicas. São distinguidas dos aglomerados por serem constituídas por fragmentos associados à depósitos de fluxo piroclástico. Essas definições foram adotadas nesta de dissertação de mestrado.

Para Fisher & Schmincke (1984), brechas vulcânicas tem um amplo significado que abrange todas as rochas vulcanoclásticas compostas predominantemente por partículas vulcânicas angulares maiores que 2 mm . Para esses autores, aglomerado é um agregado soldado constituído predominantemente por bombas.

Existe um consenso para o termo tufo. Por definição **tufo** é o equivalente a cinzas litificadas. Tanto cinza como tufo são termos genéticos e devem ser aplicados à agregados que indicam fragmentação e deposição por processos piroclásticos e com granulação $< 2\text{mm}$. Dependendo das proporções de lúpili ($< 10\%$) pode-se utilizar os termos lúpili-cinza (*lapilli ash*) ou lúpili-tufo (*lapilli tuff*). Se houver compreensão do processo piroclástico envolvido, termos como ignimbrito, tufo de queda aérea (*air-fall tuff*) e tufo de base de onda (*base-surge tuff*) podem ser usados.

A classificação de Schmid (1981) é amplamente utilizada para descrever tufos e cinzas (FIGURA 4.8) e tem como base o conteúdo de fragmentos vítreos, líticos e de cristal presentes.

Cinzas e tufos ricos em cristais têm sido documentados nos três tipos de depósitos principais (de queda, de fluxo e de onda piroclástica).

FIGURA 4.7 - Classificação de rochas piroclásticas com base na porcentagem e no tipo de fragmentos de piroclásticos (Fisher, 1966).

FIGURA 4.8 - Classificação de tufos e cinzas em vítreos, líticos e de cristais com base no conteúdo e tipo de fragmentos (Schmid, 1981).

Os ignimbritos normalmente possuem cristais contidos. Isto reflete o grau de cristalização antes da erupção; para ignimbritos enriquecidos em cristais (*crystal-rich ignimbrites*) isto provavelmente implica alto nível cristalização ou câmaras magmáticas em níveis crustais rasos.

Tufos soldados (*welded tuff*) são registros geológicos comuns sendo chamados de ignimbritos ou tufo de fluxo de cinzas (*ash-flow tuff*), implicando numa deposição associada a fluxo piroclástico (*pyroclastic flow*), ou tufo de cinza aérea soldado (*welded air-ash tuff*) associados a depósitos de queda piroclástica (*pyroclastic fall*).

4.2.5 Ignimbrito

Durante anos esse termo tem sido mal empregado. Isto se deve a definição imprecisa feita por Marshall (1935 em Cas & Wright, 1987 e Fisher & Schmincke, 1984) que introduziu esse termo para descrever rochas piroclásticas da Nova Zelândia compostas por fragmentos vítreos, púmice e cristais depositados sob alta temperatura.

A confusão existe porque em alguns casos esse termo é usado para se referir a tufos soldados (*welded tuff*) e em outros tem um sentido genético, referindo-se a depósitos formados por fluxo piroclástico e ignimbritos.

Para Cas & Wright (1987) não é correto utilizar o termo ignimbrito para se referir a tufos soldados pois há ignimbritos com zonas não soldadas. A ocorrência de soldagem tem sido ocasionalmente citada como uma evidência de fluxo piroclástico e por isso o termo vem sendo usado em ambos os casos. Mas a soldagem (*welding*) não deve ser considerada uma característica fundamental de ignimbritos.

Sparks *et al.* (1973) definem ignimbrito como uma rocha formada por fluxo de púmice piroclástico (*pumiceous pyroclastic flows*), independentemente do grau de soldagem. Baseando-se no suposto domínio de partículas de tamanho de cinza (< 2 mm) num fluxo piroclástico, Smith (1960) e Ross & Smith (1961) introduzem o termo **tufo de fluxo de cinza** (*ash flow tuff*), muito consagrado na literatura.

Algumas vezes se utiliza o termo nuvem ardente (*nuée ardente*) para ignimbritos, assim como para outros tipos de fluxos piroclásticos, mas esse termo está em desuso por haver termos mais específicos associados à nuvens ardentes, como onda de cinzas (*ash cloud surge*) e depósitos de queda de cinzas (*ash fall deposits*).

Os ignimbritos, comuns em todos os ambientes tectônicos, são gerados em fissuras lineares ou em anel e na abertura vulcânica central à qual relaciona-se. As composições mais comuns são riolíticas, dacíticas e andesíticas. Os mais volumosos ignimbritos são riolíticos.

Estudos estratigráficos de ignimbritos e análises interpretativas de erupções associadas indicam uma seqüência comum de atividades associadas à sua formação (FIGURA 4.9).

- a) fase pliniana gerando depósitos de púmice de queda (*pumice fall deposits*)
- b) fase de fluxo piroclástico produzindo ignimbrito e piroclásticas de onda (*pyroclastic surge*)
- c) fase efusiva produzindo lava.

Wright & Walker (1977) são os primeiros a descrever **brechas co-ignimbríticas**, geradas pela coluna eruptiva, que fazem parte do ignimbrito, pois são geradas no mesmo processo e são caracterizadas pela riqueza em fragmentos líticos. Muitas brechas semelhantes são reconhecidas, algumas sustentadas por fragmentos líticos e outra por matriz ignimbrítica às quais podem ser denominadas co-ignimbríticas. As relações entre estas brechas e os ignimbritos são complexas como pode ser observado no exemplo da figura FIGURA 4.10.

Segundo Cas & Wright (1987) há dois tipos de brechas ignimbríticas proximais:

- **Tipo 1:** ocorre próximo a abertura e equivale a uma zona de concentração de fragmentos líticos, caracterizada pela segregação destes através do fluxo. Druitt & Sparks (1982 em Cas & Wright, 1987) propõe para esse caso o termo brechas co-ignimbríticas de abandono (*co-ignimbrite lag breccias*);

- **Tipo 2:** nesse tipo a segregação de fragmentos líticos dá lugar a uma forte movimentação de fluxo (*pumice flow*) altamente fluidizado. É chamado de brecha basal (*ground breccia*) (FIGURA 4.11).

Nos últimos anos várias descrições de ignimbritos têm incluído cinzas (*air-fall ashes*) sincrônicas a deposição de ignimbritos. São chamadas de **cinzas co-ignimbríticas** (*co-ignimbrites ash falls*).

É consenso que os ignimbritos são depositados sob altas temperaturas, e processos de soldagem (*welding*), recristalização e alteração devem ocorrer no período de resfriamento.

FIGURA 4.9 - Modelos de colunas de erupção formada durante vulcanismo ignimbrítico: (a) pliniano e (b) formador de ignimbrito (Cas & Wright, 1987).

FIGURA 4.10 - Esquema de uma exposição em Santorini (Grécia) mostrando o quanto pode ser complexa a relação entre brechas e ignimbritos (Druitt & Sparks, 1982, em Cas & Wright, 1987).

FIGURA 4.11 - Modelo para a formação de brechas basais e co-ignimbríticas por colapso da coluna de erupção (Druit & Sparks, 1982, em Cas & Wright, 1987).

Soldagem (*welding*) corresponde a um processo de junção de fragmentos vítreos e de púmice quentes, sob uma carga de compactação. Os principais controles são a viscosidade do vidro vulcânico (que depende da temperatura e composição) e a carga litostática (depende da espessura do depósito). Fragmentos líticos também são afetados. Estudos experimentais indicam que a soldagem de ignimbritos de composição riolítica começa entre 600° C e 750° C, dependendo da pressão de carga e do conteúdo de água do vidro. Em zonas com soldagem achatada, fragmentos juvenis de vidro estirados, chamados de *fiamme*, definem uma foliação planar ou **textura eutaxítica**. Os *fiammes* normalmente não apresentam vesícula. Tufos densamente soldados, que em amostras de mão possuem aspecto vítreo, são chamados de **vitrófiros** (Cas & Wright, 1987).

Segundo Cas & Wright (1987) os *fiammes* indicam um fluxo de massa secundário que ocorre durante a soldagem chamado de **reomorfismo**. Dobras de fluxo são algumas vezes bem desenvolvidas durante a soldagem. Porém alguns autores (Schmincke & Swanson, 1967 e Chapin & Lowell, 1979) sugerem que o estiramento e a soldagem de *fiammes* seja uma feição de fluxo primário durante os estágios finais do fluxo piroclástico. Para Wolff & Wright (1981) estas estruturas são fruto de processos secundários envolvendo primeiro uma deformação compactacional com subsequente fluxo sobre uma vertente. Tufos soldados reomorficos (*rheomorphic welded tuff*) são mais freqüentes em riolitos peralcalinos, devido a sua baixa viscosidade, se comparados aos riolitos cálcio-alcalinos.

Dependendo do grau de soldagem dos ignimbritos, pode-se utilizar termos como **ignimbritos de alto grau** (altamente soldados) e **ignimbritos de baixo grau** (pouco ou não soldados).

Erupções com baixo conteúdo de gás e baixa velocidade de gás resultará em uma coluna de colapso de pequena altura, o que favorece à formação de ignimbritos altamente soldados. Essas mesmas condições não favorecem a presença de cinzas vítreas (*vitric ash*).

O processo de devitrificação, comum em ignimbritos, envolve cristalização *sub-solidus* de vidro meta-estável (Ross & Smith, 1961 e Lofgren, 1970, em Cas & Wright, 1987). A devitrificação, que tem como produtos principais cristobalita e álcali-feldspato, tendem a ocorrer mais intensamente em ignimbritos densamente soldados e de alguma forma protegidos do resfriamento rápido como os na caldeira.

4.2.6 Seqüências vulcânicas antigas

Seqüências vulcânicas antigas usualmente são modificadas em diferentes graus por processos como erosão, alteração hidrotermal, diagênese, metamorfismo e deformação.

Sem unidades resistentes, como lavas e depósitos soldados, são pequenas as chances de preservação de rochas vulcanoclásticas pelo intemperismo e erosão. Estas unidades resistentes porém podem estar desproporcionalmente preservadas em relação a ocorrência original, dificultando o reconhecimento dos processos que os gera.

Os processos que obliteram as estruturas dos corpos e afloramentos e as características petrográficas das rochas podem ser agrupados em conjunto de processos contemporâneos e posteriores a geração das rochas. Estes são sintetizados na TABELA 4.7.

TABELA 4.7 - Eventos pós-deposicionais que influenciam a preservação dos depósitos vulcanoclásticos antigos (Cas & Wright, 1987).

CONTEMPORÂNEOS À DEPOSIÇÃO	POSTERIORES À DEPOSIÇÃO
Alteração hidrotermal polifásica	Alteração hidrotermal prolongada
Devitrificação	Diagênese
Palagonitização	Metamorfismo
Fraturamento hidráulico	Deformação

a) Alteração hidrotermal polifásica

Alteração hidrotermal, segundo a definição de Henley & Ellis (1983), é um termo geral utilizado para mudanças mineralógicas, texturais e químicas nas rochas em resposta as mudanças químicas e termais provocadas pelo contato destas com água, vapores e gases quentes.

A análise dessas alterações é importante uma vez que atuam nas relações texturais e mineralógicas de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas originais, tornando-as mais complexas e, conseqüentemente, dificultando seu reconhecimento.

Algumas dessas alterações podem produzir um efeito aparente de textura clástica. Allen (1988) mostra que rochas paleozóicas australianas interpretadas

inicialmente como piroclásticas ácidas e epiclásticas são, na verdade, lavas ácidas devitrificadas e hidrotermalizadas polifasicamente.

Quando se trabalha com rochas alteradas é importante o reconhecimento de texturas primárias, mesmo que através de relíquias ou fantasmas de texturas. Estes vestígios podem possibilitar o entendimento não somente da origem, mas também afetaram as rochas com a alteração hidrotermal, por exemplo. Dentro desse trabalho de reconhecimento, o estabelecimento de zonas de alteração é uma valiosa ferramenta para a caracterização do sistema hidrotermal associado, e conseqüentemente, para a formulação de modelos prospectivos para a área.

b) Devitrificação

Vidros são termodinamicamente instáveis e comumente sofrem devitrificação pós-erupção. O processo de devitrificação envolve a nucleação e o crescimento de cristalitos fibrosos de quartzo (subordinadamente cristobalita e raramente tridimita) e alcali-feldspatos (Lofgren, 1970, 1971a e 1971b, em Cas & Wright, 1987).

Os esferulitos consistem em um conjunto de fibras radiais de dimensões e formas variadas. Segundo Loufgren (1971a, em Cas & Wright, 1987), a forma dos esferulitos varia com a temperatura. Formas circulares estão associados a temperaturas < 400° C, entre 400°-600° C formam agregados em forma de "nó de gravata" (*bow tie shaped*), e em temperaturas superiores a 700° C tornam-se fibrosos. Carr (1981, em Cas & Wright, 1987) observa que esferulitos ocorrem mais na devitrificação de púmice que na de matriz vítrea.

Devitrificação e hidratação ocorrem através da despolimerização provocada pela água que quebra as pontes de Si-O-Si. A liberação de SiO₄ possibilita a nucleação de quartzo e de feldspato (na presença de álcalis). Loufgren (1971a, em Cas & Wright, 1987) constata que a quantidade de álcalis em solução aumenta com a devitrificação e, em menor grau, com a hidratação.

Em poros, especialmente em zonas não soldadas, cristalização da fase vapor pode ocorrer na forma de tridimita e, menos comumente, cristobalita, alcali-feldspato (usualmente sanidina), hematita e raramente biotita, anfibólios e zeólitas. Isto ocorre contemporaneamente ou posterior a devitrificação. Esses vapores são derivados de

outros, confinados e provenientes de fragmentos juvenis vítreos, ou do aquecimento de água subterrânea, durante o resfriamento ou colocação do ignimbrito.

c) Palagonitização

Quando um magma basáltico é resfriado em contato com água forma-se um vidro marrom pálido a vermelho-amarronzado chamado de sideromelana. Quando negro é chamado de **taquilito** (*tachylite*) (MacDonald, 1972, em Cas & Wright, 1987).

A cor negra do taquilito deve-se a grãos dispersos de magnetita muito finos mas segundo Kawachi *et al.* (1983, em Cas & Wright, 1987) esta coloração é devida a cristalitos de piroxênios gerados por resfriamento rápido.

Estes vidros, especialmente a sideromelana, mudam sua cor para amarelo a amarelo-amarronzado quando hidratados e são denominados **palagonita** (Peacock & Fuller, 1928 e Moore, 1966, ambos em Cas & Wright, 1987).

A alteração palagonítica, que envolve hidratação e troca iônica em vidros basálticos, é um processo pré-metamórfico e deve-se essencialmente à interação água - vidro vulcânico.

d) Fraturamento hidráulico

Se um sistema fluido de subsuperfície desenvolve pressões que excedam a resistência de confinamento da rocha, ele irá desenvolver fraturas ou sistemas de fraturas levando a um mecanismo de brechação da rocha. Esse mecanismo é chamado de fraturamento hidráulico.

As brechas formadas por esses processos possuem geralmente fragmentos angulares com formato de lascas. Dependendo do contexto podem ser confundidas com brechas de depósitos hialoclásticos formada por fragmentos de rápido resfriamento, porém as brechas hidráulicas estão normalmente confinadas a zonas de fraturas. Em fraturas pequenas os fragmentos têm uma estreita relação, como peças de quebra-cabeça (*jigsaw*). Em zonas com fraturas mais bem desenvolvidas os fragmentos podem ser deslocados e muitas vezes rotacionados pelo fluido. Esse fluido é responsável pelas alterações hidrotermais.

e) Diagênese

Diagênese é considerada como um estágio inicial de transformação dos minerais em baixa temperatura e pressão, sob condição que antecede as do metamorfismo de baixo grau, e pode causar significantes mudanças texturais e mineralógicas na rocha.

Seus efeitos são observáveis especialmente no vidro meta-estável e na porosidade da rocha, mas a recristalização granofírica do vidro pode também ser considerada um processo diagênico, segundo Cas & Wright, 1987.

f) Metamorfismo

Metamorfismo produz mudanças mineralógicas e texturais associadas às deformações, o que dificulta o reconhecimento de feições originais da rocha. Porém algumas texturas podem ser reconhecidas através de seus fantasmas, especialmente se o metamorfismo for fácies xisto verde. Texturas como relíquias de fragmentos vítreos e texturas de soldagem tem sido reconhecidas em rochas do fácies xisto verde.

g) Deformação

Comumente associadas ao metamorfismo, as deformações são especialmente responsáveis por mudanças geométricas-espaciais nos depósitos.

Uma questão difícil de se resolver é se algumas alterações precederam deformações ou se algumas deformações geram as alterações.

O reconhecimento de púmice em depósitos piroclásticos antigos pode ser muito difícil por ser, devido a sua porosidade, muito susceptível a modificações químicas (circulação de fluídos e vapores gerando precipitação de materiais ou cristalização de minerais) e mecânicas (compactação e deformação). São mais bem preservados em rochas soldadas.

4.3 Alterações e sistemas hidrotermais

Alteração hidrotermal é um processo complexo que envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais, resultantes da interação de fluidos aquosos quentes com a rocha, sob determinadas condições físico-químicas (Pirajno, 1992).

Um fluido hidrotermal pode apresentar-se como soluções moleculares ou coloidais. Normalmente estão presentes na forma de soluções líquidas tendo água como solvente. Esta solução é quente (50 - 500° C) e contém elementos como Na, K, Ca e Cl e, em menores quantidades, Mg, B, S, Sr, CO₂, H₂S, HN₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au. (Pirajno, 1992).

A água destas soluções hidrotermais pode ser meteórica, marinha, conata, metamórfica ou magmática, mas maioria das soluções hidrotermais é formada água de mais de uma origem. As temperaturas das águas de origem magmática, metamórfica e conata são sempre elevadas enquanto que as de origem meteórica e oceânica são mais baixas, e se aquecem por mistura de águas aquecidas de uma outra fonte ou em contato com rochas quentes (Hibbard, 1995).

As razões isotópicas de oxigênio têm ajudado muito a esclarecer a origem das águas envolvidas em alguns processos hidrotermais. Estas razões, com relação as soluções hidrotermais, são como uma assinatura que indica a origem da água envolvida no processo (Hibbard, 1995).

O processo de alteração hidrotermal ocorre quando fluidos hidrotermais atacam quimicamente os minerais constituintes de rochas ao redor produzindo, ao se reequilibrarem sob novas condições, uma nova assembléia mineral.

Segundo Jensen & Bateman (1981) e Pirajno (1992), os fatores que determinam o tipo e a intensidade de alteração hidrotermal são: (1) características e composição da rocha encaixante, (2) composição do fluido hidrotermal, (3) condições de temperatura e pressão, (4) a concentração, atividade e potencial químico de componentes fluídos tais como H⁺, H₂S, CO₂, O₂, K⁺.

Os principais tipos de alteração hidrotermal são: metassomatismo alcalino, propilítica, fílica, argílica intermediária e argílica avançada.

4.3.1 Metassomatismo do íon hidrogênio, hidrólise e troca de bases

Importante nos processos de alterações hidrotermais, o metassomatismo do íon hidrogênio e hidrólise são fenômenos químicos que envolvem a decomposição iônica de H₂O em H⁺ e OH⁻.

Num processo de alteração hidrotermal H⁺ (ou OH⁻) é consumido durante reações com minerais silicáticos. Água ou ácidos são as principais origens de íons H⁺

em soluções hidrotermais. A conversão de silicatos anhidros para hidros (micas, argilas) é uma reação de hidratação e também consome H^+ , liberando íons metálicos na solução, afetando conseqüentemente o pH desta e sua capacidade de dissolver ou apreender cátions (Pirajno, 1992).

É comum a confusão entre hidrólise e hidratação. Na reação de hidrólise, há consumo de H^+ ou OH^- mudando a razão H^+/OH^- das soluções. A hidratação corresponde a um processo químico de transferência da molécula de água da solução para o mineral, muitas vezes acompanhada de hidrólise. Para melhor esclarecer esta diferença Pirajno (1992) utiliza dois exemplos:

1) Hidrólise: ocorre na alteração do feldspato (um típico exemplo de H^+ metassomatismo), onde há liberação de K^+ e consumo de H^+ :

2) Hidratação: ocorre na conversão de olivina para serpentina:

Igualmente importantes nos processos de alterações hidrotermais são as reações de trocas catiônicas (*exchanges*). O mais típico exemplo é a conversão de microclíneo para albita onde Na^+ substitui K^+ , que se concentra na solução:

Segundo Pirajno (1992) o metassomatismo do íon hidrogênio (metassomatismo de H^+), a hidratação e troca catiônica controlam a estabilidade de minerais silicáticos, o pH das soluções e a transferência de cátions na solução, sendo portanto reponsáveis pelas assembléias minerais propilíticas, argílicas, sericíticas e potássicas comumente observadas em litotipos hidrotermalizados.

Áreas de intensa decomposição hidrolítica ou metassomatismo de H^+ de silicatos são normalmente envolvidas por alteração propilítica, onde a hidratação normalmente com CO_2 subordinado é dominante (Pirajno, 1992).

Reações com feldspatos que ocorrem durante metassomatismo de H^+ são detalhadas por Hemley & Jones (1964, em Pirajno, 1992) por meio de estudos experimentais. Estes autores utilizam soluções aquosas com cloreto e estabelecem reações experimentais para sistemas com K_2O e Na_2O , descritas abaixo:

Sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

A formação de muscovita pode ser expressa da seguinte forma:

Outras reações observadas neste sistema:

Sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

As principais reações desse sistema são:

A oxidação de H_2S leva a formação de ácido sulfúrico (H_2SO_4), um poderoso agente lixiviante e particularmente ativo em ambientes vulcânicos e subvulcânicos de baixas temperaturas. Lixiviação ácida (*acid leaching*) é responsável por alteração argílica comumente vista em depósitos epitermais e em alguns sistemas de pórfiros.

Hemley *et al.* (1969) estudam experimentalmente as relações de estabilidade de um sistema formado por feldspato potássico, muscovita, caolinita e alunita em função da atividade de H_2SO_4 e K_2SO_4 (FIGURA 4.12). Alunita é o mineral chave neste tipo de

alteração hidrotermal que normalmente caracteriza os sistemas epitermais denominados de *high sulfidation* (Hedenquist, 1987 em White & Hedenquist, 1990) e que, normalmente, ocorre associada a opala, caolinita, dickita, sericita, pirofilita e diásporo. A zona de lixiviação (*leaching zone*), comumente observada junto à alunita é enriquecida em sílica residual e apresenta textura porosa (*vuggy silica*).

Reações obtidas experimentalmente por Hemley *et al.* (1969) para o sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-SO_3$ são:

Alunita é tipicamente encontrada em rochas que sofreram um intenso metassomatismo de H^+ , no qual o feldspato é destruído formando muscovita, argilo-minerais e pirofilita. A reação envolvendo feldspato e a formação de alunita é:

Beanes (1982, em Hibbard, 1995) formula um diagrama que relaciona os campos de estabilidade de andalusita, pirofilita, caolinita, muscovita e feldspato potássico, temperatura e concentração de KCl em relação a de HCl (FIGURA 4.13).

Hibbard (1995) ressalta os seguintes aspectos desse diagrama:

- o feldspato potássico é estável a altas temperaturas, e a caolinita a baixas. Desta forma a zona hidrotermal com feldspato potássico tende a distribuir nos arredores da intrusão enquanto a zona da caolinita nas regiões mais distais, e, entre ambas zonas deve concentrar-se muscovita. Este zonamento também ocorre com minerais de minério, sendo que arsenopirita, wolframita e calcopirita associam-se a zonas de temperaturas relativamente altas, enquanto que argentita, cinábrio, estibnita e marcassita cristalizam-se preferencialmente em regiões mais distais e superficiais dos sistemas hidrotermais.

FIGURA 4.12 - Campos de estabilidade do feldspato potássico, muscovita, caolinita e alunita em função de atividades de H_2SO_4 e K_2SO_4 (Hemley *et al.*, 1969).

FIGURA 4.13 - Campos de estabilidade de andalusita, pirofilita, caolinita, muscovita e feldspato potássico em relação a Temperatura e concentração de KCl e HCl (Beane, 1982, em Hibbard, 1995).

- quando a temperatura diminui, o feldspato potássico torna-se instável e pode inicialmente ser substituído por muscovita e posteriormente por caulinita. Estas mudanças, chamadas de seqüência paragenética, estabelecem novos zonamentos superpostos aos mais antigos e são acompanhadas pelos minerais de minério.
- de modo análogo, em condições ácidas, andalusita ou pirofilita podem ser as fases estáveis, ao invés de muscovita e feldspato potássico. A andalusita pode se formar as custas de feldspato potássico pela reação:

4.3.2 Estilos e tipos de alteração hidrotermal

O reconhecimento das assembléias minerais comuns em alguns depósitos de minério estudados, tais como greisens, *skarns* e Cu-pórfiro, possibilitaram o estabelecimento de diversos tipos de alterações hidrotermais.

O estilo da alteração reflete a intensidade, forma e caráter do fenômeno e termos como fraco, moderado, forte, extenso, pervasivo e não pervasivo são muito utilizados na literatura e refletem o estado de preservação da rocha original e sua geometria (Pirajno, 1992).

a) Estilos de alteração hidrotermal

Os principais estilos segundo Pirajno (1992) são descritos abaixo:

- 1) Pervasivo: é caracterizado pela substituição total ou quase total da rocha resultando numa obliteração total ou parcial das texturas.
- 2) Seletivamente pervasivo: refere-se a substituição de minerais específicos, isto é, clorita substituindo biotita, ou sericita substituindo plagioclásio. Neste caso a textura original é preservada. Hibbard (1995) chama esse processo de substituição reativa (*reactive replacement*).
- 3) Não pervasivo: significa que apenas certas porções da rocha foram afetadas pela alteração. Alterações ocorridas em veios e fraturas são exemplos de alterações não pervasivas, muitas vezes chamadas de fissurais.

O estilo de alteração está diretamente associado ao tipo de abertura presente na rocha que possibilita a circulação dos fluídos. Pré-existindo espaços abertos, estes proporcionam uma superfície rochosa que serve como substrato para a precipitação direta de minerais de soluções hidrotermais (Jensen & Bateman, 1981 e Hibbard, 1995).

Jensen & Bateman (1981) descrevem detalhadamente os tipos de aberturas que permitem a circulações de fluidos tais como poros, planos de bandamento, vesículas, fraturas de resfriamento, brechas ígneas, fissuras, zonas de cisalhamento e aberturas vulcânicas.

b) Tipos de alteração hidrotermal

A maioria dos processos hidrotermais está relacionada a atividades de álcalis e hidrogênio, normalmente representados pela razão aK^+/aH^+ , onde a representa a atividade dos íons K^+ e H^+ no sistema.

A razão aK^+/aH^+ decai com a diminuição de temperatura e pressão. Isto é o mesmo que dizer que o metassomatismo de H^+ aumenta no sentido da alteração alcalina para a argílica avançada (FIGURA 4.14 e 4.15).

Os tipos de alteração propostos por Pirajno (1992) são semelhantes aos propostos por Meyer & Hemley (1967) e seguem a ordem de aK^+/aH^+ e são assim divididos:

- b1) Metassomatismo alcalino (inclui as alterações potássica e sódica)
- b2) Alteração propílitica
- b3) Alteração fílica ou sericítica (inclui greisenização)
- b4) Alteração argílica (intermediária e avançada)
- b5) Outras alterações.

b1) Metassomatismo alcalino

A interação com fluidos residuais produzidos por uma recente consolidação de uma massa ígnea resulta numa série de mudanças pós-magmáticas ou subsólidas no corpo ígneo e nas encaixantes ao seu redor (Pirajno, 1992).

Estes fluidos são de alta temperatura (600 - 800° C), e a interação rocha/fluido nesse caso resulta na cristalização de minerais tanto em condições de subsolidus como também por reações de substituição. O processo inclui:

- (1) reação de troca de base em feldspatos, especialmente K-Na,
- (2) mudanças estruturais em feldspatos,
- (3) albitização,
- (4) microclinização,
- (5) cristalização de micas tri-octaedricas.

O metassomatismo alcalino tem uma relação direta com a presença de voláteis (B, F, Cl, H₂O) em rochas graníticas, que modificam as condições físico-químicas do magma e sua cristalização, e são importantes no transporte de elementos metálicos.

Feições microscópicas, como por exemplo núcleos de plagioclásio envolvidos por feldspato potássico ou vênulas finas de feldspato potássico em plagioclásio, algo semelhante a antipertitas são produtos comuns deste tipo de alteração. A pertita e a antipertita de origem metassomática diferenciam-se das subsolvus por não apresentar a mesma direção cristalográfica do feldspato hospedeiro.

A albitização de feldspato potássico durante o metassomatismo alcalino, pode ser acompanhada por muscovitização da biotita.

Alteração potássica é especialmente comum e importante para sistemas pórfiros e epitermais, onde os minerais característicos destas alterações são o feldspato potássico (normalmente vermelhos, devido a microinclusões de hematita) e biotita em pórfiros e adulária em sistemas epitermais. Esta alteração é usualmente acompanhada de sulfetos (calcopirita, pirita e molibdenita) e ocorre entre temperaturas de 600 a 450° C.

Feldspato potássico de zonas de alteração potássica são caracteristicamente

b2) Alteração propilitica

A alteração propilitica tende a ser sempre pervasiva e é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂ nas rochas e, localmente, S com quase ausência de metassomatismo de H⁺. Epidoto, clorita, carbonatos, albita, feldspato potássico e pirita são minerais típicos deste tipo de alteração, podendo ocorrer sericita, óxido de ferro, montmorillonita e zeólitas.

Em algumas situações pode haver intensa albitização, cloritização, zeolitização e carbonatização, que Meyer & Hemley (1967) preferem tratar separadamente, como tipos de alteração propilitica.

FIGURA 4.14 - Esquema de evolução de seqüências de alteração hidrotermal (Pirajno, 1992).

ALTERAÇÃO POTÁSSICA

ALTERAÇÃO PROPÍLÍTICA

ALTERAÇÃO FÍLICA OU SERICÍTICA

ALTERAÇÃO ARGÍLICA INTERMEDIÁRIA

ALTERAÇÃO ARGÍLICA AVANÇADA

FIGURA 4.15 - Diagramas ACF(Al_2O_3 -CaO-FeO)-ACK (Al_2O_3 - Na_2O + K_2O -FeO) mostrando os minerais dominantes em cada tipo de alteração hidrotermal (Meyer & Hemley, 1967).

b3) Alteração fílica/sericítica

É caracterizada pela assembléia quartzo-sericita-pirita, usualmente associada a feldspato potássico, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita e apatita.

Pirajno (1992) e Meyer & Hemley (1967) referem-se a sericita como sendo finas micas brancas dioctaédricas incluindo muscovita, paragonita, phengita, fuchcita e roscoelita mas para Inoue (1995) sericita é simplesmente um termo petrográfico usado para material micáceo de granulação fina e alta birrefringência. Este termo foi adotado nessa dissertação.

A alteração sericítica é essencialmente associada à desestabilização de feldspato em presença de H^+ , OH^- , K e S para formar quartzo, mica branca, pirita e calcopirita subordinada. Neste processo Na, Mg, Ti e Fe e algum K são lixiviados.

b4) Alteração argílica

Alteração argílica é muito comum em sistemas pórfiros e epitermais e é caracterizada pela formação de argilo-minerais devido ao intenso H^+ metassomatismo (lixíamento ácido) a temperaturas entre 100 - 300° C.

A lixiação de bases dos alumino-silicatos pode resultar em enriquecimento em sílica, e, desta forma às zonas de alteração argílica associam-se zonas de silicificação.

Alteração argílica-intermediária é definida pela presença de montmorillonita, illita, clorita, caolinita, dickita, hallosita e, subordinadamente, sericita.

A alteração argílica-avançada é produto de intenso ataque ácido que lixivia os cátions de álcalis e provoca uma completa destruição de feldspato e minerais silicáticos máficos. As principais fases minerais são dickita, caolinita, pirofilita, barita, alunita e diásporo. Sulfetos como covellita, digenita e enargita são comuns.

Lixiviação de bases acima de 300° C produz uma assembléia contendo pirofilita, andalusita, quartzo, topázio e pirita. Outra associação mineral pode incluir poucas quantidades de sericita, diásporo, caolinita, anidrita, corindom, dumortierita e cloritóide.

Alteração alunítica é parte da alteração argílica-avançada em presença de íons sulfato, onde protólitos ricos em Al pode ser a fase dominante.

b5) Outros tipos de alteração

- Silicificação

É a alteração mais comum e conhecida e é identificada pelo enriquecimento em sílica como α -quartzo opala e calcedônia (em baixa temperatura), β -quartzo, tridimita e cristobalita (em alta temperatura).

Durante processos hidrotermais, sílica pode ser intruduzida por circulação de fluidos ou na forma de sílica residual resultante da lixiviação de bases.

Solubilidade da sílica aumenta com a temperatura e pressão. Esta vai se precipitar em regiões de baixa temperatura e pressão.

Alguns depósitos epitermais são caracterizados por capeamentos de sílica (*silica cap*), brechas silicáticas, veios e silicificação da encaixante.

Silicificação é comum em depósitos do tipo Cu-pórfiro e epitermais.

