

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS
ASSOCIADAS A UMA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA
HIGH-SULFIDATION NO GRUPO IRIRI, PROVÍNCIA
AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ.**

João Paulo Picolini

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF - 2004/14)

SÃO PAULO
2004

TF
P598
JP.p

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Petrologia das Alterações Hidrotermais Associadas
a Uma Mineralização Aurífera High-Sulfidation do
Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós, Estado
do Pará.**

João Paulo Picolini

Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Caetano Juliani _____

Prof. Dr. João Moreschi _____

Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabo _____

São Paulo

2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900016383

**PETROLOGIA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS A
UMA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA *HIGH-SULFIDATION* NO GRUPO
IRIRI, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO PARÁ.**

João Paulo Picolini

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani



**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF - 2004/14)**

SÃO PAULO
Dezembro de 2004

TF
P598
JP.p

UNIVERSITY OF CALIFORNIA
LIBRARY

REPORT ON THE BASIS OF THE RESEARCHES ASSOCIATED
WITH THE LACIAO APTERA HIGH-SOLUTION GROUP
IN THE PROVINCE OF TAIWAN, ESTABLISHED IN 1954



John F. Smith

Director, P. H. C. Center

RESEARCH OF THE LACIAO APTERA GROUP
IN THE PROVINCE OF TAIWAN

STANDARD
NUMBER 100

*"A Terra é uma dádiva
que recebemos
de nossos antepassados
e tomamos emprestados
das futuras gerações".*

Antigo provérbio africano

DOAÇÃO
IGL-USP
Data: 27/06/05

*Dedico este trabalho
aos meus amados pais, Dileta e Humberto,
a minha amiga e companheira Ana
e, especialmente, à inesquecível vó Didi.*

*Dedico este trabalho
aos meus amados pais, Dileta e Humberto,
a minha amiga e companheira Ana
e, especialmente, à inesquecível vó Didi.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço sinceramente a todos que participaram de minha formação acadêmica e, principalmente, aos que estiveram envolvidos na realização deste trabalho de formatura.

Primeiramente sou grato a Deus, pela dádiva de ser um espírito livre e por mais esta oportunidade de avançar na trajetória do aperfeiçoamento moral.

Ao meu orientador Caetano, exemplo de ética e competência profissional raramente encontrado nas pessoas. Muito obrigado pela infinita paciência, atenção e compreensão. A você agradeço os inúmeros ensinamentos que serão fundamentais para delinear meu perfil como profissional e, também, como cidadão.

Aos meus pais e amigos, Dileta e Humberto, pelo amor a mim dedicado durante toda a vida e pelos ensinamentos que moldaram o homem que sou. Agradeço pela paciência frente a meus erros, pelos conselhos e incentivos nas horas mais difíceis, pelas lágrimas derramadas ao meu lado durante os tombos que o mundo nos impõe, pelas alegrias divididas nos momentos felizes que a vida nos proporciona.

À minha querida e amada irmã Ana, companheira de inúmeras caminhadas, problemas e vitórias. A você quero expressar meu mais profundo agradecimento, por estar presente em minha vida, não me deixar desanimar e vibrar mais do que eu pelas minhas conquistas. Aos meus sobrinhos, Pedro e Lucas, por iluminarem minha vida e completarem minha referência familiar. Ao Rodrigo por sua amizade, conselhos de um irmão mais velho e por cuidar de pessoas que tanto amo.

À inesquecível vó Didi, pelos ensinamentos, compreensão e amor ao próximo que se tornaram exemplo em toda nossa família. Sou muito grato pela proteção a mim reservada e por todo carinho transmitido, os quais sempre nos manterão unidos não importa a distância que nos separe.

Agradeço aos técnicos do IGc-USP que me auxiliaram durante a realização das análises e procedimentos analíticos. Ao Marcos da microsonda, pela ajuda para a obtenção dos dados de quimismo mineral. Ao Zé Paulo e ao Vasco por me auxiliarem durante os procedimentos experimentais. Ao Paulinho, pela disposição em atender minhas solicitações o mais rápido possível, pela confecção das lâminas da microsonda e preparo das seções polidas. Ao Flávio pela ajuda com as análises no difratômetro de raios X. Em especial, à Angélica do Laboratório de Óptica, pela enorme paciência e ajuda na obtenção das imagens de lâminas e seções polidas. Ao Pedro e Erickson da Seção de Informática agradeço o auxílio com problemas relativos à impressão e diagramação. Ao pessoal do xerox da geo obrigado pela encadernação deste volume.

Aos avaliadores deste trabalho, agradeço por dedicarem parte de seu tempo acompanhando este projeto, pelos conselhos e sugestões adicionadas ao Projeto Inicial e ao Relatório de Progresso. Sou grato, também, por aceitarem a antecipação do término deste Trabalho de Formatura.

Sou grato a todos os professores com quem convivi durante a graduação, pelo aprendizado adquirido em sala de aula e trabalhos de campo. Em especial, agradeço aos professores Sílvia, Excelso e Gergely pela paciência de tirar dúvidas depois das aulas e pelos conselhos durante este trabalho.

À Lucilene, Tathiana e Andrés da pós-graduação, pela ajuda em algumas situações realmente problemáticas. Ao Rafael pelas sugestões e informações sobre o tema e a região abordados neste trabalho.

Aos meus primos, Enéas e Mateus, por abrirem as portas de casa e conviverem comigo durante toda a graduação. Aos meus "dindos", Maga e José, muito obrigado por me abrigarem nesses cinco anos como se fosse um filho.

Ao amigo Daniel sou muito grato pelas inúmeras vezes que rimos juntos e nos entristecemos também. Obrigado por todas as conversas, pelos conselhos e ensinamentos que vão valer pela vida toda. Ao Fred, pelos inúmeros momentos de descontração e piadas, regados a cafezinhos, cerveja ou almoços no "franguinho", pelos auxílios com o Minpet, pelos esclarecimentos sobre a microssonda e pelas sugestões sobre este trabalho.

Ao Gabriel, Evelin e Tais (té) pelos momentos de distração e relaxamento, vocês são demais. Em especial, agradeço a você Guigo, por toda a ajuda com a parte gráfica e computacional deste e de outros trabalhos e, também, pelos momentos divertidos desde a 7ª série. Ao Inso agradeço pelos conselhos, incentivos e por toda a ajuda neste momento final de trabalho.

À Conça, por toda a paciência durante os mais de dez anos de convivência. A você, muito obrigado.

Enfim, a todos os colegas que estiveram comigo nestes anos de graduação e que, de alguma forma, me ensinaram algo sobre a vida e sobre o ser humano.

ÍNDICE

1 IDENTIFICAÇÃO	01
2 RESUMO	01
3 ABSTRACT	02
4 INTRODUÇÃO	04
5 METAS E OBJETIVOS	05
6 FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	06
6.1 Unidades litoestratigráficas anteriores ao Supergrupo Uatumã	07
6.2 Supergrupo Uatumã e o Grupo Iriri	08
6.3 Unidades litoestratigráficas posteriores ao Supergrupo Uatumã	12
6.4 Contexto do Grupo Iriri e o estabelecimento de sistemas hidrotermais	12
6.5 Sistemas e mineralizações epitermais	13
7 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	14
8 MATERIAIS E MÉTODOS	16
8.1 Métodos utilizados	16
8.2 Preparação dos materiais analisados	18
8.3 Softwares empregados	20
9 RESULTADOS OBTIDOS	20
9.1 Análises petrográficas	20
9.2 Resultados das análises com microsonda	41
9.3 Resultados da difratometria de raios X	46
10 INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES	46
10.1 Desenvolvimento do primeiro estágio evolutivo	49
10.2 Desenvolvimento do segundo estágio evolutivo	51
11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53
ANEXO 1 – TABELAS	56
ANEXO 2 – ESPECTRO RAIO X	62

1 IDENTIFICAÇÃO

- **Número:** TF 2004/14

- **Título:** *Petrologia das alterações hidrotermais associadas a uma mineralização aurífera high-sulfidation no Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará.*

- **Aluno:** João Paulo Picolini

- **Orientador:** Prof. Dr. Caetano Juliani

2 RESUMO

A Província Aurífera do Tapajós localiza-se no sudoeste do Estado do Pará, próximo à divisa com o Estado do Amazonas, região Norte do Brasil. Insere-se nos domínios meridionais do Cráton Amazônico, mais precisamente no contexto do Escudo Brasil Central. Esta região possui grande importância econômica, uma vez que sua produção de ouro representou parcela significativa da produção nacional deste bem mineral desde os anos 80.

O quadro litoestratigráfico da Província é composto por um embasamento paleoproterozóico formado por um complexo de gnaisses e granitos, Complexo Cuiú-Cuiú, e uma associação vulcanossedimentar, Grupo Jacareacanga. Unidades mais jovens, também paleoproterozóicas, correspondem às suítes intrusivas Creporizão, Parauari, Ingarana e ao Supergrupo Uatumã. Este é formado pelos litotipos intrusivos da Suíte Maloquinha e vulcânicos do Grupo Iriri. Sedimentos mesoproterozoicos da Formação Buiucu recobrem as unidades anteriores. Ocorrem, ainda, unidades fanerozóicas constituídas por rochas básicas indiferenciadas e coberturas sedimentares paleozóicas e cenozóicas.

Recobrando o embasamento regional e as suítes intrusivas, o Grupo Iriri é formado por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composições intermediárias a ácidas, entre as quais ocorrem dacitos e riolitos porfíricos, andesitos subordinados, além de ignimbritos, lápili-tufos, tufos de cristais, aglomerados e brechas. O desenvolvimento de antigos sistemas de caldeiras vulcânicas, características de bacias de tipo *back-* e *intra-arc*, deve estar relacionado à gênese destes litotipos.

Trabalhos anteriores identificaram registros de paleossistemas epitermais *low-* e *high-sulfidation* que afetaram rochas do Grupo Iriri. Estas alterações se desenvolveram em torno de estruturas vulcânicas anelares típicas de vulcões do tipo composto (*composite volcano*), sendo associadas à colocação de corpos plutônicos e sub-plutônicos. Associados

a estas alterações também foram identificados depósitos de bens metálicos, entre os quais destaca-se o ouro. Estes depósitos, constituídos por veios e filões mineralizados, são explorados quase que exclusivamente por garimpos e contribuem significativamente para a produção de ouro na Província.

Este trabalho procurou estudar em detalhe uma ocorrência de depósitos epitermais alojados em litotipos do Grupo Iriri, originados por um paleossistema *high-sulfidation*.

Os resultados obtidos mostram que o sistema se desenvolveu através de quatro fases de alteração hidrotermal. A primeira delas, de estilo pervasivo, resultou na formação de um halo composto por paragêneses minerais distribuídas segundo um zonamento bem definido. Ao centro ocorre um *silica cap*, marcado por intensa silicificação, envelopado por uma zona de alteração argílica avançada com quartzo e alunita. Ao redor desta ocorre uma zona de alteração argílica avançada a intermediária, envolvida por uma região de alteração propilitica. Em profundidade há uma zona de alteração sericítica, associada à presença de corpos ígneos plutônicos e sub-plutônicos. Esta fase representaria a ocorrência de um primeiro estágio na evolução do sistema epitermal.

As demais fases de alteração possuem estilo predominantemente fissural e estão associadas ao desenvolvimento de um segundo halo de alteração. O zonamento de paragêneses encontrado é muito semelhante ao que caracteriza o primeiro halo. Estas fases devem estar relacionadas a um segundo estágio na evolução do sistema epitermal.

O primeiro estágio parece ter contribuído de maneira discreta para o estabelecimento de mineralizações de ouro. O segundo, por sua vez, foi responsável pela formação dos filões e veios auríferos presentes nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Este segundo estágio pode, ainda, ter gerado mineralizações de cobre, em virtude da ocorrência de calcopirita, bornita, calcosina e covelita em algumas amostras analisadas.

3 - ABSTRACT

The Tapajós Gold Province is located at southwest part of the Pará State, close to the Amazonas State border, in north of Brazil. This Province is part of the meridional domain of the Amazonian Craton, in the Brasil Central Shield. The significant gold production since 1980's years attribute to this Province great economic importance. However, no significant primary gold deposits have been mined until today.

The geological framework of the Province is composed of a Paleoproterozoic Basement, characterized by gneisses and granites named Cuiú-Cuiú Complex, besides a volcanic-sedimentary association, the Jacareacanga Group. Earlier Paleoproterozoic units are related to Creporizão, Parauari, Ingarana intrusive suites and Uatumã Supergroup (intrusive lithotypes of Maloquinha Suite and volcanic rocks of the Iriri Group).

Mesoproterozoic sediments of the Buiú Formation cover the former geological units. Further, there are Phanerozoic units represented by basic rocks and Paleozoic and Cenozoic sedimentary covers.

The Iri Group, that covers regional basement and intrusive suites, is mainly composed of intermediate- to acid-composition volcanic and vulcaniclastic rocks, including dacites and rhyolites, and subordinated andesites, besides ignimbrites, lapilli-tuffs, and volcanic agglomerates and breccias. The development of Paleoproterozoic ash-flow caldera volcanic systems in back- and intra-arc tectonic environments, could be related to the formation of the lithotypes of the Iri Group.

Former works registered low- and high-sulfidation Paleoproterozoic epithermal mineralizations hosted in post-caldera composite ring volcano in the Iri Group rocks, and associated with shallow emplaced of plutonic and sub-plutonic igneous rocks. These deposits, composed by mineralized veins, are explored most of the time by *garimpos* and significantly contribute for the gold production in the Tapajos Gold Province.

The main goal of this work was the development of detailed petrographic studies of an epithermal high-sulfidation deposit hosted in lithotypes of the Iri Group.

The result supports that this deposit was affected by four hydrothermal alteration phases. The first of them shows a pervasive style, resulted in an alteration halo composed of mineral paragenesis distributed according zones of hydrothermal alteration. In the inner zone occurs a silica cap, characterized by intense silicification, enclosed by an advanced argillic alteration zone, with quartz and alunite. Around the quartz–alunite zone occurs an advanced to intermediate argillic alteration zone that is enwrapped by a propilitic alteration region. At depth, plutonic and sub-plutonic igneous bodies are typically associated with sericitic alteration zone. This first phase would represent the occurrence of a first period in the evolution of the epithermal system.

The other phases are associated to the development of the second alteration halo and have preponderantly a fissural style. The spatial distribution of the paragenesis zones are very similar to that found in the first phase. Those fissural alteration phases should be related to a second period in the evolution of the epithermal system.

The first period seems to have contributed in a discrete form to gold ore concentration. Otherwise, the second one is related to the auriferous veins formation in the rocks of Iri Group. The occurrence of chalcopyrite, bornite, chalcocite and covellite in a few samples suggests that the second period could also have generated copper mineralizations.

4 INTRODUÇÃO

A Província Mineral do Tapajós, também denominada Província Aurífera do Tapajós (Santos & Loguércio, 1984), localiza-se no sudoeste do Estado do Pará (Figura 1), junto à divisa com o Estado do Amazonas. Sua área possui aproximadamente 118.500 km² e abrange os municípios de Itaituba, Jacareacanga, Novo Progresso, Apuí e Entre-Rios (Bahia & Quadros, 2000).

Esta região foi responsável por grande parte da produção brasileira de ouro nas décadas de 70 e 80, lavrada quase que exclusivamente em garimpos, tendo sido registrada oficialmente uma produção de 225 ton de Au (Faraco *et al.*, 1997), que pode ter alcançado mais de 900 ton, segundo estimativas não oficiais (Santos *et al.*, 2001).

O ouro dos aluviões e coluviões tem a sua gênese relacionada principalmente a filões mesotermiais orogênicos e veios meso- e epitermais em zonas de cisalhamento. Entretanto, com o avanço das pesquisas, tem sido encontradas mineralizações nas seqüências vulcano-sedimentares, *intrusion-related gold systems* e *porphyry-related systems*, formadas por fluidos relativamente reduzidos e associadas às rochas do Grupo Iriri (Santos *et al.*, *op cit.*; Juliani *et al.*, 2002).

As mineralizações de ouro hospedadas em granitóides associam-se, quase sempre, a zonas de falhas e são predominantemente mesotermiais. Nas vulcânicas do Grupo Iriri foram geradas em sistemas epitermais *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, no prelo) e *low-sulfidation* (Corrêa-Silva, 2002) durante o Paleoproterozóico.

Estas mineralizações são as primeiras de tipo epitermal encontradas no Brasil e as mais antigas bem preservadas conhecidas no mundo, já que sua distribuição se dá principalmente no Cenozóico, com apenas uma ocorrência parcialmente preservada no Neoproterozóico (Dubé *et al.*, 1995). Por estas razões, o presente trabalho teve por objetivo estudar em maior detalhe a tipologia de alterações e os processos hidrotermais associados a estas mineralizações.

O aumento dos conhecimentos sobre este tema, associado a informações provenientes de trabalhos futuros, deverá ser de grande valia para a compreensão da metalogênese do ouro e de metais de base ocorrida na Província Aurífera do Tapajós durante o Paleoproterozóico. O estudo destas mineralizações possui, ainda, grande importância para orientação da exploração mineral em áreas pouco acessíveis, como destacado por White & Hendenquist (1990).

Uma vez que o estabelecimento de processos mineralizantes está diretamente vinculado ao ambiente tectônico e ao contexto petrológico e estrutural, o estudo proposto deverá também contribuir para a compreensão da evolução geológica regional.

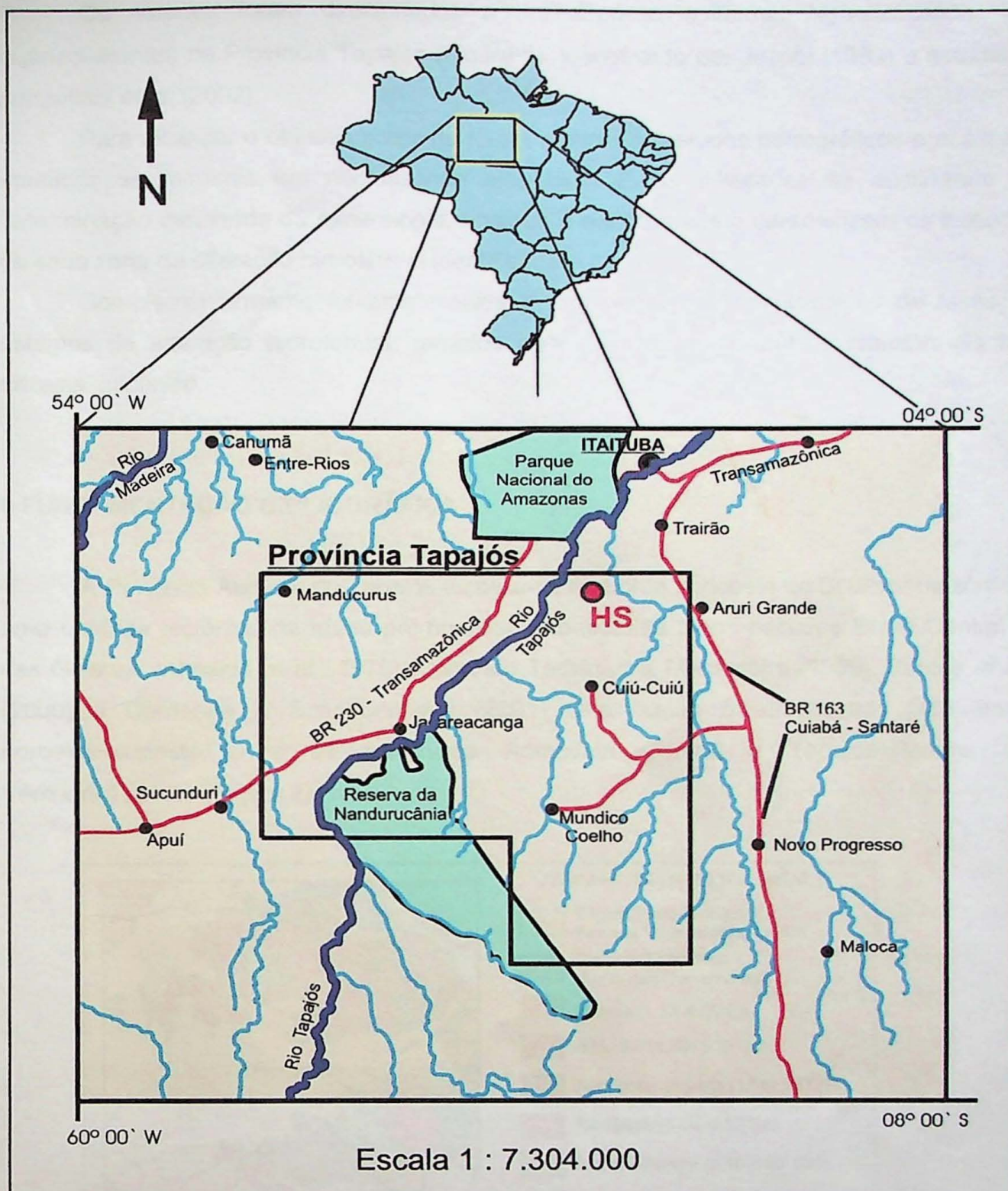


Figura 1. Mapa do Brasil (figura superior, modificado de Pereira, 1983), com destaque para a região da Província Aurífera do Tapajós (figura inferior, modificado de Civita, 2002). Observar a localização dos depósitos high-sulfidation (H.S.) identificados por Juliani *et al.* (2002) e abordados neste estudo.

5 METAS E OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo fundamental o refinamento dos conhecimentos sobre a evolução de paleossistemas epitermais que afetaram as rochas do Grupo Iriri, propiciando a geração de mineralizações de ouro.

Os estudos foram direcionados a um depósito epitermal *high-sulfidation* (ou quartzo-alunita) da Província Tapajós (Figura 1), identificado por Jacobi (1999) e estudado por Juliani *et al.* (2002).

Para alcançar o objetivo proposto foram realizados estudos petrográficos e análises químicas de minerais em microsonda eletrônica. Estas atividades se destinaram à determinação detalhada da mineralogia, texturas e estruturas que caracterizam os litotipos de cada zona de alteração hidrotermal identificada.

Complementarmente foi estabelecida a cronologia e a sobreposição de fases e estágios de alteração hidrotermal, gerados pela recorrência de pulsos hidrotermais no sistema vulcânico.

6 FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

A Província Aurífera do Tapajós localiza-se na borda sudoeste do Cráton Amazônico, uma unidade tectônica de idade pré-brasiliana constituída pelos escudos Brasil Central e das Guianas (Almeida *et al.*, 1976). Segundo Tassinari & Macambira (1999), Santos *et al.* (2000) e Dardenne & Schobbenhaus (2001) esta região é atravessada pelo limite noroeste-sudeste entre as províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima, ou Ventuari-Tapajós (Figura 2).

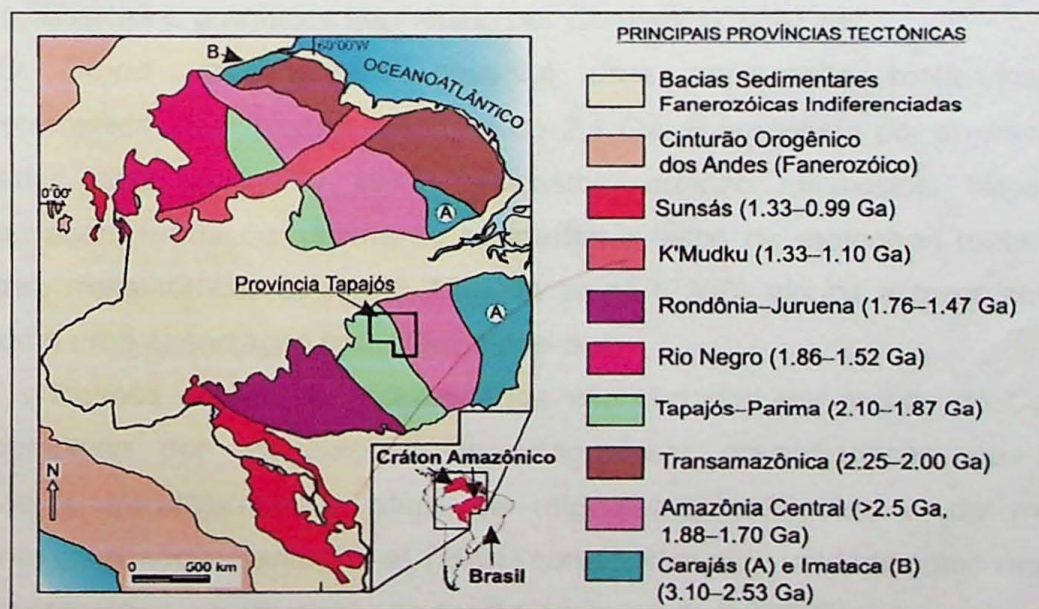


Figura 2. Contexto tectônico da Província Tapajós de acordo com Santos *et al.* (2000) e adaptado a partir do trabalho de Juliani *et al.* (2002).