- Hematitização e alteração rica em Fe

Hematita, ankerita, siderita, clorita rica em Fe e anfibólios são produtos de alteração comum em alguns depósitos minerais.

Impregnação de hematita, disseminação e veios associados com os estágios tardios de alteração hidrotermal em Sn-W sistemas de mineralizações.

4.3.3 Sistemas hidrotermais

Um sistema hidrotermal pode ser definido como a distribuição de fluídos quentes que circulam lateral e horizontalmente em várias condições de pressão e temperatura sob a superfície terrestre. Através de uma série de reações com a encaixante, estes fluidos quentes, cujas temperaturas podem variar entre 50° e mais de 500° C, lixiviam, transportam e, posteriormente, precipitam diversos componentes em resposta a mudanças nas condições físico-químicas, provocando alterações nos minerais originais das rochas por onde circulam (Pirajno, 1992; Pérez Aguilar, 1999).

Na literatura o termo hidrotermal e geotermal muitas vezes é utilizado de forma indistinta. A observação de que sistemas geotermiais ativos e recentes apresentam semelhanças à ambientes e assembléia de minerais de depósitos hidrotermais levou alguns pesquisadores a concluir que a formação destes depósitos tem sua origem em antigos sistemas geotermiais (Henley & Ellis, 1983).

Um sistema geotermal ocorre em regiões vulcânicas onde há alto fluxo de calor e circulação na crosta de água aquecida por células de convecção. Esta circulação de

água quente, predominantemente de origem meteórica e aquecida durante o processo de circulação, promove alterações hidrotermais nas rochas por onde circulam resultando em assembléias minerais muito semelhantes às encontradas em depósitos hidrotermais estudados (Henley & Ellis, 1983). Em outras palavras, os sistemas geotermiais atuais, abundantes em zonas tectonicamente ativas da crosta terrestre e classificados segundo seu posicionamento tectônico e fonte de calor, são arquétipos de sistemas antigos preservados, os quais concentraram metais em suas porções antigas formando depósitos hidrotermais (Henley, 1985; Hayba *et al.*, 1985).

A maioria dos autores (White & Hendquist, 1990; Pirajno, 1992; Hendquist & Lowenstern, 1994; Hibbard, 1995; Inoue, 1995) utiliza o termo sistema hidrotermal para descrever os processos envolvidos na formação de depósitos caracterizados como hidrotermais pela presença de assembléias e texturas típicas, estando estes relacionados ou não a sistemas geotermiais antigos. O termo sistema geotermal fica restrito a circulação por convecção de água aquecida, com grande componente meteórico, em ambientes vulcânicos, que no passado geológico foram responsáveis pela formação de vários depósitos hidrotermais.

Lindgreen (1922, 1933, em Henley, 1996) foi o primeiro a classificar depósitos e sistemas hidrotermais. Com base em observações mineralógicas e texturais o autor inferiu condições de temperatura e pressão (profundidade), e estilos de mineralizações, Lindgreen classificando-os em hipotermiais, mesotermiais e epitermais. Esta classificação aos poucos foi deixando de ser utilizada por ser muito simplista e não refletir a verdadeira complexidade que um sistema hidrotermal apresenta, porém a relação observada entre sistemas geotermiais ativos em ambientes vulcânicos e os sistemas epitermais de Lindgreen fizeram com que o termo epitermal fosse mantido e amplamente utilizado.

Segundo Pirajno (1992) existem seis tipos de sistemas hidrotermais:

- 1) sistemas hidrotermais magmáticos relacionados à atividade plutônica rasa ou profunda que geram depósitos greisens de Sn-W.
- 2) sistemas hidrotermais magmático-meteóricos a predominantemente meteóricos presentes em ambientes vulcano-plutônico a subvulcânicos, relacionados à atividade vulcânica. São responsáveis por mineralizações de Cu-pórfiro, *skarns*, depósitos epitermais de metais preciosos e de base, assim como por diversos tipos de depósitos na forma de veio.

- 3) sistemas hidrotermais atuantes sob o assoalho oceânico. São responsáveis pela formação de uma vasta gama de depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços.
- 4) sistemas hidrotermais associados a *rifts* presentes em bacias sedimentares, podendo ou não estarem associados a atividade ígnea.
- 5) depósitos *stratabaud* de sulfetos encaixados em rochas carbonáticas, que podem ser considerados como membros finais dos sistemas associados a bacias sedimentares (tipo 4).
- 6) sistemas hidrotermais relacionados a metamorfismo.

Hibbard (1995) classifica os sistemas em sete tipos: plutônico intramagmático (*plutonic intramagmatic*), vulcânico intramagmático (*vulcanic intramagmatic*), *skarn* (*skarn pluton*), pórfiro (*porphyry-pluton*), não plutônico (*non-pluton vein-replacement*), epitermal (*epithermal*), geotermal exalativo (*exhalative-geothermal*). Todos estes tipos estão contidos nos descritos por Pirajno (1992).

Henley & Ellis (1983) e Henley (1985), estudam sistemas geotermiais em regiões vulcânica ativas ou recentes, e identificam, por meio de isótopos estáveis, o predomínio de água meteórica no sistema, com alguma contribuição magmática e, em casos de ambiente oceânico, água do mar.

O fato das assembléias de alteração de sistema geotermiais recentes associados à ambientes vulcânicos serem semelhantes às encontradas em depósitos epitermais e de Cu-pórfiro fez com que pesquisadores (Henley & Ellis, 1983 e Henley, 1985) estudassem a circulação de fluidos nestes sistemas, o que possibilitou a formulação de modelos, e, conseqüentemente, avanços na compreensão dos processos de formação de depósitos hidrotermais.

A infiltração de água meteórica na crosta por zonas permeáveis interfere no resfriamento de corpo ígneo e interage, de forma complexa, com a rocha encaixante aquecida com vapores e fluidos magmáticos. Água subterrânea aquecida, devido a sua baixa densidade, tende a deslocar-se para a superfície, iniciando a formação de células convectivas que compõem o sistema geotermal, cujas expressões superficiais são *hot springs*, *steam vents*, *geysers*, *mud pools* e fumarolas. Este tipo de sistema também ocorre em oceanos associados a cadeia meso-oceânica e em volta de ilhas vulcânicas (Pirajno, 1992).

Um sistema geotermal consiste de uma fonte de calor (H), uma fase fluída (F), um sistema de recarga (R), uma célula de circulação (C) e um sistema de descarga (D) (FIGURA 4.16).

FIGURA 4.16 - Distribuição de isotermas e células convectivas de fluidos acima de uma fonte de calor. H: fonte de calor. C: células de convecção. R: recarga. D: descarga (Pirajno, 1992).

Pirajno (1992) descreveu, considerando os trabalhos de Henley & Ellis (1983) e Bogie & Lawless (1987 em Pirajno, 1992), quatro tipos de sistemas geotermiais, também baseados na morfologia e tipo de magmatismo: (a) sistema associado a caldeiras em terrenos de vulcanismo ácido, (b) sistemas associados a estratovulcões andesíticos, (c) sistemas associados a vulcões cordilheranos (*highland vulcanoes*) e (d) sistemas associados a ilhas vulcânicas.

Nos sistemas geotermiais associadas a caldeiras uma das características é a precipitação de sílica e, particularmente, a formação de extensas capas de sílica amorfa precipitada junto a superfície (*sinter*).

Em sistemas geotermiais associados a estratovulcões andesíticos a circulação de fluidos ocorre dentro do edifício vulcânico. A recarga provém de regiões de baixo

relevo enquanto que a descarga ocorre predominantemente junto a porção central da estrutura.

O sistema cordilheirano compartilha as feições tanto de sistemas geotermiais associados a caldeiras como dos associados a estratovulcões. Sua principal característica é estar associado a grandes cordilheiras.

O sistema associado à ilhas vulcânicas tem como principal característica a presença de água do mar, que penetra nos flancos da estrutura vulcânica submersa, causando diversas mudanças químicas nos fluidos magmáticos.

4.3.4 Depósitos epitermais

O termo epitermal refere-se atualmente a uma classe de depósitos hidrotermais formados a relativas baixas temperaturas ($< 300^{\circ}\text{C}$) e profundidades de 1 – 2 Km. Mas a despeito das baixas profundidades há evidências de componentes magmáticos nos fluidos (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

Sistemas geotermiais, posicionados nas porções superiores da crosta ($< 2\text{ Km}$), são exemplos ativos de sistemas que deram origem a depósitos epitermais.

Depósitos epitermais são encontrados em uma variedade de ambientes geológicos, refletindo os diferentes condicionamentos, sejam estes ígneos, tectônicos e estruturais.

- Condicionamentos ígneos:

A maioria dos depósitos epitermais são espacial e temporariamente associado com rochas vulcânicas subaéreas relacionadas a intrusões subvulcânicas (Sillitoe & Bonham, 1984).

A atividade ígnea tem um importante papel na formação de depósitos epitermais somente se fornecer o calor necessário para formação de células de convecção de fluidos hidrotermais, além de contribuir com fluidos magmáticos.

As rochas que comumente hospedam depósitos epitermais são efusivas ou piroclásticas de composição intermediária à ácida (Sillitoe & Bonham, 1984), e suites cálcio-alcalinas a alcalinas podem conter depósitos significantes.

- Condicionamentos tectônicos:

Vulcanismo subaéreo pode ocorrer em vários contextos tectônicos, sendo o principal deles em arcos vulcânicos associados a zonas de subducção oceânica-continental ou oceânica-oceânica. Regiões de derrames basálticos de composição tholeítica a dacítica não contêm depósitos epitermais, assim como também não ocorrem associados a cadeias oceânicas (White & Hedenquist, 1990).

Depósitos epitermais podem ocorrer em ambientes distensivos associados a *rifts* de retro-arco, originando depósitos como o de Taupo Volcanic Zone (Nova Zelândia) (White & Hedenquist, 1990)..

- Condicionamentos estruturais:

Alguns depósitos epitermais estão regionalmente associados com estruturas vulcânicas. Falhamentos regionais comumente exercem importantes controles em depósitos epitermais por condicionarem muitas vezes a colocação de massas magmáticas (Hedenquist, 1986a, em White & Hedenquist, 1990).

Embora as falhas regionais muitas vezes controlem a localização de depósitos, a mineralização tem como controle maior as estruturas menores subordinadas as regionais ou outras feições, como acamamentos, contatos e intersecções, relacionadas a permeabilidade da rocha.

4.3.5 Classificação de depósitos epitermais

Há vários tipos de classificação de depósitos epitermais apresentados por White & Hedenquist (1990) segundo os critérios discutidos a seguir:

- Classificação segundo mineralogia e alteração:

Os tipos de alterações hidrotermais e mineralogia de minérios são bons indicadores das características geoquímicas e da temperatura dos fluidos hidrotermais.

Observando as características de alguns depósitos epitermais, é possível distinguir dois tipos de fluidos contrastantes como produtores das mineralizações, sendo um com pH próximo ao neutro e outro ácido (Hayba *et al.*, 1985).

O sistema de pH próximo ao neutro é análogo aos sistemas ativos geotermiais (Henley & Ellis, 1983), enquanto que os sistemas ácidos são análogos aos observados em corpos magmáticos junto a superfície e aberturas vulcânicas, onde os voláteis magmáticos geram fluidos ácidos.

Heald *et al.* (1987) usam o termo adulária-sericita e sulfato ácido (*acid sulfate*) para sistemas de pH próximo a neutro e pH ácido respectivamente (TABELA 4.10), enquanto Bonham (1986, em White & Hedenquist, 1990) usa o termo baixo enxofre (*low sulfur*) e alto enxofre (*high sulfur*) para referir-se aos mesmos sistemas. Berger & Henley (1989) sugerem a substituição do termo sulfato ácido de Heald *et al.* (1987) para caolinita-alunita.

White & Hedenquist (1990) discordam da classificação baseada em espécies minerais por não serem estes observados em todos os depósitos. Os autores justificam suas posições afirmando que muitos depósitos chamados adulária-sericita contém pouca ou quase nenhuma adulária mas apresentam outras características que permite inseri-los nesta classificação, razão pela qual preferem a classificação proposta por Hedenquist (1987 em White & Hedenquist, 1990) de *high sulfidation* e *low sulfidation* em substituição a caolinita-alunita e adulária sericita de Berger & Henley (1989).

TABELA 4.10 - Características dos depósitos epitermais do tipo sulfato ácido e adulária-sericita (Heald *et al.*, 1987).

	Sulfato ácido	Adulária-sericita
Posicionamento estrutural	Zonas centrais de intrusões e margens de caldeiras	Em caldeiras mas estruturalmente complexos
Tamanho	Relativamente pequenos	Relativamente grandes
Rocha hospedeira	Riodacitos típicos	Rochas ácidas a intermediárias
Timing da mineralização	Idade da mineralização similares a da rocha hospedeira (< 0,5 Ma)	Idades da rocha hospedeira e da mineralização distintas (> 1 Ma)
Mineralogia de minério	Enargita, pirita, ouro nativo e sulfetos de metais de base. Clorita e minerais de Mn raros. Bismutinita pode ocorrer.	Argentita, tetraedrita, tennantita, prata e ouro nativo, sulfeto de metais-base. Clorita e minerais de Mn presentes. Bismutinita ausente.
Tipo de commodities	depósitos ricos em ouro e prata, e, subordinadamente, cobre	Depósitos ricos em ouro, prata e metais-base
Alteração	Argílica-avançada a argílica (± sericitica). Extensa presença de alunita e, subordinadamente, caolinita, ambas hipógenas. Ausência de adulária.	Sericítica a argílica. Presença de alunita supérgena, ocasionalmente caolinita. Abundância de adulária.
Temperaturas	200° a 300° C	200° a 300° C
Salinidade	1 a 24 % peso de eq. NaCl	1 a 13 % peso de eq. NaCl
Origem dos fluidos	Dominantemente meteórico, possivelmente com significantes contribuições magmáticas.	Dominantemente meteórico
Origem do enxofre	Profundas, provavelmente magmáticas.	profundas, provavelmente de lixiviação de rochas encaixantes em profundidade
Origem do sistema	Rochas vulcânicas ou fluidos magmáticos.	Rochas pré-cambrianas ou fanerozóicas subvulcânicas.

A classificação de Hedenquist (1987 em White & Hedenquist, 1990) é baseada na distinção entre fluidos ácidos de alta temperatura e de pH próximo ao neutro de Bethke (1984 em White & Hedenquist, 1990).

Usualmente, sistemas de pH próximo ao neutro apresentam caracteristicamente pequena quantidade de sulfeto (< 1% em peso, segundo Buchanan, 1981 em White & Hedenquist, 1990), embora alguns destes sistemas sejam ricos em sulfetos. Os depósitos formados por fluidos ácidos comumente contêm veios de sulfetos maciços mas podem também apresentar pequenas quantidades de sulfetos disseminados.

O enxofre em sistemas de pH próximo ao neutro apresenta-se menos oxidado de oxidação (S^{-2}) sendo por isso chamado de *low sulfidation* (baixa sulfetação). Em contraste, o enxofre em sistemas hidrotermais vulcânicos apresenta-se oxidado (geralmente S^{4+}) sendo chamado de *high sulfidation* (alta sulfetação).

Fluidos geotermiais *versus* fluidos magmáticos podem ser distinguidos com base em estudos de isótopos estáveis (Rye *et al.*, 1989 em White & Hedenquist, 1990), sendo a oxidação do enxofre um dos principais fatores para esta separação.

A TABELA 4.11 resume as principais características dos depósitos epitermais do tipo *low sulfidation* e *high sulfidation*.

A literatura e a exploração mineral consagrou muitos termos para se referir a depósitos *high sulfidation*. Panteleyev (1996) cita como sinônimos para *high sulfidation*, os já discutidos sulfato ácido (*acid-sulphate*) e caolinita-alunita, além de outros como Au quartzo-alunita (*quartz-alunite Au*), alunita-caolinita $\pm$ pirofilita, argílica-avançada, tipo Nansatsu e ouro enargita (*enargite gold*).

O tipo de rocha hospedeira, suas idades e as das mineralizações são descritos por Heald *et al.* (1987) e destacados por Hayba *et al.* (1985). As rochas hospedeiras são predominantemente riodacitos na forma de domos e as idades destas rochas e das mineralizações são muito próximas, sugerindo uma possível relação genética

Estudos de depósitos epitermais *high sulfidation* tem confirmado o envolvimento de fluidos de composição isotópica semelhante à encontrada em vapores vulcânicos de alta temperatura. Em sistemas geotermiais ativos, quando esses vapores são absorvidos por águas meteóricas, eles formam *acidic springs*, que comumente apresentam pH de 0,5 a 1,5. Este processo forma zonas lixiviadas na rocha encaixante semelhantes às observadas nos depósitos *high sulfidation* (Hedenquist & Lowentern, 1994).

TABELA 4.11 - Características dos depósitos epitermais do tipo *low sulfidation* e *high sulfidation* (White & Hedenquist, 1990).

	<i>low sulfidation</i>	<i>high sulfidation</i>
Rochas encaixantes	Vulcânicas ácidas a intermediárias subaéreas e rochas do embasamento de qualquer tipo	Vulcânicas subaéreas ácidas a intermediárias subjacentes a rochas do embasamento de qualquer tipo.
Controles estruturais	Qualquer falha ou zona de fratura especialmente relacionadas a centros vulcânicos	Falhas de caráter regional ou intrusões subvulcânicas
Profundidades de formação	Predominantemente de 0 a 1000 m	Predominantemente de 500 a 2000 m
Temperatura de formação	100 a 320° C, predominando temperaturas entre 150 e 250° C.	100 a 320° C
Características do fluido mineralizante	<ul style="list-style-type: none"> - baixa salinidade - águas meteóricas; possível interação com fluidos magmáticos - pH próximo ao neutro, com tendências alcalinas; fases gasosas podem ser oxidadas para produzir um fluido ácido. - reduzido - conteúdo de enxofre total é tipicamente baixo - conteúdos de metais de base é baixo (Pb, Zn) 	<ul style="list-style-type: none"> - baixa a alta salinidade - fluidos de origem magmática misturados com águas meteóricas - pH ácido associado a HCl e SO₂ de origem magmática. - oxidado - conteúdo de enxofre total é tipicamente alto - conteúdos de metais-base pode ser alto (Cu)
Alteração associada	<ul style="list-style-type: none"> - alteração propilítica extensiva ao redor de regiões de baixa razão água/rocha - intensa presença de mica branca (sericita) em porções de alta razão água/rocha - alteração argílica começa a dominar com o decréscimo de temperatura - liberação de gases pode produzir alteração argílica e argílica avançada periféricas ou sobreposta, provocada por fluidos profundos 	<ul style="list-style-type: none"> - alteração propilítica extensiva ao redor de regiões de baixa razão água/rocha - depósitos profundos tem intensa alteração propilítica e sericitica - depósitos rasos tem núcleos de sílica maciça (proveniente da lixiviação ácida e da mobilização de sílica), com estreita margem de alunite e caolinita, gradando para mica branca intercalada com argilo-minerais. - depósitos próximos a superfície podem ter alteração argílica pervasiva.
Características da mineralização	<ul style="list-style-type: none"> - mineralização caracterizada por preenchimento espaços abertos e cavidades, comumente com veios apresentando vários estágios de brechação. - próximo à superfície pode ocorrer mineralizações em <i>stockwork</i> e disseminadas. 	<ul style="list-style-type: none"> - mineralização tipicamente disseminada. Preenchimentos de espaços abertos e cavidades pouco comuns. - mineralização usualmente associada com argílica avançada. Pirita é tipicamente abundante
Texturas características	Formação de crostas bandadas, texturas em forma de pente, bandamento quartzo-calcidônia, drusas, vugs, veios brechados	<i>Vuggy silica</i> (quartzo fino) e sílica maciça (quartzo fino)
Mineralogia característica	Comumente calcedônia (veios) e adularia (veios e disseminada), subordinadamente alunite e pirofilita. Enargita-luzonita ausente.	Ausência de calcedônia e adularia, alunite e pirofilita pode ser abundante. Enargita-luzonita tipicamente presente.
Exemplos	Pajingo (Austrália), Emperor (Fiji), Lebong Donok (Indonésia), Wapolu (Papua Nova Guiné), Acupan (Filipinas), Golden Cross (Nova Zelândia)	Temora (Austrália), Mount Kasi (Fiji), Motomboto (Indonésia), Nena (Papua Nova Guiné), Lepanto (Filipinas), Destrito de Nansatsu (Japão).

Os tipos de alterações e a assembléia de minerais encontrados nos depósitos *high sulfidation*, juntamente com a presença, por vezes significativa, de cobre e a associação com rochas porfíricas sugere relações genéticas com depósitos Cu-pórfiro (Hyaba *et al.*, 1985).

Segundo Hedenquist & Lowentern (1994) o estilo de mineralização destes depósitos compartilham algumas características mineralógicas e isotópicas com zonas de alteração argílica avançada que capeia depósitos Cu-pórfiro e há de fato uma relação espacial entre estes dois depósitos, juntamente com o do tipo *low sulfidation* (FIGURA 4.17).

Em depósitos Cu-pórfiro as mineralizações são dominadas por fluidos magmáticos, embora águas meteóricas, pouco comuns neste tipo de depósito, sejam importantes para uma melhor concentração de metais. Estudos indicam que sistemas hidrotermais formadores deste tipo de depósito são inicialmente quentes (500 - 600° C) e são dominados por um líquido hipersalino magmático que coexiste com vapor de baixa densidade (Hedenquist & Lowentern, 1994).

- Classificação segundo rocha hospedeira

Sistemas epitermais são comumente classificados com base em suas rochas hospedeiras divididas em vulcânicas (*volcanic-hosted*), sedimentares (*sediment-hosted*) e carbonáticas (*carbonate-hosted*).

Os sistemas cujas hospedeiras são vulcânicas são considerados típicos.

Depósitos semelhantes a Carlin são descritos comumente como sedimentares, porém os sedimentos são carbonáticos e por esse aspecto consagrou-se o termo tipo Carlin para descrever depósitos com as mesmas características. O termo *carbonate-hosted* é pouco utilizado por também se referir ao tipo Carlin.

- Classificação segundo forma dos depósitos

Sistemas epitermais apresentam três principais formas de depósitos, muitas vezes combinadas entre si: de veios, *stockworks* e disseminados.

- Classificação segundo depósitos padrões clássicos

Esta classificação baseia-se na comparação de depósitos bastante estudados e é utilizada na exploração mineral por suas características típicas. Sendo assim são

amplamente utilizados na literatura termos como tipos Broken Hill, Kuroko, Witwatersrand, Sundbury, Bushveldet, Carlin e Nansatsu.

- Classificação segundo modelos genéticos

Vários modelos têm sido formulados, sempre no sentido de melhor compreender os processos e possibilitar comparações entre os depósitos. Estes modelos muitas vezes são utilizados na classificação de depósitos epitermais. Entre os modelos clássicos existe o denominado *hot spring* usado constantemente para *low sulfidation epithermal vein deposits* (Buchanan, 1981 em White & Hedenquist, 1990).

Há os denominados de *open cell* e *closed cell*, proposto por Berger & Eimon, (1983 em White & Hedenquist, 1990) para explicar diferentes mineralogias e alterações de veios.

White & Hedenquist (1990) consideram este tipo de classificação muito subjetiva.

Pirajno (1992) classifica os depósitos com base nos modelos genéticos mas acrescentando outras características o que torna sua classificação mais detalhada. Para este autor são três os tipos de depósitos epitermais: *hot spring type*, *open vein type* e *disseminated-replacement type*.

- Hot Spring type

Formado na superfície ou próximo a ela, é caracterizado por um capeamento de sílica (*síter* ou *silica cap*), gradando, em profundidade, para zonas silicificadas e de *stockwork*, e posteriormente, zonas de brechação hidrotermal.

Abaixo da zona de silicificação, a alteração hidrotermal é do tipo argílica.

A mineralização de baixo teor ocorre associada a *stockwork* enquanto as brechas hidrotermais normalmente apresentam alto teor.

- Open-vein type

Este tipo também é conhecido como *lode*, e pode estar associado a *hot springs* ocorrendo porém em níveis mais profundos e com altos conteúdos de sulfetos e metais-base. Dominam elementos associados a Au-Ag-As.

- Disseminated-replacement type

São depósitos comumente associados a rochas carbonáticas, conhecidos também como tipo Carlin.

FIGURA 4.17 - Secção esquemática mostrando intrusões rasas em associações com estratovulcões e ambientes deduzidos para Cu-pórfiro, *high sulfidation* e *low sulfidation* (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

5 PROSPECTO X1

5.1 Geologia da Área

A região da margem direita do Tapajós, onde localiza-se a área do prospecto X1, é caracterizada principalmente pela presença de rochas graníticas paleoproterozóicas das suítes intrusiva Parauari e Maloquinha, e vulcânicas do Grupo Iriri.

A análise de imagens de satélite e de aerofotos desta região do Tapajós mostram que as rochas vulcânicas constituem altos topográficos, alguns de aspecto cônico, em meio a baixos topográficos, onde afloram rochas graníticas. Falhamentos regionais condicionam parte das drenagens e parecem estar intimamente relacionados à colocação das rochas vulcânicas.

Estruturas dômicas e cones vulcânicos são comuns em vulcanismo ácido devido a alta viscosidade de seu magma. Na maioria das vezes estas estruturas são constituídas por rochas piroclástica (Cas & Wright, 1987).

A análise das imagens TM-Landsat sugere a possibilidade destas estruturas vulcânicas serem resultado de um processo de erosão diferencial de uma ou várias grandes estruturas vulcânicas complexas, formadas através de vários eventos vulcânicos e vulcanoclásticos que cobriram extensas áreas. A fonte dos fluxos ígneos parece associar-se às bordas de estruturas circulares maiores, por vezes concêntricas, onde afloram rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

A área estudada, compreende uma estrutura vulcânica cônica, semelhante a estratovulcões, formada por ignimbritos riolíticos a dacíticos, um corpo alongado adjacente formado por tufos dacíticos/dacito e, uma estrutura com forma de um "V" (em planta, a oeste da área) constituída por tufos soldados e hialoclastitos. Nas partes mais arrasadas do relevo afloram monzogranitos de cor vermelha e pórfiros de composição riolítica a dacítica (FIGURA 5.1).

Observou-se em aerofotos e, de forma muito discreta, nas imagens de satélite, duas feições circulares no topo da estrutura ignimbrítica interpretadas como antigas crateras vulcânicas (paleocrateras) preenchidas por brechas hidrotermais, com forte silicificação e hematitização, no topo.

FIGURA 5.1 - Esboço geológico do Prospecto X1.

A paleocratera, localizada na porção norte da estrutura, possui aproximadamente 250 – 300m de diâmetro. Esta estrutura está alinhada com o corpo alongado constituído por tufos dacíticos/dacito de orientação NW-SE. Outra paleocratera, observada a sul da estrutura vulcânica, possui aproximadamente 500 m de diâmetro. Associado a esta há uma série de falhamentos e fraturas, radiados e concêntricos, interpretados como de acomodação de anéis vulcânicos, semelhantes às estruturas descritas por Davis (1984).

Granito vermelho, cor esta que fez com que muitos geólogos o considerassem como fazendo parte da Suíte Intrusiva Maloquinha, aflora predominantemente a sul e oeste, e localmente, a nordeste da área.

O granodiorito cinza típico da Suíte Intrusiva Parauari não foi observado, mas como a cor vermelha do granito encontrado na área está associada a alterações hidrotermais, não pode ser descartada a hipótese deste granito vermelho ser o Granodiorito Parauari hidrotermalizado.

Os trabalhos dessa dissertação de mestrado concentraram-se na seqüência ignimbrítica que compõe a estrutura vulcânica (PRANCHA 1, FOTOS A e B), onde os estudos realizados até o momento possibilitam a caracterização de alterações hidrotermais argílica avançada associada a sistemas epitermais *do tipo high sulfidation*.

A preservação dessa estrutura vulcânica e das alterações hidrotermais associadas deve-se principalmente ao baixo grau de metamorfismo a que foram submetidas as rochas paleoproterozóicas dessa região e a capa de sílica (*silica cap*) presente no topo da estrutura

Devido à intensidade das alterações hidrotermais, o reconhecimento de texturas originais, vulcânicas ou piroclásticas, é muitas vezes difícil, porém essa diferenciação é importante na definição de modelos prospectivos como destacou Allen (1988). Segundo este autor, muitas das texturas descritas como piroclásticas em são na verdade produzidas por fluídos hidrotermais em lavas ácidas, e isto compromete a formulação de modelos prospectivos.

Na área, em rochas pouco alteradas, como tufos riolíticos e tufos cineríticos, as texturas originais encontram-se preservadas, não havendo, portanto, problemas em sua caracterização. Houve, entretanto, muitas dificuldades no reconhecimento e na diferenciação de lavas ácidas e tufos dentre os litotipos hidrotermalizados da seqüência ignimbrítica.

PRANCHA 1

A. Vista da porção NE da estrutura vulcânica ignimbrítica do Prospecto X1.

B. Vista aérea da porção NW-W do domo ignimbítico do Prospecto X1.

PRANCHA 1

Segue-se a descrição dos principais conjuntos de litotipos da área.

5.1.1 Ignimbritos

As rochas que predominam na estrutura vulcânica, semelhante a estratovulcões, foram caracterizadas como piroclásticas alteradas hidrotermalmente e, possivelmente, metamorfasadas em grau muito baixo.

Seguindo as recomendações de Cas & Wright (1987), no estudo de seqüências vulcânicas antigas é importante a identificação das texturas vulcânicas e vulcanoclásticas nas rochas mais preservadas, para posterior reconhecimento destas nos litotipos alterados. Este procedimento possibilita acompanhar a evolução do processo de alteração e, em seguida, a distribuição dessas rochas na estrutura vulcânica.

Estruturas acamadadas foram observadas em afloramentos de brechas piroclásticas e tufos, indicadas pela variação granulométrica dos fragmentos e por variações abruptas de granulação observados em rochas totalmente alteradas. Estas estruturas indicam a natureza predominantemente piroclástica e não vulcânica dos litotipos hidrotermalizados aflorantes na estrutura. A presença de tufos menos alterados e a observação de algumas relíquias de texturas típicas de rochas piroclásticas entre os litotipos hidrotermalizados reforçam a interpretação de que se trata de uma estrutura vulcânica formada predominantemente por rochas piroclásticas.

Na estrutura vulcânica foram encontrados tufos e lápili-tufos riolíticos a dacíticos e brechas piroclásticas. Esse conjunto de tufos e brechas piroclásticas é mal selecionado e não apresentam uma distribuição espacial ordenada.

Baseando-se em Cas & Wright (1987), estas associações apresentam características de um depósito piroclástico de fluxo, também chamado de ignimbrito, que freqüentemente são resultado de vários eventos de fluxo piroclástico.

Não há, em superfície, evidências preservadas, ou passíveis de reconhecimento, de lavas ácidas. Dacito foi amostrado por meio de sondagem rotativa à aproximadamente 240 m de profundidade.

Brechas de conduto ocorrem predominantemente no topo do domo e estão diretamente associadas a uma zona de silicificação rica em hematita. Esta zona tem características de capa de sílica (*silica cap*). Tanto as brechas de conduto como a capa

de sílica são produtos de processos hidrotermais.

Os ignimbritos são formados por tufos e lápili-tufos e brechas entre as rochas aflorantes, e dacitos na sua porção basal. Todas essas rochas são descritas a seguir:

a) Tufos e lápili-tufos

Os tufos correspondem ao litotipo predominante na área e são considerados como sendo o protólito das rochas hidrotermalizadas.

A transição entre tufos e brechas piroclásticas não é clara. Seguindo a classificação de Fisher (1966) e Schmid (1981) baseada no tamanho dos fragmentos e na sua porcentagem na rocha (FIGURA 4.7), há lápili-tufos mas não constituem um fácies mapeável.

Dada a qualidade dos afloramentos não foi possível o estabelecimento de relações espaciais entre os tufos, lápili-tufos e brechas piroclásticas, mas muito dessa dificuldade pode também ser resultado da complexidade desses ignimbritos, que englobam piroclásticas de granulação fina à média e brechas piroclásticas, provavelmente co-ignimbríticas (Wright & Walker, 1977).

Os tufos foram divididos em cinco tipos com base em estudos petrográficos:

- Tufos alterados I
- Tufos alterados II (tufo soldado alterado)
- Tufos milonitizados
- Tufos riolíticos e tufos de cinzas
- Tufos dacíticos e dacitos

a1) Tufos alterados I

Estes tufos predominam em relação aos demais tipos e afloram em toda a porção sudoeste/sul/sudeste da estrutura vulcânica. Nas escarpas mais íngremes ocorrem grandes afloramentos, que chegam a constituir paredões.

Este tipo de tufo está quase sempre silicificado e pirofilitizado, e é caracterizado por apresentar uma foliação ressaltada pela presença de óxido/hidróxido de ferro, que confere à rocha uma cor rosa-avermelhada típica. A foliação varia de intensidade, assim como também em relação à presença de limonita e/ou hematita/goethita, proeminente a incipiente. Porfiroclastos constituídos por quartzo microcristalino são

frequentes (PRANCHA 2, FOTO A).

Comumente são observadas estruturas do tipo *boxworks* e cavidades cúbicas preenchidas por limonita, indicando a alteração de pirita.