As principais unidades geológicas que compõem a Província podem ser observadas no mapa apresentado na Figura 3, simplificado dos trabalhos de Almeida *et al.* (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez & Klein (2000).

A unidade que hospeda as mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* é representada pelas vulcânicas e vulcanoclásticas do *Grupo Iriú*. Esta unidade é considerada como integrante do *Supergrupo Uatumã*, que inclui também os granitos anorogênicos alcalinos da *Suíte Maloquinha*.

A gênese destas mineralizações é, entretanto, relacionada à intrusão de granitos tardi-tectônicos correlacionáveis à *Suíte Parauari* (Juliani *et al.*, 2002), de caráter cálcio-alcalino, semelhante ao observado com as vulcânicas do *Grupo Iriú*. Assim, parece ser necessária uma redefinição do *Supergrupo Uatumã*, que agruparia duas unidades magmáticas, uma plutônica e outra vulcânica, de características petrogenéticas distintas.

Para evitar discussões sobre a criação de novas unidades estratigráficas e a extinção de outras tradicionais, como o *Supergrupo Uatumã*, o que foge ao propósito deste trabalho, optou-se por adotar a estratigrafia padrão da Província Aurífera do Tapajós apresentada no mapa da Figura 3.

A seguir são descritas as principais características petrológicas das unidades geológicas presentes na Província, com destaque para o *Supergrupo Uatumã* e o *Grupo Iriú*.

6.1 Unidades litoestratigráficas anteriores ao Supergrupo Uatumã

O embasamento regional da Província é constituído por uma seqüência metavulcanossedimentar, denominada de *Grupo Jacareacanga*, e por uma associação de rochas gnáissicas e graníticas conhecido por *Complexo Cuiú-Cuiú*.

O *Grupo Jacareacanga* constitui uma associação metavulcanossedimentar paleoproterozóica, com idades em torno de 2,1 Ga. É composta por diversos litotipos, tais como talco xisto, actinolita xisto, micaxistos, quartzo micaxistos, filitos, metargilitos, metagrauvacas, formações ferríferas bandadas e leitos de metachert metamorfisados em baixo grau metamórfico. Segundo Almeida *et al.* (2000) alguns autores consideram este grupo como uma associação tipo *greenstone-belt*.

Os litotipos do *Grupo Jacareacanga* são cortados por rochas do *Complexo Cuiú-Cuiú*, composto por associações de ortognaisses granodioríticos, quartzo dioríticos, tonalíticos e trondhjemiticos, além de migmatitos, anfibolitos e de metagranitóides localmente cisalhados. Santos *et al.* (2001) consideram esta unidade como representante de um arco magmático desenvolvido na região em torno de 2,005 Ga.

As duas unidades citadas são invadidas por rochas da *Suíte Intrusiva Creporizão*, composta predominantemente por corpos de sieno- e monzogranito e, subordinadamente, de granodiorito, tonalito e quartzo monzodiorito. Estas rochas ocorrem como batólitos com bordas milonitizadas por zonas de cisalhamento orientadas segundo a direção NW-SE.

Estes litotipos representariam o estabelecimento de um segundo arco magmático na região em torno de 1,9 Ga (Santos *et al.*, *op cit.*).

Ascendendo na coluna estratigráfica ocorrem as intrusivas *Rio das Tropas*, compostas por corpos de tonalito com xenólitos de basalto e andesito. Estas rochas apresentam idades em torno de 1,89 Ga e, segundo Santos *et al.* (*op cit.*), representariam um terceiro arco magmático desenvolvido na região. Esta unidade não está indicada no mapa da Figura 3 em razão de seus autores não diferenciá-la da *Suíte Intrusiva Parauari*.

Segue-se ao evento *Rio das Tropas* os litotipos da *Suíte Intrusiva Parauari*, cuja formação ocorreu entre 1,90 e 1,88 Ga (Almeida *et al.*, 2000). Esta unidade magmatogênica teria se formado durante o estabelecimento de um quarto arco magmático e é constituída principalmente por corpos de granito, monzogranito e granodiorito, com tonalito e diorito subordinados, todos de cor cinza, com variações para tons escuros ou arroseados. Assim como os litotipos da *Suíte Creporizão*, ocorrem como corpos extensos, em especial as fácies sin-colisionais, que, comumente, constituem o embasamento das vulcânicas do *Grupo Iriti*. As intrusões *Rosa de Maio* e *Batalha*, compostas por monzogranito com variações para sienogranito, representariam, segundo Juliani *et al.* (no prelo), o estágio final de evolução do quarto evento tectono-magmático ocorrido na Província Aurífera do Tapajós.

As composições petrográficas da *Suíte Parauari* são compatíveis com a natureza cálcio-alcálica das rochas vulcânicas do *Grupo Iriti*. Estas, por sua vez, são melhor correlacionadas ao estágio tardi-tectônico do evento *Parauari* segundo Juliani *et al.* (no prelo).

Um evento de magmatismo básico prévio ao vulcanismo *Iriti* também está registrado na região, sendo representado pela *Suíte Intrusiva Ingarana*. Esta unidade é composta por corpos de rochas plutônicas e subplutônicas formados principalmente por augita gabro, leuconorito, norito, hiperstênio diabásio e monzogabro (Bahia & Quadros, 2000). Este magmatismo teria ocorrido em consequência de um evento tectônico distensivo em torno de 1,88 Ga, ou seja, dentro do contexto do quarto arco magmático de Santos *et al.* (2001).

6.2 Supergrupo Uatumã e o Grupo Iriti

Em torno de 1,87 Ga (Dardenne M.A. & Schobbenhaus, 2001), todo o Cráton Amazônico foi afetado por eventos distensivos anorogênicos. Neste contexto teriam se formado as rochas do *Supergrupo Uatumã*, composto pelas supracrustais do *Grupo Iriti* e pelas intrusivas da *Suíte Maloquinha* (Almeida *et al.*, 2000). Conforme discutido anteriormente, ambas unidades, embora quase síncronas, não deveriam ser incluídas em uma mesma unidade geológica.

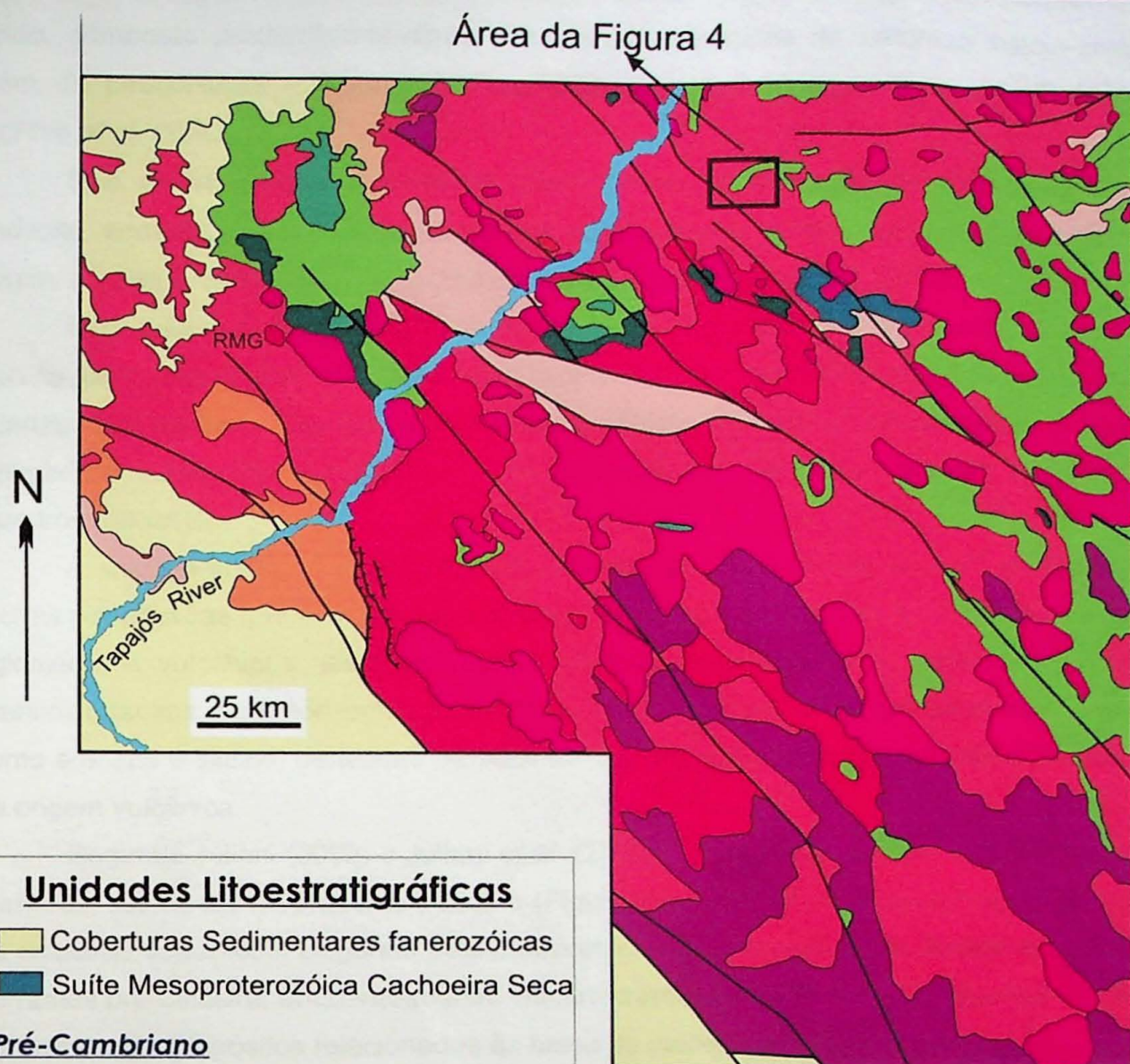


Figura 3. Mapa geológico da Província Tapajós. A área da Figura 4 encontra-se em destaque. Modificado de Almeida *et al.* (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez e Klein (2000).

O *Grupo Irii* corresponde a uma manifestação vulcânica de caráter intermediário a ácido, composto predominantemente por rochas vulcânicas de natureza cálcio-alcálica, além de piroclásticas e vulcanoclásticas ressedimentadas, segundo a classificação de McPhie *et al.* (1993).

Sua unidade basal, *Formação Bom Jardim*, é composta por intercalações de andesito, andesito basáltico e traquiandesito com textura porfírica, dada por fenocristais de augita, andesina, anfibólio e quartzo bipiramidado (Bahia & Quadros, 2000).

Segue-se a *Formação Salustiano*, composta por derrames de riolitos, riolacitos e dacitos com textura porfírica dada por fenocristais de ortoclásio, sanidina, plagioclásio, quartzo bipiramidado, biotita e hornblenda. Nesta formação ainda estão presentes ignimbritos, tufos, lápili-tufos, brechas e aglomerados, conforme descrito por Bahia & Quadros (*op cit.*).

A unidade superior do *Grupo Irii* é representada pela *Formação Aruri*, composta por rochas piroclásticas que incluem tufos líticos e de cristais, lápili-tufos, ignimbritos, brechas e aglomerados vulcânicos, além de vulcanoclásticas ressedimentadas, tais como tufitos e arenitos tufáceos. Segundo Bahia & Quadros (2000), ocorrem ainda rochas epiclásticas, tais como arenitos e siltitos, derivadas de sedimentos formados predominantemente por clastos de origem vulcânica.

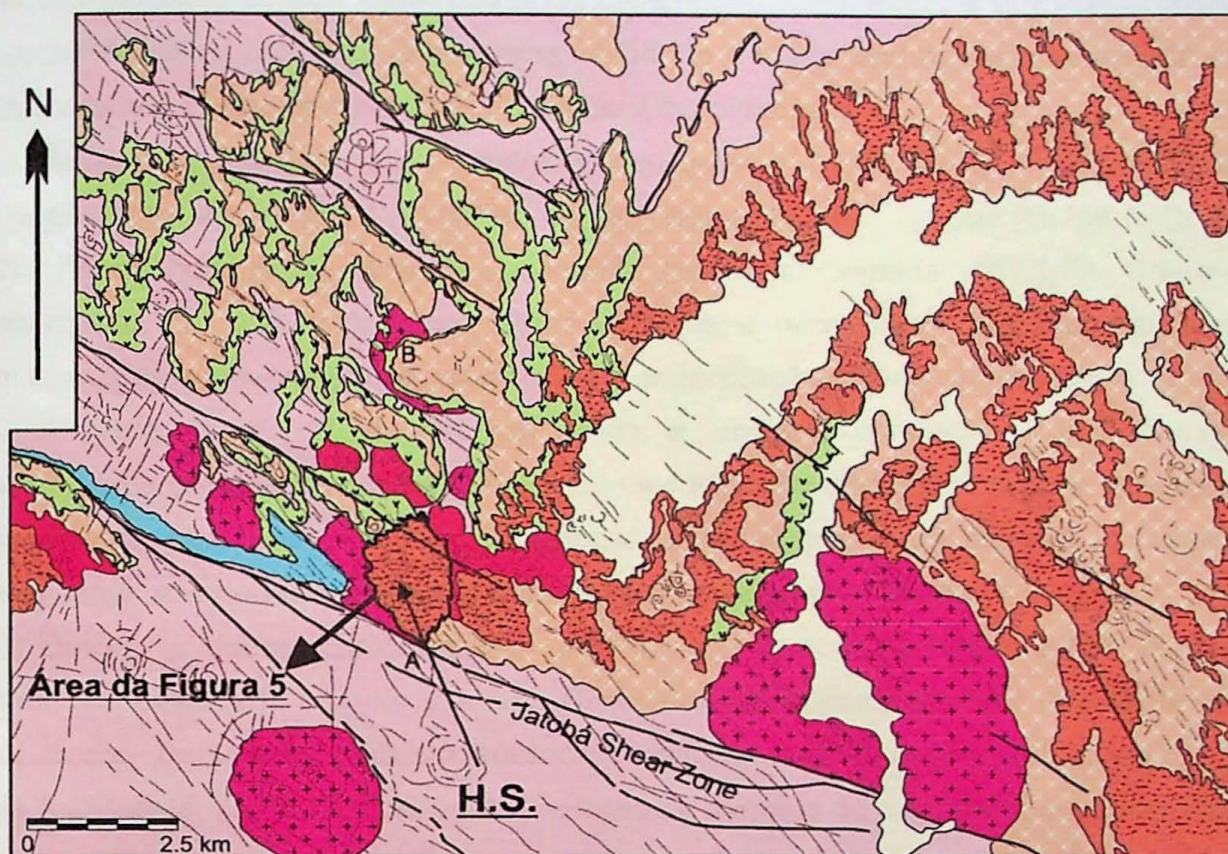
Segundo Juliani (2002) e Juliani *et al.* (2002) a área onde ocorrem as mineralizações auríferas, estudadas no presente trabalho (Figura 4), insere-se no contexto de um complexo de caldeiras vulcânicas. Segundo esta interpretação a *Formação Bom Jardim* representaria derrames pré-caldeira, enquanto rochas vulcanoclásticas, das formações *Salustiano* e *Aruri*, representariam depósitos relacionados às fases de caldeira e pós-caldeira.

A *Suíte Intrusiva Maloquinha*, neste contexto interpretativo, corresponde ao registro da atividade magmática anorogênica que se seguiu ao evento tectônico *Parauari*. A suíte forma corpos intrusivos tendendo a circulares em mapa, compostos por granitos alcalinos e peraluminosos (Almeida *et al.*, 2000). Muito embora estas rochas possuam idades semelhantes as do *Grupo Irii*, esta unidade é um pouco mais nova, pois em algumas localidades suas rochas cortam as vulcânicas e vulcanoclásticas.

Desta forma, o agrupamento das rochas cálcio-alcálicas do *Grupo Irii* com as intrusivas anorogênicas alcálicas da *Suíte Intrusiva Maloquinha*, que compõem *Supergrupo Uatumã*, parece ser impróprio pelas características incompatíveis dos magmas e por relações de campo.

As principais características macroscópicas dos granitos *Maloquinha* são a sua cor vermelha forte e a granulação grossa, o que usualmente conduz à interpretação em campo de qualquer granito de cor vermelha como sendo da *Suíte Maloquinha*. Entretanto, Juliani *et al.* (2002) e Juliani (2002) descrevem granitos da *Suíte Intrusiva Parauari* que adquiriram cor

vermelha intensa em função da atuação de forte metassomatismo potássico, o que pode ter contribuído no para o estabelecimento da estratigrafia tradicional do *Supergrupo Uatumã*.



- Domos e vulcões compostos pós-caldeira com brechas hidrotermais
- Depósitos intracaldeira e aluvionares e coluvionares quaternários e terciários
- Stocks riolíticos e riodacíticos
- Depósitos das formações Aruri e Salustiano relacionados a fase de Caldeira
- Hialoclastitos pré-caldeira
- Rochas vulcânicas e tufos pré-caldeira da Formação
- Granitos da Suíte Parauari
- Granodioritos da Suíte Parauari
- Falhas
- Fraturas anelares ou radiais associadas com brechas hidrotermais explosivas, stocks e granitos

Figura 4. Mapa geológico de detalhe da região em que correm as alterações estudadas neste trabalho. A área da Figura 5, exibida no capítulo - 9, aparece em destaque.

6.3 Unidades litoestratigráficas posteriores ao Supergrupo Uatumã

Rochas paleoproterozóicas epiclásticas terrígenas, pertencentes à *Formação Buiúçu*, recobrem parcialmente todas as unidades anteriormente descritas (Klein & Vasquez, 2000) e registram o estabelecimento de um paleossistema deposicional predominantemente fluvial. A *Formação Buiúçu* é composta principalmente por arenitos e arenitos arcoseanos com estratificações cruzadas e paralelas, além de marcas onduladas. Ocorrem também conglomerados, siltitos, argilitos, tufo e tufitos subordinados.

Ascendendo na coluna cronoestratigráfica ocorrem *sills* e diques de rochas básicas, com espessuras que chegam a 500 m, denominadas *Diabásio Crepori* (Bahia & Quadros, 2000). As rochas desta unidade possuem idade aproximada de 1,77 Ga e são representadas por augita diabásio, olivina diabásio e microgabro. Estas rochas básicas foram formadas em eventos distensivos após a cratonização paleoproterozóica.

Almeida *et al.* (2000) definem ainda a unidade conhecida como *Lamprófiro Jamanxim*, que deve ter se originado de processos tectônicos semelhantes aos que geraram o *Diabásio Crepori*. Essa unidade é composta principalmente por diques de lamprófiro, predominando a variedade vogesítica, com idades ao redor de 1,53 Ga.

Outras unidades caracterizadas por rochas básicas também estão presentes, podendo ser destacada a *Suíte Intrusiva Cachoeira Seca*, composta por diques de olivina gabro, diorito, troctolito e diabásio troctolito tholeítico, com idades em torno de 1,07 Ga (Bahia & Quadros, 2000). Sua geração é atribuída a eventos de movimentos extensionais no Cráton Amazônico, iniciados em torno de 1,2 Ga.

No Paleozóico iniciou-se a deposição de pacotes sedimentares relacionados à evolução da Bacia do Alto Tapajós, designados como *Coberturas Fanerozóicas* na Figura 3. Adicionalmente ocorreu a intrusão de rochas básicas indiferenciadas, com idade em torno de 130 Ma, relacionadas aos processos distensivos que afetaram o antigo Continente Gondwana durante o Mesozóico (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Expressivas áreas de coberturas terciárias e quaternárias, onde se acumularam grandes depósitos de ouro aluvionar e coluvionar, completam o quadro geológico regional.

6.4 O contexto do Grupo Iriri e o estabelecimento de sistemas hidrotermais

Segundo Hess (1989) e Hall (1996), associações de rochas vulcânicas e plutônicas, com caráter intermediário a ácido, constituem unidades estratigráficas em várias províncias tectônicas em diversos terrenos cratônicos do planeta. Estas ocorrências são tipicamente desenvolvidas em resposta à geração de magmas com natureza *sensu latu* félsica, como ocorre em ambientes de *back-* e *intra-arc* magmáticos.

A ocorrência de corpos da *Suíte Parauari* e das rochas vulcânicas do *Grupo Iriri*, segundo a proposta estratigráfica de Juliani 2002, pode ser concebida como exemplo de associação vulcano-plutônica, normalmente formada nos referidos ambientes geotectônicos.

Segundo Pirajno (1992), após o fim da atividade *sensu stricto* magmática, o sistema vulcano-plutônico inicia um lento processo de perda de calor, que pode durar milhões de anos. Em razão deste resfriamento atinge-se a temperatura limite de miscibilidade entre os elementos presentes nos magmas em estágio de cristalização. Em consequência ocorrem processos de imiscibilidade entre as fases silicáticas, com elevados teores de elementos litófilos, e fases fluidas, ricas em voláteis e elementos calcófilos e hidrófilos (Hall, 1996).

Este conjunto de processos leva ao desenvolvimento de correntes de convecção, pois as fases fluidas, também chamadas de *fluídos hidrotermais*, tendem a se deslocar para níveis crustais mais rasos. Desta maneira, são estabelecidos os *sistemas hidrotermais* que, segundo Pirajno (1992), são definidos como a região da crosta percolada por fases fluidas aquecidas segundo células de convecção. No contexto dos sistemas vulcano-plutônicos os corpos magmáticos em resfriamento operam como fontes de calor para instalação das células de convecção.

À medida que o fluido hidrotermal ascende na crosta ele sofre modificações químico-físicas, em razão da diminuição da temperatura e do conteúdo de voláteis, mistura com águas meteóricas e interação com as rochas encaixantes. Em paralelo a estas modificações inicia-se o processo de alteração hidrotermal das rochas percoladas, o que resulta na modificação de texturas, estruturas e minerais originais. Neste contexto, metais preciosos e de base, que estavam sendo transportados pelos fluídos hidrotemais, podem ser depositados, o que permite o desenvolvimento de corpos de minérios.

6.5 Sistemas e mineralizações epitermais

Ao atingirem profundidades crustais consideravelmente rasas em regiões de caldeiras vulcânicas, especialmente junto a domos ressurgentes, vulcões anelares e fraturas anelares ou radiais, os fluídos hidrotermais podem desenvolver sistemas hidrotermais denominados *epitermais*. Estes sistemas são caracterizados por serem formados em temperaturas baixas a moderadas, menores que 350° C (Pirajno, 1992), e em pressões também pouco elevadas, geralmente em níveis crustais inferiores a 2 km (White & Hendenquist, 1990).

Comumente os sistemas epitermais são classificados como *high-sulfidation*, ou quartzo-alunita segundo Berger (1986), quando o potencial de oxidação do fluido permite a ocorrência de enxofre em estado oxidado (S^{+4}) (Hendenquist, 1987). Este tipo de sistema se

forma quando o fluido se origina de magmas oxidados, ascende de maneira relativamente rápida à superfície da crosta, interage em menor escala com as encaixantes em profundidades maiores e recebe considerável contribuição de águas meteóricas durante sua trajetória ascendente (Arribas Jr., 1995; White & Hendenquist, 1990 e Rye, 1993).

Os sistemas epitermais são classificados como *low-sulfidation*, ou adularia-sericita segundo Heald *et al.* (1987), quando o fluido é mais reduzido e o enxofre ocorre como S^{-2} (Hendenquist, 1987). Estes sistemas se formam quando o fluido se gera a partir de magmas com menor Eh, ascende de maneira relativamente mais lenta e, por esta razão, interage mais intensamente com as encaixantes localizadas a maiores profundidades.

O desenvolvimento da atividade hidrotermal associada a estes sistemas está intimamente relacionado a processos geradores de depósitos de bens metálicos. No caso dos sistemas *high-sulfidation* ocorrem comumente depósitos de ouro, prata, cobre e, mais raramente, zinco e mercúrio (Arribas Jr., 1995; Pirajno, 1992). Os depósitos de tipo *low-sulfidation* geralmente estão associados a mineralizações de molibdênio, cobre e ouro. Estes depósitos usualmente se caracterizam por teores elevados, baixa tonelagem e corpos de minério filonianos.

Este é exatamente o caso das mineralizações epitermais do tipo *high-* (Juliani *et al.* 2002) e *low-sulfidation* (Corrêa-Silva, 2002) descritas nas rochas do *Grupo Iriri* na Província Aurífera do Tapajós. As características destes depósitos epitermais são muito semelhantes com as verificadas nos depósitos presentes em terrenos vulcano-plutônicos mais recentes. A escassez desses tipos de depósitos minerais em terrenos mais antigos que o Neoproterozóico, demonstra que a preservação das feições desenvolvidas é prejudicada em razão da atuação intensa de processos intempéricos, especialmente em regiões tropicais como é o caso da Amazônia (Juliani, 2002).

De fato, as mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* na Província Aurífera do Tapajós são as únicas ocorrências paleoproterozóicas mundiais quase totalmente preservadas (Juliani, 2002; Giuliani *et al.*, no prelo; Corrêa-Silva, 2002), uma vez que depósitos epitermais são tipicamente cenozóicos (Arribas Jr., 1995).

7 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Em razão de problemas e dificuldades encontradas, alguns métodos de trabalho originalmente propostos não foram empregados neste estudo. No entanto, atividades de maior importância foram efetivamente desenvolvidas conforme previsto no Projeto Inicial. A relação de todas as etapas de trabalho, em relação à distribuição temporal, pode ser observada na Tabela 1.

Tabela 1. Sumário das principais atividades desenvolvidas neste trabalho e sua distribuição em relação aos meses do ano de 2004.

	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Pesquisa bibliográfica	♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦	♦	
Petrografia macroscópica	♦	♦	♦	♦						
Petrografia de lâminas			♦	♦	♦	♦	♦			
Separação de sericita para DRX			♦							
Preparação de material para microsonda						♦	♦			
Análise de minerais em microsonda								♦		
Petrografia de seções polidas							♦	♦		
Elaboração do Projeto Inicial	♦									
Elaboração do Relatório de Progresso					♦	♦				
Elaboração da Monografia e do Resumo								♦	♦	
Apresentação e arguição do trabalho										♦

Durante a revisão bibliográfica foram pesquisadas informações sobre o contexto geológico da Província Tapajós e do Grupo Iriri, metodologia experimental utilizada e princípios teóricos pertinentes a depósitos e mineralizações epitermais. As informações adquiridas foram empregadas na elaboração do Projeto Inicial, definição das atividades mais importantes a se realizar e, principalmente, interpretação dos dados obtidos.

A petrografia macroscópica englobou a descrição de testemunhos de sondagens e amostras provenientes de afloramentos. Durante esta etapa foram descritas algumas texturas e estruturas vulcânicas e hidrotermais presentes nas amostras, bem como os estilos de alteração observados.

A petrografia de lâminas representou a etapa mais importante de trabalhos, na qual foram obtidos os dados mais significativos. O estudo microscópico dos testemunhos de sondagem destinou-se ao reconhecimento de estruturas, texturas e mineralogia de origem ígnea e hidrotermal. Assim foi possível diferenciar os tipos e estilos de alteração desenvolvidos nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, bem como estabelecer a cronologia de sobreposição das diferentes fases de atividade hidrotermal. A análise micropetrográfica das amostras de afloramento permitiu estimar a distribuição dos diferentes tipos e halos da alteração hidrotermal em superfície.

A petrografia das lâminas mostrou a presença de aglomerados de mica branca com granulação muito fina em algumas amostras. Esta situação impossibilitou a sua identificação como sericita ou pirofilita, que podem ocorrer em associação, implicando na realização de análises por DRX para estimar a proporção destes minerais.

As análises da composição química de fases minerais em microsonda eletrônica foram importantes para identificação de minerais de granulação muito fina, como os diferentes tipos de argilo-minerais. Adicionalmente foram identificadas variações

composicionais de minerais hidrotermais em núcleo e borda. Uma dificuldade significativa encontrada relaciona-se à análise de alunita, que seria de grande importância para a quantificação de parâmetros físico-químicos das alterações hidrotermais. No entanto, não se conseguiu ajustar as condições analíticas necessárias para a análise deste mineral, apesar das sucessivas modificações nos valores de corrente, voltagem e diâmetro do feixe de elétrons da microsonda.

A petrografia de seções polidas destinou-se à identificação dos minerais opacos cristalizados em cada fase de alteração. A análise das seções polidas permitiu, ainda, o estabelecimento da cronologia de cristalização dos sulfetos de cobre e do ouro nativo e sua relação com o modelo da evolução do sistema epitermal.

Algumas análises semi-quantitativas seriam realizadas com o emprego do MEV, conforme consta no Projeto Inicial deste trabalho de formatura. No entanto, foram identificados danos no EDS do equipamento do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc-USP. Para solucionar este problema, análises semi-quantitativas foram substituídas por análises quantitativas realizadas com o emprego da microsonda eletrônica.

8 MATERIAIS E MÉTODOS

Apresenta-se a seguir a metodologia utilizada nas etapas de trabalho descritas anteriormente, além dos procedimentos adotados para a preparação dos materiais analisados.

8.1 Métodos e equipamentos utilizados

O suporte teórico que sustentou a realização deste trabalho adveio de fontes literárias pertencentes à biblioteca do IGc-USP, páginas da *internet* e de referências colecionadas pelo docente orientador.

Em virtude da escassez de recursos financeiros não foram realizadas atividades de campo na região estudada. Conforme discutido no Projeto Inicial, esta adversidade não representou um entrave ao desenvolvimento do trabalho, pois diversas informações de campo, amostras de rocha, lâminas e seções polidas estavam em posse do Prof. Dr. Caetano Juliani desde o início do estudo.

Para as análises petrográficas macroscópicas foram utilizados fragmentos de rocha e testemunhos de sondagens rotativas. Estas descrições foram realizadas no Laboratório de

Tratamento de Amostras do IGc-USP e forneceram informações fundamentais para as análises petrográficas microscópicas.

O estudo e análise de lâminas foram realizados no Laboratório de Microscopia Petrográfica do IGc-USP. O microscópio empregado para estes estudos é da marca OLYMPUS, modelo BX-40-F3 e de fabricação japonesa. É um instrumento binocular, composto por três lentes objetivas de aumento 4x, 10x e 40x, com campos de observação 5,5 mm, 2,2 mm e 0,54 mm de diâmetro respectivamente, além de um par de oculares com aumento 10x e fator de campo igual a 22.

As análises de seções polidas foram realizadas no mesmo laboratório, em um microscópio da marca JENAPOL, modelo 30-G0060a, fabricado na Alemanha. Este aparelho é binocular e possui quatro objetivas com aumento de 2,5x, 10x, 20x e 50x, que resultam, respectivamente, em campos de observação com 7,2 mm, 1,8 mm, 1,0 mm e 0,20 mm de diâmetro. Possui ainda um par de oculares com aumento de 10x e fator de campo igual a 18.

As imagens de seções polidas e lâminas foram obtidas no Laboratório de Óptica do IGc-USP. Foi empregado um microscópio binocular da marca OLYMPUS, modelo BX-50-F4, de fabricação japonesa, composto por objetivas de aumento 4x, 10x, 20x e 40x, que possuem diâmetros de campo respectivamente iguais a 5,5 mm, 2,2 mm, 1,1 mm e 0,54 mm. Este equipamento é munido de lentes multiplicadoras de 1x, 1,25x, 1,6x e 2x, enquanto suas oculares possuem aumento de 10x e fator de campo de 22. A máquina fotográfica acoplada a este microscópio é automática, da marca OLYMPUS, modelo PM-C-35DX, e lente fotocular de 1,5x. O filme fotográfico empregado é da marca KODAK, tipo Ultra, ASA 400, colorido.

As análises de difração de raios X foram realizadas no Laboratório de Difractometria do IGc-USP, que conta com um aparelho da marca SIEMENS, modelo D-5000, de fabricação norte-americana. A técnica de análise utilizada é conhecida por método do "pó", que empregado neste equipamento fornece uma exatidão de 99% dos resultados.

As análises minerais quantitativas foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, através de um aparelho da marca JEOL, modelo JXA-8600, de fabricação japonesa. Este equipamento possui cinco espectrômetros de dispersão de energia (WDS), cada qual composto por dois cristais analisadores (STE/TAP, TAP/PET, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF), um espectrômetro de dispersão de energia (EDS) e sistema de automação NORAN.

As condições analíticas empregadas para as análises pontuais foram de 15 KeV para a voltagem de aceleração, $20 \pm 0,1$ nA para corrente e 5 μ m para diâmetro do feixe eletrônico. A Tabela 2 sumariza os elementos analisados para cada espécie mineral, as linhas espectrais calibradas, tempos de integração de contagens e padrões utilizados para a

calibração. Estes parâmetros constituíram uma mesma rotina da microsonda aplicada para análises de caolinita e clorita.

Tabela 2. Parâmetros empregados para as análises de microsonda.

<i>Elemento/linha</i>	<i>Espectrômetro</i>	<i>Cristal analisador</i>	<i>Tempo contagem</i>	<i>Mineral padrão</i>
Si / K α	2	TAP	20 segundos	Wollastonita
Ti / K α	5	LIF	20 segundos	TiO ₂
Al / K α	2	TAP	20 segundos	Anortita
Fe / K α	3	LIF	20 segundos	Olivina
Mn / K α	3	LIF	20 segundos	Olivina
Mg / K α	1	TAP	20 segundos	Diopsídio
Ca / K α	4	PET	20 segundos	Wollastonita
Na / K α	1	TAP	10 segundos	Amélia
K / K α	4	PET	20 segundos	Ortoclásio
F / K α	1	TAP	10 segundos	Apatita
Cl / K α	4	PET	10 segundos	Clap
Ba / L α	5	LIF	40 segundos	BaSi

8.2 Preparação dos materiais analisados

As lâminas e seções polidas empregadas nas descrições petrográficas já estavam prontas antes do início deste trabalho e, assim, não será descrito o procedimento de confecção destes materiais. É importante destacar, no entanto, que as lâminas foram elaboradas com o bálsamo do Canadá padrão usado no IGc-USP, de marca MECH e fabricação alemã. As seções polidas, por sua vez, foram confeccionadas de maneira padrão com resina de marca LOGITECH e modelo EPÓXI GLASS 1504.

8.2.1 Preparação de sericita para difratometria de raios X

Inicialmente foram feitos pequenos cortes em torno dos grãos de sericita da amostra X1-14/1. Para esta atividade foi utilizada uma micro-serra de uso odontológico (marca ELETRONIC COMPANY e modelo 01004) com discos de carboneto de tungstênio (marca DENTORIUM EXPORT e modelo 22,2 x 0,6 mm). A limpeza dos grãos separados foi realizada com a utilização de brocas de uso odontológico (marca SORENSEN) acoplados à mesma serra.

O material separado e limpo foi moído por cerca de 1 hora em pilão de ágata de pequeno porte. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Tratamento de amostras do IGc-USP. O material foi depositado sobre uma placa de vidro de 28 x 28 x 1 mm e prensado por uma outra placa de vidro com mesma dimensão. Este procedimento permitiu que o material

ficasse espalhado de maneira homogênea e que constituísse uma camada delgada com superfície regular. Tal especificação é uma exigência do método empregado para as análises por difratometria de raios X (Gomes, 1984).

8.2.2 Preparação das lâminas para microsonda

Esta etapa foi realizada nas dependências do Laboratório de Preparação de Amostras - Microsonda Eletrônica do IGc-USP. Inicialmente as amostras foram cortadas em blocos retangulares de 0,8 x 2,5 x 4,0 cm e desbastadas com pó de carboneto de silício, de marca LOGITECH e modelo 600 GRIT, por cerca de 30 minutos. Após o desbaste estas amostras foram lavadas com água destilada para eliminar o carboneto de silício que havia aderido a superfície aplainada.

Em seguida, a face desbastada destes blocos foi colada em lâminas delgadas de vidro, marca PERFECTA e modelo 28 x 49 x 1 cm, com a utilização de cola da marca LOGITECH e modelo Epoxy Pack. Posteriormente estas amostras foram mantidas em repouso por cerca de 12 horas para a secagem da cola.

Após a secagem a espessura dos blocos foi reduzida a lâminas com 50 μm com o emprego de uma serra da marca INGRAN, modelo 137-U e fabricação norte-americana. Em seguida as lâminas foram polidas durante 1 hora para regularizar a superfície do material e reduzir a espessura até ~30 μm . Este polimento foi feito em um polidor a vácuo, marca LOGITECH e modelo PM4, com pó de óxido de alumínio.

Após esta etapa, as lâminas foram metalizadas na Sala de Metalização do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP. Elas foram recobertas por uma película de carbono de 250 Å de espessura, com a utilização de um aparelho da marca EDWARDS, modelo Auto-306 e fabricação inglesa. A finalidade desta película é permitir o escoamento dos elétrons do feixe de *laser* após incidirem na amostra.

8.2.3 Repolimento das seções polidas

As seções polidas receberam novo polimento no Laboratório de Preparação de amostras - Microsonda Eletrônica do IGc-USP. Primeiramente as amostras foram desbastadas com pó de óxido de alumínio diluído em água destilada, para que se pudesse diminuir a espessura da camada de rocha oxidada. Posteriormente as seções foram polidas com a utilização de uma mistura de óxido de alumínio e pasta diamantada de marca DIFFER, o que resultou na eliminação satisfatória do material oxidado. Para este polimento

foi empregado um aparelho da marca STRUERS e modelo DR-10, sendo que cada amostra foi polida durante 1 hora.

8.3 Softwares empregados

Para a interpretação dos dados obtidos nas análises por difratometria de raios X foi empregado o programa SOCABIM – EVA 7,00 com direitos autorais da SOCABIM (1996-2001). Para a comparação das respostas espectrais da sericita foi utilizado o banco de dados *Powder Diffraction File* certificado pelo ICDD-EUA.

O tratamento dos dados obtidos nas análises com a microsonda foi realizado com o emprego do *software* MinPet v.2.02 (direitos autorais 1988-1997). Assim foi possível converter os dados obtidos para proporções catiônicas, fórmulas estruturais e proporções relativas dos principais componentes moleculares.

Para a elaboração desta monografia foram empregados os programas MS-Word-2000 e MS-Excel-2000 da *Microsoft Corporation* (direitos autorais 1983-1999). Para a elaboração e tratamento das figuras e fotos foram utilizados os softwares Corel Drawn e Corel Photo Paint de propriedade da *Corel Corporation* (direitos autorais 2000).

9 RESULTADOS OBTIDOS

Neste capítulo são apresentados os dados e informações obtidas com o emprego dos métodos analíticos descritos anteriormente. Inicialmente serão descritos os resultados dos na petrografia, incluindo as informações que foram obtidas nas análises macroscópicas e microscópicas. Posteriormente, serão discutidas as informações advindas da difratometria de raios X e da microsonda eletrônica.

Estes resultados serão interpretados e integrados no capítulo subsequente, no qual se discute um modelamento evolutivo para o sistema epitermal estudado e para as mineralizações auríferas desenvolvidas.

9.1 Análises petrográficas

Durante esta etapa de trabalhos foram descritas 30 amostras de testemunhos da sondagem rotativa FV3-1. Adicionalmente foram estudas 15 amostras provenientes de afloramentos constituintes da série designada de X1. A caracterização micropetrográfica

deste material foi realizada com a descrição de uma lâmina por amostra. A identificação dos minerais opacos, por sua vez, realizou-se através da descrição de 10 seções polidas.

A localização da sondagem FV3-1 e a distribuição espacial dos afloramentos amostrados podem ser visualizadas na Figura 5. Informações mais detalhadas sobre as amostras analisadas podem ser obtidas na Tabela - I (presente no Anexo – 1).

A metodologia de análise petrográfica seguiu os princípios analíticos empregados por outros autores, entre os quais estão Juliani (2002) e Pollard & Taylor (2002). O reconhecimento de minerais baseou-se nas informações de Trögger (1979), Ixer (1990) e McPhie *et al.* (1993).

A definição de tipos de alteração hidrotermal baseou-se no reconhecimento de diferentes paragêneses minerais. Esta classificação, por composição mineral, seguiu a sistemática apresentada por Pirajno (1992) e Arribas Jr. (1995), que considera termos como alteração sericítica, propilítica, argílica (avançada e intermediária) e silicificação.

A definição de diferentes fases de alteração, por sua vez, teve por base relações de corte entre canais e veios hidrotermais, brechação e fragmentação desenvolvida pela atividade hidrotermal, além de cristalização em diferentes etapas dos minerais identificados.

9.1.1 Petrografia em luz transmitida

Os resultados obtidos com as análises petrográficas mostram que o paleossistema epitermal estudado se desenvolveu através de um complexo padrão evolutivo, que envolveu o estabelecimento de quatro fases de atividade hidrotermal. Cada fase é caracterizada por diferentes paragêneses minerais e estilos de alteração.

Estas alterações se estabeleceram em um antigo edifício vulcânico situado na borda de caldeiras vulcânicas, segundo Juliani *et al.* (2002). A localização desta estrutura pode ser observada na Figura 4, exibida no capítulo 6, enquanto suas características litológicas estão detalhadas na Figura 5.

A primeira fase de alteração hidrotermal é caracterizada por alterações de estilo pervasivo que destruíram, total ou parcialmente, as texturas, estruturas e mineralogia original. Registros desta fase são encontrados por toda a área estudada, ocorrendo em todas as amostras analisadas. Em resposta a esta atividade desenvolveu-se um halo de alteração, que se caracteriza por um zonamento hidrotermal bem definido.

A segunda fase de alteração foi identificada em apenas algumas amostras, caracterizando-se por um estilo fissural representado por veios delgados. A atividade hidrotermal estabelecida pouco modificou as feições vulcânicas e as hidrotermais já desenvolvidas.

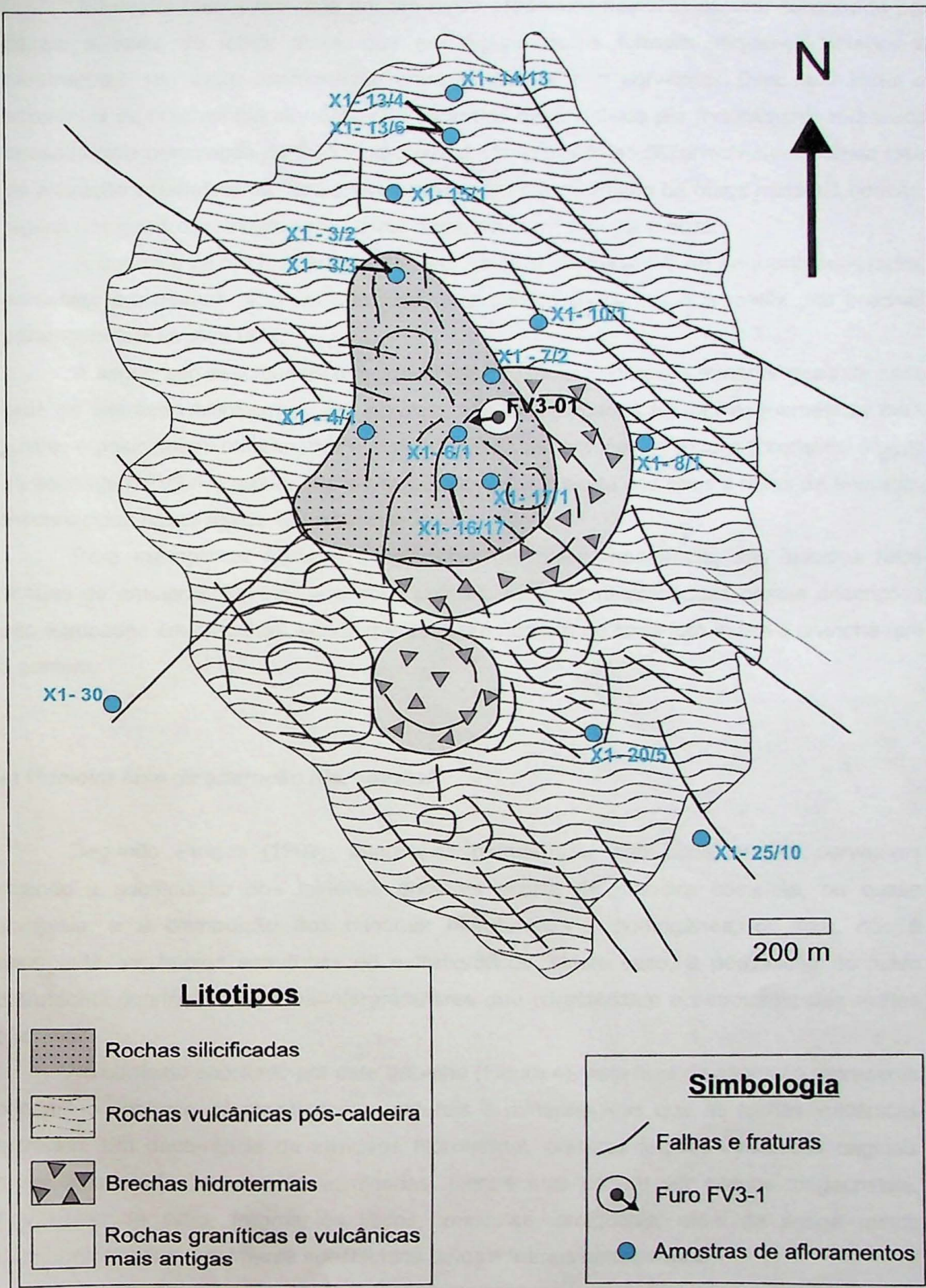


Figura 5. Quadro litoestratigráfico detalhado da área assinalada na Figura 4. A localização das amstras de afloramento descritas e da extremidade superior do furo FV3-1 podem ser observadas. Modificado de Juliani *et al.* (2002).

A terceira fase é marcada por um estilo predominantemente fissural constituído por canais e veios de maior porte, que em alguns casos formam pequenos bolsões e caracterizam um estilo intermediário entre o fissural e o pervasivo. Esta fase inclui a ocorrência de brechas hidrotermais, que teriam se desenvolvido por fraturamento hidráulico causado pela percolação do fluido hidrotermal. Em paralelo ao desenvolvimento desta fase de alteração estabeleceram-se canais e veios com concentração de fases minerais opacas, alguns dos quais constituem verdadeiros filões ricos em sulfetos e ouro.

A quarta e última fase é marcada por veios e micro-canais de pequena espessura, presentes em apenas algumas amostras, que cortam os canais e a matriz das brechas pertencentes à terceira fase.

A seguir são descritas as principais características texturais e mineralógicas de cada fase da alteração hidrotermal. Em paralelo são apresentadas figuras esquemáticas para ilustrar o posicionamento espacial e temporal destas alterações. A Figura 6 constitui o perfil da sondagem FV3-1 e representa a distribuição vertical exata dos tipos e fases de alteração reconhecidas nas análises de testemunhos.

Para exemplificar texturas e estruturas de maior importância, são exibidas fotos obtidas de amostras, lâminas e seções polidas. As fotos mencionadas nestas descrições são agrupadas em pranchas, sendo que primeiro número de cada foto indica a prancha que a contém.

a) Primeira fase de alteração hidrotermal

Segundo Pirajno (1992), alterações hidrotermais são consideradas *pervasivas* quando a substituição dos minerais originais ocorre de maneira completa, ou quase completa, e a distribuição dos minerais hidrotermais é homogênea, ou seja, não é controlada por fatores estruturais ou estratigráficos. Neste caso, a percolação do fluido hidrotermal ocorre em espaços intergranulares que caracterizam a petrotrama das rochas alteradas.

No contexto abordado por este trabalho (Figura 4), esta fase de alteração representa o primeiro conjunto de modificações texturais e mineralógicas que as rochas vulcânicas sofreram. Em decorrência da atividade hidrotermal, diversas feições vulcânicas originais foram mascaradas ou mesmo eliminadas. Dentre elas podem ser citados megacristais, fragmentos de vidro, fragmentos líticos, vesículas, amígdalas, além da antiga matriz vulcânica afanítica, totalmente substituídos pelos minerais hidrotermais.

Esta primeira etapa de alteração é caracterizada por diferentes paragêneses de minerais hidrotermais, as quais se distribuem espacialmente segundo um zonamento hidrotermal típico de alterações epitermais *high-sulfidation*.