Muitas amostras apresentam texturas de fraturamento hidráulico que imprime à rocha aspecto brechóide, semelhante ao de brecha piroclástica, com fragmentos angulosos a subarredondados que variam de 1,5 cm a 4,0 cm de comprimento.

Apesar das alterações hidrotermais algumas feições piroclásticas, como acamamentos, estão parcialmente preservadas. Estrutura S_0 tem orientação geral ao redor de N03/23NW e é visível devido ao intemperismo diferenciado dos tufos e lápili-tufos.

Os afloramentos possuem sistemas de fraturas com direções N157/87NE, normalmente preenchidas por hematita fina. Veios de quartzo com sulfetos limonitizados associados, quando presentes, ocorrem encaixados concordantes um fraturamento regular, com direção N75/40SE, e podem atingir 60-70 cm de espessura.

Localmente foram verificadas fraturas antitéticas abertas, com bordas flexionadas, geradas em regime dúctil-rúptil. Estas estão parcialmente preenchidas por sericita e/ou pirofilita e/ou hematita e óxido de manganês.

Os tufos alterados I foram divididos em três grupos, com base na petrografia e nos tipos de alterações hidrotermais: (a) tufos silicificados e brechados por pirofilitização fissural, (b) tufos intensamente pirofilitizados e (c) tufos sulfetados. Estes grupos serão discutidos no item 5.2 desse trabalho.

a2) Tufos alterados II (tufo soldado alterado)

Este tipo de tufo é encontrado em amostras coletadas em trincheira escavada no topo da estrutura vulcânica.

A trincheira possui direção E-W e profundidade de 2,0 – 2,5 m, onde ocorrem blocos centimétricos de piroclásticas alteradas e blocos de veios de alunite grossa de cor rosa, todos dispersos em solo vermelho.

Os tufos alterados II apresentam associações minerais característica de alteração argílica avançada como alunite e pirofilita. A presença de texturas reliquias sugere ser esta rocha tufo soldado alterado, provavelmente de composição riodacítica.

Texturas típicas de tufos soldados também foram observadas em blocos

amostrados de um colúvio-elúvio em um garimpo localizado na base da seqüência ignimbrítica. Neste afloramento predominam blocos de pórfiro e, subordinadamente, de diabásio. Secções delgadas de blocos de tufos soldados menos hidrotermalizado mostram uma matriz felsítica, com cristais submilimétricos anhedrais de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, esta microcristalina e de cor verde acastanhada. Um bandamento é impresso pela orientação dos minerais da matriz, especialmente opacos e biotita e está associado à um provável fluxo ígneo. Poucos *fiammes* foram observados, mas são comuns fragmentos vítreos com forma de Y (PRANCHA 2, FOTO B), melhor evidenciados pelo intemperismo (PRANCHA 2, FOTO C).

a3) Tufos milonitizados

Este tipo de tufo foi observado localmente em afloramentos de rocha de cor rosa fortemente foliada com atitude N100/78NE (PRANCHA 2, FOTO D), provavelmente relacionada à falha NW-SE a norte da estrutura vulcânica (FIGURA 5.1).

Estes blocos possuem grãos prismáticos dispersos de cor azul, com até 4,0 mm de comprimento, identificados como pirofilita por difração de R-X.

A petrografia mostra uma variação no grau de milonitização, com porções mais preservadas e outras totalmente miloníticas.

Na porção mais milonítica observa-se matriz microcristalina extremamente orientada, composta por pirofilita, com porfiroclastos (0,5 a 5,0 mm) de andalusita anhedrais, alguns arredondados e alterados, muitas vezes rotacionados pela foliação. Esse processo de alteração forma um zonamento nos grãos mais arredondados com camadas concêntricas de caulinita e outros argilo-minerais associados e restos de andalusita no núcleo (PRANCHA 2, FOTO E).

Há, nessa matriz, cristais de andalusita anedral apenas fraturados e pouco alterados, sugerindo serem estes pós-tectônicos.

Nas porções menos milonitizadas ocorrem agregados de quartzo disformes submilimétrico, dispersos na matriz pirofilitica orientada, formando pequenos porfiroclastos.

a4) Tufos riolíticos e cineríticos (*ash tuffs*)

Em uma drenagem de direção N-S, a norte da estrutura vulcânica, ocorre uma rara exposição da seqüência ignimbrítica pouco alterada, possibilitando o reconhecimento de fácies piroclásticas e suas correlações. Estas fácies correspondem a tufos e lápili-tufos riolíticos, tufos cineríticos (*ash tuffs*), pedras de lápili (*lapillistone*) e brechas piroclásticas.

A base da seqüência é constituída por um pacote de tufos cineríticos com aproximadamente 7,0 m de espessura (PRANCHA 2, FOTO G). Na porção inferior desse pacote e, em contato discordante e abrupto produzido por uma pequena falha, ocorrem brechas piroclásticas hidrotermalizadas. Sobre o pacote de tufos cineríticos há uma seqüência de lápili-tufos de composição riolítica, com cerca de 1,0 a 1,5 m de espessura.

A cor dos tufos cineríticos varia entre creme e cinza escuro, predominando cinza claro. Estes tufos possuem estrutura bandada a laminada, com S_0 próximo à N100/25SW. Parte desses tufos apresentam-se dobrados, provavelmente por processos adiastróficos durante a sedimentação ou por acomodação das camadas.

Em geral são compostos por uma massa inequigranular microcristalina a submilimétrica, formada por cristais anhedrais de feldspato e, subordinadamente, quartzo, sericita e pseudomorfos de sulfetos oxidados de hábito cúbico. A granulação e a composição mineralógica destes tufos permitem classificá-los como tufos cineríticos sulfetados, grafitosos e hematíticos. O tufo cinerítico grafitoso apresenta a granulação mais fina, o hematítico é mais grosso e possui cor cinza-clara e o tufo cinerítico sulfetado tem granulação intermediária e cor creme.

Comumente estão fraturados e alterados hidrotermalmente, resultando em pequenos veios irregulares e difusos de material criptocristalino composto por mica branca (sericita e/ou pirofilita), fortemente orientados, conferindo à rocha aspecto brechóide. Os fragmentos resultantes do processo de brechação foram silicificados, sendo compostos por quartzo inequigranular submilimétrico com mica branca intersticial. Os opacos finos observados nos tufos cineríticos (hematita e/ou grafita) não foram destruídos pelos fluidos hidrotermais e estão preservados como agregados junto ao material micáceo ou de forma intergranular aos cristais de quartzo das porções silicificadas. Este processo de brechação hidrotermal em maior escala origina a brecha da base do pacote.

Sobre o pacote de tufos cineríticos há um outro, de espessura variável (1 a 10

m), composto por tufos riolíticos pouco alterados, de cor roxa que adquire cor creme devido à alteração intempérica e/ou hidrotermal. Esta alteração ressalta pequenos fragmentos líticos (até 1,0 cm) e cristais de quartzo milimétricos, alguns com formas bipiramidais.

Os tufos riolíticos (PRANCHA 2, FOTO F), apesar de sericitizados e/ou pirofilitizados, preservam a textura original. São caracterizados pela presença de fenocristais de quartzo, fragmentos disformes sericitizados/pirofilitizados e clastos líticos piroclásticos (tufos) silicificados. A matriz, felsítica sericitizada/pirofilitizada, apresenta texturas de fluxo ressaltada pela percolação de óxido/hidróxido de ferro.

Os fragmentos de cristais de quartzo variam de 2,0 a 7,0 mm e, comumente, apresentam texturas de corrosão, sendo algumas em formam de golfo; mais raramente apresentam hábito bipiramidal e arredondados, típicos de riolitos.

Os fragmentos disformes sericitizados/pirofilitizados, com até 4,0 mm de comprimento são comuns e apresentam arestas curvas e deformadas, sugerindo tratarem-se de fragmentos vítreos alterados. Alguns desses fragmentos apresentam, além da sericitização/pirofilitização com cristais placóides desorientados de mica branca, microcristalina e cristais micrométricos de zeólita intersticiais às micas. Este tipo de associação mineral é típico de alteração hidrotermal de vidro de vulcânicas ácidas-intermediárias (PRANCHA 3, FOTO A).

Mais raramente ocorrem fragmentos líticos que chegam a atingir 12 mm de comprimento, intensamente silicificados, resultando em agregados de quartzo microcristalino, opacos e pouca sericita intersticial.

Uma bomba elipsóidal com 10 cm de comprimento foi encontrada no pacote de tufos riolíticos. É um dacito com textura traquítica (PRANCHA 3, FOTO B) e caracteriza-se petrograficamente por apresentar pseudomorfos milimétricos à submilimétricos (média de 2,0 mm de comprimento) ripiformes de plagioclásio, alguns zonados e outros disformes, ambos totalmente sericitizados, em meio a uma matriz felsítica parcialmente sericitizada de cor parda, rica em opacos finos e granulares, que ocorrem disseminados por toda a matriz. Nestas rochas observam-se também fantasmas de opacos, possivelmente relíquias de devitrificação.

Acima dos tufos riolíticos e tufos cineríticos, em direção ao topo da estrutura vulcânica, afloram brechas piroclásticas hidrotermalizadas sustentadas por clastos líticos e matriz piroclástica (tufo/lápilli-tufo), descritas adiante.

PRANCHA 2

- A. Tufos alterados do tipo I, com porfiroclastos silicificados em matriz pirofilitica com a foliação (indicada pela seta) ressaltada pela percolação de limonita. Amostra X1-17/1.
- B. Tufo soldado com fragmentos vítreos em forma de Y (indicados pela setas). Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador descruzado. Amostra X1-24/6.
- C. Tufo soldado cujos fragmentos vítreos (indicados pela setas) são ressaltados pelo intemperismo. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador descruzado. Amostra X1-24/6.
- D. Tufos alterados (silicificação e pirofilitização) e milonitizados. Afloramento localizado sobre uma falha de direção NW-SE. Afloramento X1-9.
- E. Porfiroclasto de andalusita em tufo milonitizado. Na porção central do porfiroclasto zonado caulinizado (com outros argilo-minerais associados) observa-se restos de andalusita. A matriz é composta por pirofilita fina. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-9/3.
- F. Tufo riolítico composto por cristais de quartzo, fragmentos vítreos sericitizados (indicado pela seta) e líticos silicificados em matriz felsítica. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-14/3.
- G. Afloramento de tufos cineríticos (*ash tuffs*). Na porção central da foto observa-se uma dobra atectônica e, na porção inferior a esquerda da foto, o contato discordante com brechas piroclásticas hidrotermalizadas. Afloramento X1-14.

PRANCHA 2

a5) Tufos dacíticos e dacito

Macroscopicamente as rochas desse grupo são muito semelhantes aos tufos alterados I, apresentando cor rosa avermelhada e estrutura foliada em intensidades variada, ressaltada pela percolação de óxido/hidróxido de ferro. Elas afloram à noroeste da seqüência ignimbrítica, constituindo o corpo alongado paralelo à falha de direção NW-SE (FIGURA 5.1).

Ao microscópio mostram-se fortemente alteradas, com poucas texturas originais preservadas, devido não só à alteração hidrotermal como também a processos metamórficos superimpostos. O desenvolvimento da foliação permitiu a circulação de fluidos com precipitação de hematita, que localmente chega a constituir um cimento hidrotermal.

Quando presentes, as texturas originais são caracterizadas por fenocristais ripiformes euhedrais a anhedrais sericitizados, de 0,5 a 2,5 mm, distribuídos em matriz felsítica sericitizada/pirofilitizada (PRANCHA 3, FOTO C). A orientação parcial dos fenocristais por fluxo ígneo, característica de textura traquítica, também é observada em algumas amostras.

São comuns veios de quartzo irregulares de espessura submilimétrica apresentando zonamentos e cavidades (*vugs*).

Foram observados em secção delgada agregados arredondados submilimétricos de quartzo recristalizado e zonado, com núcleo de maior granulação e bordas mais finas. Suas formas sugerem antigas vesículas, mas podem ser cristais de quartzo ou cavidades hidrotermais silicificadas e recristalizadas.

Os fenocristais ripiformes estão predominantemente sericitizados/pirofilitizados, e, dependendo da intensidade da deformação ressaltada pela orientação de mica branca fina, são parcial ou totalmente destruídos e incorporados na matriz. Essa foliação, assim como descrita para os tufos alterados I, sofrem percolação de óxido/hidróxido de ferro. As rochas mais foliadas chegam a formar porfiroclastos de composição quartzo-feldspática ou de fragmentos da própria rocha, devido à brechação causada pelo hidrotermalismo.

A forte foliação, às vezes com aspecto milonítico, parece estar relacionada à falha NW-SE, concordante com a orientação do corpo e que o limita a norte.

A ausência de texturas piroclásticas nas amostras menos alteradas

hidrotermalmente sugere a possibilidade destas rochas serem vulcânicas de composição dacítica. O alinhamento desse corpo com a paleocratera menor também reforça a possibilidade de um derrame dacítico. As rochas mais alteradas parecem piroclásticas, mas esse aspecto pode ser resultado da atuação de diversos processos hidrotermais e deformacionais.

b) Dacito basal

Esta rocha constitui a porção basal da estrutura vulcânica, tendo sido intersectada apenas por sondagem, a mais de 240 m de profundidade.

As amostras desse litotipo apresentam granulação fina, coloração cinza-esverdeada. Sua estrutura pode ser maciça ou bandada (PRANCHA 3, FOTO D)

A rocha, alterada hidrotermalmente, é composta por andesina (76%), epidoto (10%), quartzo (3%), carbonato (7%), clorita (2%) e pirita (2%).

Massa fundamental felsítica microcristalina tem cristais submilimétricos euhedrais orientados de andesina, mas ocorrem também cristais maiores de andesina com até 5 mm, dispersos, orientados concordantemente ou não com a estrutura da matriz.

Não se observa biotita, piroxênio e anfibólio, que foram totalmente alterados como indicado pela presença de pseudomorfos euhedrais a anhedrais substituídos por clorita e epidoto. Esta alteração é tipicamente propilítica e substituiu também os cristais de andesina por epidoto e carbonato.

A estrutura bandada observada macroscopicamente deve-se a veios de quartzo, com carbonato, epidoto e pirita associados, de até 5 mm de espessura concordantes com a orientação da rocha, caracterizando estilo fissural nos eventos hidrotermais da alteração hidrotermal.

O dacito está associado a magmas menos ácidos de uma fase anterior à que deu origem aos ignimbritos. A evolução de magmas de composição andesítica, passando a dacítica até atingir composições mais ácidas como riolítica é comumente observada em rochas da série calcio-alcálicas (Kuno, 1968, em Middlemost, 1988).

c) Brechas

Ocorrem juntamente com os litotipos que compõem os ignimbritos, porém

texturas e relações de campo indicam que algumas destas rochas podem não ser piroclásticas.

Brechas de diferentes origens podem ser macroscopicamente idênticas, mas a petrografia indica processos distintos de formação, como discutem Ulbrich (1986) e Cas & Wright (1987).

A presença de fluidos hidrotermais pode provocar fragmentação hidráulica, mascarando e/ou destruindo as texturas vulcanoclásticas, gerando texturas muito semelhantes as piroclásticas em rochas vulcânicas. Como a estrutura de brechas vulcânicas e vulcanoclásticas facilita a circulação de magmas e fluidos, é comum estarem hidrotermalizadas. Assim como os tufos, as brechas da área em estudo estão alteradas em diferentes intensidades.

Hibbard (1995) dedica um pequeno capítulo para as brechas hidrotermais, afirmando que estas brechas são especialmente características de depósitos epitermais. Há algumas texturas e observações que ajudam a identificar este tipo de brecha das ígneas, assim como reconhecer quando brechas ígneas estão brechadas hidrotermalmente.

O posicionamento dos grãos, grau de arredondamento, fraturas e outras feições de fragmentação hidráulica podem auxiliar na determinação da origem da brecha, porém é o tipo de matriz que vai melhor definir sua origem. Se a matriz de uma brecha corresponder a um cimento esta brecha é hidrotermal. Se for ígnea esta brecha vai apresentar matriz dessa natureza. No caso de brechas vulcanoclásticas hidrotermalizadas é mais difícil essa distinção.

O deslocamento e a rotação de fragmentos constituem texturas comuns provocadas por fluidos hidrotermais. Além dessas feições típicas há outras mais sutis, como as descritas por Hibbard (1995) para dois tipos de brechas hidrotermais:

- 1) Brechas de mosaico (*mosaic breccia*): formadas por clastos fraturados, mas não rotacionados.
- 2) Brechas de quebra (*crackle breccia*): formadas pela fragmentação sem a separação dos fragmentos.

Com base em todas essas observações as brechas foram separadas em três tipos: hidrotermais, piroclásticas hidrotermalizadas e indiferenciadas.

A ação dos fluidos hidrotermais nos ignimbritos causou fraturamento da encaixante, originando também brechas hidrotermais. Porém, tendo em vista o

contexto em que se encontram, optou-se em considerá-los como ignimbritos brechados e foram descritos juntamente com seus respectivos litotipos que compõe a seqüência ignimbrítica.

c1) Brechas hidrotermais

Este tipo é o mais comum na área. Ocorrem predominantemente no topo da seqüência ignimbrítica, na porção norte da estrutura vulcânica, sobre a paleocratera menor. Afloram como matacões, intensamente silicificados, com veios irregulares de dimensões centimétricas de quartzo leitoso e/ou hematita, ou, localmente, especularita. Esta rocha apresenta um sistema de fraturas irregulares com atitude N78/27SE.

Localmente observam-se condutos hidrotermais cimentados por hematita, com espessura centimétrica, que brecham a encaixante (PRANCHA 3, FOTO E) e outros tipos de estruturas brechada, como clastos da própria rocha silicificada cimentados por matriz silicosa com hematita fina (PRANCHA 3, FOTO F).

Esta rocha silicificada corresponde a brechas de conduto fortemente hidrotermalizadas, especialmete no seu topo, onde ocorre uma capa de sílica (*silica cap*) que contribuiu para a preservação do sistema hidrotermal.

A escolha do termo brechas hidrotermais deve-se ao fato de ser amplo, englobando todos os processos que possam estar associadas à sua origem. Com base nesses processos, alguns autores, como Hibbard (1995), utilizam o termo brechas hidrotermais de explosão (*hydrothermal explosion breccia*). Estas brechas explosivas são comuns em ambientes epitermais do tipo *geysers* e características de sistemas epitermais-geotermiais *high sulfidation* (Silberman & Berger, 1985). Outros autores preferem o termo brechas intrusivas, este de caráter meramente descritivo. Ulbrich (1986), em sua classificação geológico-descritiva, utiliza o termo brechas intrusivas de conduto, que está freqüentemente associada a fluidos hidrotermais.

Brechas hidrotermais silicáticas com hematita também é observada na parte oeste da seqüência, junto aos tufos sulfetados. Ocorre em blocos numa área de aproximadamente 50 m de extensão que se destaca no relevo.

Macroscopicamente estas brechas possuem cor cinza-clara e devido à intensa silicificação, a estrutura brechada está totalmente, ou em grande parte, obliterada. A ação intempérica seletiva ajuda a identificação dos fragmentos, assim como a presença

de hematita fina, que predomina na matriz, ressaltando assim os clastos que apresentam cor cinza clara e dimensões milimétricas a centimétricas.

A petrografia indica uma total recristalização da sílica em quartzo fino anhedral, inequigranular, com extinção preferencialmente ondulante, que mascara a textura brechada. Porém, a presença na matriz de hematita intergranular aos cristais anhedrais de quartzo inequigranulares e submilimétricos, permite a distinção dos clastos, que quase não apresentam hematita (PRANCHA 3, FOTO G). O arredondamento e o deslocamento dos clastos provocados por fluxo na matriz e texturas de fragmentação hidráulica do tipo *crackle*, produzida por fluidos que originaram o cimento hematítico, confirmam a natureza hidrotermal dessas brechas.

Estas brechas apresentam variação quanto a presença de opacos, que inclui, além de hematita, rutilo.

São comuns cavidades cúbicas submilimétricas com bordas limoníticas, típicas de alteração de pirita, disseminadas na rocha, mas mais concentradas junto a fraturas com cimento hematítico.

O rutilo é euhedral, por vezes geminado, micrométrico, podendo ocorrer em pequenos agregados intergranulares aos cristais de quartzo, preferencialmente nos da matriz. Junto aos agregados é comum a presença de zircão euhedral zonado.

Mica branca é observada apenas na brecha hidrotermal da porção oeste da seqüência ignimbrítica. Provavelmente trata-se de pirofilita, que ocorre sob a forma de agregados finos intersticiais aos cristais de quartzo e próximos aos veios quartzo-limoníticos.

As brechas hidrotermais mais próximas da paleocratera apresentam alunita disseminada, sob forma de cristais prismáticos submilimétricos, com núcleos alterados e substituídos por óxidos ou argilo-minerais.

Há uma brecha na porção leste da seqüência que não se assemelha às brechas hidrotermais silicificadas acima descritas, mas o predomínio de texturas de fraturamento hidráulico, independente de sua origem piroclástica ou não, a caracteriza como uma brecha hidrotermal.

Esta brecha aflora em blocos e matacões, o que impossibilita a observação do seu contato com a encaixante. Macroscopicamente apresenta matriz fina a afanítica, de cor ocre, com clastos de natureza oligomítica, milimétricos a centimétricos (até 5,0 cm), angulosos prismáticos ou arredondados.

A variação quanto ao grau de arredondamento observado entre os clastos deve-se ao fraturamento hidráulico, que cominui e rotaciona os clastos através da circulação de fluidos hidrotermais. Texturas do tipo quebra-cabeça (*jigsaw*) e de fluxo, que chega a orientar os clastos menores e a brechar os maiores, são observadas por toda a amostra (PRANCHA 3, FOTO H). Comumente esta orientação está associada a finos filetes de hematita. Texturas de fraturamento hidráulico são também observadas em secções delgadas (PRANCHA 4, FOTO A).

O intemperismo seletivo facilita a identificação dessa brecha em campo, ao destruir seletivamente os clastos, devido à menor taxa de silicificação e hematitização em suas partes internas em relação a bordas e a matriz, resultando em cavidades ressaltadas em meio à matriz mais resistente.

Mangânes e cavidades com gibbsita foram encontrados nesse afloramento, onde predomina tufos alterados do tipo I.

Os clastos líticos são de natureza piroclástica (tufos) ou vulcânica (riodacito) e estão alterados de forma seletiva, possibilitando o reconhecimento de cristais ripiformes e/ou fragmentos micrométricos, pseudomorfisados por pirofilita, em matriz de quartzo-pirofilita.

A matriz da brecha, composta por pirofilita microcristalina com forte percolação de óxido/hidróxido de ferro é intensamente orientada por fluxo, que fratura, desloca e cominui os clastos. Esta matriz pode, nesse contexto, ser considerada como um cimento hidrotermal. Há porções em que a hematita predomina sobre a pirofilita constituindo um cimento hematítico.

São abundantes as cavidades cúbicas, submilimétricas, marcadas por bordas limoníticas típicas de alteração de pirita.

Esta brecha pode ser tanto de origem ígnea como também hidrotermal (conduto hidrotermal), mas distingui-se das brechas hidrotermais situadas nas zonas da capa de sílica.

c2) Brechas piroclásticas

Este tipo de brecha foi encontrado somente em um afloramento, junto aos tufos riolíticos e cineríticos da seqüência ignimbrítica. Provavelmente trata-se de brechas co-ignimbríticas (Wright & Walker, 1977).

PRANCHA 3

- A. Fragmento de vidro vulcânico (porção central da foto) alterado e pseudomorfizado por sericita e zeólita (cristais finos de forte relevo negativo) observado em tufos riolíticos-dacíticos. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador descruzado. Amostra X1-14/3.
- B. Textura traquítica com feldspato sericitizado em bomba dacítica. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-14/1.
- C. Dacito do corpo alongado adjacente a estrutura vulcânica, onde observam-se cristais de feldspato sericitizados de porções onde a alteração hidrotermal foi menos intensa. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-34/3a.
- D. Amostra de testemunho de sondagem rotativa de dacito propilitizado (~240 m de profundidade). Observam-se, em tons mais claros de verde, veios compostos por quartzo, com carbonato, epidoto e pirita associado. Amostra F-01/47.
- E. Brecha hidrotermal silicática do topo da estrutura ignimbrítica (*silica cap*) cortada por conduto hidrotermal hematítico. Afloramento X1-3.
- F. Amostra de brecha silicática hematítica que compõe o *silica cap*. As porções claras, composta por sílica recristalizada na forma de quartzo microcristalino, corresponde a uma rocha silicificada posteriormente brechada por fluxo e, silicificada e hidrotermalizada (porções escuras). Amostra X1-3/2.
- G. Foto da secção delgada da brecha silicática hematítica onde observa-se texturas de fragmentação hidráulica provocada por um fluido mais rico em óxido de ferro que originou a porção cinza da foto anterior (PRANCHA 3 – FOTO H) constituída por quartzo microcristalino com hematita fina intersticial. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado Amostra X1-3/4.
- H. Brecha hidrotermal com texturas típicas de fraturamento hidráulico como textura de quebra-cabeça (*jigsaw*) e transporte, com rotação, dos clastos pela ação de fluidos. Amostra X1-19/2.

PRANCHA 3

Esta brecha, de cor roxo avermelhada, é sustentada por clastos e matriz. Os clastos polimíticos alterados e intemperizados, apresentam várias formas e colorações e variam de angulosos a arredondados. Possuem dimensões médias entre 2 e 7 cm, mas chegam a atingir até 1 m de comprimento, fazendo com que a sua visualização seja melhor em afloramentos que em amostras de mão ou lâminas (PRANCHA 4, FOTO B).

A matriz, apesar de alterada, parece ser tufo cinerítico ou tufo riódacítico sericitizado.

Os clastos líticos são fragmentos de piroclásticas silicificadas, algumas com fantasmas de estruturas de devitrificação semelhantes à esferulitos. Por vezes apresentam clastos submilimétricos sericitizados e silicificados, com quartzo recristalizado em matriz quartzosa microcristalina. Alguns desses clastos contém fragmentos ripiformes sericitizados, sugerindo pseudomorfos de feldspato, semelhantes aos observados nos tufos riolíticos e dacíticos (PRANCHA 4, FOTOS C e D). Nem todos os fragmentos foram silicificados, como pode ser observado nos clastos de tufos preservados (PRANCHA 4, FOTOS E e F).

A caracterização dessa brecha como piroclástica está embasada nas suas feições macroscópicas, especialmente em afloramento, onde se observa uma maior variedade de clastos líticos de formas, cores, composição, tamanhos e grau de arredondamento distintos. Os aspectos microscópicos, como o fraturamento da matriz e de cristais de andalusita por material micáceo criptocristalino oriundos de cristalização de fluidos hidrotermais, indicam também a ação de processos de brechação hidrotermal. Trata-se portanto de uma brecha piroclástica hidrotermalizada.

c3) Brechas indiferenciadas

Brechas encontradas próximas ao contato com os pórfiros, na porção basal da seqüência ignimbrítica, foram intensamente alteradas, não sendo possível o reconhecimento de texturas que possibilitem especular sobre sua origem. Podem ser rochas piroclásticas hidrotermalizadas (tufos ou brechas) ou brechas hidrotermais com contribuição piroclástica.

Estas brechas afloram a 50 m da base do afloramento dos tufos cineríticos e tufos riolíticos, na forma de grandes blocos, constituídos por clastos líticos

arredondados (tufos com orientação interna) de até 5 cm em matriz sericitizada/pirofilitizada fina. Em amostras menos alteradas estes clastos parecem ser fruto de brechação hidrotermal de tufos alterados (PRANCHA 4, FOTOS G e H), em outras a matriz apresenta forte fluxo e os clastos silicificados parecem ter origem piroclástica (PRANCHA 5, FOTOS A e B).

Percolação de limonita, às vezes sob a forma de nódulos intercrescidos com quartzo, ressaltam os clastos.

Rutilo ocorre, como nas demais brechas, sob a forma de cristais euhedrais microcristalinos dispersos na rocha, porém, é mais comum quando não há hematita/limonita, podendo constituir agregados que marcam bordas de clastos.

Zircão zonado submilimétrico euhedral ocorre como acessório.

Ocorre, de forma rara, cristais micrométricos subeuhedrais e subarredondados de turmalina azul, dispersos junto à micas brancas hidrotermais.

Estruturas irregulares milimétricas, marcadas por óxidos microcristalinos nas bordas (hematita) semelhante a estruturas de devitrificação estão também presentes.

5.1.2. Hialoclastitos e tufos soldados riodacíticos

A oeste da área (FIGURA 5.1) ocorre outro corpo vulcânico/vulcanoclástico ácido ressaltado no relevo, com forma de um "V" inclinado segundo direção NW-SE, limitado por granito.

Em algumas partes deste corpo afloram pequenos blocos de hialoclastitos de cor rosa, com textura brechóide evidenciada por fragmentos disformes cinzentos e vermelhos em matriz cinza rosada.

Junto à drenagem, que atravessa o corpo, afloram tufos soldado, cortados por um dique de diabásio de dimensões decimétricas e por um outro dique de dacito muito alterado.

Na drenagem, no centro do "V", predominam blocos de granito fanerítico grosso avermelhado, idênticos aos descritos adiante.

As características destes conjuntos de vulcanoclásticas são as seguintes:

PRANCHA 4

- A. Foto da seção delgada da amostra X1-19/1 (PRANCHA 3 – FOTO H) mostrando fragmentos silicificados fraturados e transportados hidraulicamente por fluxo hidrotermal. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado.
- B. Brecha piroclástica alterada com clastos polimiticos centimétricos. Afloramento X1-14.
- C. Fragmento silicificado com clastos pirofilitizados (fragmento de tufo alterado?) em brecha piroclástica de matriz tufácea pirofilitizada. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-14/11.
- D. Foto anterior com o analisador cruzado.
- E. Fragmento de tufo dacítico (à direita) em brecha piroclástica de matriz tufácea pirofilitizada (à esquerda). Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-14/11.
- F. Foto anterior, com o analisador cruzado.
- G. Seção delgada de amostra considerada como brecha indiferenciada em porção da amostra cujas texturas sugerem tratar-se de tufo silicificado e pirofilitizado brechado hidrotermalmente e repirofilitizado. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-13/4.
- H. Foto anterior com o analisador cruzado.

PRANCHA 4

a) Hialoclastitos

Correspondem a tufos e brechas de matriz vítrea a felsítica, com clastos polimícticos, esferulíticos disformes, fenocristais de quartzo e, subordinadamente, de feldspato.

A matriz tem características de tufo soldado, com *microfiammes* e fragmentos vítreos, sem orientação preferencial, imersos em uma matriz vítrea. Em algumas amostras a matriz está parcialmente sericitizada e em outras parcialmente recristalizada, apresentando texturas de fluxo incipiente.

Os clastos que predominam nessa rocha piroclástica são fragmentos com dimensões milimétricas à submilimétricas (até 5 mm), de composição vítrea, esferulíticos e angulosos. Alguns dos fragmentos esferulíticos apresentam vesículas sericitizadas. Estes fragmentos vítreos (*vitric shards*) têm poucas vesículas e apresentam texturas em mosaico (*mosaic cracks*) (PRANCHA 5, FOTO C) causadas por resfriamento rápido. Fragmentos com estas características são típicos de depósitos hidroclásticos, segundo Fisher & Schmincke (1984). A disposição desses fragmentos chega a formar texturas de quebra-cabeça (*jigsaw texture*), já discutidas em brechas hidrotermais, e que aqui reforçam a presença de água na formação dessa rocha, seja através de um processo freatomagmático ou de deposição em meio subaquoso, no qual é comum que o choque térmico gere texturas de fragmentação explosiva (Cas & Wright, 1987). Apesar de raras, texturas de fragmentação explosiva nos fragmentos vítreos foram observadas nestes hialoclastitos (PRANCHA 5, FOTO D).

A coloração parda típica dos fragmentos vítreos em, polarizadores descruzados deve-se à microinclusões de óxido/hidróxido de ferro, que conferem à rocha uma coloração rosada.

Não foi possível determinar, devido à alteração hidroteral, a composição desses esferulitos, mas Cas & Wright (1984) descreve estas estruturas como comumente formadas por agregados radiados de feldspato alcalino intercrescido ou não com cristobalita e tridimita.

Alguns desses fragmentos esferulíticos têm inclusões de quartzo e/ou feldspato potássico (sanidina?) ou envolvem clastos líticos. Em alguns casos há evidências de que estes fragmentos estejam parcialmente recristalizados como ortoclásio (PRANCHA 5, FOTO C).

Os fenocristais de quartzo e feldspato são milimétricos a submilimétricos e os de quartzo apresentam bordas corroídas e dissolvidas, e extinção ondulante. Os fenocristais de sanidina (?) são euhedrais a subeuhedrais, comumente apresentando núcleo sericitizado e, localmente pertitas. Não foi observado plagioclásio livre nessa rocha.

Os clastos líticos são submilimétricos a milimétricos (0,5 – 5 mm) e estão predominantemente arredondados. São compostos na maioria por dacito e tufos dacíticos (PRANCHA 5, FOTO E) e, subordinadamente, tufos cineríticos, tufos riolíticos e, mais raramente de granito alterado.

Faturas preenchidas por quartzo, minerais de argila, clorita e, localmente, fluorita, são comuns.