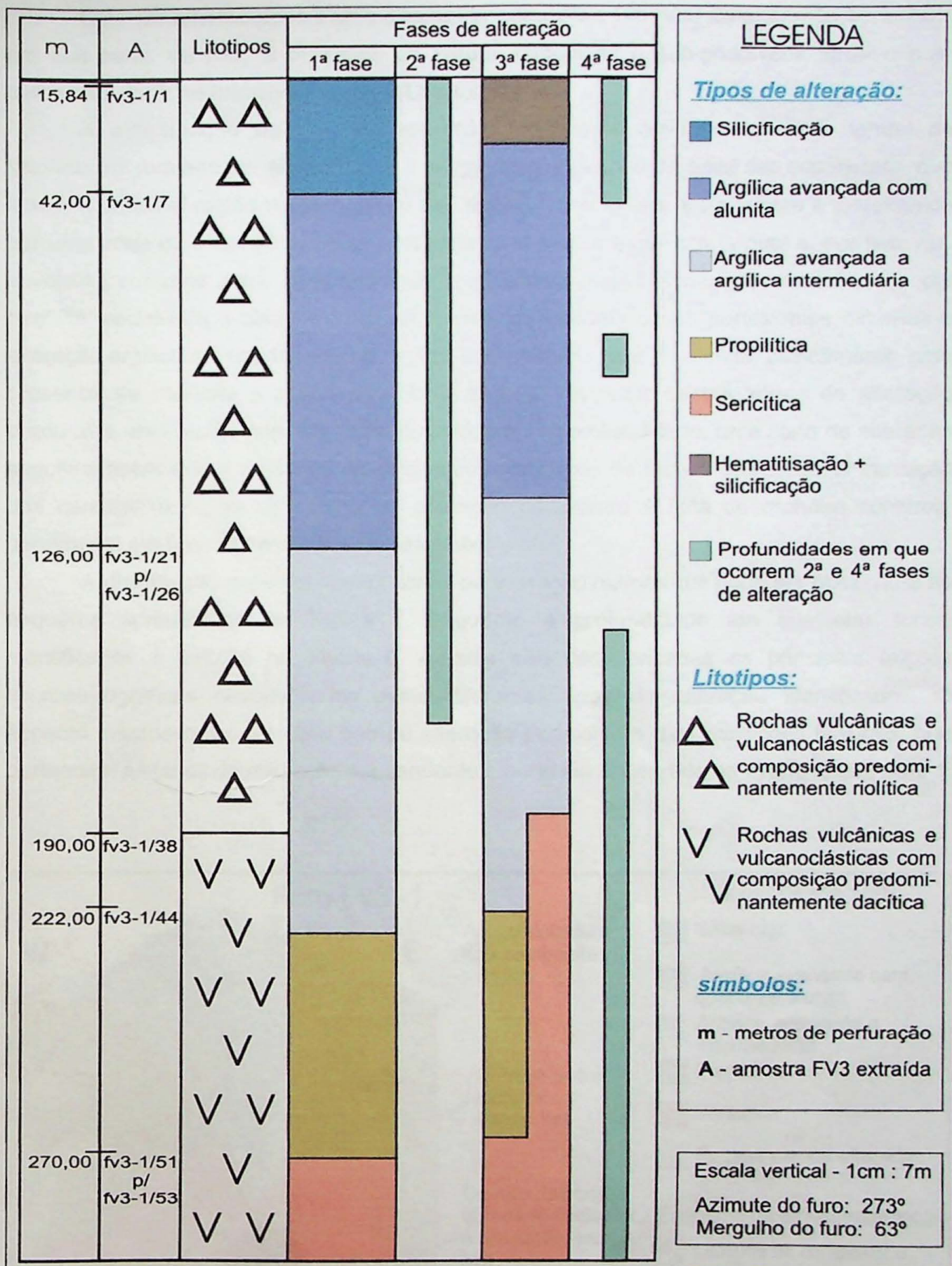


Figura 6. Perfil do furo de sondagem FV3-1 de onde procedem as amostras com o código FV3. Para facilitar a visualização do perfil não foram plotadas as posições de todas as amostras, mas apenas daquelas que se localizam na transição entre diferentes zonas ou litotipos. As amostras com numeração intermediária se localizam entre as marcadas no perfil. Diferentemente do que ocorre nas figuras 7 e 8, a silicificação da primeira fase foi diferenciada da silicificação + hematitização da terceira fase. Para facilitar a comparação desta figura com as esquemáticas (7 e 8) foram utilizadas as mesmas tonalidades de cores.

Este zonamento possui uma geometria que define um halo de alteração conectado em sua base, ou raiz, à presença de corpos plutônicos e sub-plutônicos tardi- a pós-colisionais da Suíte Intrusiva Parauari (Capítulo 6).

A estruturação do halo de alteração hidrotermal define uma zona central de silicificação, formada por silica maciça e *vuggy*, com uma zona de *silica cap* superposta, que marca a principal região de percolação dos fluidos hidrotermais. Este núcleo é envelopado por uma zona de alteração argílica avançada com alunita e quartzo, a qual é, por sua vez, envolvida por uma zona com alteração argílica avançada, formada essencialmente por pirofilita, andalusita e diásporo. Em profundidades maiores e nas partes mais externas a alteração argílica avançada passa a argílica intermediária, que é definida, basicamente, pela presença de caolinita e pouca pirofilita e sericita. Ao redor destas zonas de alteração predomina uma região com alteração propilitica e, em profundidade, uma zona de alteração sericítica associada à presença de corpos sub-plutônicos de rochas graníticas. A transição das características de uma zona de alteração para outra é feita de maneira contínua, geralmente em faixas com metros de extensão.

A distribuição espacial destas zonas de alteração hidrotermal pode ser observada no esquema apresentado na Figura 7, enquanto a profundidade em que elas foram identificadas é exibida na Figura 6. Adiante são caracterizadas as principais feições micropetrográficas desenvolvidas pelos diferentes tipos de alteração identificados. O aspecto macroscópico de cada tipo de alteração pervasiva e das alterações fissurais, que pertencem às fases de alteração subseqüentes, pode ser observado na Prancha de Fotos 1.

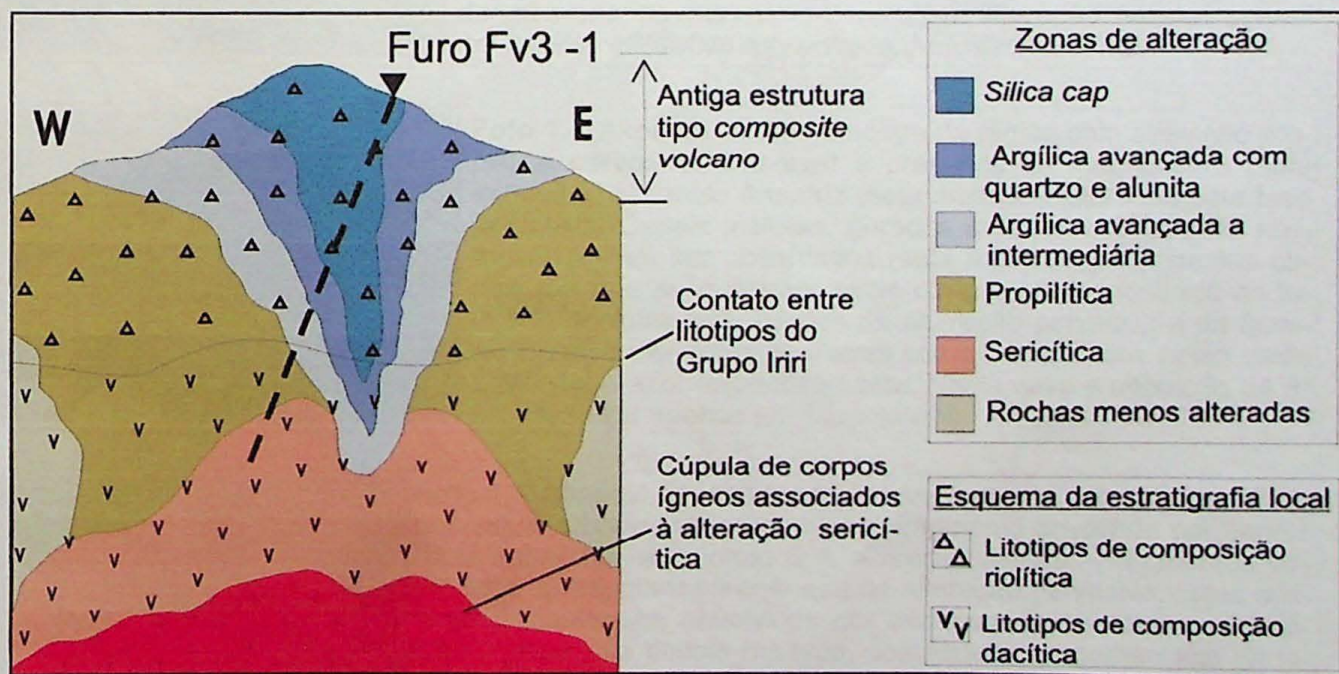


Figura 7. Representação esquemática da distribuição, em profundidade, das zonas de alteração da 1ª fase. Este perfil representaria um corte vertical na área da Figura 5.

Prancha de fotos - 1

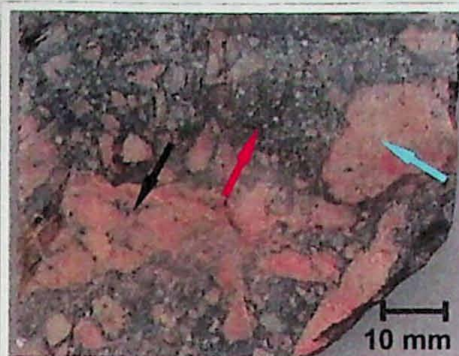


Foto 1.1. Aspecto de uma brecha hidrotermal presente na região com silicificação. Observar a presença de fragmentos afetados pela alteração pervasiva, seta azul, envolvidos pela matriz rica em hematita e quartzo (seta vermelha) referente ao brechamento hidrotermal da 3ª fase de alteração. As feições descritas no texto que se referem à alteração pervasiva foram observadas em fragmentos como este indicado pela seta azul. As feições referentes à brechagem foram observadas também na matriz, que está indicada pela seta vermelha. Algumas amostras apresentam apenas uma infiltração de matriz hematítica tal como indicado pela seta preta. Amostra FV3-1/01.



Foto 1.2. Aspecto de uma rocha presente na região com alteração pervasiva tipo argílica avançada com alunite e quartzo. Observar que canais referentes à terceira fase de alteração (seta azul) percolam entre fragmentos de rocha afetados pela alteração pervasiva (seta vermelha). Neste caso, a alteração fissural não ocorre como brechamento, mas apenas fissuramento. Fotos relacionadas à alteração pervasiva e à fissural foram obtidas de locais semelhantes aos mostrados pelas setas vermelha e azul respectivamente. Amostra FV3-1/11.

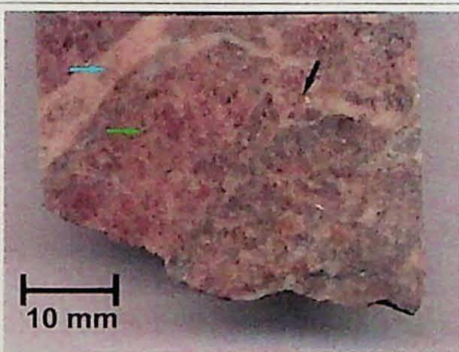


Foto 1.3. Aspecto de uma amostra procedente da zona onde foi identificada alteração pervasiva de tipo argílica avançada a intermediária. Observar as porções alteradas pervasivamente, seta verde, de onde foram obtidas as fotos com feições referentes a este estilo de alteração. Notar canais associados à terceira fase de alteração, com estilo fissural, seta azul, de onde foram obtidas as fotos com feições referentes à esta fase de alteração. Notar que a intensa ramificação dos canais, como ocorre no local indicado pela seta preta, caracteriza o estilo de alteração denominado de pervasivo-fissural. A alteração fissural possui um caráter infiltrativo a brechado. Amostra FV3-1/29.

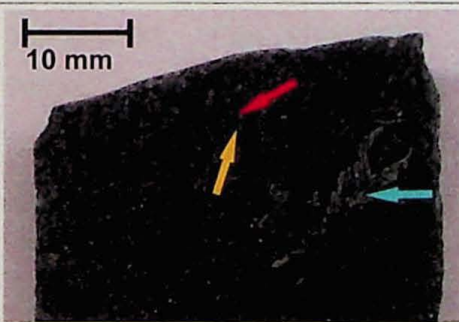


Foto 1.4. Aspecto de uma amostra da região com alteração propilítica pervasiva. Observar a presença de megacristais (seta vermelha) em meio à matriz (seta amarela) alterados pela fase pervasiva. Canais maiores, gerados pela terceira fase de alteração, podem ser observados (seta azul). A partir destes canais maiores se ramificam micro-canais, como mostrado na foto 5.2. As fotos com feições da alteração pervasiva e da fissural foram observadas em locais como os indicados pelas setas vermelha e azul respectivamente. Neste caso a alteração da 3ª fase resultou apenas em fissuramento. Amostra FV3-1/51.

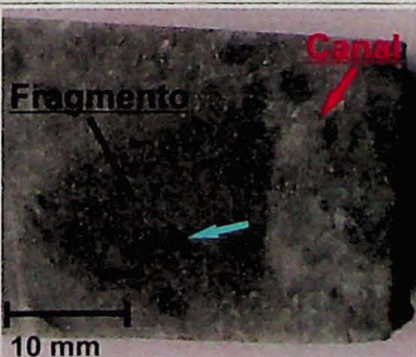


Foto 1.5. Aspecto de uma brecha proveniente da alteração sericitica pervasiva. Observar a presença de fragmento envolvido por canais (seta vermelha) relacionados à alteração fissural. Fragmentos como este apresentam paragênese de alteração pervasiva, cujos cristais apresentam-se envolvidos por microvenulações que se ramificam a partir dos canais maiores, semelhante ao comentário da legenda anterior. A seta azul mostra um megacristal de feldspato que se apresenta afetado pela alteração sericitica pervasiva e, também, por micro-venulações geradas na terceira fase de alteração hidrotermal. Esta feição é semelhante ao exemplo exibido na da foto 5.2. Amostra FV3-1/53.

a.1) Silicificação

A silicificação causou a extensa alteração dos protolitos, resultando na substituição total da mineralogia primária e destruição quase que total das texturas originais. Feições vulcânicas, como megacristais de feldspato, de biotita e anfibólio, fragmentos de vidro, amígdalas e vesículas aparecem totalmente substituídos por quartzo, além de rara alunita, pirita e hematita (Fotos 2.1a e 2.1b).

A presença de *vuggy quartz* (Arribas Jr., 1995) também está associada à alteração de grãos de feldspato e ocorre no núcleo e na periferia desta zona. A matriz afanítica vulcânica e vulcanoclástica apresenta-se substituída por quartzo, pouca alunita, pirita, hematita, raros grãos de rutilo e zircão (Foto 2.2).

Feições presentes na matriz, semelhantes a micro-veios quase totalmente obliterados pela silicificação, sugerem a ocorrência de uma fase de alteração fissural de pequena proporção anterior à alteração pervasiva. No entanto, poucas observações foram feitas, o que permite apenas a proposição desta hipótese e não uma afirmação incisiva.

O quartzo da matriz, assim como aquele presente nas relíquias ígneas, contém inclusões fluidas monofásicas e bifásicas, com fase líquida(l) + vapor(v) (Foto 2.3) ou sólida(s) + vapor.

a.2) Alteração argílica com alunita e quartzo

Esta alteração é caracterizada por uma silicificação desenvolvida concomitantemente à alteração argílica avançada, caracterizando-se por um elevado grau de alteração da mineralogia ígnea e obliteração quase total das estruturas e texturas vulcânicas. Uma importante diferença entre a silicificação e esta fácies de alteração hidrotermal é que a proporção de alunita na rocha aumenta consideravelmente, enquanto a quantidade de quartzo é reduzida.

Os minerais que revestiam amígdalas e preenchiam vesículas e cristais ígneos foram substituídos por alunita e quartzo, além de pouca pirita e rara hematita (Fotos 2.4a e 2.4b). Fragmentos de vidro vulcânico (*glass shards*) e de púmice apresentam-se substituídos por quartzo e, em menor proporção, por alunita. A matriz vulcânica apresenta-se substituída por quartzo, alunita, pouca pirita, hematita, pirofilita, caolinita e traços de zircão (Foto 2.5). Em meio à matriz alterada foram encontradas feições interpretadas como veios obliterados pela alteração pervasiva, semelhantemente ao que ocorre no *silica cap*.

O quartzo presente nos megacristais e matriz das rochas situadas nesta zona apresenta inclusões fluidas monofásicas e bifásicas (l+v e s+v).

Prancha de fotos - 2

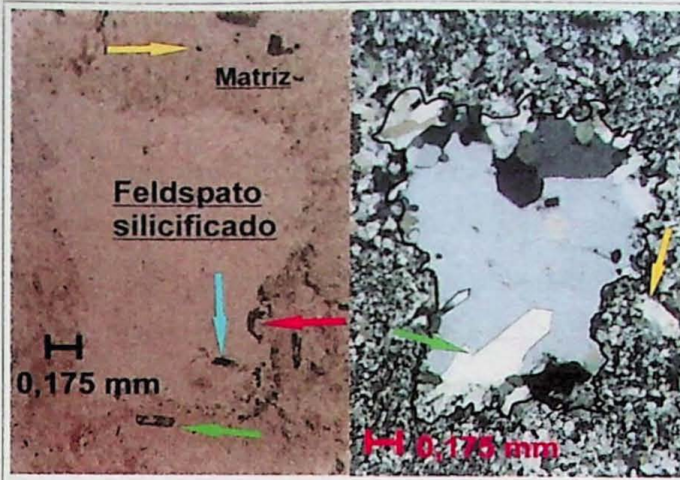


Foto 2.1a (esquerda). Cristal de feldspato alterado pela silicificação desenvolvida no *silica cap*. Observar a presença de alunita (seta azul) e rara pirita (seta amarela). Notar os golfos presentes nas bordas do cristal, desenvolvidos por dissolução do mineral (seta vermelha). Notar a presença de cristais de biotita alterados (seta verde) na matriz também alterada. Nicóis paralelos e objetiva 10x.

Foto 2.1b (direita). Notar a presença de quartzo drusiforme (*vuggy quartz*) indicando crescimento mediante espaço aberto pela alteração (seta verde). Matriz substituída por quartzo principalmente, conforme discutido no texto. Nicóis cruzados, objetiva de 10x e amostra FV3-1/01.

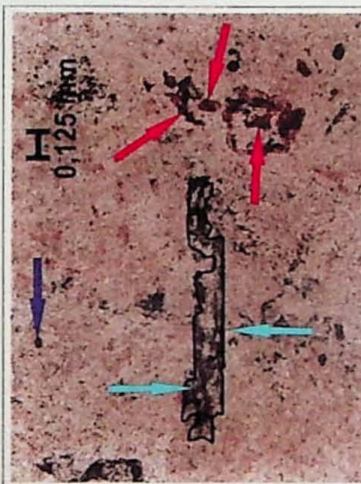


Foto 2.2. Detalhe das feições que caracterizam a matriz vulcânica alterada. O tipo de alteração que afetou a amostra é a silicificação, desenvolvida durante a primeira fase. Observar o destaque de um cristal de biotita com antiga clivagem registrada por acúmulo de opacos (seta azul). Observar a presença de alunita (seta vermelha) e de pirita (seta azul escuro). Nicóis paralelos e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/03.

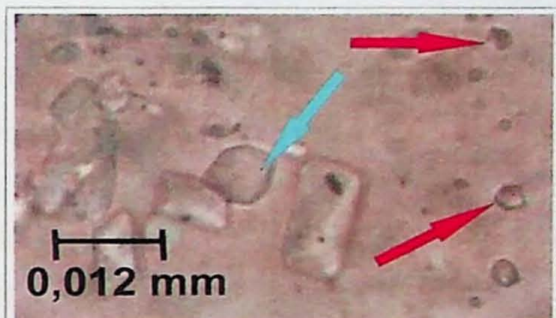


Foto 2.3. Inclusões fluidas em quartzo da amostra da foto anterior. Notar a inclusão bifásica com fase vapor (seta vermelha) e monofásica (seta azul). Nicóis paralelos e objetiva de 40x.

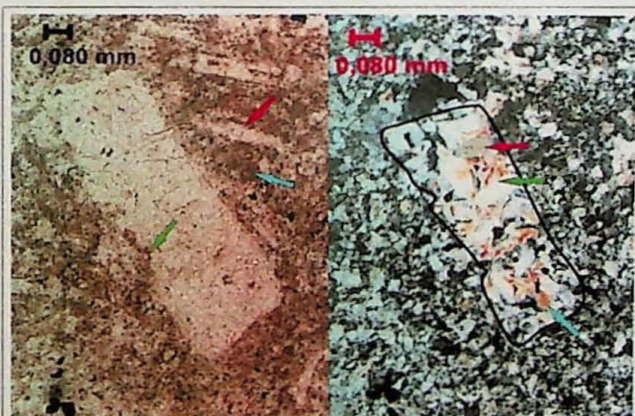


Foto 2.4a (esquerda). Detalhe de um megacristal de plagioclásio afetado, durante a 1ª fase, pela alteração argílica avançada com alunita e quartzo. Cristais menores presentes na matriz vulcânica (seta vermelha) e o material afanítico original também podem ser observados (seta azul). Notar a corrosão das faces (indicada pela seta verde). Nicóis paralelos e objetiva 10x.

Foto 2.4b (direita). Observar que o feldspato apresenta-se substituído por alunita (seta azul) e quartzo (seta vermelha). Notar que o contato entre as duas fases é retilíneo (seta verde), o que mostra a coexistência em equilíbrio destas fases minerais. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/18.

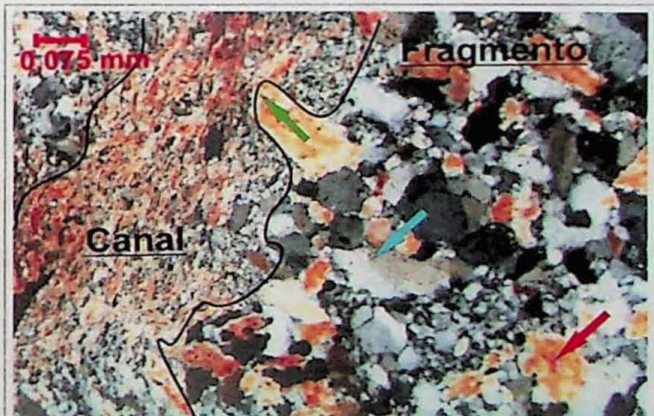


Foto 2.5. Paragênese formada pela alteração argílica avançada com quartzo e alunita da primeira fase. Na parte correspondente ao fragmento pode ser observado a presença de quartzo (seta azul), alunita (seta vermelha) e pirita. A proporção de alunita é consideravelmente maior em comparação à matriz da foto 2.1a e 2.1b.

Observar a presença de canal formado pela terceira fase de alteração. A seta verde evidencia um local onde o canal envolve a alunita da matriz. Notar estrutura de fluxo hidrotermal caracterizada pela isorientação dos cristais de alunita presentes no canal. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/11.

a.3) Alteração argílica avançada a intermediária

A zona de alteração argílica avançada a intermediária associa-se a uma silicificação de menor intensidade que a verificada na fácies anteriormente descrita, resultando em substituição total da mineralogia e de parte das texturas e estruturas vulcânicas.

Cristais, fragmentos de vidro e vesículas apresentam-se substituídos/preenchidos por caolinita e pirofilita, além de pirita e pouco quartzo (Foto 3.1). Cristais mais grossos de andalusita ocorrem dispersos pela matriz da rocha e apresentam substituição tardia por pirofilita, diásporo e caolinita em torno das faces e em planos de clivagem (Foto 3.2).

A matriz vulcânica apresenta-se substituída por quartzo, caolinita, pouca pirofilita, diásporo, rara pirita e traços de zircão (Foto 3.1). A caolinita que ocorre na matriz apresenta-se em dois tipos texturais: um com granulação muito fina, que ocorre como micro-aglomerados e outro, com granulação maior, que forma aglomerados com cristais em arranjo radiado. O quartzo da matriz e o das relíquias de cristais ígneos apresentam inclusões fluidas monofásicas e bifásicas (s+l), com raras inclusões com vapor.

Nas partes mais externas desta zona, nas proximidades da zona de alteração propilítica, há uma gradativa diminuição, até o desaparecimento, da pirofilita. A nova paragênese é constituída por caolinita, pouco quartzo e clorita, o que define típica alteração argílica intermediária.

a.4) Alteração propilítica

A propilitização afetou as rochas em intensidade baixa a média, permitindo uma considerável preservação de boa parte das estruturas e texturas vulcânicas, além da mineralogia original, que foi substituída apenas parcialmente.

Megacristais de plagioclásio mostram-se parcialmente saussuritizados e substituídos por típica paragênese constituída de epidoto, clorita, caolinita, sericita e carbonato (Fotos 3.3 e 3.4). Cristais de biotita e anfibólio, fragmentos de vidro e vesículas foram quase totalmente substituídos por clorita e pouca caolinita, além de raro carbonato (Foto 4.1).

Cristais de feldspato plagioclásio e alcalino, presentes na matriz vulcânica, apresentam-se substituídos pela mesma paragênese que ocorre nos megacristais. O material originalmente afanítico, que também estava presente na matriz vulcânica, apresenta-se totalmente substituído por caolinita, clorita, rara sericita e carbonato (Foto 4.1). Esta clorita apresenta dois tipos texturais, um com granulação muito fina, que ocorre como micro-aglomerados com caolinita, e outro com granulação maior.

O quartzo presente na matriz e nos megacristais contém inclusões fluidas monofásicas e raras bifásicas, ambas sem vapor.

Prancha de fotos - 3

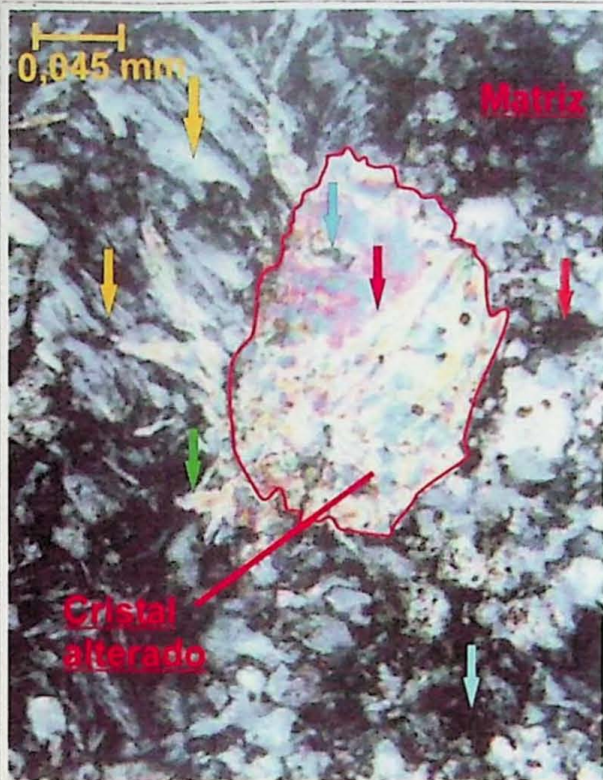


Foto 3.1. Detalhe de um cristal de feldspato associado à alteração argílica avançada (fase pervasiva) totalmente substituído por pirofilita (seta vermelha) e pouca caolinita (seta azul). Matriz composta por caolinita (seta amarela), pouca pirofilita (seta verde) e pouca pirita (seta laranja). Observar a presença de caolinita de granulação fina (seta azul claro). Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/29.

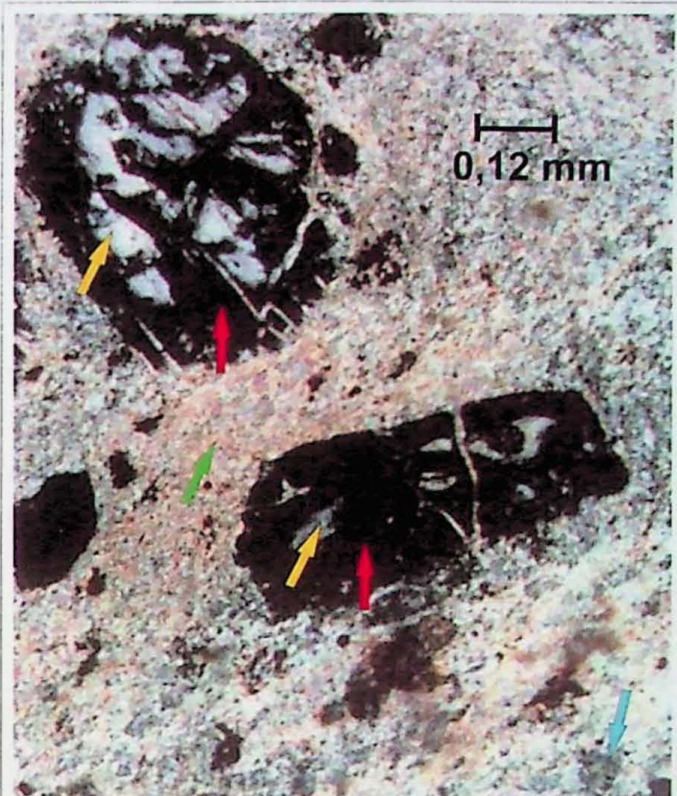


Foto 3.2. Cristais de andalusita (seta amarela) parcialmente substituídos por caolinita (seta vermelha) da alteração pervasiva. Alteração fissural de 3ª fase é composta por pouca caolinita (seta azul) e principalmente por pirofilita (seta verde). Observar que a terceira fase de alteração fissural pode apresentar estilo fissural-pervasivo. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/29.



Foto 3.3. Detalhe de megacristal de feldspato plagioclásio afetado pela alteração propilitica desenvolvida durante a fase de alteração pervasiva. Notar que feições como clivagem, indicada pela seta preta, e face do cristal, indicada pela seta azul, estão mais preservadas. Comparar com os grãos presentes nas fotos 2.4.a e 2.4b, o que mostra que alteração é menos destrutiva. Notar também a preservação de feições originais da matriz, entre as quais ocorrem cristais de feldspato (seta verde) e material afanítico original. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/46.

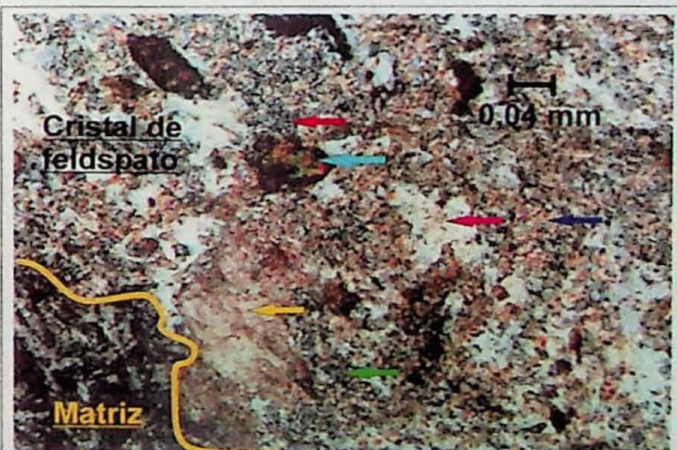


Foto 3.4. Detalhe da paragênese desenvolvida no megacristal da foto anterior. Observar a presença de epidoto (seta azul), carbonato (seta amarela), clorita (seta vermelha), sericita (seta azul escuro) e caolinita intercrescida com clorita (seta verde). Esta paragênese é típica do processo de saussuritização. A menor substituição da mineralogia original pode ser observada pela presença de "ilhas" compostas por resto de feldspato original (seta laranja). Estes resquícios de minerais originais não foram identificados nas paragêneses anteriores. Nicóis cruzados e objetiva de 20x.

Prancha de fotos - 4

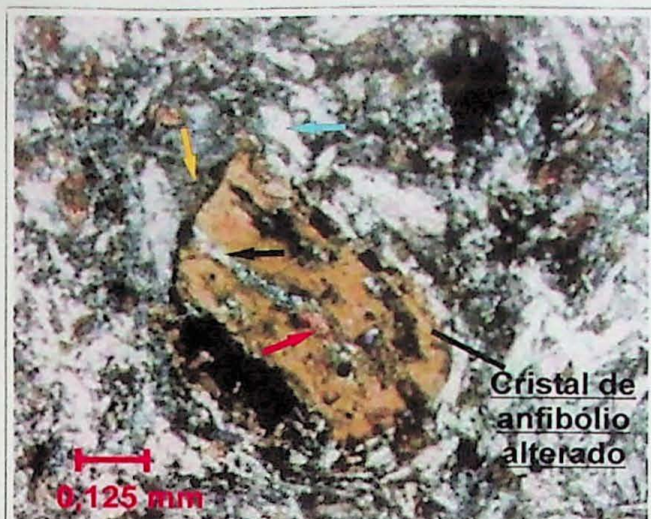


Foto 4.1. Aspecto da alteração propilítica da fase pervasiva. Observar a presença de grãos de plagioclásio (seta azul) e paragéneses que substituiu o material afanítico original (composta principalmente por clorita intercrescida com pouca caolinita) (seta amarela). Notar cristal de anfibólio substituído por clorita, pouca caolinita (seta preta) e carbonato (seta vermelha). Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/46.



Foto 4.2. Detalhe de um cristal de plagioclásio afetado pela alteração sericítica pervasiva (1ª fase) e fissural (3ª fase). Notar que a alteração pervasiva é composta por "pontos" de sericita (seta azul) e caolinita (seta verde). A alteração fissural ocorreu em torno das faces do cristal (seta vermelha), mas o houve a cristalização através de sua clivagem (seta amarela). Observar que a alteração fissural tende a fissural-pervasiva (seta preta). A alteração fissural contém sericita e caolinita principalmente. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/53.

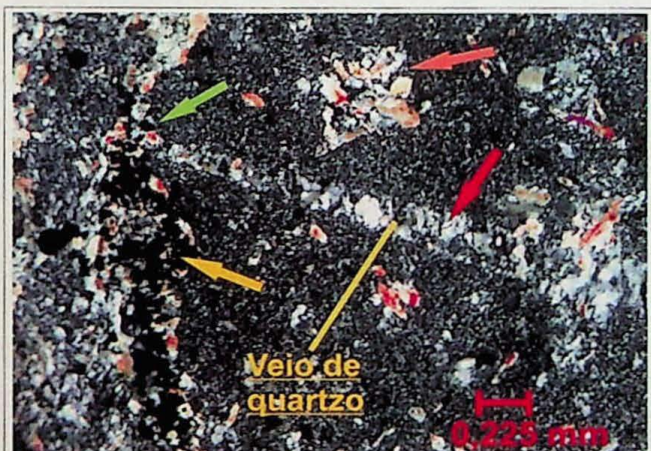


Foto 4.3. Veio de quartzo formado na segunda fase que corta fragmento alterado pela alteração pervasiva. O veio é interrompido por um canal formado na terceira fase de alteração (seta verde). Observar cristais com crescimento perpendicular à parede do veio (textura em pente) (seta vermelha). Notar os aglomerados de pirita no canal maior (seta amarela) e antigo cristal alterado (seta laranja). Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra Fv3-1/13.

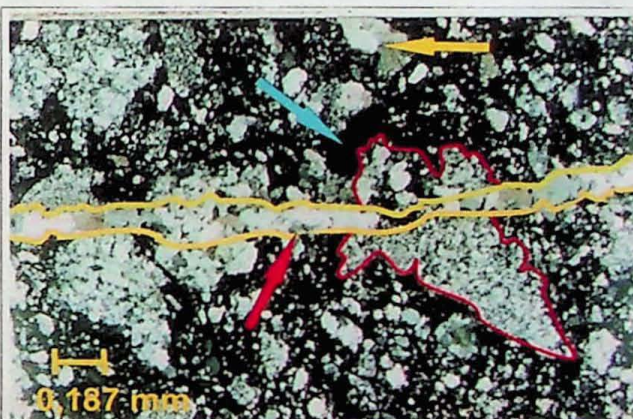


Foto 4.4. Aspecto do brechamento causado pela silicificação e hematitização referentes à terceira fase de alteração. Comparar com a foto 1.1 que pertence à mesma amostra. Observar que os fragmentos estão silicificados em virtude da primeira fase de alteração (seta amarela). Notar que a matriz envolve completamente os fragmentos (seta azul). Notar o veio de quartzo da 4ª fase de alteração que corta fragmentos e a matriz da 3ª fase (seta vermelha). Nicóis cruzados e objetiva de 5x. Amostra FV3-1/01.

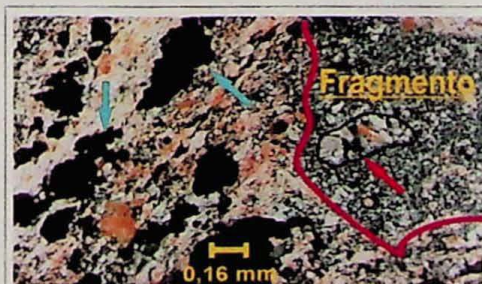


Foto 4.5. Canal com fluxo hidrotermal, gerado durante a terceira fase de alteração, envolvendo fragmento com paragéneses de alteração pervasiva. Seta vermelha mostra um cristal de feldspato alterado de maneira semelhante ao apresentado na foto 4.3 e 2.4. Observar o alto conteúdo de alunita e os aglomerados de pirita (seta azul) encontrados nesta fase de alteração. Este canal pertence à mesma fase de alteração daquele presente na foto 2.5. Nicóis cruzados e objetiva de 5x. Amostra FV3-1/11

a.5) Alteração sericítica

A alteração sericítica também se caracteriza pelo estilo pervasivo e por pouca modificação textural e mineralógica das rochas. Megacristais de plagioclásio e de feldspato alcalino foram parcialmente substituídos por sericita, caolinita, pouco quartzo e rara clorita (Foto 4.2). Cristais de biotita e anfibólio mostram-se substituídos por caolinita e pouca clorita, não ocorrendo carbonato associado.

A matriz das rochas vulcânicas deveria ser quase totalmente afanítica, mas notam-se também relíquias de pequenos cristais de plagioclásio e feldspato potássico, provavelmente sanidina. Estes minerais, bem como a massa afanítica, apresentam-se substituídos por caolinita, pouca sericita e rara clorita, carbonato, quartzo e rara pirita. O quartzo presente na matriz e nos megacristais contém inclusões fluidas monofásicas e raras bifásicas, não sendo verificada a fase vapor.

A alteração sericítica tipicamente associa-se à colocação de corpos ígneos félsicos sub-plutônicos nestes sistemas epitermais (White & Hendenquist, 1990; Pirajno, 1992). As sondagens efetuadas na mineralização estudada não alcançaram corpos de rochas intrusivas em profundidade, mas são comuns diques e *stocks* de pórfiros riolíticos e riodacíticos em afloramentos (Juliani *et al.*, no prelo) o que, juntamente com as informações obtidas na mineralização *low-sulfidation* (Corrêa-Silva, 2002), onde foram interceptados estes corpos nas sondagens, permitem inferir a existência de intrusões sub-plutônica sob a mineralização *high-sulfidation*. Amostras localizadas nas proximidades de rochas sub-plutônicas, como as X1-13/4 e X1-13/6, apresentam alteração sericítica intensa, reforçando esta inferência.

b) Segunda fase de alteração hidrotermal

Segundo Pirajno (1992), alterações hidrotermais *não-pervasivas* afetam as rochas de maneira heterogênea, ou seja, a atividade hidrotermal que as acompanha é controlada por elementos estruturais ou estratigráficos. Neste caso, a percolação do fluido ocorre através de fissuras ou fraturas, planos de falhas, eixos de dobras e contatos litológicos. Este estilo de alteração hidrotermal pode ser denominado de *não-pervasivo de tipo fissural*, ou apenas *fissural*.

A atividade hidrotermal desenvolvida durante esta segunda fase de alteração apresenta um estilo estritamente fissural. Registros desta fase foram encontrados principalmente, sendo escassos em profundidades intermediárias. Nas profundidades maiores, estes registros não foram identificados, assim como representado no perfil de sondagem exibido na Figura 6.

As feições petrográficas típicas desta segunda fase são representadas por delgados veios, em geral com espessura média em torno de 0,5 mm e 0,8 mm, que cortam as rochas já alteradas durante a fase anterior e modificam discretamente sua mineralogia hidrotermal.

Em menor profundidade, entre o *silica cap* e a parte superior da zona de alteração argílica avançada da primeira fase, os veios são retilíneos e pouco mais espessos, apresentado quartzo, pouca alunita, rara pirita, hematita e pirofilita. Também apresentam, tipicamente, *textura em pente* (*comb texture*, segundo McPhie *et al.*, 1993). Esta textura é definida por minerais cristalizados perpendicularmente à parede dos veios, conforme exemplificado na Foto 4.3, o que indica a ação de processos de abertura e preenchimento (*open-fill veins*).

Em profundidades intermediárias, onde ocorrem rochas afetadas pela alteração argílica avançada a intermediária na primeira fase, foram identificados apenas veios de espessura muito reduzida, em média próxima de 0,2 mm. São veios que também apresentam textura em pente e mineralogia composta por quartzo, rara pirita, pirofilita e hematita.

Em profundidades maiores, onde ocorrem as alterações pervasivas propilítica e sericitica, não foram encontrados registros de ocorrência desta segunda fase de alteração hidrotermal.

Em geral o quartzo presente nestes veios não apresenta muitas inclusões fluidas e, raramente, contém inclusões com fase vapor.

c) Terceira fase de alteração hidrotermal

Esta fase está registrada em todas as rochas estudadas, apresentando, assim como a fase anterior, um estilo fissural de alteração. No entanto, ela é caracterizada por canais e veios de pequeno a grande porte, que impõem às rochas um aspecto infiltrativo (Foto 1.2). Estes condutos superpõem-se a porções de rocha já alterada pervasivamente e truncam os micro-veios da fase anterior (Foto 4.3).

Em alguns casos, estes condutos apresentam uma intensa ramificação, com pequenos fragmentos de rocha, que apresentam alteração pervasiva, envolvidos. Este padrão define um estilo de alteração denominado de fissural-pervasivo, conforme pode ser observado na Foto 1.3.

Outras amostras exibem um padrão estrutural típico de brechamento causado por fraturamento hidráulico (Foto 1.1). Em virtude disso, a ocorrência de brechas hidrotermais também é uma característica desta fase de alteração.

Diferentes paragêneses minerais foram identificadas nos veios, com distribuição espacial semelhante ao zonamento apresentado pela alteração pervasiva da primeira fase.

Assim, a partir das regiões centrais deste segundo halo, em direção a profundidades maiores ou à periferia das zonas de alteração, foram identificadas paragêneses típicas da silicificação, da alteração argílica avançada com quartzo e alunita, da alteração argílica avançada, da propilitização e da alteração sericitica. A passagem de uma associação mineral para outra é gradual, semelhantemente ao identificado na alteração pervasiva.

A distribuição exata das alterações, em razão da profundidade, pode ser observada na Figura 6, enquanto a representação esquemática dos canais e das diferentes paragêneses pode ser observada na Figura 8. Adiante são descritas as principais características petrográficas referentes a cada tipo de alteração.

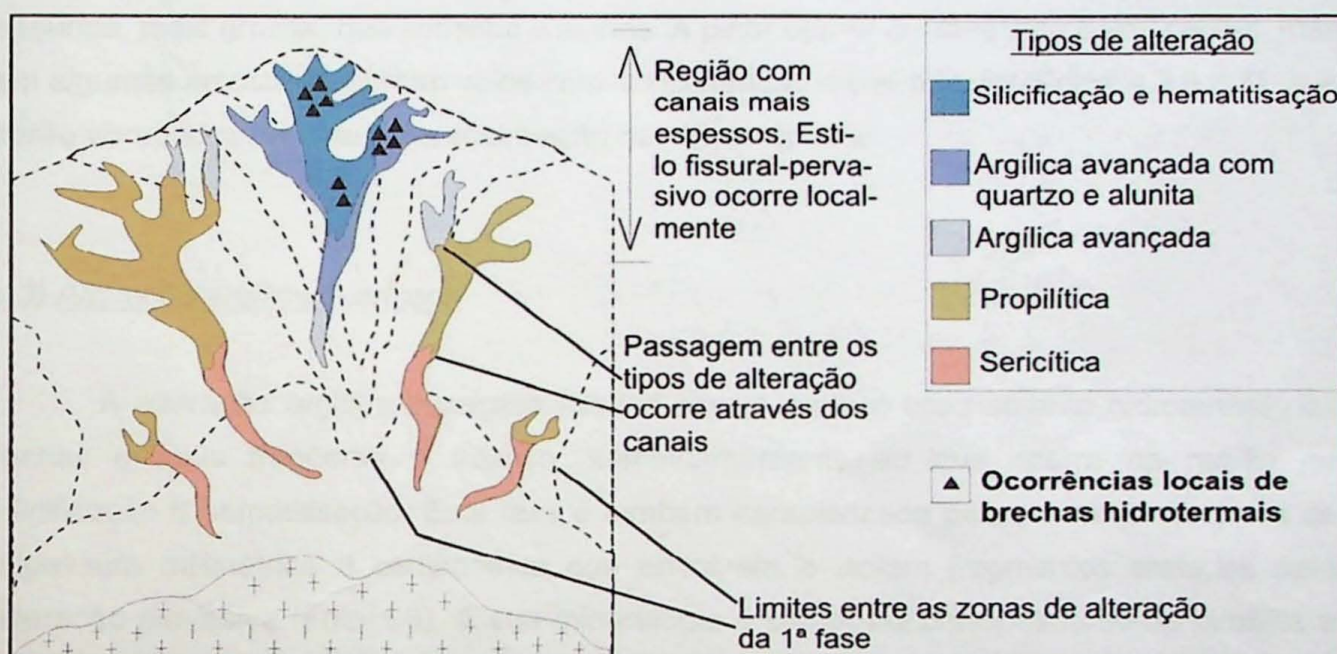


Figura 8. Representação esquemática da distribuição, em profundidade, dos tipos de alteração hidrotermal da 3ª fase. Observar que há um pequeno deslocamento ascendente em relação às zonas da 1ª fase.

c. 1) Silicificação e hematitização

O brechamento e a fragmentação das rochas alteradas pela silicificação pervasiva e, também, invadidas pelos veios com quartzo marcam esta fase de silicificação fissural. As brechas hidrotermais são caracterizadas por fragmentos angulosos a subangulosos, com nítida textura em quebra-cabeça (*jig-saw-fit texture*, segundo McPhie *et al.*, 1993). Sua matriz é composta por hematita muito fina intercrecida com quartzo (Foto 4.4).

Em algumas amostras este brechamento não foi identificado, mas apenas infiltrações que caracterizam uma atividade menos destrutiva, marcada por canais e veios. A composição mineralógica destes canais é exatamente a mesma dos veios, porém contém um pouco mais de hematita.

c.2) Alteração argílica avançada com quartzo e alunita

Esta fácies de alteração fissural é marcada por veios de espessura milimétrica a centimétrica que isolam fragmentos alterados pervasivamente. A paragénese desta alteração é composta principalmente por alunita, quantidades variáveis de pirita, pouca pirofilita, além de raro quartzo e caolinita. Brechas hidrotermais são menos freqüentes, sendo caracterizadas por fragmentação em menor escala e por fragmentos maiores.

A alunita apresenta-se orientada paralelamente às paredes dos canais, o que define típica textura de fluxo (Fotos 2.5 e 4.5). Pirofilita cristalizou-se em duas gerações: uma primeira em equilíbrio com a alunita, com a qual apresenta contato retilíneo, e uma segunda, mais grossa, que substitui a alunita. A pirita ocorre disseminada pelos canais, mas em algumas amostras ocorrem veios com concentração deste mineral (Fotos 4.3 e 4.5), que serão abordados durante a caracterização das fases opacas.

c.3) Alteração argílica avançada

A alteração argílica avançada fissural ocorre onde o brechamento hidrotermal das rochas é mais freqüente e intenso, semelhantemente ao que ocorre na região de silicificação e hematitização. Esta fase é também caracterizada pela presença de veios de espessura milimétrica a centimétrica que envolvem e isolam fragmentos afetados pela alteração pervasiva (Foto 1.3). A sua mineralogia é composta principalmente de pirofilita e menor quantidade de sericita, além de pouca caolinita, raro quartzo, pirita e hematita (Foto 5.1). Foram encontrados apenas alguns veios ricos em pirita, semelhantes aos que ocorrem na zona de alteração com alunita. Coríndon é abundante em apenas duas amostras, FV3-1/34 e FV3-1/36, onde constitui cristais idiomórficos.

Em níveis mais profundos, alguns veios mostram predomínio de sericita em relação a pirofilita, demonstrando que a ocorrência de alteração sericítica é síncrona ao desenvolvimento da alteração argílica avançada (Figura 8) e, também, que os diferentes tipos de alteração se devem à evolução do fluido hidrotermal em diferentes níveis crustais e/ou proximidade com os corpos ígneos. A ocorrência de alteração sericítica, nas profundidades maiores desta zona, está representada no perfil de sondagem da Figura 6.

c.4) Alteração propilítica

Os registros desta fase de alteração ocorrem de maneira mais discreta do que nas regiões afetadas pelas outras alterações desta terceira fase (foto 1.4). Foram identificados

veios delgados e micro-venulações descontínuas que percolam por entre os megacristais e grãos da matriz. Raramente ocorrem veios de maior porte, como demonstrado na Foto 5.2.

Brechas hidrotermais, comparativamente ao que ocorre nas alterações anteriores, são escassas nesta zona de alteração.

Os micro-veios são compostos por intercrescimentos de sericita, clorita, pouca caolinita, rara pirita e quartzo, o que caracteriza uma alteração propilítica a sericítica, conforme mostra a Foto 5.2. Outros micro-canais são constituídos por clorita, caolinita, pouco carbonato e epidoto, o que define uma típica alteração propilítica.

c.5) Alteração sericítica

Esta zona de alteração caracteriza-se por micro-vênulas compostas por sericita e caolinita, além de rara pirita e quartzo (Foto 4.2). Em algumas amostras o estilo fissural assume um caráter fisural-pervasivo, semelhantemente ao observado nas outras zonas desta terceira fase de alteração.

Brechas hidrotermais são mais freqüentes do que na região afetada pela alteração propilítica (Foto 1.5). No entanto, o grau de fragmentação é menor do que o observado nas brechas localizadas próximo à superfície (Foto 1.1).

d) Quarta fase de alteração

A atividade hidrotermal desenvolvida durante esta fase de alteração apresenta um estilo estritamente fissural. Registros desta fase foram encontrados na maioria das amostras estudadas, mas existe uma região de profundidade intermediária com poucas ocorrências, conforme mostra a Figura 6. Esta fase é representada por veios que cortam fragmentos alterados pela primeira fase de alteração, bem como os veios e a matriz das brechas da terceira fase (Foto 4.4).