Apesar da presença de blocos de diabásio nas drenagens da área, foi encontrado apenas um afloramento de dique básico pouco espesso, junto aos hialoclastitos e granitos.

Este dique é de diabásio preto esverdeado, de granulação fina, homogêneo, composto por labradorita (40%), pigeonita (38%), augita (2%), biotita/clorita (10%), opacos (10%), carbonato (1%) e serpentina (Tr). Possui textura glomeroporfírica formada por fenocristais ripiformes de labradorita (0,5 a 2,0 mm), fenocristais anhedrais de pigeonita (0,5mm) e pseudomorfos cloritizados e serpentinizados, provavelmente de olivina, com clorita, biotita e carbonatos nas bordas e faturas. A matriz é fina, de textura intersertal a intergranular, e é composta por cristais submilimétricos de labradorita, pigeonita, opacos, augita e, secundariamente, clorita e carbonato. Observam-se vesículas esféricas com 0,5 mm de diâmetro, composicionalmente zonadas, alteradas e substituídas por calcita, siderita e por biotita verde microcristalina fibrorradiada parcialmente cloritizadas. A pigeonita apresenta forte extinção ondulante e os opacos estão finamente disseminados estão parcialmente alterados, com clorita nas bordas.

Este dique de diabásio não apresenta evidências de alteração hidrotermal.

b) Tufos soldados riodacíticos (*welded tuffs*)

Apresentam cor rosa esverdeada, estrutura maciça e discreta textura brechóide.

Petrograficamente foram caracterizados como tufos soldados de cristal (*cristal*

welded tuffs) pouco hidrotermalizados.

A matriz é vítrea a felsítica, possui cor parda com polarizadores descruzados e apresenta forte estrutura de fluxo, além de *fiammes* e fragmentos vítreos que caracterizam o tufo como soldado (PRANCHA 5, FOTO F).

Predominam entre os clastos cristais de mesopertita e, raramente, ortoclásio e plagioclásio (albita-oligoclásio). Variam de 0,1 a 2,5 mm e apresentam feições cataclásticas provocadas por fluxo ígneo.

Os cristais de mesopertita são anhedrais, pouco sericitizados e alguns apresentam microinclusões de hematita e clorita.

Alguns cristais de ortoclásio ocorrem como agregados em relações de contato semelhantes à de texturas em mosaico dos fragmentos esferulíticos dos hialoclastitos, sugerindo terem sido originados pela recristalização dos esferulitos.

O plagioclásio, por vezes antipertíticos, é menos freqüente, apresenta geminação conjugada albita-periclíneo e zonamento composicional, com albita nas bordas. Muscovita e clorita ocorrem associados como produtos de alteração hidrotermal.

O quartzo apresenta texturas de corrosão em forma de golfo e nas bordas, bem como feições cataclásticas.

Veios de quartzo e albita, com mica branca e hematita associadas, e de biotita verde e quartzo, cortam a rocha, conferindo aspecto brechóide à rocha.

Os raros clastos líticos tem composição dacítica, formas arredondadas e alcançam até 5 mm de comprimento.

5.1.3 Granitos

Este litotipo ocorre na porção nordeste e na oeste/sudoeste da área (FIGURA 5.1) e constitui o embasamento da seqüência vulcânica/vulcanoclástica. Em ambas porções ocorre granito predominantemente vermelho, com textura fanerítica grossa com tendências porfiríticas locais, onde a matriz é fanerítica média. A cor varia entre vermelho acinzentado, podendo tornar-se esverdeado em função do grau e tipo da alteração hidrotermal.

Nos afloramentos da parte nordeste há um garimpo (PRANCHA 5, FOTO G). A mineralização associa-se a um conjunto de veios quartzo sulfetados encaixados granito

cinza a vermelho, hidrotermalizado, próximo ao contato com os pórfiros e vulcânicas ácidas.

A análise macroscópica feita em amostras de mão sugeriu tratar-se de um alcali-feldspato granito, devido à cor vermelha dos feldspatos, mas a microscopia mostrou apenas plagioclásio e mesoperita. A cor vermelha da rocha deve-se a presença de microinclusões de hematita de origem hidrotermal nos feldspatos. As cores variam também entre vermelho esverdeado a cinza avermelhado devido a menor presença de microinclusões de hematita e maior quantidade de biotita, clorita e epidoto.

Este granito é predominantemente hololeucocrático, e localmente leucocrático.

Fraturas observadas nos blocos comumente estão preenchidas por sulfetos, principalmente pirita, que ocorrem também disseminados na rocha e em pequenas concentrações. Algumas estruturas S-C indicam associação dos veios de quartzo com zonas de cisalhamento rúptel-dúctil.

Junto à margem esquerda da drenagem de direção NE-SW (na porção nordeste da área) há uma grande concentração de blocos extraídos pelo garimpo, compostos por quartzo de veio ricos em sulfetos. A pirita, sem oxidação, é grossa e ocorre como cristais euhedrais milimétricos ou como massas maciças disformes intercrescidas com quartzo. Essas massas chegam à constituir cerca de 70% do volume da amostra (PRANCHA 5 - FOTO H). Em alguns blocos no entanto a pirita está totalmente limonitizada devido ao intemperismo. A medida que surgem cristais de pirita euhedrais, vão diminuindo as porções maciças e a porcentagem de sulfetos na rocha, porém surgem cavidades no quartzo do veio preenchidas por quartzo prismático submilimétrico. Esta variação pode ser decorrente de mudanças na composição do fluido hidrotermal.

As outras ocorrências de granito estão situadas à oeste/sudoeste e sul da área, no contato com as vulcânicas/vulcanoclásticas. Nestas rochas são freqüentes falhas rúpteis subverticais que provocam pequenos escarpamentos nos afloramentos.

Nesta porção da área (oeste-sudeste), o granito é predominantemente vermelho e apresenta textura fanerítica grossa com tendências porfiríticas com cristais de feldspato de até 1,2 cm de comprimento. Também se encontram alterados hidrotermalmente, mas em menor intensidade.

PRANCHA 5

A. Secção delgada da amostra X1-13/4 de brecha indiferenciada (PRANCHA 4, FOTOS G e H) porém de uma porção onde fragmentos silicificados em matriz pirofílica/sericítica sugere ser esta uma brecha piroclástica hidrotermalizada. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-13/4.

B. Foto anterior com os analisador cruzado.

C. Secção delgada de hialoclastito mostrando fragmento vítreo esferulítico com texturas em mosaico (*mosaic cracks*) causadas por resfriamento rápido, parcialmente recristalizado para ortoclásio. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-37/1b.

D. Textura de fragmentação explosiva provocada por grande choque térmico comuns em hialoclastitos. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-37/1b.

E. Fragmento esferulítico irregular (topo da foto, a direita), com discreta textura de mosaico ressaltada pela sericitização. À esquerda ocorre um fragmento de piroclástica alterada, e a matriz felsítica encontra-se também sericitizada. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-37/1.

F. Secção delgada de tufo riódacítico soldado onde observa-se matriz vítrea a felsítica com estrutura de fluxo marcada por *fiammes* e fragmentos vítreos orientados. No centro da foto ocorre um cristal microclíneo peritítico cortado por veio hidrotermal. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-38/1.

G. Garimpo associado ao granito, localizado em uma drenagem no contato com o pórfiro. O material explorado pelo garimpo corresponde a um veio quartzo-sulfetado mineralizado. Este veio tem como encaixante um granito cinza a vermelho hidrotermalizado. Afloramento X1-25.

H. Amostra de quartzo de veio rico em sulfetos grossos, predominantemente pirita, explorado pelo garimpo onde intemperizado. Amostra X1-25/10.

PRANCHA 5

Observam-se sistemas de fraturas de direção NNE e, localmente, forte milonitização. Junto às fraturas ocorre uma intensa cloritização e a coloração do granito torna-se mais vermelha nas proximidades do veio. O granito também apresenta fraturamento intenso subhorizontal e sistema de juntas N148/SW.

Foi realizada uma estimativa modal de secções delgadas em todas as amostras. A TABELA 5.1 contém o resultados destas estimativas onde se observa a variação do conteúdo de minerais máficos, muitos associados a alteração hidrotermal.

Houve a preocupação em separar quartzo, feldspato potássico e plagioclásio de origem ígnea e hidrotermal (metassomatismo alcalino), mas isto nem sempre foi possível devido a presença de alterações sobrepostas como a sericítica e a propilítica. Não foram encontrados afloramentos de granito não hidrotermalizado para comparações composicionais e texturais.

O limite entre a origem ígnea e metassomática, chamado por Collins (1997) de *granite problem*, é difícil de se estabelecer. Alguns trabalhos tentam fazê-lo por meio de análise de texturas e química mineral (Hibbard, 1981; Collins, 1997; Pirajno, 1992; Schwartz, 1992), porém, devido às alteração hidrotermais sobrepostas poucas foram as texturas descritas pelos autores passíveis de reconhecimento nestas amostras.

As estimativas modais foram plotadas em diagrama QAP (FIGURA 5.2) onde se observa que as amostras têm composição de monzogranito.

Na estimativa visual feita para a amostra X1-25/1, cuja petrografia indicou ser este um granófiro, não houve possibilidade de distinguir o quartzo hidrotermal do ígneo, mas relativo enriquecimento em sílica pode ser devido à silicificação.

O granito do Garimpo do Batalha, situado a oeste da área e descrito por Corrêa Silva (1999), assemelha-se ao do Prospecto X1. O do Batalha apresenta também cor vermelha devido a alteração hidrotermal, porém há amostras do protólito de cor cinza, o que possibilita comparações mineralógicas e texturais para a definição de gerações ígneas e metassomáticas. O granito do Batalha, segundo diagrama QAP, varia entre sienogranito e monzogranito.

Com base em aspectos texturais as amostras de granito do Prospecto X1 foram divididas em granito granofírico e granito fanerítico grosso

a) Granito granofírico

Estas rochas apresentam, caracteristicamente, enriquecimento em quartzo em amostras de mão (PRANCHA 6, FOTO A) e texturas granofíricas em seções delgadas. Como os demais granitos da área, esta rocha possui cor vermelha escura a clara, devido a presença de microinclusões de hematita nos feldspatos.

TABELA 5.1 - Estimativa modal em seções delgadas de granito.

	X1-25/1		X1-25/2		X1-25/4		X1-31/1		X1-31/2		X1-31/3	
	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP
QUARTZO	39	44	25	30	20	27	25	30	25	28	28	32
K-FELDSPATO		28	2	30	5	37	2	34	3	32	5	34
PLAGIOCLÁSIO		28	10	40	5	37	3	36	10	40	5	34
MESOPERTITA	50		45		45		53		50		50	
HORNBLENDA	1						5					
BIOTITA			0.5		13		Tr		Tr			
CLORITA	1		5		2		3		4		5	
SERICITA	5		5		5		3		5		5	
EPIDOTO	1		1		1		3		Tr		Tr	
APATITA	Tr		Tr		1		0.5		Tr		Tr	
CARBONATO	2		2		1		Tr					
OPACOS	1		5		2		3		3		2	
ZIRCON	Tr		Tr		Tr		Tr		Tr		Tr	
TURMALINA												
SIDERITA	Tr				Tr							
FLUORITA	Tr											
Total	100	100	100.5	100	100	100	100.5	100	100	100	100	100

FIGURA 5.2 - Diagrama Q-A-P com as análises modais estimadas em granito (Tabela 5.1).

Por definição as texturas granofíricas, também chamadas de micrográficas, são aquelas formadas pelo intercrescimento de quartzo e feldspato potássico. Ocorrem comumente em condições de resfriamento rápido do magma em profundidade rasa

com contribuição de fluidos tardios.

O granito granofírico do Prospecto X1 tem matriz fanerítica de granulação média (1,0 a 5,0 mm) composta por feldspato potássico, plagioclásio e, subordinadamente, quartzo e hornblenda. Dentro dessa matriz ocorrem megacristais de mesopertita envolvidos por quartzo intersticial.

Na matriz, predomina o ortoclásio perítico, parcialmente invertido para microclínio, quase sempre com texturas micrográficas e granofíricas zonadas (PRANCHA 6, FOTO B). Os cristais de plagioclásio são zonados, com núcleos mais cálcicos, possuem em média 2,5 mm de comprimento, são antipertíticos e ocorrem comumente sericitizados ou sassuritizados (PRANCHA 6, FOTOS C e D). O quartzo ocorre predominantemente associado às texturas granofíricas. Cristais submilimétricos subeuhedrais a anhedrais de hornblenda ocorrem normalmente agrupados em porções localizadas na matriz, juntamente com pirita e apatita e, subordinadamente, clorita, epidoto, carbonato, zircão, siderita e fluorita anedral, todos gerados por alteração hidrotermal, exceto o zircão.

A presença na matriz de cristais de quartzo um pouco mais grossos com restos de microclínio aprisionados indica que parte dele foi gerado por fluidos hidrotermais, mas pode também ser devido a recristalização metamórfica das texturas micrográficas.

Os fenocristais de mesoperta, de 10 a 20 mm de comprimento, estão envoltos por quartzo e estão parcialmente alterados hidrotermalmente para muscovita, com clorita e epidoto associados. Comumente apresentam zonamentos ressaltados pela alteração seletiva e a presença de microinclusões de hematita. As bordas muitas vezes apresentam albita e microclínio hidrotermais. Neste caso há a formação de textura granofírica no contato com o quartzo intersticial que circunda os fenocristais (PRANCHA 6, FOTO E).

b) Granito fanerítico grosso

Como já discutido, todas as amostras de granito do Prospecto X1, com exceção da X1-25/1, assemelham-se em relação à textura e composição mineralógica (FIGURA 5.2), mas há diferenças em relação às cores, que variam entre vermelha, vermelha esverdeada e vermelha acinzentada, feição esta diretamente relacionada às alterações hidrotermais (TABELA 5.2).

Este granito apresenta textura fanerítica grossa inequigranular, com tendência a porfirítica (PRANCHA 6, FOTO F), definida por cristais um pouco mais grossos de mesopertita, variando entre 3 e 8 mm e, subordinadamente, de plagioclásio, envolvidos por cristais mais finos, geralmente entre 0,1 e 1 mm de comprimento, de quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, opacos e, secundariamente, clorita, epidoto, muscovita e carbonato (PRANCHA 6, FOTOS G e H).

TABELA 5.2 - Descrição macroscópica das amostras de granito.

Amostra	Granulação	Coloração	% de máficos	Textura
X1-25/1	grossa	vermelho-alaranjado	2-5	granofírica
X1-25/2	grossa	vermelho	5-10	fanerítica grossa à porfirítica
X1-25/4	grossa	Vermelho acinzentado a esverdeado	10-15	fanerítica grossa
X1-31/1	grossa	vermelho acinzentado	5-10	fanerítica grossa
X1-31/2	grossa	vermelho	5-10	fanerítica grossa
X1-31/3	grossa	vermelho	10	fanerítica grossa

Os cristais de mesopertita são euhedrais a anhedrais e comumente apresentam inclusões de tamanhos variados de plagioclásio, zonamentos e bordas de albita ou ortoclásio/microclínio (PRANCHA 7, FOTO A). Mimerquita é observada junto aos cristais de mesopertita (PRANCHA 7, FOTO B). Estes se mostram comumente sericitizados e com inclusões irregulares de plagioclásio e de quartzo (PRANCHA 7, FOTO C), com biotita castanha e verde associada. É difícil estabelecer com segurança a origem dessas texturas pois muitas delas se assemelham as chamadas *boxy cellular* de Hibbard (1981 e 1995) e outras são idênticas às geradas por metassomatismo alcalino (Pirajno, 1992). Entretanto, considerando-se o conjunto e a evolução do sistema hidrotermal, as mineralizações de ouro encaixadas no granito e os trabalhos de Corrêa Silva (1999) e Corrêa Silva et al. (2000a e 2000b) no Garimpo do Batalha, considera-se mais provável que estas texturas tenham sido geradas predominantemente por alterações hidrotermais metassomáticas em alta temperatura.

A mesopertita tende a apresentar alterações sericiticas junto ao plagioclásio. Como produto de hidrotermal de mais baixa temperatura ocorre muscovita fina, epidoto, carbonato, clorita, zoisita e opacos.

PRANCHA 6

A. Duas amostras de granito granofírico. Na amostra da porção superior da foto observa-se a ação do intemperismo seletivo destacando o caráter intersticial do quartzo. A amostra da porção inferior da foto mostra a cor vermelha deste ao granito vermelho, quando não intemperizado. Amostra X1-25/1.

B. Textura granofírica, característica da granito da foto anterior, apresentando zonamentos de intercrescimento microclíneo-quartzo. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-25/1.

C. Cristal de pagoclásio antipertítico da matriz apresentando zonamento ressaltado pela presença de microinclusões de hematita de origem hidrotermal. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-25/1.

D. Foto anterior com os analisador cruzado.

E. Secção delgada de granito granofírico onde observa-se o aspecto intersticial do quartzo e textura granofírica no contato com ortoclásio. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador descruzado. Amostra X1-25/1.

F. Aspecto típico granito vermelho fanerítico grosso com tendências porfíricas, predominante na área do Prospecto X1. Amostra X1-25/2.

G. Visão geral de uma secção delgada de granito fanerítico grosso, onde observa-se um megacristal de mesopertita em matriz fanerítica média. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-25/4.

H. Foto anterior com os analisador cruzado.

PRANCHA 6

O quartzo tem hábito anedral, ocupa os interstícios entre os demais minerais e raramente apresentam extinção ondulante, o que indica cristalização magmática tardia e hidrotermal. Localmente podem ser identificados restos de texturas gráficas obliteradas pelo hidrotermalismo.

O plagioclásio apresenta-se predominantemente sericitizado e, localmente, saussuritizado (clinozoisita + clorita + sericita + carbonato), mas mantém sua forma e preserva evidências de zonamento, muitas vezes ressaltadas pelas alterações.

A hornblenda, de cor verde musgo a verde-acastanhada, está presente em poucas amostras. Ocorre sob a forma de cristais anhedrais a subeuhedrais, com dimensões inferiores a 1,2 mm, sempre associados à biotita, clorita, epidoto, opacos, zircão, carbonato e apatita. Normalmente está alterada para biotita, mas em amostras onde está mais bem preservada é possível observar junto à clivagem, epidoto e clorita, resultantes de processos de alteração. Pseudomorfos epidotizados e com agregados carbonáticos de hornblenda estão presentes em zonas mais intensamente alteradas.

Biotita castanha de origem ígnea pode ser substituída por biotita verde, que, localmente, apresenta bordas cloritizadas.

Os opacos são na sua maioria anhedrais, mas podem ocorrer localmente cristais cúbicos interpretados como sendo pirita, que se apresentam isolados ou intercrescido com os minerais máficos. Outros possuem texturas simplectíticas com quartzo (PRANCHA 7, FOTO D).

Carbonato incolor associa-se predominantemente ao plagioclásio alterado mas, localmente apresenta cor amarela e maior índice de refração, aparentando ser siderita.

A clorita na matriz é fina e, por vezes, está associada a opacos (alguns sulfetos) e carbonatos (incluindo siderita) em meio a cristais anhedrais de quartzo e plagioclásio. O quartzo em contato com a clorita, que ocupa interstícios, apresenta bordas corroídas (PRANCHA 7, FOTOS E e F).

Agregados microcristalinos de epidoto ocorrem associados à alteração de feldspato e junto aos agregados de minerais máficos.

Apatita está presente como cristais submilimétricos junto as porções máficas. Zircão, euhedral em cristais zonados, ocorre como acessório.

São observadas em seções delgadas diversas fraturas, algumas preenchidas por carbonato, quartzo e clorita. A continuidade de algumas fraturas é dada por linhas de inclusões fluidas dentro de cristais de quartzo (PRANCHA 7, FOTO G),

caracterizando estilo fissural em parte do evento hidrotermal.

5.1.4 Pórfiros

Este litotipo ocorre sob forma de blocos e matações na porção norte/nordeste da seqüência ignimbrítica, extendendo-se por todo vale que acompanha a drenagem de direção NW-SE (FIGURA 5.1).

Um dos garimpos de ouro ativos da área situa-se nesta drenagem e é constituído por aluviões e colúvios, onde se destacam grandes blocos arredondados de pórfiro e, subordinadamente, blocos de granito vermelho, de rochas básicas e de tufos (PRANCHA 7, FOTO H). Apesar de maior, este garimpo apresenta uma produção de ouro inferior ao garimpo associado ao granito.

O pórfiro possui cor cinza a cinza esverdeada (PRANCHA 8, FOTO A), granulação fina a média inequigranular e textura levemente porfirítica, dada por mega-/fenocristais de quartzo e de plagioclásio com até 1 cm de comprimento. Alguns cristais de feldspato são euhédricos e os cristais mais finos são anhedrais. Possuem cerca de 5% de máficos.

Predominam rochas isotrópicas, mas algumas amostras apresentam estrutura de fluxo ígneo impresso pela orientação dos fenocristais.

A matriz felsítica é rica em opacos microcristalinos e é composta por quartzo, feldspato, e, subordinadamente, biotita.

Estimativas modais (TABELA 5.3) feitas em oito lâminas desse litotipo indicam composição riolítica a dacítica, como mostra a FIGURA 5.3. A tabela 5.3 mostra também a presença de minerais hidrotermais, que variam entre os pórfiros conforme o grau e do tipo de alteração a que foram submetidos.

TABELA 5.3 – Estimativa modal da composição dos pórfiros.

	XI-11/1		XI-12/1		XI-13/1		XI-24/3		XI-24/4		XI-24/1		XI-24/2a		XI-24/2b	
	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP	Est. Modal	Cal. QAP
QUARTZO	40	47	50	59	30	36	35	41	42	48	35	46	39	49	40	48
K-FELDSPATO	20	24	10	12	10	12	5	6	20	23	16	21	20	25	28	34
PLAGIOCLÁSIO	25	29	25	29	43	52	45	53	25	29	25	33	20	25	15	18
BIOTITA	2		5		5		5		5		1		Tr		Tr	
CLORITA	0.5		1		Tr				Tr		3		5		4	
SERICITA	5		5		8		5		2		2		3		2	
EPIDOTO	0.5		Tr		Tr				1		5		2		2	
APATITA	1		0.5		0.5		0.5		0.5		0.5		0.5		0.5	
CARBONATO	3		1		1						7		5		3	
OPACOS	2		2		2		5		5		5		5		5	
ZIRCON	Tr		Tr		Tr				Tr		Tr		Tr		Tr	
TURMALINA																
SIDERITA											0.5		0.5		0.5	
Total	99	100	99.5	100	99.5	100	100.5	100	100.5	100	100	100	100	100	100	100

PRANCHA 7

A. Aspecto de mesopertita geminada e zonada, com pequenas inclusões de quartzo intersticial do granito fanerítico grosso. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-25/4.

B. Mimerquita associada a megacristal mesopertítico do granito fanerítico grosso. Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador cruzado. Amostra X1-25/4.

C. Megacristal de mesopertita com inclusões de quartzo intersticial típico de alteração hidrotermal, e plagioclásio sericitizado comum no granito fanerítico grosso. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-25/4.

D. Textura simplectítica comumente observada em opacos que se encontram associados aos minerais máficos do granito fanerítico grosso. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador descruzado. Amostra X1-31/2.

E. Clorita intersticial de origem hidrotermal. No contato com cristais de quartzo observa-se bordas de reação. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador descruzado. Amostra X1-25/2.

F. Foto anterior com os analisador cruzado.

G. Secção delgada de granito fanerítico grosso mostrando fraturas seladas com clorita e carbonato. A continuidade da fratura (indicadaa pela seta) é identificada no cristal de quartzo por pequenas inclusões sólidas e fluidas. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador descruzado. Amostra X1-31/3.

H. Garimpo que explota material aluvionar na drenagem encaixada nos pórfiros. Afloramento X1-24.

PRANCHA 7

FIGURA 5.3 – Diagrama Q-A-P com as análise modais estimadas em pórfiro (Tabela 5.3).

A matriz apresenta comumente textura de fluxo (PRANCHA 8, FOTO B) e, localmente texturas de devitrificação semelhantes a esferulitos (PRANCHA 8, FOTO C). Em algumas amostras esta matriz afanítica a vítrea foi parcialmente recristalizada para quartzo e feldspato.

Estas rochas podem apresentar texturas cataclásticas, como fenocristais fraturados e brechados (PRANCHA 8, FOTO D) e *kink-bands* em cristais de biotita.

Os fenocristais de quartzo apresentam-se euhedrais a anhedrais, são comumente cristais bipiramidais (PRANCHA 8, FOTO E) e esféricos (PRANCHA 8, FOTO F), mas predominam os anhedrais com texturas de corrosão com formas de golfo (PRANCHA 8, FOTO G). Bordas, com textura de corrosão por dissolução, são também comumente observadas e, às vezes, o produto dessa dissolução sofreu recristalização. A maioria dos fenocristais de quartzo apresenta extinção ondulante e preenchimento de fraturas por carbonato. Alguns fenocristais apresentam-se fraturados, com deslocamento de fragmentos, parcialmente dissolvidos e recristalizados (PRANCHA 8, FOTO H).

Os fenocristais de plagioclásio são composicionalmente oligoclásio e, da mesma forma que os de quartzo, são euhedrais a anhedrais, comumente com zonamento descontínuo ou ondulatório (PRANCHA 9, FOTO A). Estes fenocristais sofreram carbonatização, sericitização e saussuritização em diferentes intensidades.

PRANCHA 8

A. Bloco de pórfiro riolítico-dacítico de cor cinza, típica para este litotipo na área. Afloramento X1-12.

B. Pórfiro riolítico exibindo texturas de fluxo vulcanoclástico, marcado por epidoto criptocristalino e opacos finos. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-11/1.

C. Matriz vítrea em pórfiro riolítico com textura de devitrificação esferulítica ressaltada pela alteração sericítica. À direita, na porção superior da foto, fenocristal de plagioclásio alterado. Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/3.

D. Fenocristal de quartzo exibindo textura cataclástica comum no pórfiro riolítico. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/5.

E. Fenocristal de quartzo bipiramidal com textura de dissolução nas bordas presente no pórfiro riolítico. Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador cruzado. Amostra X1-11/1.

F. Quartzo arredondado com textura de dissolução nas bordas em pórfiro riolítico. Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador cruzado. Amostra X1-11/1.

G. Fenocristal de quartzo com textura de corrosão em golfo em pórfiro riolítico. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/2a.

H. Cristais de quartzo cataclasados de pórfiro riolítico, com deslocamento de fragmentos, parcialmente dissolvidos e recristalizados. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-11/1.

PRANCHA 8

Os fenocristais de feldspato potássico são de ortoclásio, geralmente pertíticos, e estão menos alterados que os de oligoclásio.

Cristais subeuhedrais de biotita apresentam cor castanha a marrom e podem atingir até 5 mm de comprimento. Dependendo do grau de alteração da rocha estão parcialmente substituídos por biotita verde e/ou clorita e, subordinadamente, opacos e epidoto. A biotita castanha é primária, formada a altas temperaturas, e a biotita verde que a substitui, inicialmente nas bordas e planos de clivagem, é característica, de baixa temperatura. A clorita representa uma alteração da biotita verde, comumente com *kink bands* e *bird eyes* (PRANCHA 9, FOTO B). Nas rochas mais hidrotermalizadas a biotita foi totalmente substituída por clorita e opacos ou por sericita.

Opacos ocorrem dispersos na matriz como cristais micrométricos isolados ou na forma de agregados. Os de forma cúbica sugerem ser pirita oxidada.

Mineral com secção basal losangular, castanho, pleocróico e de birrefringência alta são comuns, aparentando tratar-se de siderita com bordas marcadas por opacos.

Epidoto em agregados microcristalinos ocorre associado a alterações de biotita e feldspato e em agregados microcristalinos, acompanham texturas de fluxo da matriz.

Apatita é um acessório comumente observado. Ocorre associado à minerais resultantes de alteração de plagioclásio e biotita, e junto aos opacos.

Zircão, mineral acessório com pequena ocorrência, possui forma euhedral e zonamento.

Em uma das amostras (X1-13/3), coletada próximo ao contato pórfiro-ignimbrito, há um xenólito centimétrico disforme de tufo dacítico. Tanto a rochas quanto o xenólito estão fortemente sericitizado. A quantidade de opacos submilimétricos e anhedrais ou como agregados micrométricos no xenólito é grande (PRANCHA 9, FOTOS C e D).

Ocorrem raros veios de sílica com espessura submilimétrica e, mais raramente, carbonáticos de granulação fina, com ou sem muscovita, epidoto e clorita subordinados (PRANCHA 9, FOTO E).

5.2 Alterações Hidrotermais

A maioria das rochas da área teve sua textura e minerais originais obliterados por alterações hidrotermais em diferentes intensidades e estilos.

Os ignimbritos, que constituem a estrutura vulcânica, foram os mais afetados por estas alterações. As demais vulcânicas/vulcanoclásticas apresentam-se menos alteradas assim como também o granito e o pórfiro, sendo este último o litotipo menos alterado.

Segue-se a caracterização das alterações hidrotermais nas rochas do prospecto X1:

5.2.1 Ignimbritos:

Esta seqüência é predominantemente constituída por tufos, estando estes quase que totalmente afetados por alterações hidrotermais do tipo argílica avançada. Nos tufos cineríticos e riodacíticos da base da estrutura vulcânica, onde afloram também brechas piroclásticas, a alteração observada é sericítica. O andesito apresenta assembléia mineral típica de alteração propilítica (TABELA 5.4).

TABELA 5.4 - Tipo de alterações hidrotermais observadas nos ignimbritos.

Litotipos	Tipos	Grupos	Assembléia mineral	Tipo de alteração
Tufos e lápili-tufos	Tufos alterados I	Tufos silicificados e brechados por pirofilitização fissural	pirofilita + quartzo + hematita $\pm$ pirita $\pm$ andalusita $\pm$ diásporo $\pm$ rutilo + minerais de argila	Argílica avançada (alta temperatura)
		Tufos intensamente pirofilitizados	pirofilita + quartzo + hematita + andalusita + diásporo $\pm$ rutilo $\pm$ caolinita $\pm$ sericita + alunita	Argílica avançada (alta temperatura)
		Tufos sulfetados	pirofilita + quartzo + andalusita + pirita + hematita $\pm$ rutilo $\pm$ caolinita	Argílica avançada (alta temperatura)
	Tufos alterados II	-	alunita + hematita $\pm$ quartzo	Argílica avançada (baixa temperatura)
	Tufos milonitizados	-	pirofilita + andalusita + quartzo + caolinita + minerais de argila	Argílica avançada
	Tufos riolíticos e cineríticos	-	sericita + quartzo $\pm$ zeólita	Sericítica
	Tufos dacíticos/dacito	-	pirofilita + quartzo + hematita + rutilo	Argílica avançada
			sericita + quartzo + hematita	Sericítica
Dacito basal	-	-	clorita + epidoto + carbonato + sericita + quartzo + pirita	Propilítica
Brecha piroclástica	-	-	sericita + quartzo + hematita + andalusita	Sericítica

Segue-se algumas discussões a respeito das alterações hidrotermais observadas nos litotipos que compõe a seqüência ignimbritica:

a) Tufos alterados I

Este litotipo predomina entre os tufos da seqüência ignimbrítica. A maioria das amostras apresenta cor vermelha-roxeada a rosa avermelhada, uma foliação proeminente a insipiente e porfiroclastos de quartzo microcristalino. Nestes tufos alterados as texturas originais, vulcânicas e/ou piroclásticas, foram totalmente obliteradas. Com base na petrografia e nos tipos de alterações hidrotermais este tipo de tufos alterados foram subdivididos em três grupos macroscopicamente semelhantes.

a1) Tufos silicificados e brechados com pirofilitização fissural

A petrografia dessas rochas sugere que estes tufos, de granulação fina, foram inicialmente silicificados e, posteriormente, brechados hidrotermalmente, com pirofilitização associada.

Num dos afloramentos, junto a uma das vertentes íngremes a sudoeste da estrutura vulcânica, foi observado um conduto subvertical de circulação de fluídos hidrotermais, com 10 cm de espessura, preenchido por pirofilita fina de cor branca, com caolinita e illita associados (PRANCHA 9, FOTO F e FIGURA 5.4).

A porção silicificada é composta por quartzo inequigranular, microcristalino à submilimétrico, com contatos intergrãos lobulares ou recristalizados em mosaico, e pirofilita intersticial. Em algumas amostras há porções silicificadas compostas por agregados de quartzo finíssimos, com texturas que indicam cristalização do quartzo a partir de uma fase amorfa, como a calcedônia.

A pirofilitização ocorreu de forma pervasiva e fissural, esta última gerando estruturas brechóides. Os veios têm contatos difusos e são compostos basicamente por pirofilita fina fortemente orientada. Comumente estas estruturas são ressaltadas pela percolação de hematita hidrotermal, que isolam porfiroclastos milimétricos a centimétricos de quartzo microcristalino (FIGURA 5.5 e PRANCHA 9, FOTO G). Nos porfiroclastos maiores, com polarizadores descruzados, observa-se fragmentos ripiformes ou disformes pseudomorfizados por pirofilita, em massa de quartzo microcristalino. Esta feição, resultante de alteração seletiva, é semelhante à observada em tufos mais preservados.