Em profundidades mais rasas, onde se desenvolveram a silicificação e alteração argílica avançada com quartzo e alunita na terceira fase, os registros desta quarta fase são representados por veios retilíneos com textura em pente. São constituídos principalmente por quartzo, com poucas inclusões fluidas, além de alunita, rara pirita, hematita com hábito acicular e pirofilita.

Em profundidades intermediárias, na região onde se desenvolveu a alteração argílica avançada a intermediária da terceira fase, foram encontrados delgados micro-veios compostos por caolinita e pouca pirofilita, ou seja, também pertencentes à fácies de alteração argílica avançada a intermediária (Foto 5.3). Estes micro-veios também foram identificados na parte superior da zona de alteração propilítica da terceira fase.

Prancha de fotos - 5



Foto 5.1. Canal relacionado à terceira fase com alteração tipo argílica avançada. Notar a presença, no canal, de pirofilita com pouca sericita (seta vermelha), caolinita (seta azul) e pirita (seta verde). A alteração que está presente no fragmento, de estilo pervasivo, também é deste tipo. Observar que a paragenese da primeira fase é composta por pirofilita, caolinita (seta branca), diásporo (seta amarela), pouca pirita e quartzo (seta laranja). Em alguns locais do canal ocorre caolinita fina em meio aos agregados de cristais maiores, semelhante ao observado na paragenese da alteração pervasiva. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/29.

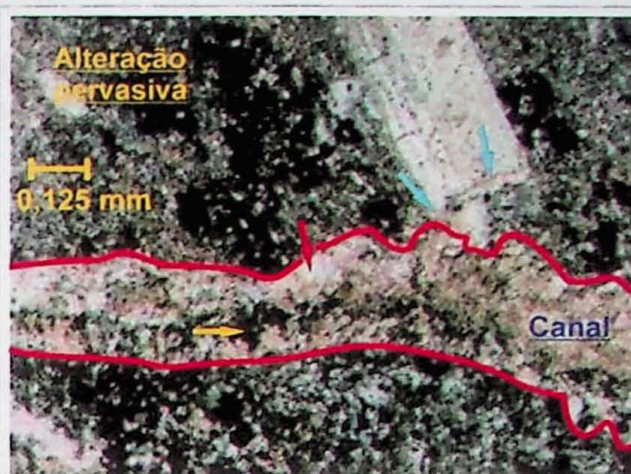


Foto 5.2. Exemplo de canal delgado que foi gerado durante a terceira fase de alteração. Notar a paragenese composta por sericita (seta vermelha) e clorita intercrescida com caolinita (seta amarela). Esta paragenese define uma alteração tipo propilítica-sericítica. A partir destes canais, relativamente maiores, partem micro-venulações (seta azul) que se infiltram na parte alterada na primeira fase (alteração pervasiva). Comparar com a Foto 1.4 que apresenta o aspecto macroscópico destes canais pouco maiores. A alteração pervasiva contém a mesma paragenese apresentada na Foto 4.1. Nicóis cruzados e objetiva de 5x. Amostra FV3-1/51.

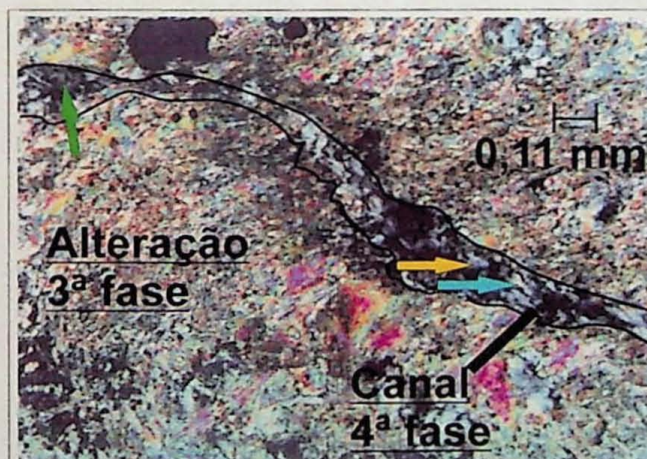


Foto 5.3. Alteração fissural referente à quarta fase de alteração. Esta amostra está presente numa região com alteração argílica avançada desenvolvida na primeira e na terceira fase. Notar que a paragenese é composta, principalmente, por caolinita (seta amarela), além de pouca pirofilita (seta azul) e clorita intercrescida com caolinita (seta verde). Alteração fissural da terceira fase é composta pela mesma paragenese mostrada na Foto 5.1. Esta 3ª fase ocorre como um micro-bolsão cortado pelo canal da 4ª fase. Este bolsão registra a substituição local do estilo fissural pelo fissural-pervasivo. Situação semelhante é exibida nas fotos 3.2 e 4.2 e pela amostra da Foto 1.3. Nicóis cruzados e objetiva de 10x. Amostra FV3-1/29.

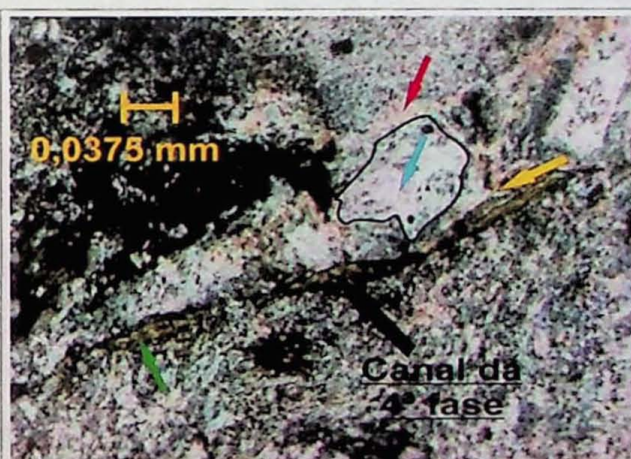


Foto 5.4. Micro-canal gerado durante a quarta fase de alteração (seta preta). Observar sua paragenese composta predominantemente por clorita e pouca argila (caolinita), o que define típica alteração propilítica. Estes canais foram identificados na parte superior de ocorrência da alteração sericítica da 3ª fase. Conforme discutido no texto, a paragenese de alteração sericítica passa a predominar nestes canais em profundidades maiores. A seta azul mostra cristal de plagioclásio com alteração pervasiva e envolvido por micro-canal da terceira fase de alteração (seta vermelha). O canal da 3ª fase é truncado pelo canal da 4ª fase (seta amarela). Nicóis cruzados e objetiva de 5x. Amostra Fv3-1/53.

Em profundidades maiores, onde ocorre a alteração propilítica e a parte superior da alteração sericítica da terceira fase, foram encontrados veios com clorita, carbonato, quartzo e pouca caolinita, caracterizando a alteração propilítica (Foto 5.4).

Em maiores profundidades, clorita e argila decrescem em volume e a sericita torna-se predominante, o que define típica paragênese de alteração sericítica.

9.1.2 Petrografia em luz refletida

A análise petrográfica de seções polidas mostrou que não só pirita e hematita ocorrem nas paragêneses hidrotermais, mas pequenas inclusões de minerais de minério também estão presentes.

a) Minerais opacos formados na primeira fase de alteração

A paragênese de fases opacas, referente à primeira fase de alteração, em geral é composta por pirita e secundariamente por hematita.

Nas regiões mais superficiais, onde ocorreu a silicificação pervasiva, estas duas fases minerais estão presentes, mas predomina hematita que, comumente, formou-se às expensas da pirita. Esta observação indica um maior Eh dos fluidos hidrotermais junto à antiga superfície do vulcão, certamente devido à mistura de fluidos de origem magmática com águas meteóricas oxidadas.

Nas demais associações minerais, por outro lado, pirita ocorre como fase predominante ou exclusiva, com ou sem outros sulfetos associados. Em geral, estes minerais ocorrem em pequena proporção como grãos dispersos em meio aos minerais não-opacos ou ganga, quase sempre apresentando hábito idiomórfico (Foto 6.1).

Em alguns grãos de pirita foram encontradas inclusões de hematita com características ópticas semelhantes as da hematita que ocorre como grãos isolados (Foto 6.2). No entanto, foram encontrados alguns grãos de hematita com inclusões de pirita. Isto indica que, durante o desenvolvimento desta fase de alteração pervasiva, houve uma primeira etapa de cristalização de pirita, seguida de uma etapa de formação de hematita e, posteriormente, uma segunda geração de pirita.

Em poucos grãos de pirita foram encontradas, também, pequenas inclusões de calcopirita e, em apenas dois grãos, inclusões de calcosina. Os resultados obtidos indicam que, antes da cristalização da segunda geração de pirita, cristalizaram-se sulfetos de cobre. Não foram encontradas feições petrográficas que demonstrassem relação temporal entre a

hematita e os sulfetos de cobre, mas se sabe que sua cristalização ocorreu entre as duas gerações de pirita.

Deve ser destacado, ainda, que não foram encontradas inclusões de ouro nestes grãos de pirita. Portanto, se o ouro foi precipitado durante esta fase, a concentração deste mineral não deve ser significativa, ou sua granulação deve ser muito fina, não permitindo sua indentificação ao microscópio óptico. Uma vez que não há análises químicas das rochas, e que os sulfetos não puderam ser analisado por EDS no MEV, tal problema não pode ser solucionado a contento, mas não se descarta a possibilidade de que esta fase de alteração hidrotermal foi responsável pela formação de parte dos filões auríferos alojados nas vulcânicas do Grupo Iriri.

b) Minerais opacos formados nas alterações fissurais

A segunda fase de alteração caracteriza-se pela reduzida precipitação de minerais opacos, conforme descrito anteriormente. Os veios delgados desta etapa possuem escassos grãos de pirita e raros de hematita que, em geral, apresentam hábitos alongados e textura em pente. Não foram encontradas inclusões de sulfetos, de óxidos ou de elementos nativos nos grãos de pirita e hematita referentes a esta fase.

A terceira fase de alteração hidrotermal é composta pela maior diversidade de minerais opacos e feições texturais. Nas regiões mais superficiais, onde predominam a hematitização e silicificação, hematita é a fase mineral de maior importância, ocorrendo como grãos finos e idiomórficos intercrescidos com quartzo e com grãos de pirita.

Nas regiões em que ocorrem veios da alteração argílica, propilitica e sericítica, pirita é o mineral mais abundante, ocorrendo como grãos isolados, idiomórficos e de granulação maior, ou como micro-aglomerados de cristais muito finos e de hábitos irregulares, intercrescidos com minerais de ganga (foto 6.3). Coalescência dos micro-aglomerados foi observada em algumas amostras, o que indica que este processo teria sido responsável pela formação dos aglomerados com grandes volumes de pirita, conforme exemplificado nas Fotos 2.5 e 4.5. O resultado extremo deste processo pode ser observado na amostra X1-25/10 (Foto 6.4), que corresponde a um fragmento de veio, ou filão, composto apenas por pirita e quartzo.

Ouro foi encontrado como pequenas inclusões em grãos de pirita na amostra X1-25/10 (Foto 6.5). Nos veios em que a pirita ocorre disseminada ou pouco aglomerada, raras inclusões de ouro foram encontradas. Já nos filões ricos em pirita, com pouca ganga, a ocorrência de inclusões de ouro é consideravelmente maior, indicando que há uma relação direta entre o volume de pirita e a mineralização aurífera.

Prancha de fotos - 6

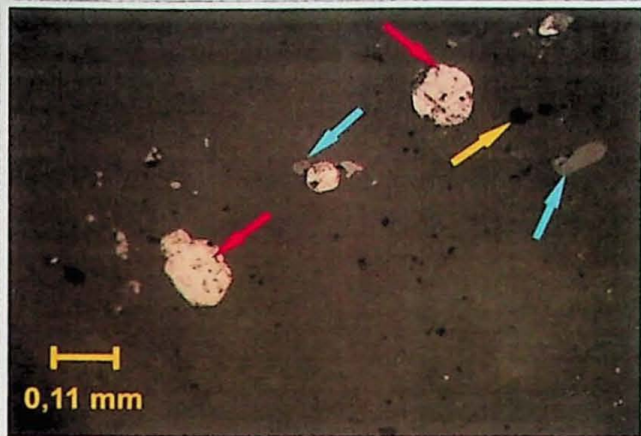


Foto 6.1. Aspecto geral das fases opacas formadas na 1ª fase de alteração (imagem sob luz refletida). Pirita (seta vermelha) e hematita (seta azul) possuem hábito idiomórfico. Notar que estes cristais ocorrem dispersos em meio à "ganga", em que há quartzo e alunita (seta amarela). Nicóis paralelos, objetiva de 10x, amostra FV3-1/19.

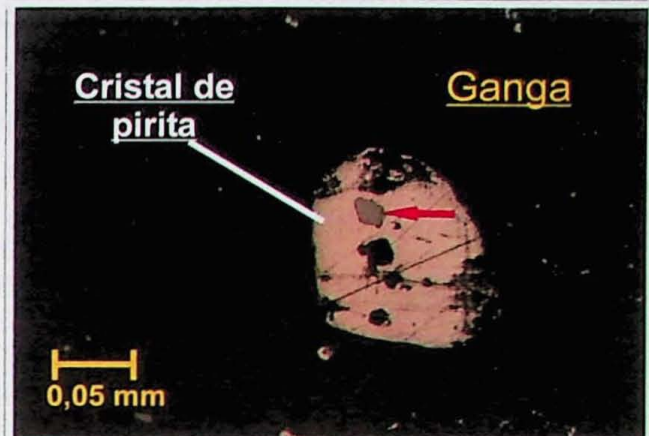


Foto 6.2. Detalhe de um cristal de pirita formado na 1ª fase de alteração. Observar a inclusão de hematita indicada pela seta vermelha. Esta pirita pertence a 2ª geração, que se formou depois da cristalização de hematita. Grãos de hematita possuem inclusões de pirita de 1ª geração. Nicóis paralelos, objetiva de 10x, amostra FV3-1/19.



Foto 6.3. Imagem que exibe os dois padrões texturais dos grãos de pirita formados na terceira fase de alteração: idiomórfico (seta branca) e micro-aglomerados (seta azul). Observar feição indicativa do processo de coalescência de aglomerados (seta vermelha). Ganga contém alunita (seta amarela) e pouco quartzo. Nicóis paralelos, objetiva de 20x, amostra FV3-1/11.

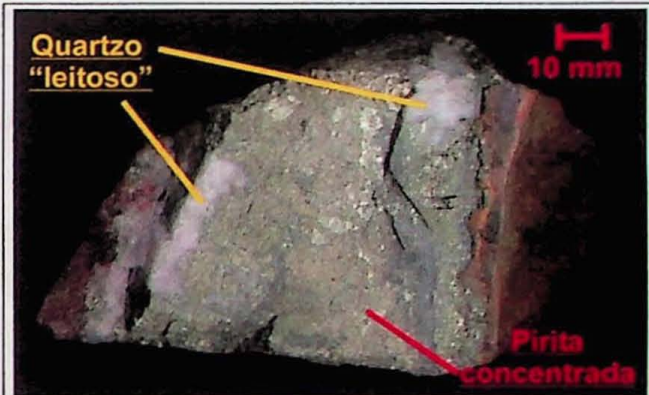


Foto 6.4. Amostra retirada de um veio, ou "filão", rico em pirita e quartzo. Este veio formou-se em consequência do processo de coalescência, que deve se iniciar de maneira semelhante ao que se observa na foto anterior. Observar que o quartzo possui aspecto "leitoso", que se deve ao grande número de inclusões fluidicas. Amostra X1-25/10.

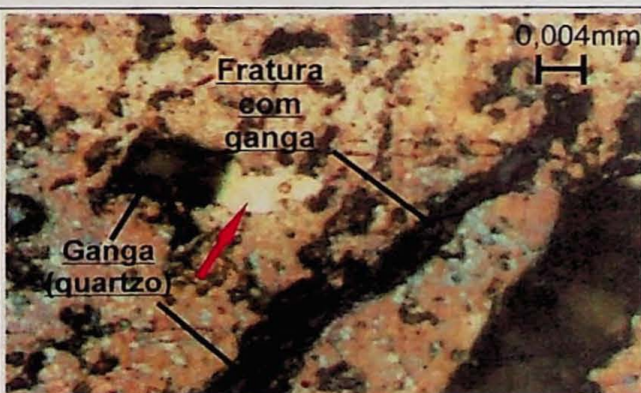


Foto 6.5. Foto de destaque de uma inclusão de ouro (seta vermelha) em um grão de pirita do "filão" da foto anterior. Nicóis paralelos, objetiva de 40x e aumento auxiliar de 2x.

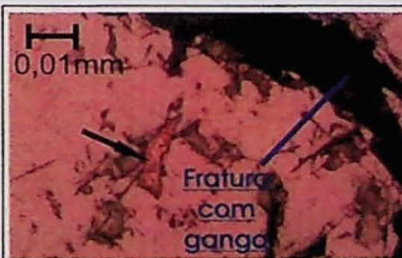


Foto 6.6. Calcopirita (seta preta) incluída em pirita. Esta pirita se formou na terceira fase de alteração. Nicóis paralelos, amostra fv3-1/11.

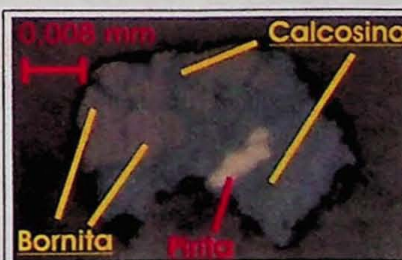


Foto 6.7. Calcosina e bornita intercrescidas. Grão da 3ª fase de alteração. Notar inclusão de pirita. Nicóis paralelos, amostra FV3-1/34.

Os maiores volumes de inclusões de ouro na pirita associam-se com quartzo rico em inclusões fluidas, muitas delas com fase vapor abundante, conforme exemplificado pela amostra X1-25/10 (Foto 6.4). O maior volume de inclusões fluidas, com fase vapor, no quartzo associado a estes filões de pirita rica em inclusões de ouro, sugere que a precipitação do ouro pode estar associada ao *boiling* do fluido hidrotermal em níveis crustais mais rasos.

Calcosina, covelita, bornita e calcopirita também ocorrem na paragênese desta terceira fase de alteração como grãos isolados, ou como inclusões em grãos de pirita (Foto 6.6). Por outro lado, inclusões de pirita foram encontradas em grãos compostos pelo intercrescimento de calcosina e bornita, conforme pode ser observado na Foto 6.7. Isto indica que houve uma primeira etapa de cristalização de pirita, seguida de uma etapa de formação dos sulfetos de cobre em variável estado de oxidação, o que permitiu a cristalização de calcopirita, seguida por bornita, até covelita. Posteriormente teria havido uma segunda geração de pirita, que coincide com a formação dos aglomerados e filões ricos em pirita, indicando realimentação de fluido mais reduzido no sistema hidrotermal.

Uma vez que o ouro ocorre como inclusões na pirita, é provável que a cristalização de sulfetos de cobre tenha ocorrido em paralelo à precipitação do ouro. De fato, em algumas amostras em que ocorrem inclusões de ouro também foram identificados estes sulfetos. Segundo Arribas Jr. (1995), o tempo entre etapas de cristalização de minerais opacos, se pertencentes à mesma fase de alteração, deve ser relativamente pequeno.

Por fim, a quarta fase de alteração, assim como a segunda, apresenta pequena proporção de minerais opacos. Nas regiões superiores do sistema hidrotermal, onde predomina silicificação, a hematita é a fase mais abundante, apresentando um típico hábito acicular. Nas regiões mais profundas, os micro-veios que registram esta fase de alteração apresentam pirita como mineral mais importante. Não foram encontradas inclusões de outras fases opacas nestes grãos de pirita.

9.2 Resultados das análises com microsonda

Ao todo foram utilizadas cinco amostras para esta etapa de trabalho, analisadas nos dias 5 e 6 de outubro. A mesma rotina de condições experimentais foi empregada para a análise de clorita e caolinita, conforme discutido no capítulo 8. Foram escolhidos os cristais de maior granulação e com hábitos aproximadamente idiomórficos, com a finalidade de minimizar os erros analíticos e obter resultados mais exatos.

9.2.1 Análises de clorita

Foram analisadas as diferentes gerações de clorita identificadas nas descrições petrográficas. Na amostra FV3-1/53 foi analisada a clorita que substituiu os fenocristais de anfibólio durante a alteração pervasiva. Dois tipos texturais de clorita, formada pela substituição ao material afanítico que compunha a matriz vulcânica original, foram analisados na amostra FV3-1/51b. As diferentes gerações de clorita que ocorrem nas alterações fissurais, pertencentes à terceira e à quarta fase de alteração, foram analisadas na amostra FV3-1/51b.

a) Clorita da primeira fase de alteração

A clorita dos pseudomorfos de fenocristais de anfibólio (Foto 4.1) foi analisada segundo perfis núcleo-borda. Pode-se observar na Tabela - II (Anexo – 1), que os teores de Al_2O_3 e SiO_2 são semelhantes entre as análises de núcleo e de borda, não sendo notadas variações sistemáticas na sua composição química. Situação semelhante ocorreu com os teores de FeO e MgO , que também não apresentaram variações sistemáticas entre bordas e núcleos, conforme pode ser observado na Tabela - II. Os gráficos das figuras 9 e 10 ilustram as semelhanças nas composições de núcleos e bordas da clorita do fenocristal e evidencia proximidade nas razões A/Si e Fe/Mg.

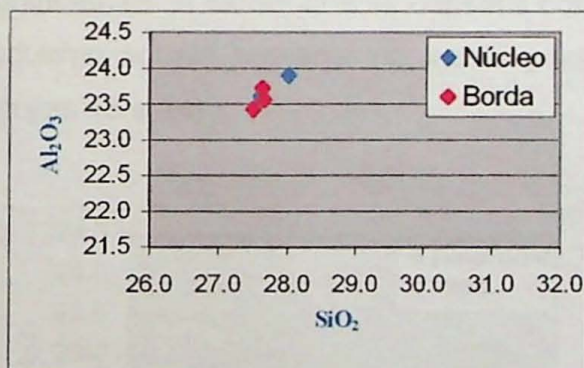


Figura 9. Valores de SiO_2 e Al_2O_3 obtidos na clorita do fenocristal.

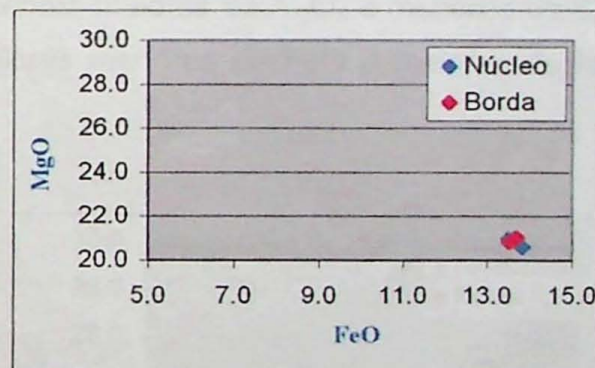


Figura 10. Valores de FeO e MgO obtidos na clorita do fenocristal.

Os resultados das análises da clorita presente na matriz também estão sumarizados na Tabela - II (Anexo – 1). Pode ser observado que os valores de Al_2O_3 e SiO_2 são semelhantes, ou seja, apesar de pequenas alterações, não há diferenças sistemáticas na composição química dos dois tipos texturais de clorita. Esta semelhança pode ser observada no gráfico da Figura 11. A mesma situação ocorre com os valores de FeO e

MgO, pois os teores destes óxidos são semelhantes entre as contagens de um tipo e outro de clorita (Figura 12).

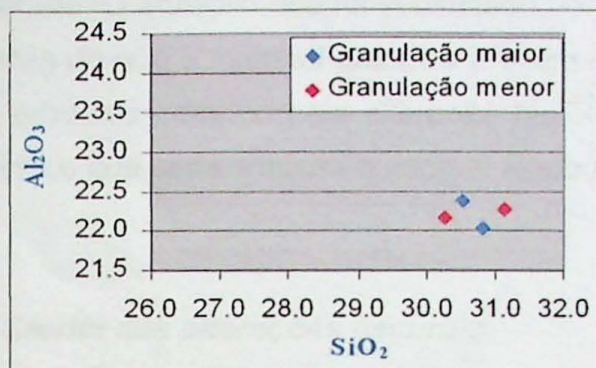


Figura 11. Valores de SiO₂ e Al₂O₃ dos tipos de clorita presente na matriz.

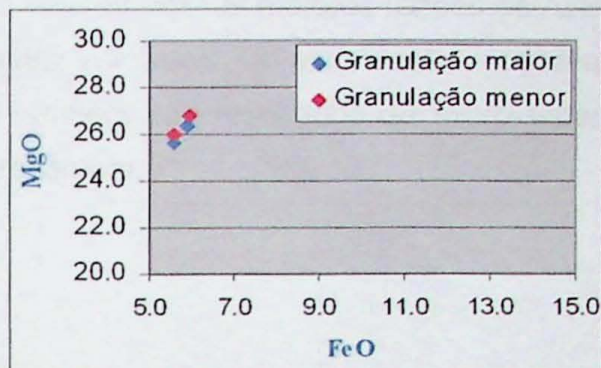


Figura 12. Valores de FeO e MgO dos tipos de clorita presente na matriz.

Apesar do pequeno número de análises, os resultados obtidos com a clorita parecem indicar condições físico-químicas dos fluidos hidrotermais relativamente homogêneas durante a alteração pervasiva. Outra possibilidade é que as composições químicas da clorita, que poderiam ser zonadas, face à evolução do fluido hidrotermal, tenham sido homogeneizadas no final da primeira fase da alteração, dada a intensa interação fluido-rocha em temperaturas relativamente altas. Processos de homogeneização da composição de minerais hidrotermais, semelhantes a este, são descritos por Pirajno (1992).

Quando são comparadas as composições da clorita que se formou às expensas dos fenocristais de anfibólio com aquela da matriz, no entanto, observam-se diferenças significativas. A clorita dos fenocristais contém teores maiores de Al₂O₃ e menores de SiO₂, enquanto aquela presente na matriz possui valores menores de FeO e maiores de MgO (figuras 13 e 14).

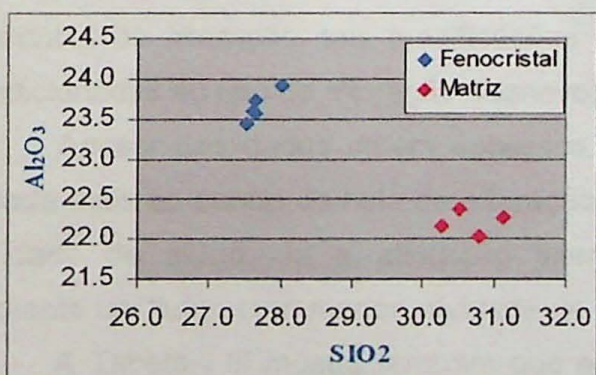


Figura 13. Valores de SiO₂ e Al₂O₃ encontrados nas análises de clorita presente em fenocristais e matriz.

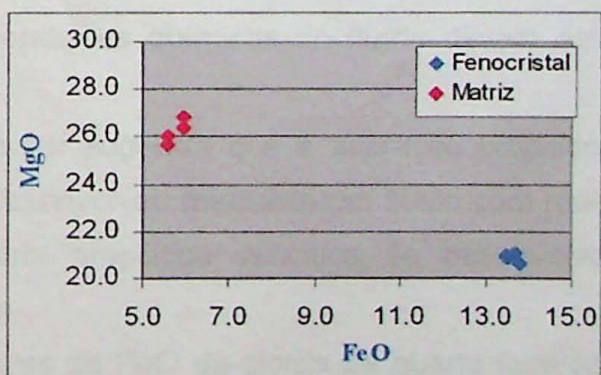


Figura 14. Valores de FeO e MgO obtidos na clorita presente em fenocristais e matriz.

Este padrão poderia ter sido obtido em razão das análises terem sido realizadas em diferentes rochas. No entanto, as amostras FV3-1/51b e FV3-1/53 fazem parte do mesmo

conjunto petrográfico (Tabela - I, apresentada no Anexo 1) e localizam-se em profundidades semelhantes da zona de alteração propilítica. Assim, as diferenças composicionais entre a clorita do fenocristal e a da matriz devem estar relacionadas ao tipo de material que foi alterado. O anfibólio que foi substituído por clorita deveria possuir maiores razões de Al/Si e Fe/Mg do que o material afanítico presente na matriz vulcânica. Tal observação mostra que os produtos gerados pela alteração hidrotermal também são resultados do micro-sistema químico que cada amostra e mineral alterado representam.

b) Clorita das alterações fissurais

Clorita dos veios da terceira e da quarta fase de alteração hidrotermal constituem cristais de granulação muito fina, o que impossibilitou a realização de perfis núcleo-borda. Portanto, somente análises pontuais foram obtidas.

A clorita da terceira fase está associada a sericita e caolinita, numa paragéneses transicional entre as alterações sericítica e propilítica. Já a clorita da quarta fase está presente num veio onde ocorre carbonato e pouca caolinita, o que define uma paragéneses típica da alteração propilítica.

Os resultados analíticos estão apresentados na Tabela - III (Anexo 1) e, apesar de serem em pequeno número, parecem mostrar que a clorita da terceira fase possui teores maiores de Al_2O_3 e menores de SiO_2 em comparação à da outra geração. Estas diferenças são destacadas no gráfico da Figura 15 e indicam que a clorita da terceira fase possui razões maiores de Al/Si.

Os menores valores de SiO_2 encontrados na clorita da terceira fase, decorrem de uma maior atividade de silício no fluido que a cristalizou, em comparação ao associado à outra geração de clorita. Uma vez que estas gerações de clorita foram formadas em tipos diferentes de alteração, tais modificações nas condições químicas do fluido devem estar condicionadas ao tipo de alteração desenvolvida.

Apesar dos dados serem escassos, pode ser sugerido que a alteração propilítica, situada mais ao centro do halo de alteração, se desenvolveu mediante um fluido com maior atividade de silício. Já a alteração intermediária propilítica-sericítica se desenvolveu mediante um fluido com menor atividade de silício.

A Tabela - III mostra também que os valores de FeO da clorita da quarta fase são bem mais elevados do que os apresentados pela outra geração de clorita. Por outro lado, os dados mostram que os teores de MgO são aproximadamente semelhantes para as duas. O resultado destas análises pode ser observado no gráfico da Figura 16, que mostra o comportamento da razão FeO/MgO na clorita da quarta fase e a da terceira fase.

Os resultados parecem mostrar que a terceira fase se desenvolveu a partir de um fluido com maior atividade de Fe em comparação ao associado à quarta fase. Esta possibilidade poderia explicar a maior ocorrência, nas paragêneses da terceira fase, de minerais ricos em ferro, em especial da pirita e da calcopirita.

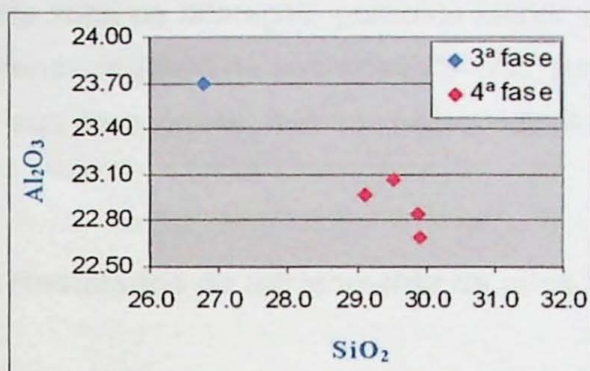


Figura 15. Valores de SiO₂ e Al₂O₃ obtidos na clorita das alterações fissurais

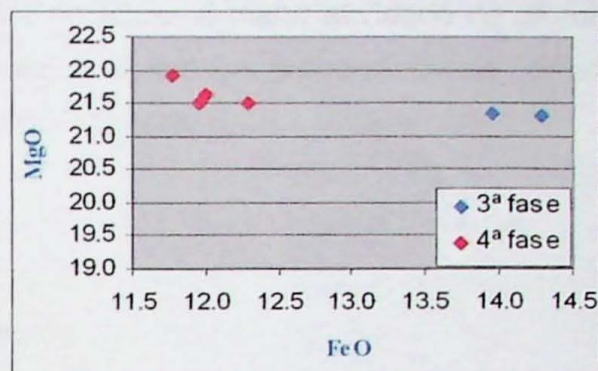


Figura 16. Valores de FeO e MgO obtidos na clorita das alterações fissurais.

9.2.2 Análises de caolinita

Estas análises destinaram-se à comparação de composições da caolinita formada no núcleo e na periferia do halo de alteração hidrotermal. Para tanto, foi analisada caolinita da alteração pervasiva na amostra FV3-1/29, localizada mais próxima ao *silica cap*, e na FV3-1/36, mais distante do *silica cap*. Nos dois casos foram analisados cristais de caolinita que ocorrem em meio à matriz alterada das rochas.

Conforme pode ser observado na Tabela - IV (Anexo - 1), a caolinita da amostra FV3-1/29 possui maiores valores de SiO₂ e menores de Al₂O₃. Esta diferença está realçada no gráfico da Figura 17 onde são comparados os valores destes óxidos da caolinita das duas amostras.

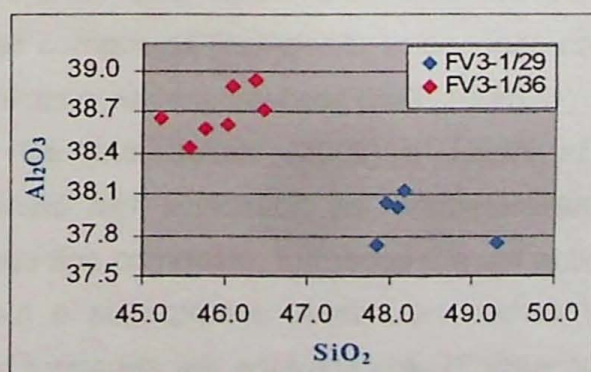


Figura 17. Valores de SiO₂ e Al₂O₃ encontrados nas análises da caolinita das 2 amostras analisadas: FV3-1/29 e FV3-1/36.

Apesar dos resultados serem escassos, pode-se inferir uma maior atividade de silício no fluido que percolou a amostra FV3-1/29 em comparação ao que alterou a FV3-1/36. Esta diferença deve estar relacionada ao posicionamento das duas amostras no halo de alteração desenvolvido na primeira fase de alteração. Assim, a amostra mais próxima do *silica cap* indicaria uma atividade maior de silício no fluido, enquanto a outra, mais distante desta zona de alteração, possuiria menor atividade de silício. A maior atividade de alumínio e menor de silício da amostra FV3-1/36, por sua vez, pode explicar a ocorrência de coríndon em sua paragênese, fato não observado na amostra FV3-1/29.

9.3 Resultados da difratometria de raios X

Conforme discutido na descrição das paragêneses minerais, os cristais de feldspato das amostras com alteração sericítica pervasiva encontram-se substituídos por sericita intercrescida com outros minerais. No entanto, nas análises petrográficas de lâminas não se conseguiu determinar se havia um pouco de pirofilita intercrescida em meio à sericita.

Para resolver esta questão foram realizadas análises por difratometria de raios X em sericita presente na amostra X1-14/1. No espectrograma da Figura - I, Anexo – 2, pode ser observado que não foram encontradas evidências da presença de pirofilita nos aglomerados finos de sericita.

10 INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES

As amostras analisadas neste trabalho são de litotipos vulcânicos e vulcanoclásticos, conforme pode ser observado na Tabela - (Anexo – 1). Entre as rochas vulcânicas mais comuns encontram-se riolitos porfíricos, dacitos porfíricos e riolitos. Entre os litotipos vulcanoclásticos ocorrem tufo finos a grossos ricos em cristais, tufo de cinza, lapilitos, lapili-tufo e aglomerados vulcânicos. Estas rochas são produtos de vulcanismo ácido a intermediário que, tipicamente, são formadas em estrato-vulcões (*strato-volcanoes*) ou vulcões compostos (*composite volcanoes*), constituídos pela alternância de leitos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Hall, 1996).

De fato, Juliani (2002) e Juliani *et al.* (2002), consideram que as alterações epitermais *high-sulfidation* se estabeleceram em torno de antigos edifícios vulcânicos anelares tipo composto, formados em um antigo sistema de caldeiras vulcânicas agrupadas (*nested*) e superpostas. Assim, as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri seriam formadas em estágios pré- (Formação Bom Jardim), sin- (formações Salustiano e Aruri) e pós-caldeira. Neste último estágio teriam sido gerados, segundo esta concepção, os

domos ressurgentes e os vulcões anelares que hospedam as mineralizações *high-* e *low-sulfidation*.

Os estudos petrográficos de detalhe mostraram que quatro fases de alteração foram estabelecidas na área estudada. Conforme foi discutido no capítulo anterior, as alterações da primeira fase possuem estilo consideravelmente diferente do apresentado pelas demais fases. Além disso, as feições geradas pelas alterações pervasivas são modificadas pelos veios que caracterizam as alterações fissurais.

Por estas razões, pode-se inferir que o sistema epitermal estudado se desenvolveu segundo dois estágios evolutivos principais. O primeiro seria caracterizado pelas alterações da fase pervasiva e estaria relacionado a um primeiro pulso de circulação de fluidos. O segundo estágio englobaria as alterações fissurais da segunda, terceira e quarta fase de alteração e poderia estar relacionado a um segundo pulso de percolação de fluido. Este pulso poderia estar associado a um reaquecimento do sistema hidrotermal, em função da intrusão de diques ou pela ascensão de *stocks* de pórfiros riolíticos e riodacíticos. A ocorrência de mais de uma fase de alteração já está descrita na literatura que aborda a gênese e desenvolvimento de depósitos epitermais (White & Hendenquist, 1990; Arribas Jr., 1995; Pollard & Taylor, 2002; entre outros).

As extensas e intensas alterações hidrotermais pervasivas, observadas nos fenocristais, fragmentos líticos e matriz das diferentes rochas, modificaram profundamente a mineralogia, texturas e estruturas vulcânicas originais, resultando no desenvolvimento de um primeiro halo de alteração, caracterizado por nítido zonamento na distribuição das paragêneses minerais e feições texturais (Figura 7). Do centro para a periferia do halo, as rochas são continuamente menos alteradas e a importância da silicificação é reduzida, ao mesmo tempo que as inclusões com fase vapor se tornam escassas.

Provavelmente este evento iniciou-se com pequenas venulações ou fraturamentos, conforme sugerem as feições semelhantes a veios obliterados pelas alterações pervasivas. Esta hipótese de uma fase inicial e uma principal de alteração pode indicar que a composição química dos minerais mudou ao longo da alteração pervasiva, mas as alterações finais tenderam a homogeneizar composições de núcleos e bordas, conforme sugerido nas discussões sobre a química mineral.

O desenvolvimento das alterações hidrotermais pervasivas parece não ter sido responsável pela formação de mineralizações auríferas significativas.

As alterações fissurais da segunda fase registram modificações pouco destrutivas, talvez relacionadas a um período com restrita circulação de fluidos e reduzida atividade hidrotermal.

A terceira fase, por sua vez, deve ter se desenvolvido durante um período com maior atividade hidrotermal dentro do segundo estágio de evolução. A extensa percolação de

fluidos fica evidente quando se observam os veios de maior porte, com ocorrência de estrutura de fluxo, e as brechas hidrotermais formadas por fraturamento hidráulico.

A formação de veios com concentração de minerais opacos ocorreu no contexto desta terceira fase, o que permitiu o desenvolvimento de filões auríferos e, talvez, de mineralizações de cobre. Esta possibilidade existe em razão da identificação de sulfetos de cobre precipitados entre as duas gerações de pirita, assim como no caso do ouro nativo.

A quarta fase de alteração hidrotermal é marcada por veios de pequeno porte e deve estar relacionada a uma fase de menor atividade hidrotermal, que registraria o resfriamento definitivo do sistema e fim de sua evolução.

10.1 Desenvolvimento do primeiro estágio evolutivo

Conforme discutido no capítulo 6, em decorrência do resfriamento de corpos ígneos em profundidade, fases fluidas aquosas são geradas, iniciando lento processo de ascensão em células de convecção (White & Hendenquist, 1990; Pirajno, 1992; Rye 1993 e Arribas Jr., 1995) (Figura 18). O fluido percola através de porções mais permeáveis da crosta, tais como falhamentos ou condutos vulcânicos, dissiminando-se a partir destes centros de irradiação e alterando texturas e mineralogia das rochas percoladas.

Segundo White & Hendenquist (*op cit.*) e Arribas Jr. (1995), no caso de sistemas epitermais tipo *high-sulfidation*, os fluidos localizados nos centros irradiadores possuem alta temperatura, pH extremamente baixo, Eh elevado, alta atividade de silício e são extremamente reativos com as rochas encaixantes (Figura 18). Ao se dirigir à periferia do sistema ocorre um aumento de seu pH, pois H^+ é consumido em reações de hidrólise, como a de formação de alunita e sericita a partir do feldspato. Isto resulta em diminuição contínua da atividade de silício no sistema, pois a lixiviação de silicatos, que reduz a atividade de cátions e de alumínio, diminui continuamente. O fluido sofre, também, uma redução da sua temperatura, devido à perda de calor ao interagir com as encaixantes, e do conteúdo de voláteis, em razão da diminuição da pressão confinante.

Em resposta a todas estas modificações, o fluido localizado ao centro do sistema se caracteriza por uma reatividade maior do que aquele localizado na periferia (Figura 18). O resultado destas modificações físico-químicas é registrado pelo desenvolvimento de um zonamento na distribuição de paragêneses e texturas hidrotermais (Pirajno, 1992).

Tomando-se por base estes conceitos e os resultados obtidos durante este trabalho, foi possível modelar o desenvolvimento do primeiro estágio de evolução do sistema estudado.

A percolação de fluidos deve ter se iniciado após o resfriamento do sistema vulcano-plutônico que originou o vulcanismo Iriri. O centro de irradiação do fluido deve ter

correspondido aos condutos do edifício vulcânico, em torno dos quais as alterações se desenvolveram (Juliani *et al.*, 2002). Inicialmente a atividade hidrotermal deve ter ocorrido por pequenas fraturas e se caracterizado por pequena percolação de fluido, sem grandes modificações texturais. Posteriormente deve ter havido incremento da atividade hidrotermal e o desenvolvimento de extensas e intensas zonas de alteração pervasiva, que modificaram consideravelmente as texturas e estruturas vulcânicas, além de obliterarem as feições da etapa de alteração fissural inicial. Esta etapa principal resultou na formação de um halo de alteração marcado por um zonamento de paragêneses (Figura 7).

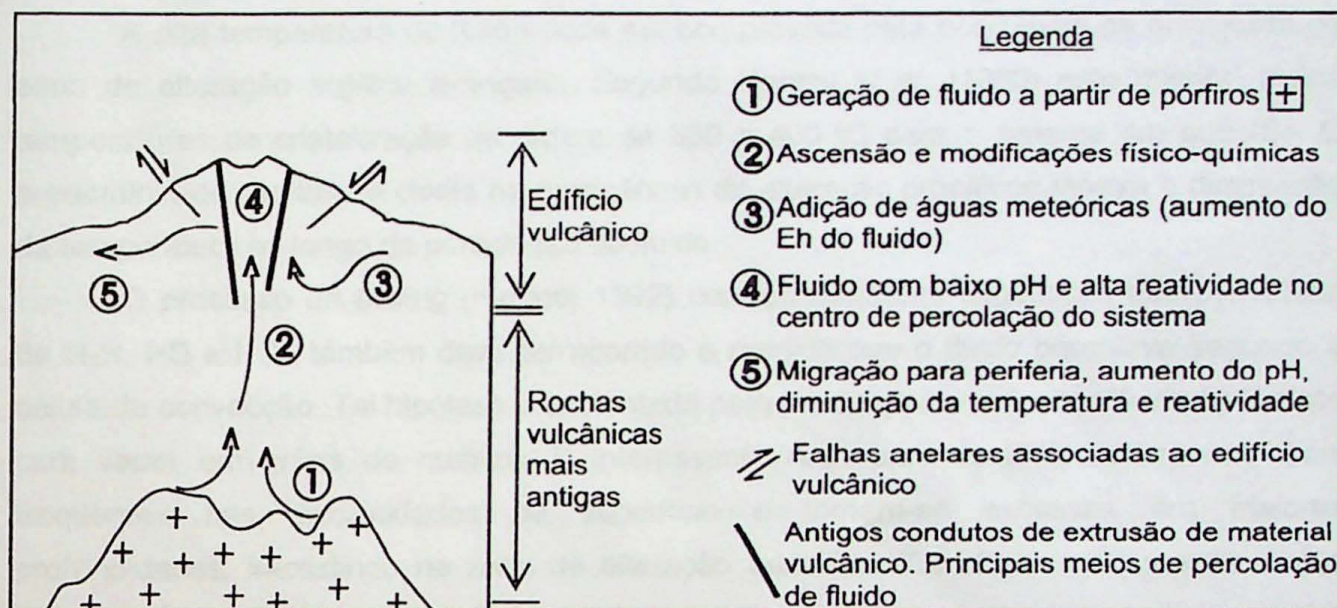


Figura 18. Representação esquemática das etapas associadas à percolação do fluido hidrotermal segundo células de convecção. Esta figura foi elaborada de acordo com o modelo teórico apresentado em Arribas Jr. (1995).

Devido ao baixo pH do fluido no centro do sistema hidrotermal, teria se estabelecido a zona de intensa silicificação denominada de *silica cap*. (Figura 7). A silicificação de grãos de feldspato, biotita, fragmentos de vidro e da matriz vulcânica está associada à lixiviação completa de K, Na, Ca, Mg e também de Al. Apenas o Si, que precipita como quartzo, Fe e Ti, que precipitam como fases opacas junto à biotita, sobram nas rochas silicificadas. Segundo Arribas Jr. (1995) a lixiviação completa de alumínio e a precipitação residual apenas de silício ocorrem mediante um pH menor que 2.

Através da modificação contínua do pH do fluido, à medida que ele se desloca do centro para a periferia do sistema, é que a paragênese rica em quartzo, localizada ao centro, é substituída por uma composta por alunita + quartzo, que, por sua vez, é substituída por aquela formada por andalusita + pirofilita + argila (Figura 7). Nas partes mais externas, esta última cede lugar a uma paragênese composta por carbonato + epidoto + clorita + argila + sericita + pouco quartzo (alteração propilítica), que é substituída, em profundidade, por uma paragênese composta por sericita e argila (alteração sericítica).

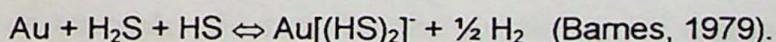
A diminuição da atividade de silício, à medida que o fluido se dirigiu à periferia do sistema, é comprovada pelos resultados das análises químicas na caolinita, pois a amostra mais próxima do centro do sistema hidrotermal possui menor razão Al/Si. Esta característica se mantém em zonas mais distantes do centro do halo, pois clorita formada na paragênese da alteração propilítica possui menor razão Al/Si do que a formada na alteração propilítica-sericítica.

A diminuição da reatividade do fluido pode ser observada porque a extensa modificação das texturas vulcânicas, ao centro do halo, é gradativamente substituída por modificações menos destrutivas nas paragêneses mais próximas à periferia.

A alta temperatura do fluido pode ser comprovada pela ocorrência de andalusita na zona de alteração argílica avançada. Segundo Henley *et al.* (1980) este mineral indica temperaturas de cristalização da ordem de 330 a 400 °C para o sistema em questão. O predomínio de caolinita e clorita na paragênese da alteração propilítica mostra a diminuição da temperatura ao longo da percolação do fluido.

O processo de *boiling* (Pirajno, 1992) com conseqüente diminuição dos conteúdos de H₂S, HS e HCl, também deve ter ocorrido à medida que o fluido percolava segundo a célula de convecção. Tal hipótese é sustentada pela presença de inclusões fluidas bifásicas com vapor em grãos de quartzo. É interessante notar que estas inclusões são mais freqüentes nas proximidades da superfície e tornam-se escassas em maiores profundidades, inexistindo na zona de alteração sericítica. Tal observação mostra que o *boiling* ocorreu progressivamente à medida que o fluido se aproximou da superfície, onde a separação entre uma fase vapor e uma líquida ocorreu mais facilmente pela redução da pressão litostática.

Todas estas modificações químico-físicas sofridas pelo fluido levaram à instabilização dos íons complexos presentes em solução. Estes íons são a principal forma de transporte de elementos mineralizantes como ouro, prata, cobre, entre outros (Pirajno, 1992). No caso específico do ouro, boa parte do transporte em solução ocorre sob a forma do íon complexo Au[(HS)₂]⁻ (White & Hendenquist, 1990). A relação entre o transporte deste elemento, sob a forma de íon complexo, e sua precipitação, sob a forma de elemento nativo, é regulada pelo equilíbrio químico:



Em resumo, o aumento do pH e diminuição da temperatura do fluido, em função da reação com as encaixantes, além da diminuição do conteúdo de H₂S e HS, conduzem à precipitação do ouro sob a forma inclusões em sulfetos, como pirita. Por último, o aumento do Eh, em consequência da aproximação do fluido com a superfície e da mistura com águas meteóricas, aumenta a *f*O₂ e a transformação de parte do H₂S e HS em H₂SO₄, levando à

formação da alunita, o que potencializa a precipitação de ouro. Uma vez que as fases opacas ocorrem de maneira dispersa pelas rochas alteradas, a precipitação de ouro deve ter ocorrido de maneira disseminada, o que inviabilizou a formação de depósitos auríferos durante o primeiro estágio de alteração.