Em amostras mais deformadas, ocorrem nas extremidades dos porfiroclastos de quartzo microcristalino sombras de pressão onde quartzo e pirofilita apresentam

granulação um pouco mais grossa (PRANCHA 9, FOTO H e PRANCHA 10, FOTO A). Estas rochas foliadas gradam para outras menos foliadas caracterizadas por estrutura cataclástica e de brechação, com limonita abundante entre os fragmentos (PRANCHA 10, FOTO B).

Nesses tufos alterados, rutilo hidrotermal ocorre como cristais micrométricos euhedrais a subeuhedrais, de cor castanha esverdeada, dispersos na amostra, tanto como cristais isolados como em agregados (PRANCHA 10, FOTO C).

FIGURA 5.4 - Difratoograma da pirofilita, com caolinita e illita associados, do conduto hidrotermal em tufos alterados.

PRANCHA 9

A. Pórfiro riolítico tendendo à dacítico com fenocristal zonado de plagioclásio e cristais menores, por vezes clásticos, de feldspatos e quartzo, imersos em matriz fina a afanítica. Nota-se ainda alteração hidrotermal incipiente, com sericitização e carbonatação. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/1.

B. Pórfiro riolítico-dacítico com fenocristal de biotita castanha com *kink bands*, parcialmente alterada, nas clivagens e bordas, para biotita verde e clorita.. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador descruzado. Amostra X1-12/1.

C. Contato entre o xenólito de rocha piroclástica (tufo dacítico) sericitizado à esquerda e pórfiro riolítico-dacítico (direita). Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-13/2.

D. Foto anterior com os analisador cruzado.

E. Fenocristal de quartzo fraturado e cortado por veio hidrotermal milimétrico de granulação fina, composto por quartzo e calcita, em pórfiro dacítico. Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador cruzado. Amostra X1-13/1.

F. Veio hidrotermal de pirofilita, com caulinita e illita associada, em tufos alterados tipo I. Afloramento X1-20 (escala aproximada = 1:30 cm).

G. Porfiroclásto de quartzo recristalizado de tufos alterados do tipo I. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra R1800N.

H. A lâmina apresenta estrutura milonítica, com agregados de quartzo recristalizados deformados e com sombra de pressão, onde houve a cristalização de quartzo e de pirofilita um pouco mais grossa. Parte dos opacos limonitizados concentra-se nos planos S e C da foliação. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra PJBU-R-03.

PRANCHA 9

FIGURA 5.5 - Porfiroclasto de quartzo fragmentado mais grosso e pirofilita associada, com textura mais fina, predominante nas bordas do fragmento, envolvido por óxido e hidróxido de Fe.

Opacos finos ocorrem de forma disseminada, tem forma e granulação variada e encontram-se geralmente alterados. Algumas formas cúbicas correspondem a pirita limonitizada. A análise por EDS de cristais de pirita menos alterados indica a presença de titânio (FIGURA 5.6). Ocorrem também relíquias de ilmenita associadas a quartzo.

Cristais submilimétricos euédrais e zonados de zircão são acessórios.

Pode ocorrer, na porção pirofilitica, pequenos cristais anhedrais de andalusita e agregados microcristalinos de diásporo.

A assembléia mineral pirofilita + quartzo + hematita $\pm$ pirita $\pm$ andalusita $\pm$ diásporo $\pm$ rutilo $\pm$ minerais de argila encontrada neste tipo de tufo alterado é típica, segundo Pirajno (1999), de alteração argílica avançada de alta temperatura (250° - 350°C).

a2) Tufos intensamente pirofilitizados

Estes tufos ocorrem aleatoriamente junto com o tipo anterior, porém diferem do anterior por apresentarem silicificação pouco intensa e pela quase ausência de porfiroclastos.

Predomina nas amostras deste tipo uma matriz/cimento pirofilitica, composta por pirofilita microcristalina a criptocristalina, por vezes fortemente orientada, com grãos e

agregados de diásporo associados a finos cristais de birrefringência baixa, possivelmente de coríndon.

FIGURA 5.6 - Opaco limonitizado de hábito cúbico, comum nas lâminas de tufos alterados do tipo I. As análises pontuais realizadas nas duas porções (clara e escura), indicaram uma exsolução de óxido/hidróxido de Fe e Ti. Lâmina PJBUR-01, sugerindo ser sido magnetita titanífera.

Em amostras com forte foliação a pirofilita é claramente anterior ao cisalhamento, pois em alguns cristais mais grossos nota-se que as plaquetas foram deformadas e estão parcialmente recristalizadas nos planos da foliação.

Os agregados de diásporo estão disseminados fina e homogeneousmente na rocha (PRANCHA 10, FOTO D) da mesma forma que os opacos (rutilo e hematita).

Porfiroclastos, quando presentes, são pequenos (< 2 mm), mal desenvolvidos, e compostos por cristais submilimétricos quartzo parcialmente recristalizado. Nestas rochas os porfiroclastos podem ser de quartzo ou de andalusita (PRANCHA 10,

FOTOS E e F).

Neste grupo é comum a presença de cristais de andalusita euhedrais à anhedrais, milimétricos à submilimétricos, fraturados, parcialmente pirofilitizados e caolinizados, com diásporo associado (FIGURAS 5.7, 5.8a e 5.8b, e PRANCHA 10, FOTOS G e H). A presença de caolinita provavelmente deve-se à redução da temperatura do sistema hidrotermal e a mudanças das características químicas dos fluídos.

FIGURA 5.7 - Seção basal losangular de andalusita de corroída. A análise corresponde a um ponto na porção mais homogênea da imagem. Lâmina PJBU-R-01.

Na matriz pirofilitica observam-se texturas que sugerem substituição parcial da pirofilita por sericita, indicando a sobreposição de fluidos com maior atividade de K^+ .

Nos tufos pirofilitizados amostrados próximo a paleocratera menor ocorre alunita fina juntamente com os demais minerais.

Rutilo ocorre como cristais euhedrais à subeuhedrais, de cor castanho esverdeado, e concentram-se em fraturas e fissuras preenchidas por óxido e/ou hidróxido de ferro, assim como junto aos cristais de andalusita.

Zircão como cristais euhedrais e zonados está presente como acessório.

Nas rochas mais foliadas, fruto de deformações provavelmente associadas a zonas de cisalhamento, reconhece-se uma foliação prévia, produto de metamorfismo regional de grau baixo a incipiente.

PRANCHA 10

A. Detalhe de um porfiroclasto em tufos silicificados e brechados por pirofilitização fissural, onde observam-se os grãos de quartzo recristalizados na sombra de pressão. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra PJBUR-03.

B. Estrutura pouco foliada, com os opacos limonitizados e pirofilita entre os fragmentos de rocha tufácea silicificada que constitui os porfiroclastos do conjunto de tufos silicificados e brechados por pirofilitização fissural. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra PJBUR-03.

C. Rutilo sob a forma de cristais micrométricos euhedrais a subeuhedrais, de cor castanha esverdeada, que ocorrem disseminados em tufos alterados, tanto como cristais isolados como em agregados associado aos opacos. Lado menor da foto = 0,23 mm, analisador descruzado. Amostra PJBUR-02.

D. Fina matriz de pirofilita com agregados de minerais opacos e agregados finíssimos de diásporo e, possivelmente, coríndon (indicados pelas setas). Localmente, como na parte inferior da foto, a pirofilita pode apresentar-se com granulação mais grossa em pequenos bolsões. Tufos intensamente pirofilitizados. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador cruzado. Amostra PJBUR-02.

E. Porção tipicamente milonítica dos tufos alterados com porfiroclasto de quartzo parcialmente recristalizado, em matriz pirofilitica de tufos intensamente pirofilitizados. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra PJBUR-04.

F. Porfiroclasto de andalusita deformado e parcialmente substituído por pirofilita em tufos intensamente pirofilitizados. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra PJBUR-04.

G. Cristais de andalusita anhedrais, milimétricos à submilimétricos, fraturados, parcialmente substituídos por pirofilita e quartzo recristalizado, indicando a sobreposição dos processos hidrotermais. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra PJBUR-01.

H. Detalhe de um agregado de relíquia de andalusita onde observa-se resto de um cristal prismático quase que totalmente pirofilitizado, com diásporo associado, de um tufo intensamente pirofilitizado. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra PJBUR-01.

PRANCHA 10

FIGURA 5.8a - Agregado de cristais de diásporo (mancha mais escura) da lâmina PJBUR-02.

FIGURA 5.8b - Detalhe da imagem anterior, com a análise pontual da porção mais homogênea.

Os dois grupos de tufos alterados descritos, os pirofilitizados e os intensamente pirofilitizados, parecem ser produtos de variações de intensidades e estilos de alteração numa mesma rocha de natureza tufácea. A assembléia mineral de ambos é indicativa de alteração argílica avançada de alta temperatura.

É possível que a sericita tenha sido subestimada em relação a pirofilita nos estudos petrográficos, mas as amostras de tufos hidrotermalizados analisados por R-X e MEV/EDS indicaram sempre a quase ausência de outras micas, além de pirofilita.

a3) Tufos sulfetados

Esta variação mais sulfetada localiza-se na porção sudoeste da estrutura vulcânica, em uma drenagem de direção E-W, próxima a paleocratera maior. Ocorrem como matacões e blocos de tufo alterados de coloração cinza-esverdeada que adquirem cor vermelha arroxeada conforme o conteúdo de hematita. Mostra-se foliado em intensidade variável e é rico em pirita euhédrica de granulação fina a grossa. Veios de quartzo de espessuras milimétricas a centimétricas são comuns. Hematita ocorre localmente, enquanto que a andalusita está presente em conteúdos significativos (10 - 5%).

A composição mineral dessas rochas é muito semelhante às demais desse grupo, porém contém menor quantidade de pirofilita e hematita e maior conteúdo andalusita e de pirita, fato que confere à rocha cor cinza-esverdeada.

As porções silicificadas são brechadas e cortadas por pirofilita fina, fissural, que pode, assim como a andalusita, constituir porfiroclastos, mas a quantidade de pirofilita é pequena com relação aos outros grupos de tufo alterados. Este mineral ocorre principalmente em bordas de sulfetos e nos interstícios entre os cristais de quartzo das porções silicificadas.

Os sulfetos finos acompanham a foliação porém os mais grossos apresentam distribuem-se desorientadamente, indicando serem posteriores ao evento que originou a foliação.

Andalusita ocorre como cristais submilimétricos anhedrais, comumente associados a caolinita, tanto de forma disseminada e acompanhando a foliação da rocha (PRANCHA 11, FOTOS A e B), como também dentro de pequenos porfiroclastos marcados por hematita.

A petrografia indica que estas rochas são uma variação da alteração argílica avançada de alta temperatura.

A 300 m do afloramento destes tufo sulfetados afloram blocos de brecha hidrotermal silicática, com hematita subordinada, semelhante às do topo da estrutura vulcânica. Esta brecha constitui uma estrutura ressaltada na topografia.

b) Tufo alterados II

Rochas da sequência ignimbrítica coletadas na trincheira localizada no topo da estrutura vulcânica apresentaram forte alunitização. Esta alunitização diminui em

intencidade, sendo progressivamente substituída por pirofilita e sílica, conforme distancia-se da trincheira até seu total desaparecimento, a um raio de aproximadamente 200 m do centro desta.

A alunita ocorre sob a forma de veios ou disseminada, geralmente substituindo os minerais dos tufos hidrotermalizados, podendo alcançar até 85-95% do vol. da rocha.

Algumas amostras do que se chamou tufos alterados II (item 5.1) possuem discretas relíquias de texturas de tufos soldados, como microbandamento marcado por estruturas alongadas, *fiammes* e esferulitos, (PRANCHA 11, FOTO C). São compostos por uma matriz felsítica alunizada, com *fiammes* milimétricos (1,0 a 2,0 mm) ricos em opacos, representados por grãos muito finos de hematita.

Esta moldura de hematita também é observada em estruturas que sugerem esferulitos. Apesar de estarem pseudomorfizadas por alunita, estas estruturas mantêm ainda a textura fibrorradiada característica de esferulitos (PRANCHA 11, FOTO D).

Comumente ocorrem relíquias de fenocristais de quartzo, intensamente corroídos, com até 2,5 mm de comprimento, semelhantes aos observados nos tufos menos alterados da seqüência ignimbrítica.

Estes tufos foram afetados por alterações hidrotermais do tipo argílica avançada de temperatura baixa a moderada (~250°C) indicada pela presença em abundância de alunita.

c) Tufos milonitizados

Rocha intensamente pirofilitizada com porfiroclastos de andalusita substituídos por caulinita e outros argilo-minerais.

Os porfiroclastos comumente apresentam zonamentos devido à alteração com núcleos de andalusita e bordas de caulinita (PRANCHA 2, FOTO E).

A pirofilita da matriz é microcristalina e fortemente orientada. Este mineral ocorre também na forma de cristais prismáticos de cor azul com até 4,0 mm de comprimento identificados como pirofilita por difração de R-X.

A assembléia mineral pirofilita + andalusita + quartzo + caulinita presente nessas rochas caracterizam a alteração argílica avançada de alta temperatura e um reequilíbrio em temperaturas mais baixas provavelmente associado ao evento de cisalhamento.

d) Tufos riolíticos e cineríticos (*ash tuffs*)

Os tufos riolíticos e tufos cineríticos (*ash tuffs*) que afloram na base da estrutura vulcânica não apresentam assembléa mineral que indique alteração argílica ou argílica avançada como observado na maioria dos tufos da sequência ignimbrítica.

A preservação das texturas primárias dos tufos riolíticos deve-se em parte ao estilo seletivamente pervasivo da alteração sericítica que as afetou, alterando parcialmente a matriz felsítica e clastos. Dentre estes há os totalmente sericitizados e prismáticos (feldspatos sericitizados ?) e os disformes com zeólitas finas nas porções internas (PRANCHA 3, FOTO A).

As arestas curvas dos fragmentos disformes sugerem serem estes fragmentos de vidro vulcânico alterado. A presença de zeólitas reforça tal idéia. Zeólitas comumente são observadas como produto de alteração hidrotermal de rochas félsicas em condições de baixas temperaturas (~ 150° C segundo Rose & Burt, 1979).

Os tufos cineríticos também estão sericitizados tanto de forma pervasiva como fissural. Os tufos são brechados hidrotermalmente por fluido associado a sericita e quartzo. Nas porções mais alteradas da rocha os fragmentos estão predominantemente silicificados e possuem sericita intersticial. Este processo de brechação hidráulica evolui para as brechas hidrotermais também observadas na base desta sequência (item 5.1).

e) Tufos dacíticos e dacito

Estas rochas são muito semelhantes macroscopicamente aos tufos alterados anteriormente descritos devido a cor vermelha e a foliação comumente observadas nestas rochas.

Estas rochas foram fortemente alteradas, predominando processos de pirofilitização, com hematitização, silicificação e sericitização subordinadas. Poucas texturas originais foram preservadas. O desenvolvimento da foliação permitiu a circulação de fluidos com precipitação de hematita, que localmente chega a constituir um cimento hidrotermal.

A pirofilita ocorre tanto na matriz como em pseudomorfos de cristais e fragmentos líticos. Nas rochas mais alteradas a pirofilita chega a constituir 70% da rocha (FIGURA 5.9).

FIGURA 5.9 - Difratoograma de R-X de material branco que predomina nos tufos dacíticos alterados

Em porções menos alteradas, a rocha parece ter sido afetada apenas por sericitização (PRANCHA 3, FOTO C). Nestas foi possível observar-se fenocristais euhedrais milimétricos a submilimétricos sericitizados, provavelmente pseudomorfos de feldspato.

Nas porções mais alteradas destas rochas a foliação é proeminente, onde se destacam porfiroclastos centimétricos totalmente pirofilitizados.

Não foi possível o estabelecimento de relações espaciais entre as alterações sericítica e pirofilitica, ambas com silicificação e hematização associada. Esta passagem de pirofilita para sericita e vice-versa pode estar relacionada a mudanças de acidez do fluido onde baixos valores de pH favorecem a cristalização de pirofilita, sob condições isotérmicas.

f) Dacito basal

Esta rocha foi afetada por alteração propilítica representada pela assembléia mineral clorita + epidoto + carbonato + sericita $\pm$ quartzo $\pm$ pirita (Pirajno, 1992). Seu estilo é predominantemente pervasivo, com ocorrências fissurais localizadas.

Esta alteração destruiu todos os minerais máficos primários da rocha como biotita, anfibólio e piroxênio, pseudomorfisando-os como atestam as formas eudrais a anhedrais compostas por clorita, epidoto, com carbonato e pirita associados. Esta alteração também afetou os cristais de andesina, que se encontram parcialmente epidotizados e pirofilitizados.

Nas porções da amostra em que há predomínio de matriz felsítica observa-se que esta foi também afetada por carbonatização, epidotização e cloritização relacionadas à alteração propilítica.

É comum a presença de veios de quartzo, concordantes ou não com a orientação principal da rocha impressa pelos cristais de andesina. Junto a esses veios é possível observar zonas de alteração. No contato do veio, composto por quartzo anedral submilimétrico com carbonato e clorita intersticial, ocorre silicificação da matriz felsítica e uma concentração de epidoto, diminuindo a medida que se afasta do veio tornando-se disseminado na rocha. Nestes veios há pirita euhedral predominantemente nas bordas.

g) Brechas piroclásticas

Devido a sua estrutura, as brechas piroclásticas, assim como outras rochas de mesma origem, facilitam a circulação de fluidos hidrotermais.

As brechas piroclásticas do Prospecto X1 apresentam matriz tufácea sericitizada com clastos de piroclásticas silicificadas, alguns contendo estruturas de devitrificação marcadas por opacos como observado nos tufos dacíticos.

Os fluidos hidrotermais brecharam a matriz, sericitizando-a, e percolaram zonas de fraqueza, no caso, o contato dos clastos, chegando muitas vezes a fragmentá-los.

Em fraturas observa-se mica branca grossa e cristais euhedrais de andalusita (PRANCHA 11, FOTO E).

A orientação da mica branca na matriz confere uma orientação à rocha, ressaltada pela percolação de óxidos/hidróxidos de ferro.

No topo da seqüência ignibrítica há dois grupos de rochas originados

exclusivamente por fluidos hidrotermais: a alunita de veio e as brechas hidrotermais silicáticas. Estas rochas ocorrem de forma localizada, formando, respectivamente, uma zona alunitizada e outra silicificada.

Estas rochas, são importantes no entendimento do processo de alteração hidrotermal da seqüência ignimbrítica por serem restritos ambientes de depósitos epitermais.

Alunita de veio

A alunita de veio (FIGURA 5.10), cujas amostras foram coletadas exclusivamente junto a trincheira escavada no topo da estrutura, apresentam variações macroscópicas o que possibilita separá-las em três tipos:

(1) rocha de cor rosa, maciça, de granulação grossa, constituída por alunita centimétrica em forma de cristais *branching* (PRANCHA 11, FOTO F).

(2) rocha vermelha apresentando duas gerações de alunita, sendo uma de granulação grossa e outra fina, orientada, que corta a anterior (PRANCHA 11, FOTO G),

(3) rocha vermelha fina fortemente foliada e deformada (PRANCHA 11, FOTO H).

Alunita grossa de cor rosa do tipo 1 é observada em vários depósitos epitermais *high sulfidation* como o Marysvale - E.U.A (Cunningham *et al.*, 1984), Rodalquiar - Espanha (Arribas *et al.* 1995), Hope Brook - Canada (Dubé *et al.*, 1998) e Mount Skukum - Canada (Love *et al.*, 1998).

A petrografia indicou que as rochas dos tipos (1) e (2) são muito semelhantes. A alunita rosa que caracteriza o tipo (1) também apresenta duas gerações conforme observado macroscopicamente no tipo (2), cuja coloração vermelha deve-se a uma película de hematita que envolve os cristais de alunita de ambas as gerações (FIGURA 5.11).

Os cristais grossos de alunita do tipo (1) são centimétricos e apresentam uma textura do tipo *branching* (galhos) (PRANCHA 12, FOTO A). Os cristais de alunita do tipo (2) são também centimétricos e com *branching* menos desenvolvidos (PRANCHA 12, FOTO B). Em ambos os tipos, os cristais grossos (estágio 1) são truncados por pequenos veios compostos por alunita fina (estágio 2), fortemente orientada, que

substitui e recristaliza parcialmente os cristais de alunita da primeira geração (PRANCHA 12, FOTOS B e C). A segunda geração tem associado rutilo fino e abundante.

FIGURA 5.10 - difratograma de alunita de veio

A alunita fina da segunda geração também é observada ocupando interstícios entre os cristais *branching* desenvolvidos (PRANCHA 12, FOTO A).

A hematita, que constitui a fina película que envolve os cristais de alunita do tipo (2), ocorre também como agregados, estando estes presentes junto da alunita fina, e concordantes com a orientação desta (FIGURA 5.12). Estas amostras chegam a possuir 3 – 5% vol. de hematita.

Análises de EDS em alunita indicaram variações composicionais nos cristais grossos entre alunita e natroalunita. Esta variação foi estudada por microssonda eletrônica e será discutida no item 6 dessa dissertação.

PRANCHA 11

A. Secção delgada de tufo sulfetado composto por quartzo, andalusita, pirofilita e sulfetos. Observa-se finos cristais de andalusita marcando a foliação discreta da rocha. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador descruzado. Amostra X1-32/1a.

B. Idem anterior, com o analisador cruzado.

C. Tufos soldados alunitizados com discretas relíquias de texturas como microbandamento marcado por estruturas alongadas ricas em opacos finos. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-16/3.

D. Hematita fina marcando borda de estruturas semelhantes a esferulitos. Estas, apesar de estarem pseudomorfisadas por alunita, mantém ainda a textura fibroradiada, característica destas estruturas. Tufos soldados alunitizados. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-16/3.

E. Cristais fraturados de andalusita em matriz pirofilitica da brecha piroclástica hidrotermalizada. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador cruzado. Amostra X1-14/10.

F. Alunita de veio de coloração rosa constituída por alunita grossa de textura *branching* (tipo 1). Escala 1:2,5 cm. Amostra X1-16/19.

G. Alunita de veio de cor vermelha devido a percolação de óxido/hidróxido de ferro (tipo 2). Observa-se duas gerações de alunita sendo uma mais grossa com textura *branching* sendo cortada e dissolvida por uma mais fina. Escala 1:2,5 cm. Amostra X1-09.

H. Rocha vermelha fina fortemente foliada e deformada composta por alunita e hematita (tipo 3). Escala 1:2,5 cm. Amostra X1-16/6.

PRANCHA 11

FIGURA 5.11 - Imagem de MEV mostrando a percolação de limonita em volta dos cristais finos de alunita da segunda geração.

A alunita do tipo (3) assemelha-se a um xisto dada a sua forte orientação. A petrografia indica que estas amostras são compostas por alunita fina a média, fortemente orientada, com flocos de hematita intragranulares e concordantes com a foliação. Há amostras em que se observa estrutura de bandamento. Estes são impressos pela alternância de porções compostas por alunita fina orientada e alunita média (até 5 mm), com textura decussada.

O rutilo, abundante e disseminado, nos três tipos de alunita de veio. Em todas as amostras o rutilo ocorre como cristais arredondados submilimétricos de cor amarela esverdeada.

Alunita ocorre também em profundidade. Uma das amostras de sondagem rotativa (~ 70 m de profundidade) apresenta uma rocha totalmente silicificada (*vuggy silica*) brechada hidrotermalmente por alunita fina intercrescida com pirita (FIGURA 5.13).

A rocha silicificada é composta por quartzo microcristalino com cristais euhedrais a anhedrais de alunita intersticiais. Esta rocha silicificada, semelhante a um *chert* corresponde ao *vuggy silica*.

FIGURA 5.13 - Amostra de testemunho de sondagem rotativa (~70 m de profundidade) onde rocha silicificada (*vuggy silica*) é brechada por veio de alunita rosa com pirita intercrescida. No detalhe aspectos petrográficos da amostra (altura da foto = 1.85 mm).

FIGURA 5.12 - Imagem de MEV mostrando a presença de óxido de ferro (3) acompanhando a orientação dos cristais de alunita fina e preenchendo fraturas dos cristais maiores de alunita (1). Rutilo (2) também acompanha este fluxo, juntamente com o hidróxido de ferro.

O termo *vuggy silica* foi criado por Steven & Ratte (1960, em Stoffregen, 1987) para as rochas cujos minerais primários, exceto quartzo, foram destruídos por processos de alteração hidrotermal associado a fluidos ácidos. É formado quando a rocha hospedeira, normalmente vulcânica/vulcanoclástica ácida a intermediária, é intensamente lixiviada por fluidos com $\text{pH} < 2$ restando apenas uma sílica residual porosa ($\text{SiO}_2 > 95\%$ em peso), que posteriormente pode vir a hospedar ouro, cobre e sulfetos (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

Por ser pouco solúvel em soluções moderadamente ácidas o Al_2O_3 é conservado na rocha, porém em condições de $\text{pH} < 4$ e temperaturas superiores a 20°C o Al_2O_3 é facilmente dissolvido em solução e sob estas mesmas condições, SiO_2 é praticamente insolúvel (Inoue, 1995). A cristalização e o equilíbrio de minerais aluminosos (andalusita, pirofilita, alunita, diásporo, corindon e argilo-minerais) está condicionado ao pH, temperatura, concentração de sulfato e de cátions da solução, (Stoffregen, 1987).

A acidez dos fluidos deve-se a oxidação de H_2S que ascende junto com vapores de origem magmática e a temperatura tende a diminuir nos níveis superiores do sistema.

Normalmente *vuggy silica* ocorre em zonas associadas a condutos de ascensão de fluidos (Inoue, 1995) comumente junto a zonas de alunita como nos depósitos

epitermais de Summitville (Stoffregen, 1987).

O *vuggy silica* da amostra de testemunho de sondagem é brechado por vários veios centimétricos a milimétricos de alunita rosa com pirita e quartzo intercrescidos, fortemente orientados por fluxo hidrotermal.

A alunita é microcristalina e fortemente orientada segundo a direção do veio.

A pirita intercrescida é anhedral de forma irregular e rica em inclusões (FIGURAS 5.14a e 5.14b).

Estudos realizados por meio de MEV/EDS possibilitou a identificação de inclusões de enargita (Cu_3AsS_4) na pirita (FIGURA 5.15).

Este mineral é importante na diferenciação e caracterização de sistemas epitermais. Segundo Heald *et al.* (1987) a assembléia de minerais opacos enargita + pirita $\pm$ covellita, associada a uma assembléia de alteração argílica avançada onde predomina alunita hipógena, ocorre unicamente em sistemas epitermais *high sulfidation*. Covellita não foi identificada nas amostras analisadas em MEV/EDS, mas é freqüente em algumas partes dos testemunhos de sondagem, onde ocorre como finos grãos associados a zonas sulfetadas com pouca pirita. Bornita foi identificada como inclusões ou núcleos de cristais mais grossos de pirita.

FIGURA 5.14a e 5.14b - Detalhe de cristais de pirita, irregulares e ricos em inclusões, intercrescidos com alunita.

FIGURA 5.15 - Enargita (cinza claro) inclusa em pirita (cinza) intercrescida com alunita (cinza escuro).

Agregados microcristalinos de rutilo ocorrem junto ao veio de alunita e apresentam-se alinhados segundo a orientação dos cristais de alunita.

Estudos feitos com MEV/EDS constataram a presença de woodhouseita-svanbergita, membros finais de uma solução sólida cujas fórmulas são, respectivamente, $\text{Ca}[\text{Al}_3(\text{OH})_6(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)]$ e $\text{Sr}[\text{Al}_3(\text{OH})_6(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)]$ (Hawthorn *et al.*, 2000). Este mineral ocorre de forma disseminada junto ao veio de alunita (FIGURAS 5.16a) assim como também na rocha silicificada (FIGURAS 5.16b). Análises semi-quantitativas feitas por EDS mostram um conteúdo maior em estrôncio que em cálcio e conteúdos de enxofre e fósforo muito próximos (FIGURAS 5.17).

FIGURA 5.16a e 5.16b - Woodhouseita-svanbergita no veio de alunita (esquerda) e na rocha silicificada (direita).

FIGURA 5.17- Detalhe de woodhouseita-svanbergita intercrescida com alunita e a respectiva análise de EDS.

Soluções sólidas entre alunita e woodhouseita-svanbergita é descrita por Wise (1975, em Stoffregen *et al.*, 2000). As trocas catiônicas que envolvem estes minerais serão detalhadas no item 6 dessa dissertação.

Estas soluções sólidas são comuns em alterações hidrotermais do tipo argílica avançada associada a sistemas epitermais e a Cu-pórfito. Stoffregen & Alpers (1987) descrevem a ocorrência de que alunita com baixos conteúdos de Ca^{2+} , Sr^{2+} e $(\text{PO}_4)^{3-}$ em Summitville (E.U.A), um depósito epitermal do tipo *high sulfidation*, e alunita enriquecida em fosfato e estrôncio em La Escondida (Chile), um depósito do tipo Cu-pórfito. A presença de woodhouseita-svanbergita e fases relacionadas pode, em alguns casos substituir apatita ou dissolve-la sob condições de pH baixo em zonas de alteração argílica avançada.

Análises de MEV/EDS também identificaram prata e cobre nativos junto a alunita.

Na estrutura vulcânica, a alunita ocorre no topo, sob a forma de veios, formando uma zona (zona da alunita) de aproximadamente 200 m de diâmetro, que atinge profundidades de até 100 m, envolvida por uma zona onde predomina pirofilita. A alunita caracteriza uma zona de alteração argílica avançada de baixa temperatura ($< 180^\circ \text{C}$, segundo Pirajno, 1999), enquanto a pirofilita, alteração argílica avançada de alta temperatura ($250\text{-}350^\circ \text{C}$, segundo Pirajno, 1999).

Brechas hidrotermais silicáticas

Estas brechas, descritas em detalhe no item 5.1 dessa dissertação, ocorrem no

topo da estrutura vulcânica sobre a paleocratera menor. Estas rochas, compostas predominantemente por sílica e, subordinadamente, hematita, formam uma cobertura silicática sobre a seqüência ignimbrítica.

Sua relação com a paleocratera e a presença de estruturas de fraturamento hidráulico por fluídos, ricos em sílica ou hematita, caracteriza esta brecha como uma brecha de conduto hidrotermal.

Brechas semelhantes a essas são observadas em sistemas geotermiais atuais associados a *hot springs* (*geysers*). Por esta semelhança muitos autores como Hibbard (1995) preferem chama-las de brechas hidrotermais de explosão (*hydrothermal explosion breccia*).

Hedenquist & Henley (1985) utilizam o termo brechas de pipe (*breccia pipes*) para as brechas associadas a aberturas e erupções hidrotermais. Segundo estes autores, estas brechas são locais e exclusivamente hidrotermais, sem a participação de magma. No sistema geotermal ativo de Waiotapu (Nova Zelândia) a deposição destas brechas está associada com o *silica sinter*, localmente mineralizado em ouro e prata.

Uma zona de sílica brechada com hematita fina associada é descrita no topo da seqüência de alteração dos depósitos epitermais de Marysvale Volcanic Field (Utah, EUA) por Cunningham *et al.* (1984) e é muito semelhante as descritas nessa dissertação.

Algumas amostras de brechas hidrotermais silicáticas do Prospecto X1 apresentam alunita disseminada sob forma de cristais prismáticos submilimétricos, com núcleos alterados e substituídos por óxidos ou minerais de argila.

Com relação a estas brechas, todas as evidências tais como posicionamento estratigráfico, composição silicática com hematita associada e a presença de alteração hidrotermal do tipo argílica avançada indicam que a brecha hidrotermal do topo da seqüência ignimbrítica é uma brecha hidrotermal silicática de conduto, que originou a capa de sílica (*silica cap*), também chamada de *siliceous sinter* (Hedenquist & Henley, 1985; Dubé *et al.*, 1998). Este *silica cap* favorece a preservação desse tipo de alto topográfico. Resultados analíticos de geoquímica de solo da RTDM indicam mineralização de ouro associada a estas rochas.

5.2.2 Hialoclastitos e tufos soldados riódacíticos

Os hialoclastitos e tufos soldados (*welded tuffs*) riodacíticos que compõe a estrutura vulcânica a oeste da área foram afetados por alteração sericítica moderada, preservando as texturas originais da rocha. A TABELA 5.5 apresenta as assembleias minerais observadas nessas rochas.

TABELA 5.5 - Tipo de alterações hidrotermais observadas hialoclastitos e tufos riolíticos.

Litotipos	Assembleia mineral	Tipo de alteração
Hialoclastitos	sericita + hematita	Sericítica
Tufos riolíticos	sericita + hematita + clorita	Sericítica e propilítica
	veios de quartzo + albita $\pm$ sericita $\pm$ hematita	
	veios de biotita + quartzo	

Os hialoclastitos, se comparados aos tufos soldados, foram mais afetados pela alteração, sericitizando parcialmente matriz e fragmentos líticos, esferulitos e cristais de feldspato.

Os esferulitos geralmente apresentam sericitização junto à fraturas de resfriamento com fragmentos formando textura em mosaico (*mosaic cracks*) e visículas.

As porções da rocha afetadas pela alteração sericítica, seja matriz ou fragmentos, possuem, sob polarizadores descruzados, cor parda devido a microinclusões de hematita (PRANCHA 12, FOTOS E e F).