10.2 Desenvolvimento do segundo estágio evolutivo

Entre o final do primeiro estágio e o começo deste segundo o sistema deve ter passado por um período de menor atividade hidrotermal. A reativação do sistema epitermal deve ter começado de maneira discreta, com a abertura de pequenas fraturas, por onde o fluido percolou. Como resultado, teriam surgido os veios delgados que caracterizam a segunda fase de alteração, cuja textura em pente demonstra abertura de espaços concomitante à percolação do fluido e à precipitação dos minerais. A pequena espessura destes veios e a ocorrência esparsa destes registros indicam que a percolação de fluido deve ter sido restrita e pouco significativa. Tal possibilidade reforça a idéia de que o sistema encontrava-se numa fase de reaquecimento, marcado por hidrotermalismo incipiente.

A atividade hidrotermal deve ter se intensificado e iniciado uma etapa mais destrutiva durante o desenvolvimento da terceira fase de alteração, o que resultou na formação de canais e veios de grande porte. O caráter mais destrutivo desta fase estaria registrado, também, pela ocorrência de brechas hidrotermais, presentes principalmente no centro do halo de alteração. Pode-se inferir que esta fase de alteração poderia modificar seu estilo para alterações pervasivas, pois em várias amostras foram encontradas alterações com estilo fissural-pervasivo. Talvez o tempo de duração da atividade hidrotermal tenha sido menor do que o transcorrido no primeiro estágio, o que impediu a formação de uma fase de alteração pervasiva.

A percolação do fluido deve ter sido acompanhada pelas mesmas alterações de pH, temperatura, Eh e de conteúdo de voláteis que ocorreram na alteração pervasiva do primeiro estágio. Tal hipótese é sustentada pela observação de que o zonamento de paragêneses desenvolvido nesta terceira fase é semelhante ao da alteração pervasiva. Assim, apesar da reativação do sistema e do desenvolvimento de estilos de alterações diferentes, os tipos de alteração são semelhantes. Evidências de reativação deste sistema hidrotermal, com base nas variações químicas da alunita e em isótopos estáveis, são descritas por Juliani *et al.* (no prelo). A cristalização de minerais de alteração à medida que o fluido percolava os canais é comprovada pela estrutura de fluxo apresentada pela alunita, conforme pode ser observado na Foto 4.5.

Em razão das modificações sofridas pelo fluido hidrotermal, houve a cristalização de fases opacas e de minerais de minério à medida que a capacidade de transporte dos íons

complexos diminuiu (White & Hendenquist, 1990). Esta precipitação teria ocorrido juntamente com a passagem do fluido, conforme pode ser observado pela coexistência de alunita com estrutura de fluxo e aglomerados de pirita (Foto 4.5). A concentração de fases opacas deve ser resultado da alta atividade de enxofre, assim como de ferro presente no fluido hidrotermal durante a terceira fase de alteração. Esta hipótese é reforçada pelos resultados obtidos com as análises químicas em clorita, que mostram alta razão Fe/Mg na geração dos minerais da terceira fase.

Entre os minerais opacos encontram-se sulfetos de cobre que sugerem a possibilidade de formação depósitos cupríferos na região. Associados a esta precipitação concentrada se formaram os filões ricos em pirita e quartzo, que contém inclusões de ouro, e que correspondem aos corpos de minério explotados nos garimpos da Província Aurífera do Tapajós.

O final da evolução deste segundo estágio de alteração hidrotermal seria representado pelo desenvolvimento da quarta fase de alteração, que ocorre apenas como delgados veios e canais. Esta fase estaria relacionada, também, ao resfriamento definitivo do sistema epitermal, pois nenhum registro de atividade posterior foi observado.

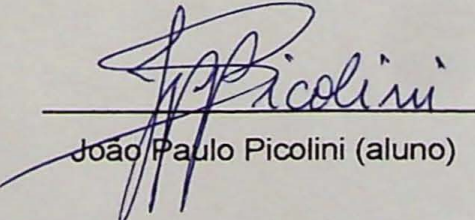
11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B. de. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, 7: 45–80.
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB-21-V-D). Estados do Amazonas e Pará, Escala 1:250.000*. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil [CD-ROM].
- ARRIBAS, JR., A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: THOMPSON, J.F.H. (Ed.) *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, 23: 419–454.
- BAHIA, R.B.C. & QUADROS, M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará, Escala 1:250.000*. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil [CD-ROM].
- BARNES, H.L. 1979. Solubilities of ore minerals. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2 ed. New York, John Wiley & Sons. p. 404–410.
- BERGER, B.R. 1986. Descriptive model of epithermal epithermal quartz-alunite Au. In: COX, D.P. & SINGER, D.A. eds, *Mineral Deposit Models*. U.S. Geol. Surv. Bull. 1693, p. 158.
- CIVITA, R. 2002. Mapa Rodoviário do Brasil em Formato Prático. In: CIVITA, R. *Guia Quatro Rodas*. São Paulo, Editora Abril, 113 p.
- CORRÊA-SILVA, R.H. 2002. *Caracterização de um sistema epitermal lowsulfidation (adulária-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil.
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2001. O Cráton Amazônico. In: DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora da Universidade de Brasília. p. 25–105.
- DUBÉ, B.; DUNNING, G.; LAUZIÈRE, K. 1995. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposits and its implications for exploration. *Econ. Geol.*, 93(4): 405–436.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S. (Eds.) *Contribuições à Geologia Amazônica*. Belém, FINEP/SBG-NO. p. 423–437.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Amazonas e Pará Escala 1:250.000*. PROMIM Tapajós, CPRM, Manaus, Brasil [CD-ROM].
- GOMES, C.B. Difractometria de Raios X. In: GOMES, C.B. (Ed.), *Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia*. São Paulo, Edgard Bücher LTDA. p. 1–43.

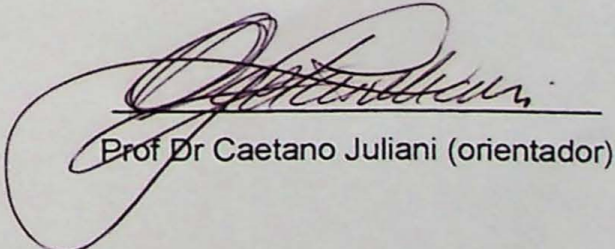
- HALL, A. 1996. Volcanism. In: HALL, A. (Ed.) *Igneous Petrology*. Londres, Prentice Hall. p. 24–65.
- HEALD, P.; FOLEY, N.K.; HAYBA, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Econ. Geol.*, 82(1): 1-26.
- HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; MARINENKO, J.W.; LUCE, R.W. 1980. Equilibrium in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2\text{H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration/mineralizations process. *Econ. Geol.*, 75: 210-228.
- HENDENQUIST, J.W. 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin. In: M.K. HORN (Ed.), *Transactions of Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, Singapore. Am. Assoc. Petr. Geol., p. 513-524.
- HESS, P.C. 1989. Island-arc volcanism. In: HESS, P.C. (Ed.) *Origins of Igneous Rocks*. Massachusetts, Harvard University Press. p. 146–166.
- IXER, R.A. 1990. *Atlas of opaque and ore minerals in their associations*. Van Nostrand Reinhold, New York, 208 p.
- JACOBI, P. 1999. The discovery of epithermal Au–Cu–Mo Proterozoic deposits in The Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 277-279.
- JULIANI, C.; CORRÊA-SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. No prelo. The Au-Franite Batalha system – Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Res.*
- JULIANI, C. 2002. *Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil.
- JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE, L.W.; CORRÊA-SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMENN, R.; ALCOVER NETO, A. 2002. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable isotope constraints. *Chemical Geology*, (in press).
- KLEIN, E.L. & VASQUEZ, M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A)*. Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil [CD-ROM].
- McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. 1993. Common components, textures and structures in volcanic deposits. In: McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. (Ed.), *Volcanic textures*. Tasmania, University of Tasmania. P. 21-51.
- PEREIRA, A.F. 1983. *Atlas Geográfico Universal*. 45 ed. São Paulo, Companhia Melhoramentos. 101 p.
- PIRAJNO, F. 1992. *Hidrothermal Mineral Deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlim, Springer-Verlag, 709 p.

- POLLARD, P.J. & TAYLOR, R.G. 2002. Paragenesis of the Grasberg Cu–Au deposits, Irian Jaya, Indonesia: results from logging section 13. *Mineralium Deposita*, 37(1): 118-136.
- RYE, R.O. 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: The stable isotope perspective. *Econ. Geol.*, 87: 733-753.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1ed. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa do Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM/MME. p. 93-127.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A New Understanding of Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Res.*, 3(4): 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MACNAUGHTON, N.J. 2001. Gold deposits of Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt. Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36: 267-299.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episode*, 22(3): 174-182.
- TRÖGER, W.E. 1979. *Optical determination of rock-forming minerals*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 188 p.
- VASQUEZ, M.L. & KLEIN, E.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C)*. Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil [CD-ROM].
- WHITE, N.C. & HENDENQUIST, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Explorations*, 36: 445-474.

De acordo com o estabelecido neste documento, subscrevemo-nos:



João Paulo Picolini (aluno)



Prof. Dr. Caetano Juliani (orientador)

ANEXO 1 – TABELAS

Tabela I – Relação dos testemunhos de sondagem analisados.

Amostra	Descrição sucinta do protolito vulcânico	Paragênese da 1ª fase de alteração **	2ª fase de alteração	Paragênese da 3ª fase de alteração	4ª fase de alteração
FV3-1/01	riolito porfírico	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut ± zir	observada	hem + qtz ± pir	observada
FV3-1/03	tufo fino rico em cristais	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut ± zir	observada	hem + qtz ± pir ± alu	observada
FV3-1/04	riolito porfírico	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut ± zir	não observada	hem + qtz ± pir	observada
FV3-1/07	tufo com cristais, vidro e líticos	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut	observada	alu + qtz + prf ± pir ± hem	não observada
FV3-1/09	tufo fino com cristais e líticos	qtz + alu ± pir ± hem	não observada	alu + qtz + prf ± pir	não observada
FV3-1/10	tufo grosso com cristais e líticos	alu + qtz ± pir ± hem	não observada	alu ± qtz ± prf ± pir	não observada
FV3-1/11	tufo com cristais, líticos e shards	alu + qtz ± pir ± hem	observada	alu ± qtz ± pir ± prf	não observada
FV3-1/13	lapilito com cristais e líticos	qtz + alu ± pir ± hem ± zir	observada	alu + pir ± qtz ± prf	observada
FV3-1/15	tufo fino rico em cristais	qtz + alu ± pir ± hem	não observada	alu + qtz ± pir ± prf	não observada
FV3-1/17	tufo muito fino com cristais	alu + qtz ± pir ± hem	observada	alu + qtz ± pir ± hem	não observada
FV3-1/18	tufo médio com cristais e líticos	qtz + alu ± pir	observada	alu + qtz ± pir ± prf	não observada
FV3-1/19	tufo grosso a lapilito com cristais	alu + qtz ± pir ± hem	não observada	alu + qtz ± pir ± prf ± hem	não observada
FV3-1/21	lapilito a tufo grosso com cristais	qtz + alu ± pir ± prf ± hem	observada	alu + qtz ± pir ± prf	não observada
FV3-1/26	tufo muito fino com cristais	qtz + prf ± arg ± pir ± alu	não observada	prf + arg ± ser ± qtz ± dia	não observada
FV3-1/28	tufo fino com cristais e líticos	qtz + prf ± ser ± arg ± pir ± zir	não observada	prf + arg ± ser ± qtz ± pir	observada
FV3-1/29	riolito porfírico	prf + arg ± dia ± pir ± qtz ± and	observada	prf + arg ± ser ± pir	observada
FV3-1/30	riolito porfírico	arg + and ± prf ± qtz	não observada	prf + ser+arg ± qtz ± pir ± dia	observada
FV3-1/33	tufo fino com poucos cristais	qtz + prf ± arg ± and ± pir	não observada	prf + arg ± ser ± qtz ± dia	observada
FV3-1/36	tufo médio com cristais e líticos	qtz + arg ± prf ± ser ± pir ± hem	observada	prf + arg + ser ± pir ± dia	observada
FV3-1/38	dacito porfírico	qtz + prf + arg ± ser ± pir ± and	não observada	prf ± arg ± ser ± pir ± qtz	não observada
FV3-1/39	dacito a riolito porfírico	arg + prf ± ser ± pir ± qtz	não observada	prf + ser ± arg ± pir	observada
FV3-1/41	dacito porfírico	arg ± prf ± ser ± clo ± pir ± qtz	não observada	ser ± prf ± arg	observada
FV3-1/44	riolito porfírico	arg + clo ± ser ± prf ± pir	não observada	arg + ser ± clo ± prf ± pir	não observada
FV3-1/45	tufo grosso com cristais	arg + clo ± ser ± prf ± epi	não observada	arg + ser ± clo ± prf ± pir	não observada
FV3-1/46	riolito a dacito porfírico	arg + clo + epi + car ± ser ± pir	não observada	ser + arg ± clo ± pir	observada
FV3-1/48	riolito a dacito porfírico	arg + clo + epi + car ± ser ± qtz	não observada	ser + arg ± clo	observada
FV3-1/50	dacito porfírico	arg + clo + ser ± qtz ± pir	não observada	ser + arg ± clo ± pir	observada
FV3-1/51	dacito porfírico	arg + clo + ser ± qtz ± pir	não observada	ser + arg ± clo ± pir	observada
FV3-1/53	lapilito a tufo grosso com cristais	ser + arg ± clo ± pir ± car	não observada	ser + arg ± clo ± pir	observada

(*) Siglas dos minerais: **qtz** – quartzo, **alu** – alunita, **and** – andalusita, **arg** – argilominerais ou argila, **car** – carbonato, **clo** – clorita, **dia** – diásporo, **epi** – epidoto, **hem** – hematita, **pir** – pirita, **prf** – pirofilita, **qtz** – quartzo, **rut** – rutilo, **ser** – sericita e **zir** – zircão. Os minerais são ipostos em ordem decrescente de importância.

Tabela I (continuação) – Relação das amostras de afloramento analisadas.

Amostra	Descrição sucinta do protolito vulcânico	Paragênese da 1ª fase de alteração **	2ª fase de alteração	Paragênese da 3ª fase de alteração	4ª fase de alteração
X1 – 3/2	tufo fino com cristais	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut ± zir	observada	hem + qtz ± pir	não observada
X1 – 3/3	tufo fino com cristais	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut ± zir	observada	hem + qtz ± pir	não observada
X1 – 4/1	riolito porfírico	qtz ± alu ± pir ± hem	observada	hem + qtz ± pir	observada
X1 – 6/1	riolito a dacito porfírico	qtz ± alu ± pir ± rut ± zir	não observada	hem + qtz	não observada
X1 – 7/2	tufo com cristais, líticos e shards	qtz ± alu ± pir ± hem ± rut ± zir	não observada	hem + qtz ± pir	não observada
X1 – 8/1	tufo fino com cristais	qtz + prf ± arg ± ser ± pir	não observada	prf+qtz ± arg ± alu ± ser ± pir	não observada
X1 – 10/1	tufo de cinzas	prf + and + arg ± qtz ± pir	não observada	prf + arg ± ser ± qtz ± pir	não observada
X1 – 13/4	lapilito acom cristais e líticos	ser + arg ± pir ± prf	não observada	ser + arg ± pir ± qtz	observada
X1 – 13/6	lapilito acom cristais e líticos	ser + arg ± pir ± qtz	não observada	ser + arg ± pir ± qtz	não observada
X1 – 14/13	tufo fino com cristais e líticos	arg + clo + ser ± qtz ± pir	não observada	ser + arg ± qtz ± pir	não observada
X1 – 15/1	tufo fino com cristais e líticos	qtz + arg ± prf ± ser ± pir ± hem	não observada	prf + arg ± ser ± pir ± qtz	não observada
X1 – 16/17	tufo de cinzas muito fino	qtz + alu ± pir ± hem	não observada	alu + qtz ± pir ± prf ± arg	observada
X1 – 17/1	riodacito porfírico	qtz + alu ± pir ± hem ± rut ± zir	observada	alu + qtz ± pir	não observada
X1 – 20/5	lapilito com líticos e cristais	qtz + arg ± and ± prf ± pir	não observada	prf + arg ± ser ± pir ± dia	não observada
X1 – 25/10	veio de quartzo e pirita	não há, veio da 3ª fase	não observada		
X1 – 30	tufo de cinzas muito fino	qtz + and ± arg ± prf ± pir	não observada	prf + arg ± ser ± pir ± dia	não observada

(**) Siglas dos minerais: **qtz** – quartzo, **alu** – alunita, **and** – andaluzita, **arg** – argilominerais ou argila, **car** – carbonato, **clo** – clorita, **dia** – diásporo, **epi** – epidoto, **hem** – hematita, **pir** – pirita, **prf** – pirofilita, **qtz** – quartzo, **rut** – rutilo, **ser** – sericita e **zir** – zircão.

Tabela II - Resultados das análises de clorita da alteração pervasiva

Elemento analisado	Clorita presente nos fenocristais -- amostra FV3-1/51b				Clorita presente na matriz -- amostra FV3-1/53			
	Fenocristal 1		Fenocristal 2		Granulação grossa		Granulação fina	
	borda 1	núcleo 1	borda 2	núcleo 2	contagem 1	contagem 2	contagem 1	contagem 2
SiO ₂	27.653	27.602	27.502	28.011	31.131	30.264	30.798	30.517
TiO ₂	0.000	0.039	0.000	0.010	0.050	0.050	0.000	0.020
Al ₂ O ₃	23.565	23.602	23.431	23.905	22.278	22.168	22.036	22.372
FeO	13.695	13.499	13.512	13.820	5.596	5.946	5.574	5.918
MnO	0.743	0.603	0.615	0.688	0.429	0.450	0.415	0.463
MgO	21.066	20.993	20.862	20.608	26.006	26.811	25.667	26.400
CaO	0.038	0.034	0.051	0.052	0.051	0.065	0.043	0.055
Na ₂ O	0.033	0.023	0.010	0.011	0.068	0.019	0.130	0.045
K ₂ O	0.165	0.163	0.147	0.160	0.293	0.210	0.385	0.228
F	0.083	0.192	0.000	0.095	0.434	0.529	0.407	0.555
Cl	0.000	0.013	0.005	0.000	0.035	0.004	0.021	0.033
BaO	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.035	0.079	0.000
Total	87.070	86.760	86.130	87.360	86.370	86.550	86.560	86.610
Número de cátions calculados com base em 36 (O, OH, F)								
Si	4.325	4.330	4.337	4.360	4.696	4.580	4.639	4.612
AlIV	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.005	0.000	0.001	0.006	0.006	0.000	0.002
Fe ²⁺	1.791	1.771	1.782	1.799	0.706	0.753	0.702	0.748
Mn	0.098	0.080	0.082	0.091	0.055	0.058	0.053	0.059
Mg	4.912	4.909	4.904	4.782	5.848	6.049	5.764	5.948
Ca	0.006	0.006	0.009	0.009	0.008	0.011	0.007	0.009
Na	0.010	0.007	0.003	0.003	0.020	0.006	0.038	0.013
K	0.033	0.033	0.030	0.032	0.056	0.041	0.074	0.044
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cations	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000
CF	0.082	0.190	0.000	0.094	0.414	0.506	0.388	0.531
CCl	0.000	0.007	0.003	0.000	0.018	0.002	0.011	0.017
Número de cátions calculados com base em 36 (O, OH, F)								

Tabela III - Resultados das análises de clorita das alterações fissurais - (amostra FV3-1/51b)

Elemento analisado	Clorita da 3ª fase		Clorita da 4ª fase			
	contagem 1	contagem 2	contagem 1	contagem 2	contagem 3	contagem 4
SiO ₂	26.774	26.785	29.904	29.543	29.112	29.882
TiO ₂	0.087	0.080	0.000	0.000	0.000	0.005
Al ₂ O ₃	23.689	23.692	22.688	23.073	22.975	22.854
FeO	14.283	13.956	11.958	12.000	12.298	11.780
MnO	0.777	0.774	0.635	0.659	0.671	0.598
MgO	21.321	21.342	21.505	21.630	21.516	21.926
CaO	0.025	0.035	0.063	0.056	0.091	0.064
Na ₂ O	0.008	0.009	0.018	0.016	0.022	0.020
K ₂ O	0.030	0.032	0.000	0.023	0.022	0.010
F	0.133	0.128	0.220	0.067	0.188	0.258
Cl	0.005	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000
BaO	0.010	0.010	0.000	0.000	0.018	0.000
Total	87.080	86.790	86.000	87.000	86.000	87.000
Nº de cátions baseado em 36 (O,OH,F)						
Si	4.207	4.215	4.613	4.551	4.513	4.587
AlIV	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.591	0.606	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.01	0.009	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe2	1.877	1.837	1.543	1.546	1.594	1.512
Mn	0.103	0.103	0.083	0.086	0.088	0.078
Mg	4.994	5.007	4.946	4.967	4.972	5.017
Ca	0.004	0.006	0.010	0.009	0.015	0.011
Na	0.002	0.003	0.005	0.005	0.007	0.006
K	0.006	0.006	0.000	0.005	0.004	0.002
Ba	0	0	0.000	0.000	0.000	0.000
Cations	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000
CF	0.132	0.127	0.215	0.065	0.184	0.250
CCI	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000
Nº de cátions calculado com base em 36 (O,OH,F)						
Si	4.207	4.215	4.613	4.551	4.513	4.587
AlIV	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.591	0.606	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.01	0.009	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe2	1.877	1.837	1.543	1.546	1.594	1.512
Mn	0.103	0.103	0.083	0.086	0.088	0.078
Mg	4.994	5.007	4.946	4.967	4.972	5.017
Ca	0.004	0.006	0.010	0.009	0.015	0.011
Na	0.002	0.003	0.005	0.005	0.007	0.006
K	0.006	0.006	0.000	0.005	0.004	0.002
Ba	0	0	0.000	0.000	0.000	0.000
Cations	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000	21.000
CF	0.132	0.127	0.215	0.065	0.184	0.250
CCI	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000

Tabela IV - Resultados das análises efetuadas na caolinita

Elemento analisado	Análises na amostra FV3-1/29					Análises na amostra FV3-1/36						
	contagem 1	contagem 2	contagem 3	contagem 4	contagem 5	contagem 1	contagem 2	contagem 3	contagem 4	contagem 5	contagem 6	contagem 7
SiO ₂	47.841	47.946	48.086	48.153	49.297	45.213	45.765	46.338	46.016	46.471	46.094	45.577
TiO ₂	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000	0.040	0.015	0.000	0.000	0.025	0.015
Al ₂ O ₃	37.728	38.034	38.010	38.134	37.746	38.656	38.577	38.943	38.617	38.722	38.898	38.448
FeO	0.032	0.050	0.041	0.000	0.031	0.390	0.114	0.000	0.071	0.000	0.062	0.011
MnO	0.000	0.022	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.047	0.006	0.000	0.011
MgO	0.010	0.007	0.009	0.008	0.019	0.021	0.028	0.024	0.007	0.000	0.024	0.006
CaO	0.022	0.014	0.022	0.003	0.013	0.011	0.014	0.027	0.045	0.004	0.018	0.013
Na ₂ O	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000	0.019	0.037	0.038	0.015	0.006
K ₂ O	0.010	0.005	0.000	0.012	0.003	0.005	0.002	0.004	0.017	0.010	0.003	0.000
F	0.035	0.054	0.002	0.000	0.000	0.000	0.014	0.066	0.030	0.000	0.037	0.056
Cl	0.000	0.020	0.005	0.000	0.004	0.001	0.010	0.017	0.000	0.000	0.005	0.000
BaO	0.016	0.016	0.000	0.128	0.045	0.000	0.064	0.000	0.070	0.000	0.096	0.000
Total	85.700	86.170	86.230	86.574	87.360	84.100	84.630	85.850	84.960	85.250	85.280	84.104
Número de cátions calculado com base em 24 (O, OH, F)												
Si	6.478	6.445	6.469	6.459	6.604	6.264	6.293	6.318	6.306	6.344	6.292	6.369
AlIV	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	4.000	4.000	4.000	4.000	3.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002
Fe2	0.004	0.006	0.005	0.000	0.003	0.045	0.013	0.000	0.008	0.000	0.007	0.001
Mn	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.001
Mg	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.004	0.006	0.005	0.001	0.000	0.005	0.001
Ca	0.003	0.002	0.003	0.000	0.002	0.002	0.002	0.004	0.007	0.001	0.003	0.002
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.005	0.01	0.010	0.004	0.002
K	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000
Cations	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000	20.000
CF	0.03	0.046	0.002	0.000	0.000	0.000	0.012	0.057	0.026	0.000	0.032	0.049
CCI	0.000	0.009	0.000	0.000	0.002	0.000	0.005	0.008	0.000	0.000	0.002	0.000

ANEXO 2 – ESPECTRO RAIO X

Figura - I. Espectro obtido na análise por difratometria (sericita da amostra X1-14/1)