Os tufos soldados foram relativamente menos afetados pela alteração sericítica. Este tipo de alteração ressalta textura de fluxo da matriz.

Os cristais de microclíneo são pouco sericitizados e alguns apresentam microinclusões de hematita e clorita.

Muscovita e clorita ocorrem como produtos de alteração hidrotermal de plagioclásio.

Veios, submilimétricos a milimétrico, de quartzo, clorita, albita, com mica branca e hematita associadas, são comuns. Estes veios apresentam alteração propilítica de caráter exclusivamente fissural. Este estilo de alteração é bem visualizado quando os veios cortam cristais de microclíneo perfitico, com formação de albita no contato com o veio (PRANCHA 12, FOTO D).

5.2.3 Granitos

Os granitos da área foram afetados por alterações hidrotermais de diferentes tipos e em diferentes intensidades.

A dificuldade em estudar granitos alterados está em se estabelecer o limite entre texturas formadas por processos ígneos e texturas metassomáticas. Há diversos trabalhos que discutem essas diferenças (Hibbard, 1981; Collins, 1997; Pirajno, 1992; Schwartz, 1992), porém fica difícil a identificação dessas texturas quando há outros processos de alteração sobrepostos.

A principal alteração sofrida por estes granitos está associada a coloração vermelha, podendo variar entre vermelho acinzentado e vermelho esverdeado, devido à presença de microinclusões de hematita em mesopertita.

As relações texturais entre o mineral hospedeiro e as exsoluções de pertita, mesopertita e antipertita variam, sendo que em alguns casos a cristalização do mineral exsolvido segue as orientações cristalográficas do hospedeiro e em outros casos são irregulares. As texturas orientadas segundo as estruturas cristalográficas do hospedeiro foram interpretadas como predominantemente magmáticas e as demais como vinculadas à alteração metassomática potássica ou sódica.

A presença de microinclusões de hematita é uma evidência de metassomatismo alcalino nessas rochas. Segundo Kinnaird *et al.* (1985, em Pirajno, 1992) no processo de metassomatismo alcalino, durante a troca de Na^+ por K^+ , há liberação de Fe^{+2} do retículo que, ao ser oxidado, forma microinclusões de hematita nos feldspatos alcalinos, incluindo cristais pertíticos.

O granito granofírico, descrito no item 5.1.3 dessa dissertação, apresenta grande quantidade de quartzo (FIGURA 5.2). Em amostras de mão observa-se que este quartzo, de aspecto intersticial envolve os megacristais mesopertíticos (PRANCHA 6, FOTO A).

Texturas granofíricas são formadas pelo intercrescimento de quartzo e feldspato potássico normalmente em condições de resfriamento rápido do magma em profundidade rasa com contribuição de fluidos tardios, que podem promover alterações metassomáticas.

Os poucos estudos petrográficos realizados no granito granofírico não foram suficientes para se estabelecer zonamentos hidrotermais e a seqüência dos tipos de alteração, porém, pode-se concluir que a rocha foi afetada por metassomatismo alcalino, propilitização e sericitização em grau variável.

O granito fanerítico grosso também apresenta cor vermelha porém estas variam para tons esverdeados e ou acinzentados conforme o grau e tipo de alteração. As amostras mais vermelhas são as mais alteradas e as vermelhas acinzentadas, menos alteradas.

Os granitos mais vermelhos, como X1-31/2 e 31/3, as microinclusões de hematita ocorrem em todos os feldspatos e de forma muito intensa, independentemente de sua composição (PRANCHA 12, FOTO G e H).

Os cristais de mesopertita comumente apresentam inclusões de plagioclásio, zonamentos e bordas de albita ou ortoclásio (PRANCHA 7, FOTO A). Em vários cristais as inclusões de plagioclásio, também sericitizado, encontram-se envolvidas por quartzo intersticial (PRANCHA 7, FOTO C). É comum a presença de biotita castanha e verde associada.

Conforme discutido anteriormente é difícil o estabelecimento da origem dessas texturas. Muitas se assemelham as chamadas *boxy cellular* de Hibbard (1981 e 1995), formadas por misturas de magmas, mas é mais provável que tenham sido originadas durante o metassomatismo alcalino que afetou estas rochas.

Posteriormente, a mesopertita foi afetada por alterações hidrotermais de mais baixa temperatura, evidenciadas pela presença de muscovita fina, epidoto, carbonato, clorita, zoisita e opacos como produtos dessas alterações.

Nas amostras mais vermelhas a hornblenda está alterada para biotita e nas menos alteradas, de coloração vermelha acinzentada, a hornblenda apresenta apenas cloritização e epidotização na bordas e nas clivagens.

São observadas, em seções delgadas, que a continuidade de algumas fraturas preenchidas por carbonato, quartzo e clorita, é marcada por linhas de inclusões fluidas dentro de cristais de quartzo (PRANCHA 7, FOTO G), caracterizando estilo fissural de parte do evento hidrotermal.

Pelas assembleias minerais observadas podemos afirmar que estas rochas foram afetadas inicialmente por metassomatismo potássico, evoluindo para alteração propilítica e sericítica. Evolução semelhante foi descrita para o granito do Garimpo do Batalha (Corrêa Silva *et al.*, 2000).

PRANCHA 12

A. Textura *branching* de alunita grossa, com alunita fina intersticial substituindo-a parcialmente. Alunita de veio de cor rosa (tipo 1). Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-16/19.

B. Detalhe da substituição de cristais grossos de alunita com textura *branching* menos desenvolvida corroídos por alunita fina fortemente orientada. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-16/09.

C. Detalhe da alunita fina e orientada, substituindo as do tipo *branching*. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-16/19.

D. Alteração propilítica fissural, com veio de quartzo e clorita em microclíneo pertítico. Lado menor da foto = 1,85 mm, analisador cruzado. Amostra X1-38/1.

E. Fragmento esferulítico com textura em mosaico e de explosão, ambas associadas a choque térmicos em hialoclastitos. Observa-se sericitização, tanto na matriz felsítica como em porções do esferulito, próximo às finas fraturas que constituem a textura em mosaico. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-37/1a.

F. Idem anterior, com o analisador cruzado. Ao comparar com a foto anterior é possível se observar a íntima relação entre as porções sericiticas desta foto com as ricas em microinclusões de hematita.

G. Amostra de granito vermelho, cuja coloração deve-se principalmente às microinclusões de hematita nos feldspatos. A foto mostra quartzo hidrotermal intersticial e feldspato zonado com microclíneo no núcleo e plagioclásio sericitizado nas bordas. Clorita verde escura, rica em ferro, associada a opacos ocorre na borda esquerda da foto. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-31/2.

H. Idem anterior, com o analisador cruzado.

PRANCHA 12

5.2.4 Pórfiros

Este litotipo, descrito no item 5.1.4 dessa dissertação, é relativamente o menos alterado dentre os que afloram no Prospecto X1. Sua textura porfirítica, assim como estruturas de fluxo e devitrificação, estão quase que totalmente preservadas.

A matriz felsítica foi parcialmente sericitizada e algumas amostras apresentam matriz rica em agregados dispersos de epidoto microcristalino. Esta sericitização, juntamente com a presença de epidoto, ressalta as estruturas de fluxo (PRANCHA 13, FOTOS A e B).

A alteração sericitica também afetou os fenocristais de ortoclásio, oligoclásio e biotita. Em amostras menos alteradas a sericitização concentra-se em bordas, planos de clivagens e fraturas dos cristais (PRANCHA 13, FOTO C).

Os pórfiros mais alterados apresentam uma série de substituições tais como: (1) sericitização e/ou carbonatização do oligoclásio, com epidoto e clorita associados (PRANCHA 13, FOTO D) (2) muscovitização da biotita com epidoto e opacos associados (PRANCHA 13, FOTO E), (3) forte sericitização e epidotização da matriz.

Os cristais de ortoclásio, geralmente peritéticos, praticamente não foram afetados por alterações, mas quando ocorre, é representada pela sericitização das porções peritéticas.

A biotita em amostra menos alteradas apresenta-se parcialmente substituída por biotita verde, e esta por clorita (PRANCHA 9, FOTO B).

Siderita comumente ocorre em borda de opacos.

Em uma das amostras provenientes do garimpo observou-se bandas hematíticas visíveis macroscopicamente. Em lâmina estas bandas caracterizam-se por hematização da matriz e preenchimento de fraturas e clivagens dos fenocristais de quartzo e plagioclásio (PRANCHA 13, FOTO F).

A preservação de cristais de oligoclásio, a preservação parcial de biotita ou a muscovitização desta, sugerem uma alta atividade de K^+ no fluido hidrotermal.

A assembléia mineral observada nessas rochas é sercita + clorita + epidoto + biotita (verde) + carbonato + opacos. Esta assembléia mineral associada às texturas e relações de substituição descritas sugere terem sido estas rochas afetadas por alteração potássica com possível sobreposição de alteração propilítica e sericitica.

PRANCHA 13

A. Matriz felsítica com textura de fluxo ressaltada pela sericitização no pórfiro riolítico. Lado menor da foto = 0,92 mm, analisador cruzado. Amostra X1-11/1.

B. Agregados criptocristalinos de epidoto concordantes com o fluxo vulcanoclástico da matriz observado em pórfiros riolíticos mais alterados. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador descruzado. Amostra X1-24/2b.

C. Pórfiro riolítico menos alterados, com sericitização nos planos de clivagem e de geminação do plagioclásio. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/3.

D. Detalhe de pórfiro riolítico com cristais de oligoclásio zonado, com núcleo intensamente sericitizado, bem como a matriz. À direita da foto ocorrem no cristal de quartzo golfos de corrosão. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-12/1.

E. Detalhe de um cristal de biotita castanha parcialmente sericitizada em matriz felsítica, do pórfiro dacítico. Lado menor da foto = 0,46 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/3.

F. Veio quartzo-hematítico alterado, com matriz felsítica e hematita preenchendo fraturas dos cristais de quartzo e plagioclásio do pórfiro riolítico. Lado menor da foto = 3,50 mm, analisador cruzado. Amostra X1-24/4.

PRANCHA 13

6 QUÍMICA MINERAL E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

6.1 Química Mineral

6.1.1 Supergrupo da alunita

O supergrupo da alunita compreende um total de 40 minerais, divididos em três grupos denominados de alunita, crandallita, e beudantita. A fórmula geral (Scott, 1987 e Jambor, 1999) é:

$DG_3(TO_4)_2(OH, H_2O)_6$ sendo:

D = cátions monovalentes (K^+ , Na^+ , NH_4^+ , H_3O^+ , Ag^+), divalentes (Pb^{+2} , Ba^{+2} , Ca^{+2} , Sr^{+2}) e trivalentes (Bi^{+3} , Ce^{+3} , RRE),

G = cátions Al^{+3} , Fe^{+3} , Cu^{+2} e Zn^{+2} em coordenação octaédrica,

T = S^{6+} , As^{5+} , P^{5+} , Si^{6+}

Os minerais que compõem o grupo da alunita, listados na TABELA 6.1, são divididos nas séries alunita e jarosita segundo os conteúdos de Al^{3+} e Fe^{3+} .

TABELA 6.1 - Minerais do grupo da alunita.

Série da Alunita (Al > Fe)		Série da Jarosita (Fe > Al)	
Alunita	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	Jarosita	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Natroalunita	$NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	Natrajarosita	$NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Ammonioalunita	$(NH_4)Al_3(SO_4)_2(OH)_6$	Ammoniojarosita	$(NH_4)Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Schlossmacherita	$(H_3O^+, Ca)Al_3(SO_4)_2(OH)_6$	Hydronium Jarosita	$H_3O^+Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$
-	-	Argentojarosita	$AgFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
-	-	Dorallcharita	$TiFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Osarizawaita	$Pb(Al, Cu)_3(SO_4)_2(OH, H_2O)_6$	Beaverita	$Pb(Fe, Cu)_3(SO_4)_2(OH, H_2O)_6$
-	-	Plumbojarosita	$PbFe_6(SO_4)_4(OH)_{12}$
Minamiita	$(Na, Ca, K)_2Al_6(SO_4)_4(OH)_{12}$	-	-
Huangita	$CaAl_6(SO_4)_4(OH)_{12}$	-	-
Walthierita	$BaAl_6(SO_4)_4(OH)_{12}$	-	-

O sistema de classificação do supergrupo da alunita é baseado em diagramas ternários cujos vértices são o SO_4 , PO_4 e AsO_4 . Os limites dos campos desses

diagramas vêm sofrendo diversas modificações, com propostas de vários autores como Scott (1987), Nickel, (1992), Novák *et al.*, (1994, em Jambor, 1999) e Jambor (1999). A classificação comumente utilizada é a de Scott (1987) com a revisão e modificações de Jambor (1999) (FIGURA 6.1).

Em minerais sintéticos das séries da alunita e jarosita foi identificado completa solução sólida com substituições de Fe^{3+} por Al^{3+} (Brophy *et al.*, 1962 em Jambor, 1999 e Härting *et al.*, 1984, em Jambor, 1999). Alunita e jarosita naturais apresentam composições próximas às dos membros finais de Fe^{3+} e Al^{3+} (Jambor, 1999) e a solução sólida completa não se observa.

Soluções sólidas com K^+ , Na^+ e $(\text{H}_3\text{O})^+$ ocorrem em ambas as séries assim como substituição de K^+ por Pb^{2+} . A incorporação de NH_4 deve-se principalmente às custas de K^+ e $(\text{H}_3\text{O})^+$. Deficiências em K^+ , Na^+ e NH_4 na ocupação do sítio G é geralmente atribuída a $(\text{H}_3\text{O})^+$ (Jambor, 1999).

Outra importante substituição que ocorre na alunita é a de fosfato (ou arsenato) e cátion divalente por sulfato e cátion monovalente, expressa na seguinte reação:

Os minerais woodhouseita ($\text{Ca}[\text{Al}_3(\text{OH})_6(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)]$) e svanbergita ($\text{Sr}[\text{Al}_3(\text{OH})_6(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)]$) são minerais que apresentam a estrutura da alunita onde PO_4^{3-} substitui 25 - 75% de SO_4^{2-} no total da fórmula, assim como Ca^{2+} e Sr^{2+} , respectivamente, no sítio D.

Stoffregen & Alpers (1987) chama a série woodhouseita–svanbergita de *aluminium phosphate-sulfate minerals (APS minerals)*. Rochas ricas em alumínio contendo minerais APS geralmente ocorrem junto a assembléia de minerais de alteração argílica avançada, como alunita, caolinita, diásporo em baixas temperaturas, e pirofilita, andalusita e, raramente, corindom, em altas temperaturas.

Alunita é um mineral comum em alterações hidrotermais do tipo argílica-avançada, mas pode ser formada por alteração intempérica de sulfetos.

GRUPO DA ALUNITA A monovalente

FIGURA 6.1- Diagramas de classificação de minerais do grupo da alunita. À esquerda diagrama de Scott (1997) e à direita diagrama de Jambor (1999) mostrando o efeito da adoção do sistema ternário (Jambor, 1999).

6.1.2 Tratamento dos dados analíticos

Alunita de três amostras selecionadas foram previamente analisadas por difratometria de R-X e por EDS, visando o estabelecimento qualitativo de seus componentes químicos para definição de rotinas analíticas e avaliação das análises por microsonda eletrônica. Esta análise prévia indicou a quase inexistência de Pb^{+2} , As^{5+} , Cu^{+2} e Zn^{+2} que, portanto, não foram analisados por microsonda eletrônica, cuja rotina inclui apenas K_2O , Na_2O , CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SO_3 , BaO , P_2O_5 e SiO_2 (ANEXO 01).

O cálculo da fórmula estrutural da alunita pode ser feito na base anidra com 11 oxigênios (Cho & Kim, 1993) mas Jambor (1999) recomenda a normalização para 14 oxigênios ou para $\text{TO}_4=2$, pois em Szymanski (1985, em Jambor, 1999), afirma "...ser inconcebível a visualização da estrutura de uma jarosita estável com vacâncias em $[\text{TO}_4]$." Por este motivo foi adotado o cálculo proposto por Jambor (1999) apresentados na PLANILHA 01.

6.1.3 Resultados e discussões

Foram analisados sulfatos de três diferentes tipos de amostras, sendo duas de superfície (PRANCHA 11, FOTOS F e G) e uma proveniente de testemunho de sondagem (FIGURA 5.13), todas descritas em detalhe no item 5.2 dessa dissertação. As amostras de superfície são X1-16/19 (cristais rosa do tipo 1) e X1-16/09 (cristais vermelhos do tipo 2).

Os cristais analisados foram selecionados inicialmente segundo diferenças morfológicas e, durante a aquisição dos dados, conforme variações composicionais núcleo-borda. As TABELAS 6.2, 6.3 e 6.4 mostram composições de alunita por amostra e tipo de cristal.

Todas amostras apresentam altos teores de SO_4 , sendo, portanto, classificadas como alunita (Scott, 1987 e Jambor, 1999).

Estas composições mostram vacâncias no sítio G, que variam de 0,32 a 0,01, sem relação com tipos de cristais ou variações núcleo-borda.

Os cristais de alunita da amostra F-01/16, que tem associada woodhouseita-svanbergita, apresentam conteúdos entre 0,01 e 0,02 de Ca e P, chegando a 0,05 e 0,06, respectivamente. Estes valores são altos se comparado com os obtidos em alunita de superfície. Na mesma amostra foram identificadas inclusões de enargita-

lusonita em pirita o que, juntamente com a associação de *vuggy silica*, rutilo e sua proveniência a mais de 70 m de profundidade, fora da zona de alteração intempérica, permite classificá-la como hidrotermal magmática (Rye *et al.*, 1992).

Os dados analíticos de K e Na foram plotados em diagrama binário (FIGURA 6.2).

Na amostra X1-16/19 foram analisados cristais de alunita separados em três tipos conforme a granulação:

- cristais *branching*, parcialmente corroídos por alunita de granulação fina.
- cristais finos que ocorrem tanto em veios, cortando e corroendo os cristais *branching*.
- cristais de granulação média localizados na porção central do veio de alunita fina que corta os cristais *branching*.

Observa-se no digrama que os cristais *branching* são mais sódicos que os cristais finos e médios. As análises de porções internas (núcleo), intermediárias e de bordas dos cristais *branching* indicam um enriquecimento em K do núcleo para a borda. A composição das bordas desses cristais apresenta conteúdos de Na e K idênticos aos encontrados nos cristais finos indicando condições de equilíbrio entre estas duas gerações.

Os cristais da segunda geração têm granulação fina a média, sendo que os de granulação média, que aparentam ser os cristais melhor cristalizados no final do fluxo hidrotermal, geralmente de composição mais potássica, indicando decréscimo da temperatura do fluido. Entretanto, algumas análises mostraram composições relativamente sódicas, sugerindo pequenos restos de alunita *branching* preservados no veio recristalizado.

Em relação à amostra X1-16/19 houve inicialmente a cristalização de cristais grossos em textura *branching* com conteúdo de sódio entre 0,5 e 0,6. Estes cristais foram cortados por veios ácidos, de composição mais potássica, que corroeu e assimilou os cristais *branching*, cristalizando, na borda do veio, alunita fina em equilíbrio com borda de cristais *branching*, ambos apresentando conteúdos de sódio entre 0,18 e 0,34. A porção central do veio deu origem a cristais de granulação um pouco mais grossa e relativamente mais potássicos.

Cálculo da fórmula da alunita com base em 14 oxigênios e normalização para $TO_4=2$

Colunas	1	2	3	4	5	6		7	8	9	10
Óxidos	% Peso	Peso Molecular Óxidos	Proporção Molecular Óxidos	Proporção Atômica Oxigênio	Número de Anions com base em 14 Ox (O+OH)	Número de Ions na Fórmula em 14 Ox		Cátions	Oxigênios	Cátions/Oxigênio	Número de Ions na Fórmula Balanço
K ₂ O	6.645	94.20	0.0705	0.0705	0.388	0.776	K	2	1	2.000	0.602
Na ₂ O	2.582	61.98	0.0417	0.0417	0.229	0.458	Na	2	1	2.000	0.356
CaO	0.062	56.08	0.0011	0.0011	0.006	0.006	Ca	1	1	1.000	0.005
Al ₂ O ₃	34.875	101.94	0.3421	1.0263	5.642	3.762	Al	2	3	0.667	2.921
Fe ₂ O ₃	0.000	71.85	0.0000	0.0000	0.000	0.000	Fe	2	3	0.667	0.000
SO ₃	37.368	80.07	0.4667	1.4001	7.697	2.566	S	1	3	0.333	1.993
BaO	0.418	153.36	0.0027	0.0027	0.015	0.015	Ba	1	1	1.000	0.012
P ₂ O ₅	0.094	141.95	0.0007	0.0033	0.018	0.007	P	2	5	0.400	0.006
SiO ₂	0.023	60.09	0.0004	0.0008	0.004	0.002	Si	1	2	0.500	0.002
TOTAL	82.067			2.5466	14.000	7.591					5.896

FÓRMULA GERAL: $DG_3(TO_4)_2(OH)_6$

	Número de moles ideal		Número de moles para 14 oxigênios		Número de moles para $TO_4=2$
D	1	D	1.255	D	0.974
G₃	3	G₃	3.762	G₃	2.921
(TO₄)₂	2	(TO₄)₂	2.575	(TO₄)₂	2.000

Coluna 1 = Análise química.

Coluna 2 = Pesos moleculares dos óxidos.

Coluna 3 = Coluna 1 dividida pela Coluna 2.

Coluna 4 = Coluna 3 multiplicada pelo número de oxigênios contido em cada óxido. Esta coluna é totalizada no final.

Coluna 5 = Coluna 4 multiplicada pelo valor resultante da divisão de 14 (número de oxigênios para normalização).
pelo valor resultante da somatória da Coluna 4.

Coluna 6 = Coluna 5 multiplicada pela Coluna 9 => **FÓRMULA COM BASE EM 14 OXIGÊNIOS.**

Coluna 7 = Número de cátions do óxido.

Coluna 8 = Número de oxigênios do óxido.

Coluna 9 = Coluna 7 dividida pela Coluna 8.

Coluna 10 = Coluna 6 multiplicada pela Constante B => **FÓRMULA COM DADOS NORMALIZADOS PARA $TO_4=2$.**

Constante A	2.575
Constante B	0.7766

Constante A = Somatória dos valores de S, P e Si (cátions da posição T).

Constante B = Valor resultante da divisão de 2 pela Constante A. O número 2 corresponde a fixação do número de mol de TO_4 .

PLANILHA 1 - Cálculos da fórmula da alunita com base em 14 oxigênios e normalização para $TO_4=2$.

TABELA 6.2 - Composições de alunita da amostra X1-16/19. As cores têm correspondência com as utilizadas nos diagramas da FIGURA 6.2.

(a) CRISTAIS BRANCHING										
Cod. Análise	Posição	D				G		TO ₄		
		K	Na	Ca	Ba	Al	Fe	S	P	Si
012 - C1	Núcleo	0.44	0.52	0.01	0.01	2.91	0.01	2.00	0.00	0.00
301 - C1	Núcleo	0.47	0.49	0.01	0.01	2.85	0.00	2.00	0.00	0.00
305 - C3	Núcleo	0.39	0.58	0.01	0.02	2.85	0.00	1.99	0.01	0.00
321 - C5	Núcleo	0.41	0.52	0.01	0.01	2.85	0.00	1.99	0.01	0.00
324 - C5	Núcleo	0.40	0.54	0.01	0.01	2.93	0.01	2.00	0.00	0.00
005 - C1	Intermediário	0.60	0.36	0.00	0.01	2.92	0.00	1.99	0.01	0.00
011 - C1	Intermediário	0.58	0.36	0.00	0.00	2.88	0.00	2.00	0.00	0.00
016 - C2	Intermediário	0.58	0.38	0.00	0.00	2.95	0.00	1.99	0.01	0.00
017 - C2	Intermediário	0.48	0.46	0.01	0.02	2.93	0.00	2.00	0.00	0.00
302 - C2	Intermediário	0.52	0.43	0.00	0.00	2.85	0.00	1.99	0.00	0.00
303 - C3	Intermediário	0.59	0.35	0.00	0.00	2.90	0.00	1.99	0.00	0.00
306 - C3	Intermediário	0.52	0.41	0.00	0.01	2.85	0.00	1.99	0.01	0.00
307 - C3	Intermediário	0.65	0.28	0.00	0.00	2.88	0.01	1.99	0.01	0.00
319 - C4	Intermediário	0.61	0.33	0.00	0.01	2.84	0.00	2.00	0.00	0.00
320 - C4	Intermediário	0.65	0.34	0.00	0.00	2.86	0.00	2.00	0.00	0.00
330 - C5	Intermediário	0.73	0.25	0.00	0.01	2.96	0.01	1.99	0.01	0.00
331 - C5	Intermediário	0.63	0.32	0.00	0.01	2.87	0.00	2.00	0.00	0.00
323 - C5	Intermediário	0.61	0.34	0.00	0.00	2.82	0.00	1.99	0.01	0.00
326 - C5	Intermediário	0.47	0.45	0.00	0.01	2.92	0.00	2.00	0.00	0.00
006 - C1	Borda	0.63	0.32	0.00	0.01	2.94	0.00	1.99	0.01	0.00
007 - C1	Borda	0.71	0.27	0.00	0.00	2.90	0.01	1.99	0.00	0.00
013 - C2	Borda	0.70	0.29	0.00	0.00	2.87	0.00	1.99	0.01	0.00
018 - C2	Borda	0.70	0.28	0.00	0.00	2.87	0.00	1.99	0.01	0.00
322 - C5	Borda	0.73	0.28	0.00	0.00	2.89	0.00	1.99	0.01	0.00

(b) CRISTAIS MÉDIOS										
Cod. Análise	Posição	D				G		TO ₄		
		K	Na	Ca	Ba	Al	Fe	S	P	Si
002 - C1	Núcleo	0.85	0.14	0.00	0.00	2.96	0.00	2.00	0.00	0.00
009 - C1	Núcleo	0.79	0.18	0.03	0.00	2.94	0.00	1.98	0.02	0.00
297 - C1	Núcleo	0.83	0.13	0.00	0.01	2.89	0.01	1.99	0.00	0.01
300 - C1	Núcleo	0.61	0.34	0.00	0.01	2.91	0.00	1.99	0.01	0.00
313 - C6	Núcleo	0.72	0.26	0.00	0.00	2.92	0.00	2.00	0.00	0.00
314 - C6	Núcleo	0.59	0.36	0.01	0.00	2.85	0.00	2.00	0.00	0.00
325 - C5	Núcleo	0.83	0.05	0.00	0.02	2.68	0.00	1.88	0.00	0.12
299 - C1	Borda	0.82	0.13	0.00	0.01	2.98	0.00	2.00	0.00	0.00
001 - C1	Borda	0.68	0.26	0.00	0.00	2.95	0.00	1.98	0.02	0.00
010 - C1	Borda	0.71	0.28	0.00	0.01	2.90	0.00	1.99	0.01	0.00
296 - C1	Borda	0.72	0.25	0.00	0.01	2.95	0.00	1.99	0.01	0.00
315 - C6	Borda	0.72	0.27	0.00	0.00	2.90	0.00	2.00	0.00	0.00
327 - C5	Borda	0.89	0.08	0.01	0.00	2.82	0.00	1.96	0.01	0.03

(c) CRISTAIS FINOS										
Cod. Análise	Tipo	D				G		TO ₄		
		K	Na	Ca	Ba	Al	Fe	S	P	Si
003 - C1	Fino	0.67	0.30	0.00	0.01	2.93	0.00	1.99	0.01	0.00
004 - C1	Fino	0.73	0.21	0.00	0.00	2.93	0.01	1.98	0.02	0.00
008 - C1	Fino	0.74	0.23	0.01	0.00	2.90	0.00	1.99	0.01	0.00
014 - C2	Fino	0.71	0.27	0.00	0.01	2.85	0.01	1.99	0.01	0.00
015 - C2	Fino	0.72	0.27	0.00	0.01	2.97	0.00	1.99	0.01	0.00
298 - C1	Fino	0.66	0.24	0.00	0.01	2.80	0.00	1.99	0.01	0.00
304 - C3	Fino	0.75	0.18	0.00	0.01	2.81	0.00	2.00	0.00	0.00
308 - C3	Fino	0.77	0.19	0.00	0.00	2.88	0.00	1.99	0.01	0.00
309 - C3	Fino	0.64	0.34	0.01	0.00	2.89	0.00	1.99	0.01	0.00
310 - C3	Fino	0.70	0.24	0.00	0.01	2.92	0.00	1.99	0.01	0.00
311 - C3	Fino	0.68	0.31	0.00	0.01	2.90	0.00	1.99	0.01	0.00
312 - C3	Fino	0.66	0.31	0.00	0.00	2.93	0.01	1.99	0.01	0.00
316 - C6	Fino	0.69	0.29	0.00	0.00	2.87	0.00	1.99	0.01	0.00
317 - C6	Fino	0.72	0.22	0.01	0.02	2.90	0.00	1.98	0.02	0.00
318 - C6	Fino	0.69	0.28	0.00	0.00	2.86	0.00	1.99	0.01	0.00
019 - C2	Fino/intersticial	0.68	0.28	0.00	0.00	2.94	0.01	1.99	0.01	0.00
020 - C2	Fino/intersticial	0.62	0.20	0.00	0.01	2.82	0.00	1.99	0.01	0.01
328 - C5	Fino/intersticial	0.86	0.12	0.00	0.00	2.82	0.00	1.99	0.01	0.00
329 - C5	Fino/intersticial	0.70	0.26	0.00	0.01	2.97	0.02	1.99	0.01	0.00

TABELA 6.3 - Composições de alunita da amostra X1-16/09. As cores têm correspondência com as utilizadas nos diagramas da FIGURA 6.2.

Cod. Análise	Posição	D				G		TO ₄		
		K	Na	Ca	Ba	Al	Fe	S	P	Si
332 - C5	Grande/ Núcleo	0.91	0.10	0.00	0.00	2.91	0.01	1.99	0.01	0.00
333 - C5	Grande/ Núcleo	0.91	0.09	0.00	0.01	2.91	0.00	1.98	0.01	0.00
339 - C2	Grande/ Núcleo	0.87	0.12	0.00	0.01	2.94	0.00	1.99	0.01	0.00
340 - C2	Grande/ Núcleo	0.88	0.12	0.00	0.01	2.91	0.00	1.98	0.02	0.00
334 - C5	Grande/ Borda	0.82	0.14	0.00	0.01	2.92	0.00	1.97	0.03	0.00
335 - C5	Grande/ Borda	0.90	0.05	0.00	0.00	2.85	0.01	1.99	0.01	0.00
338 - C5	Grande/ Borda	0.88	0.15	0.00	0.00	3.05	0.00	1.98	0.02	0.00
336 - C5	Fino	0.89	0.08	0.00	0.00	2.77	0.02	1.99	0.01	0.00
337 - C5	Fino	0.95	0.04	0.00	0.00	2.89	0.00	1.98	0.01	0.00

TABELA 6.4 - Composições de alunita da amostra F-01/16. As cores têm correspondência com as utilizadas nos diagramas da FIGURA 6.2.

(a) CRISTAIS MÉDIOS										
Cod. Análise	Posição	D				G		TO ₄		
		K	Na	Ca	Ba	Al	Fe	S	P	Si
341 - C1	Núcleo	0.50	0.42	0.05	0.01	2.96	0.00	1.94	0.06	0.00
343 - C1	Núcleo	0.53	0.44	0.02	0.00	2.98	0.04	1.97	0.03	0.00
349 - C2	Núcleo	0.34	0.65	0.01	0.01	2.90	0.01	1.98	0.01	0.00
361 - C2	Núcleo	0.32	0.61	0.00	0.00	2.92	0.00	1.99	0.00	0.00
363 - C2	Núcleo	0.35	0.66	0.01	0.00	2.96	0.04	1.99	0.00	0.00

(b) CRISTAIS FINOS										
Cod. Análise	Tipo	D				G		TO ₄		
		K	Na	Ca	Ba	Al	Fe	S	P	Si
342 - C1	Fino	0.59	0.40	0.01	0.00	2.93	0.00	1.98	0.02	0.01
344 - C1	Fino	0.56	0.42	0.02	0.01	3.01	0.01	1.97	0.03	0.00
346 - C2	Fino	0.52	0.45	0.02	0.00	2.95	0.01	1.96	0.04	0.00
347 - C2	Fino	0.52	0.41	0.02	0.01	2.80	0.02	1.98	0.02	0.00
348 - C2	Fino	0.48	0.49	0.01	0.00	2.88	0.02	1.98	0.02	0.00
350 - C3	Fino	0.57	0.46	0.00	0.01	2.95	0.00	1.99	0.01	0.00
351 - C3	Fino	0.57	0.40	0.01	0.00	2.89	0.00	1.96	0.01	0.03
352 - C3	Fino	0.57	0.42	0.03	0.02	2.98	0.00	1.96	0.04	0.00
353 - C3	Fino	0.54	0.46	0.02	0.00	2.95	0.00	1.97	0.03	0.00
354 - C3	Fino	0.58	0.36	0.02	0.00	2.88	0.01	1.98	0.01	0.00
355 - C6	Fino	0.57	0.43	0.01	0.01	2.92	0.00	1.99	0.01	0.00
359 - C6	Fino	0.56	0.42	0.01	0.00	2.88	0.00	1.99	0.01	0.00
360 - C2	Fino	0.45	0.54	0.01	0.00	2.96	0.02	1.99	0.01	0.00
362 - C2	Fino	0.55	0.44	0.02	0.00	2.90	0.01	1.98	0.02	0.00
364 - C2	Fino	0.57	0.41	0.01	0.00	2.92	0.01	1.99	0.01	0.00
366 - C8	Fino	0.54	0.45	0.01	0.01	2.90	0.00	1.99	0.01	0.00
367 - C8	Fino	0.51	0.42	0.02	0.00	2.91	0.01	1.98	0.02	0.00
368 - C8	Fino	0.50	0.45	0.03	0.00	2.95	0.00	1.99	0.01	0.00
369 - C8	Fino	0.53	0.46	0.01	0.01	2.85	0.00	1.99	0.01	0.00
356 - C6	Fino	0.56	0.46	0.01	0.01	2.98	0.00	1.98	0.02	0.00
357 - C6	Fino	0.58	0.40	0.01	0.00	2.96	0.00	1.98	0.01	0.00
358 - C6	Fino	0.59	0.42	0.00	0.00	2.85	0.00	1.99	0.01	0.00

FIGURA 6.2 - Diagramas binários Na X K de análises de alunita em três amostras de alunita de veio, sendo X1-16/19 (alunita rosa tipo 1) e X1-16/9 (alunita vermelha tipo 2) amostras de superfície, e F-01/16 amostra de testemunho de sondagem rotativa (~70 m). Lado menor das fotos = 1.85 mm.

A análise de cristais de alunita da amostra X1-16/09 mostra serem estes altamente potássicos, tanto os cristais grandes de textura *branching* pouco desenvolvidas como a alunita fina, que da mesma forma como observado na amostra X1-16/19, constitui veios que corroem a alunita grossa, assimilando-a. Apesar de discreta diferença, a alunita fina tende a ser mais potássica que os cristais mais grossos.

As análises em cristais de alunita da amostra F-01/16, coletada a aproximadamente 70 m de profundidade por sondagem rotativa, apresenta conteúdos significativamente mais altos de Na. Cristais chamados médios, de melhor cristalização em relação aos cristais finos, predominantes na amostra, apresentam conteúdos de Na entre 0,42 e 0,66 (TABELA 6.4). Estes cristais apresentam-se disseminados na massa formada de alunita fina que constitui o veio que brecha o *vuggy silica* (FIGURA 5.13). A alunita fina da amostra F-01/16 é relativamente mais potássica que os cristais médios da mesma amostra e apresenta conteúdos de Na semelhantes aos encontrados nos cristais *branching* da amostra X1-16/19.

Stoffregen & Cygan (1990) comparam alunita natural, de várias localidades e de diferentes origens, segundo X_{Na} , onde $X_{Na} = Na/(K+Na)$, separadas em três grupos:

- (1) Alunita associada com pirofilita em rochas metamórficas aluminosa, de alta temperatura.
- (2) Alunita de depósitos epitermais e *hot springs*, considerada de temperaturas intermediárias.
- (3) Alunita formada durante diagênese ou processos intempéricos, seriam de baixas temperaturas.

A FIGURA 6.3 apresenta os histogramas apresentados por Stoffregen & Cygan (1990) juntamente com o histograma construído com os dados analíticos de todas as análises de alunita do Prospecto X1 (TABELAS 6.2, 6.3 e 6.4). A distribuição das análises da área de estudo é muito semelhante a alunita de depósitos epitermais e *hot springs* do trabalho de Stoffregen & Cygan (1990).

FIGURA 6.3 – Histograma com dados composicionais de alunita natural segundo X_{Na} . Em cinza histogramas de alunita metamórfica, hidrotermal e intempérica/diagenéticas estudadas por Stoffregen & Cygan (1990). Em verde histograma de alunita natural do Prospecto X1, semelhante ao histograma de Stoffregen & Cygan (1990) para alunita hidrotermal.

6.2 Isótopos Estáveis

6.2.1 Introdução

O estudo de isótopos estáveis de sulfatos é muito útil para desvendar a história geoquímica de um sistema hidrotermal. Todos os sulfatos podem propiciar análises isotópicas de enxofre e oxigênio, sendo que os sulfatos complexos, como alunita e jarosita, podem ainda fornecer dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio da hidroxila. Estes dados são utilizados em cálculos geotermométricos e no estudo de parâmetros físicos e químicos de processos como evaporação, mistura de águas e redução de sulfato para sulfeto (Seal *et al.*, 2000).

O isótopo de um elemento é definido pelo número total de prótons (Z) e neutrons (N) presentes, os quais somados resultam na massa atômica (A).

O enxofre (Z = 16) tem quatro isótopos estáveis: ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S e ^{36}S , com abundância terrestre de 95,02%, 0,75%, 4,21% e 0,02%, respectivamente (Macnamara & Thode, 1950, em Seal *et al.*, 2000). O oxigênio (Z = 8) tem três isótopos estáveis: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , com abundância terrestre de 99,763%, 0,0375% e 0,1995%, respectivamente (Garlicki, 1969, em Seal *et al.*, 2000). O hidrogênio (Z = 1) tem dois isótopos estáveis: ^1H e ^2H , com abundância terrestre de 99,9844% e 0,0156%, respectivamente (Way *et al.*, 1950 em Seal *et al.*, 2000). Deutério, ^2H , é comumente abreviado como D, e ^1H como H.

A geoquímica de isótopos estáveis concentra-se na partição de isótopos estáveis entre substâncias. As diferenças de partição, chamadas de fracionamento isotópico, ocorrem em função de processos cinéticos e físico-químicos.

O fracionamento isotópico que ocorre durante cada processo é indicado pelo fator de fracionamento (α), definido pela fórmula:

$$\alpha = R_A/R_B,$$

onde R é a razão entre o isótopo pesado (maior) e o leve (menor) de uma molécula ou fase (A e B).

No caso dos sulfatos as principais razões são D/H, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$.

As variações das razões isotópicas são muito pequenas, dessa forma a composição isotópica de uma substância é expressa em *delta* (δ) por mil (‰).

O δ para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de uma substância é definido como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \right) \times 1000$$

Para a maioria das aplicações, inclusive análise de $\delta^{18}\text{O}$ em alunita, o padrão usado para isótopos de oxigênio é o VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) para o qual $\delta^{18}\text{O} = 0,0 \text{ ‰}$. O valor absoluto da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é $2005,2 \pm 0,45 \times 10^{-6}$ (Beartschi, 1976, em Seal *et al.*, 2000). Uma amostra com um valor positivo $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ é enriquecida em ^{18}O em relação a VSMOW, da mesma forma que com um valor negativo é empobrecida em ^{18}O em relação a VSMOW.

Isótopos de hidrogênio são também definidos com relação a VSMOW. Por definição o δD para VSMOW é $0,0 \text{ ‰}$ e D/H é $155,76 \pm 0,05 \times 10^{-6}$ (Hageman *et al.*, 1970, em Seal *et al.*, 2000).

Para isótopos de enxofre, o $\delta^{34}\text{S}$ os valores para a razão $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ é definida em relação a VCDT (*Vienna Cañon Diablo Troilite*) com $\delta^{34}\text{S} = 0,0 \text{ ‰}$ e $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ é $4500,45 \times 10^{-6}$ (Ault & Jensen, 1963, em Seal *et al.*, 2000).

Variações em composições de isótopos estáveis de sistemas naturais pode resultar de mudanças de equilíbrio do fracionamento isotópico ou de processos controlados cineticamente. A variação isotópica de enxofre e oxigênio deve-se a processos geoquímicos que produzem e transformam sulfatos em outras espécies minerais de enxofre, e a processos que envolvem a oxidação de sulfetos para sulfatos e redução de sulfatos para sulfetos.

Com base nessas informações Ohomoto (1972, em Seal *et al.*, 2000) desenvolve os princípios para a aplicação de isótopos de enxofre para depósitos hidrotermais.

Alguns dos importantes processos geoquímicos que afetam os isótopos estáveis de sulfatos de sistemas hidrotermais são detectados por minerais como alunita e jarosita. Estes minerais são importantes por fornecerem dados de quatro isótopos estáveis: $\delta^{34}\text{S}$ em SO_4 , $\delta^{18}\text{O}$ em SO_4 e OH , e δD de OH (Rye *et al.*, 1992).

6.2.2 Ambientes de formação de alunita segundo estudos de isótopos estáveis

A alunita pode se desenvolver em diferentes ambientes geológicos (Rye *et al.*, 1992), e como cada ambiente de formação apresenta tipos característicos de mineralização associada, é economicamente importante a distinção dos quatro ambientes de formação deste mineral, quais sejam: supérgeno, de vapor aquecido (*steam-heated*), hidrotermal magmático e de vapor magmático (*magmatic steam environment*). Com exceção do supérgeno, os demais ambientes apresentam relações temporais e espaciais em estratovulcões típicos do Círculo Pacífico (FIGURA 6.4). Estas relações também são aplicáveis a domos de vulcanismo ácido de terrenos continentais (Rye *et al.*, 1992).

O ambiente hidrotermal magmático se desenvolve em profundidade, acima da câmara magmática, no ponto onde o H_2O na pluma de vapor magmático, também contendo H_2S e SO_2 , começa a condensar. A alteração por sulfatos ácidos (alunita) em ambiente hidrotermal magmático resulta da lixiviação da rocha encaixante por ácido sulfúrico. Parte do H_2S do fluido pode reagir com minerais da encaixante contendo ferro e produzir pirita. O restante continua a ascender, podendo alcançar o lençol freático, onde é oxidado para ácido sulfúrico, lixiviando a rocha encaixante para produzir uma zona superficial de sulfatos ácidos produzidos por vapores aquecidos (*steam-heated*). O ambiente de vapor magmático é normalmente marginal a ambientes hidrotermais magmáticos.

Rye *et al.* (1992) analisam alunita (δD , $\delta^{18}O_{SO_4}$, $\delta^{18}O_{OH}$ e $\delta^{34}S$) e pirita associada ($\delta^{34}S$) de diferentes origens e, como resultado, estabelecem critérios isotópicos de distinção para os quatro ambientes: supérgeno, de vapor aquecido, hidrotermal magmático e de vapor magmático.

a) Ambiente supérgeno

A alteração supérgena por sulfatos ácidos é resultado de alteração intempérica em depósitos sulfetados, produzindo assembléia alunita + caolinita + halloysita hematita/goethita + jarosita. $\pm$ allofana. Alunita supérgina ocorre fina, disseminada na rocha encaixante, ou criptocristalina, em veios que corta zonas argílicas. Esta alteração

frequentemente ocorre associada a *gossans* e é acompanhada por enriquecimento supérgeno.

O ácido sulfúrico necessário para este tipo de alteração em ambiente supérgeno é produzido pela oxidação de sulfetos, principalmente pirita, conforme a reação:

Texturas, mineralogia e forma das zonas de alteração são semelhantes às formadas em ambientes de vapor aquecido, mas a presença de *gossans* e enriquecimento supérgeno pode ajudar na distinção entre outros ambientes.

Os valores previstos de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ e $\delta^{34}\text{S}$ para alunita supérgena são mostradas na FIGURAS 6.5a e 6.5b.

Características únicas de ambientes supérgenos é o fato de $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ ser maior que $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ na alunita, e os valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita serem iguais aos valores de $\delta^{34}\text{S}$ da pirita precursora.

b) Ambiente de vapor aquecido (*steam-heated*)

Este tipo de ambiente, que compartilha algumas características geoquímicas com ambientes supérgenos, ocorre nas porções superiores de sistemas hidrotermais onde o ácido sulfúrico é produzido por oxidação do H_2S oriundo do sistema hidrotermal no contato com águas superficiais, conforme a seguinte reação:

Os valores previstos de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ e $\delta^{34}\text{S}$ para alunita formada por vapor aquecido são mostradas na FIGURAS 6.5c e 6.5d.

Os fluidos hidrotermais podem trocar isótopos de oxigênio com a rocha encaixante, produzindo fluidos com valores de $\delta^{18}\text{O}$ que são substancialmente mais altos que os de $\delta^{18}\text{O}$ provenientes de fluidos misturados com águas meteóricas, que apresentam padrão semelhante às de alunita supérgena. A variação mostrada na figura 6.5d depende da composição do fluido hidrotermal.

c) Ambiente hidrotermal magmático

Este ambiente inclui todos os sistemas hidrotermais gerados por aquecimento magmático e contêm componentes magmáticos significativos nos fluidos hidrotermais.

Alterações por sulfatos ácidos de ambientes hidrotermais magmáticos estão associadas a depósitos epitermais *high sulfidation*. Estas alterações são controladas por fraturas, e apresentam zonamentos devidos à lixiviação de bases que pode ser intensa a ponto de remover o alumínio, formando assim zonas sucessivas, a partir de um núcleo de quartzo microcristalino (*vuggy silica*), de quartzo-alunita, quartzo-caolinita e alteração argílica em rocha encaixante propilitizada. Pirita disseminada é comum, especialmente em zonas silicificadas. A alteração por sulfatos ácidos é tipicamente substituída por uma assembléia de opacos formada por pirita + enargita-luzonita + covellita.

A presença de zunyta e alunita com alto teor de PO₄ é uma característica única dos ambientes hidrotermais magmáticos.

Neste ambiente ácido sulfúrico é produzido com o decréscimo de temperatura de acordo com a reação abaixo:

O SO₂ derivado do magma é transportado por uma pluma de vapor formada predominantemente de vapor d'água e a alteração por sulfatos ácidos inicia-se quando a pluma de vapor começa a condensar. Este fluido, fruto da condensação de vapores, pode sofrer misturas de águas meteóricas durante sua ascensão.

Muitas alterações por sulfatos ácidos de ambientes hidrotermais magmáticos foram inicialmente considerados como sendo de ambientes de vapor aquecido (*steam-heated*), porém a presença de *vuggy silica*, grande quantidade de pirita e a presença de covellita e enargita-luzonita são características únicas de ambientes hidrotermais magmáticos rasos.

Os valores previstos de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ e $\delta^{34}\text{S}$ para alunitas formadas em ambiente hidrotermal magmático são mostradas na FIGURAS 6.5e e 6.5f.

Alunita hidrotermal magmática primária tem valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ mais altos que os observados em alunita supérgena e seus valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ se posicionam dentro da zona de OH de alunita supérgena (SAOZ). Isto deve-se à misturas dos fluidos magmáticos com águas meteóricas, que dependendo do nível de contribuição resulta

inclusive em valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ dentro do campo de SO_4 de alunita supérgena (SASF) e da zona de OH de alunita supérgena (SAOZ). Este posicionamento vai depender da composição isotópica da água meteórica.

Uma característica distintiva desse ambiente é a o valor de $\delta^{34}\text{S}$, mais alto que os observados nos quatro ambientes, sempre acima de 10 ‰.

d) Ambiente de vapor magmático (*magmatic steam environment*)

A alunita desse ambiente é produzida por vapores de origem magmática e poderia ser considerado como uma variação do hidrotermal magmático, porém diferenças isotópicas fazem com que Rye *et al.* (1992) o trate de forma separada.

Alunita deste ambiente cresce a partir da fase vapor do magma. Ocorre grossa em veios largos (métricos). Somente quartzo e hematita ocorrem, em pequenas quantidades, com a alunita.

Os valores previstos de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ e $\delta^{34}\text{S}$ para alunitas formadas em ambiente de vapor magmático são mostradas na FIGURAS 6.5g e 6.5h.

Este ambiente apresenta familiaridades isotópicas com os ambientes hidrotermal magmático e vapor aquecido. As características isotópicas de oxigênio e hidrogênio são dominadas pelo equilíbrio com fluidos e vapores magmáticos, sendo assim os $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ é alto e fora do campo de SO_4 de alunita supérgena (SASF). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ são menos característicos, caindo na zona de OH de alunita supérgena (SAOZ), mas os valores de δD são consistentes com os de águas magmáticas.

6.2.3 Dados isotópicos da alunita do Prospecto X1

Foram separados cristais de alunita de três amostras de superfície e uma de profundidade, de onde foi possível também a análise de pirita.

A TABELA 6.5 apresenta descrições macroscópicas dessas amostras, que com exceção da X1-16/18, foram analisadas por microsonda eletrônica.

Essas amostras foram analisadas pelo Dr. Robert O. Rye do *U.S Geological Survey*, cujos resultados são apresentados na TABELA 6.6.

FIGURA 6.4 - Esquema mostrando os possíveis tipos de ambientes formadores de sulfatos associado a sistemas hidrotermais vulcânicos (Rye *et al.*, 1992).

FIGURA 6.5 - Variações isotópicas de alunite de ambiente supérgeno (A e B), ambiente de vapor aquecido (*steam-heated*) (C e D), ambiente hidrotermal magmático (E e F) e ambiente de vapor magmático (*magmatic steam environment*) (G e H). SAOZ = zona de OH de alunite supérgena (*Supergene Alunite Sulfate Field*). SASF = campo de SO_4 de alunite supérgena (*Supergene Alunite OH Zone*). MWL = linha de água meteórica (*Meteoric Water Line*). PMW = hipotética água magmática primária (*Primary Magmatic Water*) (Seal et al., 2000).

A geotermometria de isótopos estáveis é baseada no fracionamento dos isótopos entre duas fases em equilíbrio como alunita e pirita. A partição de um isótopo entre duas posições cristalográficas diferentes em um mesmo mineral, como oxigênio de sulfato e hidroxila em alunita também pode ser usado como geotermômetro, porém as temperaturas obtidas com pares de mineral são mais precisas pois a dependência da temperatura em seu fracionamento é muito maior.

TABELA 6.5 - Características macroscópicas das amostras analisadas para isótopos estáveis.

Amostra de campo	Amostra para isotopia	Mineral	Descrição macroscópica
X1-16/09	X1-16/09A	Alunita	Cristais grossos com película de hematita (1ª geração)
	X1-16/09B	Alunita	Cristais finos com película de hematita do veio que corta a alunita grossa da amostra X1-16/09 (2ª geração)
X1-16/18	X1-16/18	Alunita	Cristais de alunita rosa grossa (<i>branching</i>) (1ª geração)
	X1-16/18 (impura)	Alunita	Cristais de alunita rosa grossa (<i>branching</i>) com rutilo e limonita (1ª geração)
X1-16/19	X1-16/19	Alunita	Cristais de alunita rosa grossa <i>branching</i> (1ª geração) e cristais finos de veio que corta os cristais grossos (2ª geração)
F-01/16	F-01/16	Alunita	Cristais finos do veio que corta o <i>vuggy silica</i>
	F-01/16 (impura)	Alunita	Cristais finos do veio que corta o <i>vuggy silica</i> . Amostra impura (3% de pirita)
	F-01/16	Pirita	Cristais finos intercrescido com a alunita fina

TABELA 6.6 - Resultados de isótopos estáveis.

Amostra para isotopia	Mineral	δD (‰) (VSMOW)	$\delta^{34}S$ (‰) (VCDT)	$\delta^{18}O_{SO_4}$ (‰) (VSMOW)	$\delta^{18}O_{OH}$ (‰) (VSMOW)
X1-16/09A	Alunita	-55	36,9	16,7	11,2
X1-16/09B	Alunita	-52	19,6	13,9	10,2
X1-16/18	Alunita		26,7	13,3	7,4
X1-16/18 (impura)	Alunita		21,2		
X1-16/19	Alunita	-43	25,7	11,8	6,8
F-01/16	Alunita		18,2		
F-01/16 (impura)	Alunita		18,1		
F-01/16	Pirita		-1,2		

O fracionamento dos isótopos de oxigênio entre SO_4 e OH de alunita permite o cálculo de temperatura de formação da alunita utilizando o fator de fracionamento isotópico definido por Stoffregen *et al.* (1994, em Seal *et al.*, 2000):

$$10^3 \ln \alpha_{alunita(SO_4-OH)} = 0,8 \times 10^6 T^{-2} + 1 \text{ (T em } ^\circ K \text{)}$$

As temperaturas obtidas por este procedimento são apresentadas na TABELA 6.7. A FIGURA 6.6 apresenta os dados isotópicos de S e O, sendo os dados de oxigênio referentes ao OH e SO₄, e as respectivas temperaturas calculadas com base no fracionamento dos isótopos de oxigênio.

TABELA 6.7 - Temperaturas obtidas utilizando fracionamento dos isótopos de oxigênio em SO₄ e OH em alunita.

Amostra para isotopia	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ (‰)	Temperatura (°C)
X1-16/09A	16,7	11,2	150
X1-16/09B	13,9	10,2	270
X1-16/18	13,3	7,4	130
X1-16/19	11,8	6,8	170

A temperatura calculada com base em $\delta^{34}\text{S}$ do par alunita-pirita foi possível apenas em uma amostra. O valor de 294° C foi obtido com base nos resultados de $\delta^{34}\text{S}$ de alunita e pirita da amostra F-01/16 segundo a equação (Seal *et al.*, 2000):

$$T(^{\circ}\text{C}) = [(6,063 \times 10^6) / (\delta^{34}\text{S}_{\text{alunita}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}})]^2 - 273,15 \text{ (T em } ^{\circ}\text{K)}$$

A composição isotópica de O e H em minerais hidrotermais permite estabelecer parâmetros quanto a origem dos fluidos hidrotermais.

Tendo como base as temperaturas obtidas utilizando fracionamento de oxigênio em SO₄ e OH em alunita (TABELA 6.6), é possível fazer uma estimativa da composição isotópica dos fluidos que originaram a alunita do Prospecto X1 em relação a $\delta^{18}\text{O}$ e δD . As composições foram calculadas segundo os seguintes fatores de fracionamento isotópico Stoffregen *et al.* (1994, em Seal *et al.*, 2000):

$$10^3 \ln \alpha_{\text{alunita}(\text{SO}_4) - \text{H}_2\text{O}} = 3,09 \times 10^6 T^{-2} - 2,94 \text{ (T em } ^{\circ}\text{K)}$$

$$10^3 \ln \alpha_{\text{alunita}(\text{OH}) - \text{H}_2\text{O}} = 2,28 \times 10^6 T^{-2} - 3,90 \text{ (T em } ^{\circ}\text{K)}$$

A composição calculada desse fluido e composições de alunita segundo δD - $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ - $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ são mostrados na FIGURA 6.7

6.2.4 Discussão dos resultados

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos em todas as amostras de alunita do Prospecto X1 variam de 18 a 37‰. Valores altos como estes são típicos de ambientes hidrotermais magmáticos como mostrado por Rye *et al.* (1992). Os valores de $\Delta^{34}_{\text{alunita-pirita}}$ podem indicar condições de equilíbrio isotópico e mostram que a alunita não pode ser de origem supérgena, pois nesses casos esta apresentaria valores de $\delta^{34}\text{S}$ semelhantes ao $\delta^{34}\text{S}$ da pirita.

A temperaturas de formação a alunita calculada com base no fracionamento dos isótopos de oxigênio entre SO_4 e OH em alunita varia de 130° a 270° C. Estas temperaturas são coerentes para alunita de origem hidrotermal magmática porém, não são as mais precisas pois este tipo de alunita sofre normalmente trocas de OH com o fluido hidrotermal durante o resfriamento, afetando o fracionamento de oxigênio em relação a hidroxila (Rye *et al.*, 1992).

A temperatura calculada através do fracionamento de isótopos de enxofre no par alunita-pirita é 294° C. Este resultado, mais confiável, está dentro das variações de temperatura calculadas pelo mesmo método para outros depósitos epitermais *high sulfidation* como o de Summitville (200° - 400° C, segundo Rye *et al.*, 1992), Redalquiar (220° - 370° C, segundo Rye *et al.*, 1992), e Lepanto (210° - 250° C, segundo Hedenquist *et al.*, 1998).

Os dados de isotópicos de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ mostrados na FIGURA 6.7, confirmam a origem hidrotermal magmática, porém com uma componente de águas meteóricas, como indica a presença de um valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ dentro do campo da zona de OH de alunita supérgena (SAOZ).

As características isotópicas de alunita do Prospecto X1 são muito semelhantes as descritas para alunita de Summitville. A FIGURA 6.7 mostra as semelhança existente entre as composições isotópicas de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$ em alunita para ambos depósitos, assim como também a composição calculada dos fluidos em equilíbrio com a alunita. No caso do fluido calculado para o Prospecto X1, porém os valores de isótopos de hidrogênio podem refletir a composição de fluidos magmáticos primários ou metamórficos. Assim são necessárias mais análises para definir a natureza dos fluidos.

FIGURA 6.6 - Dados isotópicos de oxigênio de OH e SO₄ em alunita e as temperaturas obtidas utilizando o fracionamento de oxigênio nos diferentes sítios cristalográficos. Estas temperaturas são compatíveis com as de alunita hidrotermal magmática.

FIGURA 6.7 - Composição isotópica de H e O em alunita do Prospecto X1 e Summitville, e a calculada para os respectivos fluidos em equilíbrio com o sulfato. O posicionamento das análises do Prospecto X1 indicam origem hidrotermal magmática com contribuição de água meteórica para a alunita. SAOZ = zona de OH de alunita supérgena (*supergene alunite OH zone*). SASF = campo de SO₄ de alunita supérgena (*supergene alunite SO₄ field*). PMW = hipotética água magmática primária (*primary magmatic water field*). MWL = linha de água meteórica (*meteoric water line*).

7 MODELO E CONCLUSÕES

O Prospecto X1 é formado por rochas vulcânicas/piroclásticas de natureza ácida intermediária que recobrem monzogranitos com pórfiros de composição quartzo-andesítica a riolítica associados. Todo o conjunto foi afetado por alterações hidrotermais de diferentes tipos e intensidades, preservadas graças ao metamorfismo regional de baixo grau a incipiente.

As rochas vulcanoclásticas são predominantemente piroclásticas formadas por lápili-tufos, tufos de cristal, tufos cineríticos e tufos soldados, brechas piroclásticas e hialoclastitos com composições variando de riolítica a dacítica. Dacito ocorre na porção basal da seqüência a profundidades superiores a 240 m.

Na porção central da área estudada, as rochas piroclásticas constituem uma seqüência ignimbrítica na forma de uma estrutura vulcânica semelhante a estratovulcões, com aproximadamente 300 m de altura, cortados por corpos de brecha hidrotermal de conduto, que geraram estruturas semelhantes a paleocrateras

Os ignimbritos, assim como os tufos dacíticos e dacitos do corpo alongado adjacente à estrutura, apresentam assembléia mineral típica de alteração hidrotermal argílica avançada: pirofilita + quartzo + andalusita + sericita + pirita + hematita + alunita + rutilo $\pm$ diásporo $\pm$ caolinita-illita $\pm$ woodhouseita-svanbergita $\pm$ enargita-luzonita. O dacito basal apresenta assembléia mineral de alteração propilítica: clorita + epidoto + carbonato + sericita + quartzo + pirita.

O corpo vulcânico, que ocorre a oeste a oeste da estrutura vulcânica, é formado por tufos riolíticos e hialoclastitos e sofreu apenas alteração sericítica, não sendo afetada pela alteração argílica avançada.

O monzogranito, tanto o fanerítico grosso como o granofírico, foram afetados por metassomatismo alcalino que, conferiu às rochas cor vermelha típica. Ao metassomatismo alcalino, seguiu-se, com a redução de temperatura, alteração propilítica e sericítica.

Os pórfiros são as rochas menos afetadas pela alteração hidrotermal, tendo sofrido propilitização e sericitização.

Brechas de conduto silicáticas e ricas em hematita ocorrem no topo da estrutura vulcânica dômica e estão associadas as paleocrateras. No topo das brechas ocorre

uma zona silicificada com hematita interpretada como uma capa de sílica (*silica cap*), gerada no contato do lençol freático com o fluido hidrotermal magmático.

A análise isotópica da alunita indica origem hidrotermal magmática, com uma pequena contribuição de água meteórica nos fluidos que a originou. Temperaturas calculadas com base no fracionamento isotópico do oxigênio entre SO₄ e OH em alunita de amostras de superfície indicam variação entre 270° C e 130° C. A temperatura calculada com base no fracionamento isotópico do enxofre no par alunita-pirita indica valor de 294° C para a alunita em profundidade.

As temperaturas calculadas, a presença de *vuggy silica* e de minerais como rutilo, woodhouseita-svåmbergita e enargita associados reforçam a origem hidrotermal magmática para a alunita do Prospecto X1.

Os fluidos hidrotermais que deram origem a alunita são de natureza ácida e promoveram alterações do tipo argílica avançada fissural e pervasiva em quase toda seqüência ignimbrítica. Em veios e junto às rochas adjacente promoveram alteração por sulfatos ácidos (alunitização), dando origem aos veios de alunita, e a intensa lixiviação que deu origem a *vuggy silica* observada em profundidade. No restante da seqüência o fluido promoveu a pirofilitização, associada a outros minerais hidrotermais.

A fonte desses fluidos magmáticos deve ser a mesma que promoveu, em diferentes níveis crustais e condições físico-químicas, a alteração metassomática, propilítica e sericítica nos granitos, e sericítica nos pórfiros.

A FIGURA 7.1 mostra um modelo esquemático das alterações hidrotermais nas rochas do Prospecto X1.

Desta forma, a estrutura vulcânica de composição ácida-intermediária com alteração argílica avançada, alunita hidrotermal magmática, forte pirofilitização, ocorrência de brechas hidrotermais de conduto e *silica cap* no topo confirmam as observações de Nunes *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (2000) e permitem caracterizar este sistema hidrotermal fóssil como epitermal *high sulfidation*, até então nunca caracterizado no Brasil e cujas características encontram-se resumidas na TABELA 7.1.

A caracterização deste tipo de sistema no Tapajós reforça a potencialidade para depósitos de classe mundial (*world class*) na região com a inclusão de modelos prospectivos para depósitos epitermais *high sulfidation*, além de abrir perspectivas de ocorrência de depósitos Cu-pórfiro.

Figura 7.1 - Modelo esquemático das alterações hidrotermais nas rochas do Prospecto X1. O pórfiro aqui inferido foi observado em outros prospectos em estudo no Tapajós.

As vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas do Prospecto X1 indicam idade em torno de 1,8 Ga para este sistema epitermal, criando um novo modelo prospectivo não só para o Cráton Amazônico como também para outros crátons precambrianos.

TABELA 7.1- Características do sistema epitermal Prospecto X1

ENCAIXANATES (ESTRUTURA E COMPOSIÇÃO)	Estrutura vulcânica ignimbrítica de composição riodacítica
IDADE DAS ENCAIXANTES	~1,8 Ga
ASSEMBÉIA DE ALTERAÇÃO	pirofilita + quartzo + andalusita + sericita + pirita + hematita + alunita + rutilo ± diásporo ± caolinita-illita ± woodhouseita-svanbergita ± enargita-luzonita
TIPOS DE ALTERAÇÃO	Argílica avançada e, subordinadamente sericítica e propilítica
ASPECTOS CARACTERÍSTICOS DE SISTEMAS EPITERMAIS OBSERVADOS	- <i>Silica cap</i> e brechas hidrotermais silicáticas (brechas de conduto) - alunita de veio de origem hidrotermal magmática - <i>vuggy silica</i> - presença de woodhouseita-svanbergita e enargita-luzonita

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R.L. 1988. False pyroclastic textures in altered silicic lavas with implications for volcanic-associated mineralization. *Economic Geology*, v. 83, p. 1424-1426
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, v. 7, p. 45- 80
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. *Atas*. Campina Grande, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 363-391
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R. 1981. Brazilian structural provinces an introduction. *Earth Sciences Review*, v.17, n. 1/2, p. 1 - 29.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, p. 2393-2999
- ALMEIDA, M.E., FERREIRA, A.L., BRITO, M.F.L, MONTEIRO, M.A.S, POPINI, M.V.F. 1998 . Mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido a intermediário na Folha Vila Mamãe Anã, Província Mineral do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/MG. p. 148.
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., MACAMBIRA, M.J.B. 1999a. Carajás Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon evaporation age in post-colisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian Region, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Buenos Aires, 1999. *Actas*. p. 3-6
- ALMEIDA, M.E., FERREIRA, A.L., BRITO, M.F.L, MONTEIRO, M.A.S. 1999b. 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, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte. p. 297-300
- AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. São Paulo, 212p. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- AMARAL, G. 1984. Província Tapajós e Província Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher. p. 6-35

- ARANEDA, R., LIZ, J.C., MADALOSSO, A., ANDRADE, P., OLIVEIRA, G. 1998. Características geológicas e natureza das mineralizações auríferas de alguns prospectos da Província do Tapajós – PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/MG. p. 124
- ARRIBAS, A. Jr., CUNNINGHAM, C. G., RYTUBA, J. J., RYE, R. O., KELLY, W. C., PODWYSOCKI, M. H., McKEE, E. H., TOSDAL, R. M. 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquiar Gold Alunite Deposits, Spain. *Economic Geology*, v. 90, p. 795-822
- BARD, J. P. 1986. *Microtextttures of igneous and metamorphic rocks*. Dordrecht, D. Reidel 264p
- BASEI, M.A.S. 1978. O vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG. v. 6, p. 2409-2422.
- BERGER, B. R. ; HENLEY, R. W., 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits – with special references to deposits of the western United States. In: KEAYS, R.; RAMSAY, R.; GROVES, D. (eds.). *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*. New York Haven, EGP. p. 405-423. (*Economic Geology Monograph*, v. 6).
- BEZERRA, P.E.L. 1984. Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG/RJ. v. 5, p. 2125-2139
- BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S.; POPINI, M.V.F. 1997. Petrografia e litoquímica da Suite Intrusiva Maloquinha – registro de magmatismo tipo A na Província do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., Salvador, 1997. *Anais*. Salvador, SBGq. v. 2, p. 847-851
- BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999a. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton – Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Buenos Aires, *Actas*. 40-43
- BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. 1999b. Caracterização petrográfica e litoquímica do Granito Igarapé Escondido: um granito rapakivi na Província Aurífera do Tapajós, Amazonas. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LINGUA PORTUGUESA, 7./ CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7., Porto Seguro, 1999. *Anais*. Porto Seguro, SBGq. p. 462-464
- CAS, R.A.F., WRIGHT, J.V. 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. London, Allen & Unwin. 528p

- CHAPIN, C.E., LOWELL, G.R. 1979. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles run paleovalley, Central Colorado. *Geological Society Special Paper*, n. 180, p.137-154
- CHO, H. G. ; KIM, S. J. 1993. Oscillatory zoning in alunite from the Sungsan Mine, Korea. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, n. 4, p. 185-192
- COLLINS, L.G. 1997. Contrasting characteristics of magmatic and metasomatic granites and the myth that granite plutons can be only magmatic. <http://www.csun.edu/~vcgeo005/myth.htm>
- CORDANI, U.G., TASINARI, C.C.G.; TEIXEIRA,W.; BASEI,M.A.B.;KAWASHITA,K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESO GEOLOGICO CHILENO, 2., Arica, 1979. *Actas*. Arica, Instituto de Investigaciones. v. 4, p.137-148
- CORDANI, U.G & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, p. 78-88.
- CORRÊA SILVA, R. H. 1999. *Estudos petrográficos das alterações hidrotermais e mineralizações de ouro do Garimpo do Batalha, Tapajós (PA)*. São Paulo, 55p. Monografia de Trabalho de Formatura - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CORRÊA SILVA, R.H.; JULIANI, C; NUNES, C. M.D. 2000a. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha gold field, Tapajós (Pará) - Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n.1/3, p. IGC-111 (CD version)
- CORRÊA SILVA, R.H.; JULIANI, C; NUNES, C. M.D. 2000b. Hydrothermal alteration to gold mineralization in rapakivi like granite from Garimpo do Batalha, Tapajós Province, Amazon Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts Volume*. Rio de Janeiro, CPRM. (CD-Rom).
- COUTINHO, M.G. da N.; DREHER,A.M.; MARINI,S. - 1996 - Controle das mineralizações de ouro na Provincia do Tapajós: resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG-BA, v.7, p.230 - 233
- COUTINHO, M.G. da N.; LIVERTON, T.; SOUZA, E.C. de. 1997. Granitic magmatism and related gold mineralization in the Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brasil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., Salvador, 1997. *Extended Abstract and Program*. Salvador, Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais. p. 46 – 47

- COUTINHO, M.G. da N; ROBERT, F.; SANTOS, R.A. 1998. Província mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/MG. p.160
- CUNNINGHAM, C. G., RYE, R. O., STEVEN, T. A., MEHNERT, H. H. 1984. Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale Volcanic Field, West Central Utah. *Economic Geology*, v. 79, p. 50-71
- DALL'AGNOLL, R.; SILVA, C.M.G da; SCHELLER, T. 1999. Fayalite-hedbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Cráton: implications for the Uatumã Volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., Gramado, 1999. *Boletim de Resumos*. Gramado, SBG/RS. P.31
- DAVIS, G.H. 1984. *Structural geology of rocks and regions*. Singapore, John Wiley & Sons. 492p
- DERR, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1981. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 558p
- DERR, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1993. *An Introduction to the rock-forming minerals*. Hong Kong, Longman. 696p
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 3, p. 397 – 404
- DREHER, A.M.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; BRITO, M.F.; POPINI, M.V.; MONTEIRO, M.A. 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, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 114-117
- DUBÉ, B.; DUNNING, G.; LAUZIÈRE, K. - 1998 - Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved late proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, v. 93, n.4, p. 405-436
- 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, 6., Belém, *Anais*. Belém, SBG/Núcleo Norte. p.156-160
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. 1997. Carta metalogenética da província aurífera do Tapajós. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (coords.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, PA. FINEP/SBG-NO. p.423-437

- FISHER, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society American Bulletin*, v.72, p. 1409-1414
- FISHER, R.V. 1966. Rock composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, v.1, p. 287-298
- FISHER, R.V., SCHMINCKE, H.-U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Munich, Springer-Verlag, 472p
- FOURNIER, R. O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology*, v.2, p. 45-59
- GROVES, D.I.; FOSTER, R.P. 1996. Archean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P. (ed.) *Gold metallogeny and exploration*. 2 ed. London, Chapman & Hall. p. 63-103
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F. M. 1985. The Central Brazil shield reviewed. *Episodes*, v. 8, p. 29-37
- HAYBA, D. O., BETHKE, P. M., HEALD, P., FOLEY, N.K. 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 129-168
- HAWTHORNE, F. C. , KRIVOVICHEV, S. V., BURNS, P. C. 2000. The crystal chemistry of sulfate minerals. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40 (no prelo)
- HEALD, P., HAYBA, D. O., FOLEY, N. K. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, v. 82, p. 1-26
- HEDENQUIST, J. W., ARRIBAS, A. Jr., REYNOLDS, J.T. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines. *Economic Geology*, v.93, p. 373-404
- HEDENQUIST, J. W. , LOWENSTERN, J. B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v. 370, p. 519-527
- 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*, v.80, p. 1640-1668
- HEMLEY, J.J., HOSTETLER, P.B., GUDE, A.J., MOUNTJOY, W.T. 1969. Some stability relations of alunite. *Economic Geology*, v. 64, p. 599-612
- HENLEY, R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 1-24

- HENLEY, R.W. 1996. Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In: R. P. Foster (ed.) *Gold metallogeny and exploration*. London, Chapman & Hall, 133-164
- HENLEY, R.W.; ELLIS, A.J., 1983. Geothermal systems, ancient and modern. *Earth-Science Reviews*, v.19, p. 1-50
- HIBBARD, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.76, p. 158-170
- HIBBARD, M. J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall. 587p.
- INOUE, A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In: VELDE, B. (ed.) *Origin and mineralogy of clays*. Berlin, Springer. p. 268-329
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVS, G.G.; LIMA, M.I.L. 1974. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22. Belém. Rio de Janeiro, MME. p. 1-60 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- ISSLER, R.S. ; LIMA, M.I.C. 1987. Amazonic Craton (Brazil) granitogenesis and its relations to geotectonics units. *Revista Brasileira de Geociências*, v.17, n.4, p. 426 – 431
- JACOBI, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p.277-279
- JAMBOR, J. L. 1999. Nomenclature of the alunite supergroup. *Canadian Mineralogist*, v. 37, p. 1323-1341
- JENSEN, M.L.; BATEMAN, A.M. 1981. *Economic mineral deposits*. New York, John Wiley & Sons. 593p
- JULIANI, C., NUNES, C. D. N., BETTENCOURT, J. S., SILVA, R. H. C., 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. *Abstracts with Programs. Geological Society of America*, v. 32, n.7, p.A-49
- KERR, P.F. 1959. *Optical mineralogy*. New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 442p
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. 1997. Structural elements of the Maloquinha Intrusiva Suite in the Tapajós Mineral Province, northern Brazil, and the emplacement of the plutons. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. *Extended Abstract and Program*. Salvador, Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais. p. 313-314.

- 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, 1999. *Anais*. SBG/Núcleo-Norte. p. 559-562
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A. dos; COSTA, L.T.R. 1999. Geologia e controle estrutural das mieneralizações auríferas na folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo-Norte. p. 128-131
- 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, 1999. *Boletim de Resumos*. Gramado, SBG-RS. p.93
- LEAL, J.W.L.; JOÃO, X.S.J.; MATOS S.H.S. de. 1984. Ouro do Tapajós - Aspectos da Geologia e Mineralização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG/RJ. v. 8, p. 3970 - 3982
- LOVE, D. A., CLARK, A.H., HODGSON, C.J., MORTENSEN, J. K., ARCHIBALD, D.A., FARRAR, E. 1998. The timing of adularia-sericite-type mineralization and alunite-kaolinite-type alteration, Mount Skukum Epithermal Gold Deposit, Yukon Territory, Canada: ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Pb geochronology. *Economic Geology*, v. 93, p. 437-462
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H., GUILFORD, C. 1991. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Hong Kong, Longman Scientific & Technical, 148p
- MALGAREJO, J.C. 1997. *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Barcelona, Edicions de La Universitat de Barcelona. 1076p
- MEYER, C. ; HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: BARNES, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt Rinehart & Winston. p. 166-235
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1988. *Magmas and magmatic rocks*. Singapura, Longman, 266p
- 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*. Belém, SBG. p. 282-297
- MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; MATSUDA, N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Riolo Vila Raiol, Formação Iriri, sudoeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. SBG/Núcleo-Norte. p.475-477

- NICKEL, E. H. 1992. Solid solution in mineral nomenclature. *Canadian Mineralogist*, v. 30, p. 231-234
- NUNES, C.M.D.; JULIANI, C.; SILVA, R.H.C.; BETTENCOURT, J.S.; JACOBI, P. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts Volume*. Rio de Janeiro, CPRM. (CD-Rom).
- OLIVEIRA, A. I. DE & LEONARDOS, O. H. 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários Portugal. 472p
- OLIVEIRA, M.A. de, LUZARDO, L.; LARIZZATI, J.H. 1999. Ocorrência de ouro em xistos máficos na região do rio Amana – Província Aurífera do Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte. p.132-135
- PANTELEYEV, A. 1996. *Epithermal Au-Ag-Cu: high sulphidation*. <http://www.ei.gov.bc.ca/geology/metalmim/mdp/PROFILES/H04.htm>
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer, 289p
- PÉREZ AGUILAR, A. 1999. *Sistemas hidrotermais: uma introdução*. In: SEMINÁRIOS GERAIS, GMP 5826; PROGRAMA DE MINERALOGIA E PETROLOGIA, São Paulo, IG/USP. 39p
- PIRAJNO, F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer. 709 p
- PIRAJNO, F. 1999. Past achievements and future challenges in the use of mineral deposit models, regional tectonics, and metallogeny in mineral exploration. *South African Journal of Geology*, v.102, n.2, p.123-138
- QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., ALMEIDA, M.E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG-MG. p. 468
- QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ALMEIDA, M.E.; RICCI, P.S.F.; MONTEIRO, M.A.S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. SBG/Núcleo Norte. p. 567-569
- RAMGRAB, G.E.; SANTOS, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. v. 2, p. 87-94

- REIS, N.J.; FARIA, M.S.G. de; FRAGA, L.M.B.; HADDAD, R.C.; 1999. Vulcanismo calcio-alcálico Paleoproterozóico do setor oriental do estado de Roraima – escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., Gramado, 1999. *Boletim de Resumos*. Gramado, SBG-RS. p.78
- RICCI, P.S.F.; SANTOS, A. dos; KLEIN, E.L.; JOÃO, X.S.J.; MARTINS, R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/ Núcleo Norte. p. 519-522
- ROSA COSTA, L.T. ; CARVALHO, J.M.A. 1999. Tipologia de mineralizações auríferas da região sul da Província Tapajós – Pará. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte. p. 176-179
- ROSS, G. S., SMITH, R.L. 1961. Ash-flow tuffs, their origin, geological relations and identification. *US Geological Survey Professional Paper*, n.366. p. 1-80
- ROSE, A. W.; BURT, D. M. 1979. Hidrothermal alteration. In: BARNES, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, 2 ed. USA, John Wiley & Sons. p. 173-235
- RYE, R. O., BETHKE, P. M., WASSERMANN, M. D. 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, v. 87, p. 225-261
- SANTIAGO, A.F.; SANTOS, J.O S.; MAIA, R.G.N. 1980. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar do Alto Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. *Anais*. Camburiu, SBG. v. 2, p. 786-797
- SANTOS, D.B. dos; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M; CUNHA, F.B. da; BASEI, M.A.S. 1974. Esboço geológico da Folha SB.21 Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 278 - 287
- SANTOS, D.B. dos; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M; CUNHA, F.B. da; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. 1975. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro, DNPM. p.15–99. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- SANTOS,D.B. dos, LEAL, J.W.L., JOÃO, X.S.J. 1980. Complexo Uatumã: conotação estratigráfica para produtos de ativação da plataforma do Escudo Guaporé. In: G, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camburiú, 1980. *Anais*. Camburiú, SBG. v.3, p.798-812
- SANTOS, J.O.S. 1982. Granitos Proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. *Actas*. v. 2, p. 97-112

- SANTOS, J.O.S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coord.) *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapagGeológico do Brasil e da area adjascente incluindo depósitos minerais, Escala 1:2.500.00*. Brasília, DNPM/MME. p. 58-91
- SANTOS, J.O.S. ; REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas no Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, *Anais*. Salvador, SBG-Ba. v.1, p. 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: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coord.) *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da area adjascente incluindo depósitos Minerais*. Brasília, DNPM/MME. p. 93-127.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.; 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, 1997. *Actas*. p. 280-282
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.; 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 baddeleyita e zircão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte. p. 482-485
- SANTOS, M.D. 1995. *O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: o caso da jazida do Cumaru - PA*. Brasília, 157p. Tese (Doutorado) -Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- 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: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO. p. 91-142
- SCHIMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recomendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rock. *Geology*, v. 9, p. 41-43
- SCHMINCKE, H.-U., SWANSON, D.A. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geology*, v. 75, p. 641-644
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN; A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Güianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camburiú, 1994. *Anais*. Camburiu, SBG. v. 2, p. 395 – 397

- SCHOBENHAUS, C. ; CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área adjacente incluindo depósitos minerais, Escala 1:2.500.00*. Brasília, DNPM/MME. p. 11-53
- SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids – examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and Sn-W deposits Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, v. 27, p. 101-108
- SCOTT, K. M. 1987. Solid solution in, and classification of, gossan-derived members of the alunite-jarosite family, northwest Queensland, Australia. *American Mineralogist*, v.72, p. 178-187
- SCOTT, K.M. 1990. Origin of alunite- and jarosite-group minerals in the Mt. Leyshon Epithermal Gold Deposit, northwest Queensland, Australia. *American Mineralogist*, v.75, p. 1176-1181
- SEAL, R. R. II, ALPERS, C. N., RYE, R. O. 2000. Stable isotope systematics of sulfate minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40 (no prelo).
- SENA COSTA, J.B.; HASUI, Y.; ARAUJO, O.J.B. de; FRAGA, L.M.; REIS, N.J.; SCANDOLARA, J.E. 1999. Episódios de reativação do Proterozóico Médio na região Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte. p. 305-306
- SILBERMAN, M.L; BERGER, B.R. 1985. Relationship of trace-element patterns to alteration and morphology in epithermal precious-metal deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 2, p.203-232
- SILLITOE, R. H.; BONHAM, H. F., 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, v.79, p. 1286-1298
- SILVA, A.R.B. da. 1982. Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. *Anais*. SBG-Núcleo Norte. v. 2. p.100 –115.
- SILVA, A.R.B. da. 1984. Províncias auríferas do Estado do Pará e Território federal do Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v. 8, p. 3945-3958
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974 *Geologia*. In: *Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro, MME. p. 1-60. (Levantamento de recursos naturais, 4)

- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG, v. 4, 309-320.
- SMITH, R.L. 1960. Ash-flows. *Geological Society of American Bulletin*, v.71, p. 795-842
- SOUZA, S.V.; BRITO, M.A.G.; ROSSI, A.; SIGHINOLF, G.C.; ALMEIDA, M.E. 1999. Mineralizações Auríferas do Granito Mariana-Pindaré, Região do Médio Rio Tapajós (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG-Núcleo Norte, p.162-165
- SPARKS, R.S.J.; SELF, S.; WALKER, G.P.L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, v.1, p. 115-118
- STOFFREGEN, R. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, v. 82, p. 1575-1591
- STOFFREGEN, R., ALPERS, C. N. 1987. Svanbergite and woodhouseite in hydrothermal ore deposits: implications for apatite destruction during advanced argillic alteration. *Canadian Mineralogist*, v. 25, p. 201-212
- STOFFREGEN, R. E., CYGAN, G. L. 1990. An experimental study of Na-K exchange between alunite and aqueous sulfate solutions. *American Mineralogist*, v.75, p. 209-220
- STOFFREGEN, R. E., ALPERS, C. N., JAMBOR, J. L. 2000. Alunite-jarosite crystallography, thermodynamics, and geochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40 (no prelo)
- TASSINARI, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. São Paulo, 139 p. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-227
- TRÖGER, W.E. 1979. *Optical determination of rock-forming minerals - part 1: determinations Tables*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 188p

- ULBRICH, H. H. G. J. 1986. As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, n. 3, p. 1-83.
- VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A. dos; KLEIN, E.L.; FRAGA, L.M.; MAIA, R.G.N.; MARTINS, R.C. 1996. Reconhecimento Geológico na Região do Médio Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. *Anais*. Belém, SBG. p.117-118.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A. dos; RICCI, P.S.F.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Anais*. Manaus, SBG/Núcleo Norte. p. 471-474
- WANDERLEY FILHO, J.R. 1996. A influência dos lineamentos proterozóicos na estruturação da bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. *Anais*. Belém, SBG/Núcleo Norte. p. 310-312.
- WHITE, N. C.; HENDQUIST, J. W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 36, p. 445-474
- WOLFF, J.A., WRIGHT, J.V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 10, p. 13-34
- WRIGHT, J.V., WALKER, G.P.L. 1977. The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, v. 5, p. 729-732

ANEXOS

ANEXO 1a: Análises de alunita - Amostra X1-16/19

cod. Análise	1 - C1	2 - C1	3 - C1	4 - C1	5 - C1	6 - C1	7 - C1	8 - C1	9 - C1	10 - C1	11 - C1	12 - C1	13 - C2	14 - C2	15 - C2	16 - C2	17 - C2	18 - C2	19 - C2
K2O	7.556	9.469	7.454	8.098	6.645	7.134	7.893	8.157	8.700	7.911	6.564	4.860	7.817	7.995	7.733	6.526	5.313	7.750	7.500
Na2O	1.878	1.032	2.223	1.505	2.582	2.402	1.984	1.681	1.284	2.072	2.676	3.784	2.117	1.974	1.938	2.771	3.371	2.064	2.002
CaO	0.016	0.018	0.037	0.037	0.062	0.024	0.030	0.087	0.346	0.000	0.050	0.081	0.001	0.033	0.047	0.006	0.106	0.061	0.045
Al2O3	35.640	35.543	35.430	35.151	34.875	35.791	35.150	34.702	35.189	35.131	35.140	35.097	34.922	34.588	34.610	35.649	35.032	34.327	34.865
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.080	0.000	0.000	0.074	0.000	0.000	0.039	0.002	0.117	0.000	0.103	0.000	0.038	0.000	0.010	0.048
SO3	37.608	37.730	37.794	37.295	37.368	38.073	37.906	37.425	37.196	37.803	38.315	37.773	38.018	37.862	36.451	37.826	37.440	37.465	37.106
BaO	0.141	0.000	0.249	0.000	0.418	0.188	0.181	0.175	0.010	0.209	0.115	0.291	0.000	0.186	0.339	0.000	0.574	0.140	0.000
P2O5	0.319	0.016	0.195	0.259	0.094	0.154	0.061	0.114	0.279	0.175	0.000	0.059	0.137	0.207	0.174	0.103	0.072	0.084	0.114
SiO2	0.000	0.023	0.000	0.040	0.023	0.000	0.048	0.070	0.041	0.000	0.000	0.000	0.009	0.033	0.002	0.009	0.000	0.022	0.039
TOTAL	83.158	83.831	83.382	82.465	82.067	83.766	83.327	82.411	83.045	83.340	82.862	82.062	83.021	82.981	81.294	82.928	81.908	81.923	81.719

K	0.68	0.85	0.67	0.73	0.60	0.63	0.71	0.74	0.79	0.71	0.58	0.44	0.70	0.71	0.72	0.58	0.48	0.70	0.68
Na	0.26	0.14	0.30	0.21	0.36	0.32	0.27	0.23	0.18	0.28	0.36	0.52	0.29	0.27	0.27	0.38	0.46	0.28	0.28
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.95	2.96	2.93	2.93	2.92	2.94	2.90	2.90	2.94	2.90	2.88	2.91	2.87	2.85	2.97	2.95	2.93	2.87	2.94
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
S	1.98	2.00	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	2.00	1.99	1.99
Ba	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
P	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	5.89	5.95	5.91	5.88	5.90	5.91	5.89	5.87	5.93	5.90	5.83	5.90	5.86	5.85	5.97	5.92	5.90	5.86	5.91

cod. Análise	20 - C2	296 - C1	297 - C1	298 - C1	299 - C1	300 - C1	301 - C1	302 - C2	303 - C3	304 - C3	305 - C3	306 - C3	307 - C3	308 - C3	309 - C3	310 - C3	311 - C3	312 - C3	313 - C6
K2O	7.064	8.086	9.336	7.685	9.098	6.870	5.273	5.915	6.654	8.634	4.434	5.856	7.359	8.626	7.233	7.856	7.589	7.357	7.964
Na2O	1.502	1.820	0.982	1.851	0.979	2.513	3.648	3.207	2.590	1.390	4.328	3.074	2.077	1.425	2.521	1.800	2.271	2.284	1.872
CaO	0.059	0.001	0.003	0.000	0.020	0.021	0.103	0.064	0.065	0.029	0.096	0.030	0.066	0.004	0.081	0.066	0.022	0.060	0.040
Al2O3	34.546	35.635	35.086	35.558	35.585	35.542	34.716	35.048	35.219	34.906	34.968	34.834	35.053	34.722	35.614	35.423	34.886	35.465	34.898
Fe2O3	0.023	0.000	0.081	0.000	0.032	0.034	0.000	0.000	0.022	0.006	0.000	0.024	0.066	0.020	0.000	0.042	0.000	0.077	0.000
SO3	38.288	37.797	38.078	39.656	37.482	38.199	38.237	38.464	38.055	38.968	38.425	38.253	38.159	37.707	38.485	37.917	37.694	37.826	37.465
BaO	0.336	0.297	0.229	0.226	0.282	0.350	0.196	0.080	0.000	0.338	0.799	0.197	0.000	0.000	0.106	0.265	0.444	0.152	0.012
P2O5	0.106	0.146	0.002	0.162	0.038	0.107	0.074	0.073	0.049	0.081	0.093	0.092	0.103	0.124	0.126	0.198	0.120	0.095	0.055
SiO2	0.085	0.000	0.084	0.002	0.026	0.000	0.000	0.024	0.037	0.003	0.019	0.024	0.014	0.032	0.040	0.019	0.012	0.031	0.006
TOTAL	82.009	83.782	83.881	85.140	83.542	83.636	82.247	82.875	82.691	84.355	83.162	82.384	82.897	82.660	84.206	83.586	83.038	83.347	82.312

K	0.62	0.72	0.83	0.66	0.82	0.61	0.47	0.52	0.59	0.75	0.39	0.52	0.65	0.77	0.64	0.70	0.68	0.66	0.72
Na	0.20	0.25	0.13	0.24	0.13	0.34	0.49	0.43	0.35	0.18	0.58	0.41	0.28	0.19	0.34	0.24	0.31	0.31	0.26
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.82	2.95	2.89	2.80	2.98	2.91	2.85	2.85	2.90	2.81	2.85	2.85	2.88	2.88	2.89	2.92	2.90	2.93	2.92
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
S	1.99	1.99	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	2.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
P	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Si	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	5.66	5.93	5.87	5.71	5.95	5.88	5.82	5.81	5.85	5.75	5.85	5.79	5.82	5.85	5.87	5.88	5.90	5.92	5.90

ANEXO 1a: Análises de alunite - Amostra X1-16/19

cod. Análise	314 - C6	315 - C6	316 - C6	317 - C6	318 - C6	319 - C4	320 - C4	321 - C5	322 - C5	323 - C5	324 - C5	325 - C5	326 - C5	327 - C5	328 - C5	329 - C5	330 - C5	331 - C5
K2O	6.642	8.010	7.746	7.975	7.798	6.950	7.439	4.623	7.946	6.952	4.433	9.336	5.210	9.917	9.618	7.775	7.914	7.023
Na2O	2.658	1.996	2.156	1.643	2.061	2.436	2.526	3.928	2.006	2.568	3.901	0.359	3.288	0.553	0.872	1.866	1.768	2.323
CaO	0.131	0.000	0.005	0.086	0.059	0.034	0.021	0.088	0.000	0.000	0.103	0.041	0.057	0.083	0.021	0.021	0.060	0.012
Al2O3	34.728	34.847	34.836	34.975	34.891	34.924	35.267	35.103	34.281	34.750	35.165	32.544	35.194	34.026	34.076	35.501	34.514	34.539
Fe2O3	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.039	0.109	0.000	0.000	0.008	0.000	0.134	0.042	0.019
SO3	38.223	37.760	38.052	37.418	38.205	38.531	38.649	38.607	37.086	38.414	37.612	35.968	37.785	37.152	37.765	37.354	36.561	37.759
BaO	0.046	0.000	0.104	0.815	0.044	0.313	0.047	0.233	0.000	0.082	0.409	0.710	0.313	0.059	0.023	0.338	0.430	0.282
P2O5	0.029	0.008	0.103	0.361	0.108	0.054	0.081	0.055	0.150	0.176	0.021	0.027	0.053	0.213	0.093	0.112	0.084	0.083
SiO2	0.014	0.028	0.000	0.031	0.000	0.017	0.000	0.032	0.000	0.027	0.012	1.661	0.000	0.399	0.046	0.044	0.000	0.000
TOTAL	82.471	82.658	83.002	83.304	83.166	83.259	84.030	82.669	81.502	83.008	81.765	80.646	81.900	82.410	82.514	83.145	81.373	82.040

K	0.59	0.72	0.69	0.72	0.69	0.61	0.65	0.41	0.73	0.61	0.40	0.83	0.47	0.89	0.86	0.70	0.73	0.63
Na	0.36	0.27	0.29	0.22	0.28	0.33	0.34	0.52	0.28	0.34	0.54	0.05	0.45	0.08	0.12	0.26	0.25	0.32
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.85	2.90	2.87	2.90	2.86	2.84	2.86	2.85	2.89	2.82	2.93	2.68	2.92	2.82	2.82	2.97	2.96	2.87
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
S	2.00	2.00	1.99	1.98	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	2.00	1.88	2.00	1.96	1.99	1.99	1.99	2.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	5.81	5.89	5.85	5.87	5.84	5.79	5.85	5.79	5.90	5.79	5.90	5.58	5.85	5.79	5.81	5.96	5.96	5.83

ANEXO 1b: Análises de alunita - Amostra X1-16/09

cod. Análise	332 - C5	333 - C5	334 - C5	335 - C5	336 - C5	337 - C5	338 - C5	339 - C2	340 - C2
K ₂ O	9.924	9.824	8.892	9.990	10.020	10.477	9.448	9.605	9.689
Na ₂ O	0.710	0.637	1.017	0.383	0.589	0.310	1.026	0.841	0.899
CaO	0.000	0.008	0.063	0.064	0.007	0.049	0.039	0.015	0.020
Al ₂ O ₃	34.278	34.032	34.360	34.185	33.719	34.365	35.253	35.211	34.670
Fe ₂ O ₃	0.043	0.016	0.000	0.118	0.133	0.000	0.000	0.003	0.002
SO ₃	36.836	36.487	36.426	37.361	38.008	37.015	36.010	37.312	37.067
BaO	0.000	0.351	0.512	0.035	0.153	0.151	0.129	0.524	0.477
P ₂ O ₅	0.180	0.220	0.530	0.186	0.150	0.246	0.260	0.205	0.305
SiO ₂	0.009	0.033	0.002	0.045	0.014	0.035	0.029	0.018	0.020
TOTAL	81.980	81.608	81.802	82.367	82.793	82.648	82.194	83.734	83.149

K	0.91	0.91	0.82	0.90	0.89	0.95	0.88	0.87	0.88
Na	0.10	0.09	0.14	0.05	0.08	0.04	0.15	0.12	0.12
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.91	2.91	2.92	2.85	2.77	2.89	3.05	2.94	2.91
Fe	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
S	1.99	1.98	1.97	1.99	1.99	1.98	1.98	1.99	1.98
Ba	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
P	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	5.92	5.92	5.89	5.83	5.77	5.90	6.08	5.95	5.93

ANEXO 1c: Análises de alunita - Amostra F-01(16)

cod. Análise	341 - C1	342 - C1	343 - C1	344 - C1	346 - C2	347 - C2	348 - C2	349 - C2	350 - C3	351 - C3	352 - C3	353 - C3	354 - C3	355 - C6	356 - C6	357 - C6	358 - C6
K2O	5.593	6.683	5.944	6.263	5.748	6.005	5.505	3.975	6.273	6.467	6.265	6.041	6.677	6.415	6.182	6.522	6.696
Na2O	3.103	2.982	3.245	3.057	3.216	3.080	3.688	4.928	3.335	3.014	3.069	3.348	2.746	3.174	3.376	2.943	3.123
CaO	0.633	0.177	0.251	0.268	0.216	0.212	0.181	0.158	0.047	0.081	0.343	0.295	0.237	0.109	0.164	0.118	0.061
Al2O3	35.554	35.730	36.143	36.480	35.007	34.961	35.515	36.127	35.412	35.585	35.461	35.476	36.008	35.844	35.652	35.758	34.689
Fe2O3	0.001	0.017	0.301	0.077	0.106	0.181	0.136	0.087	0.019	0.000	0.000	0.000	0.057	0.000	0.004	0.000	0.006
SO3	36.697	37.853	37.549	37.466	36.501	38.906	38.467	38.854	37.510	37.919	36.583	37.335	38.998	38.340	37.298	37.649	38.162
BaO	0.467	0.000	0.069	0.373	0.010	0.234	0.000	0.232	0.348	0.115	0.547	0.164	0.037	0.292	0.417	0.095	0.084
P2O5	0.934	0.273	0.492	0.496	0.605	0.287	0.278	0.220	0.097	0.176	0.652	0.428	0.229	0.176	0.263	0.215	0.104
SiO2	0.011	0.090	0.005	0.014	0.037	0.043	0.000	0.056	0.028	0.456	0.056	0.014	0.063	0.030	0.038	0.053	0.000
TOTAL	82.993	83.805	83.999	84.494	81.446	83.909	83.770	84.637	83.069	83.813	82.976	83.101	85.052	84.380	83.394	83.353	82.925

K	0.50	0.59	0.53	0.56	0.52	0.52	0.48	0.34	0.57	0.57	0.57	0.54	0.58	0.57	0.56	0.58	0.59
Na	0.42	0.40	0.44	0.42	0.45	0.41	0.49	0.65	0.46	0.40	0.42	0.46	0.36	0.43	0.46	0.40	0.42
Ca	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Al	2.96	2.93	2.98	3.01	2.95	2.80	2.88	2.90	2.95	2.89	2.98	2.95	2.88	2.92	2.98	2.96	2.85
Fe	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
S	1.94	1.98	1.97	1.97	1.96	1.98	1.98	1.98	1.99	1.96	1.96	1.97	1.98	1.99	1.98	1.98	1.99
Ba	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
P	0.06	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Si	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	5.95	5.94	6.01	6.03	5.95	5.76	5.88	5.92	5.99	5.87	6.01	5.97	5.84	5.93	6.02	5.96	5.87

cod. Análise	359 - C6	360 - C2	361 - C2	362 - C2	363 - C2	364 - C2	366 - C8	367 - C8	368 - C8	369 - C8
K2O	6.341	5.098	3.742	6.135	4.045	6.393	6.073	5.805	5.610	6.115
Na2O	3.146	3.976	4.633	3.270	4.957	3.082	3.327	3.138	3.331	3.470
CaO	0.168	0.101	0.043	0.271	0.107	0.096	0.107	0.299	0.451	0.116
Al2O3	35.047	36.101	36.674	35.188	36.586	35.723	35.495	35.564	35.888	35.506
Fe2O3	0.000	0.160	0.032	0.087	0.309	0.111	0.000	0.063	0.017	0.032
SO3	37.990	38.032	39.349	37.759	38.686	38.186	38.252	37.971	37.971	38.903
BaO	0.000	0.000	0.000	0.082	0.070	0.000	0.198	0.153	0.000	0.454
P2O5	0.219	0.176	0.061	0.315	0.060	0.183	0.172	0.295	0.198	0.126
SiO2	0.019	0.045	0.030	0.025	0.030	0.013	0.012	0.036	0.017	0.024
TOTAL	82.930	83.689	84.564	83.132	84.850	83.787	83.636	83.324	83.483	84.746

K	0.56	0.45	0.32	0.55	0.35	0.57	0.54	0.51	0.50	0.53
Na	0.42	0.54	0.61	0.44	0.66	0.41	0.45	0.42	0.45	0.46
Ca	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Al	2.88	2.96	2.92	2.90	2.96	2.92	2.90	2.91	2.95	2.85
Fe	0.00	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
S	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
P	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	5.88	5.98	5.86	5.92	6.02	5.92	5.90	5.88	5.94	5.87