UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

Área de Concentração: Petrogênese/Depósitos Minerais/Gemologia
Linha de Pesquisa: Gênese de Minerais Metálicos

Dissertação de mestrado

Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do Depósito Cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

por

Andreza Aparecida Ribeiro

Orientador
Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita
Co-Orientador
Dr. Alcides Nóbrega Sial

Ouro Preto, Setembro de 2008

Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luiz Martins

Vice-Reitor

Antenor Barbosa Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Wilson Trigueiro de Souza

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Selma Fernandes

EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 59

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 271

LITOGEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA ESTÁVEL (C, S, O) DO DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO DO ALVO CRISTALINO SUL, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ.

Andreza Aparecida Ribeiro

Orientador

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita

Co-orientador

Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do título Mestre de Ciência Naturais, Área de Concentração: Mineralogia, Petrôgenese e Depósitos Minerais.

OURO PRETO

2008

Universidade Federal de Ouro Preto – http://www.ufop.br

Escola de Minas - http://www.em.ufop.br
Departamento de Geologia - http://www.degeo.ufop.br/
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.
Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catalogação elaborada pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

R484l Ribeiro, Andreza Aparecida.
Litogeoquímica e geolgia isotópica estável (C,S,O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás [manuscrito] / Andreza Aparecida Ribeiro. - 2008.

xix, 126f.; il. color.; tabs.; grafs.; mapas. (Contribuições às Ciências da Terra. Série M, v. 59, n. 271)

Orientador: Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita.

Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia.
Área de concentração: Petrogênese/ Depósitos Minerais/ Gemologia

1. Geoquímica - Teses. 2. Isótopos - Teses. 3. Minérios de ouro - Teses. 4. Minérios de cobre - Teses. 5. Carajás, Serra dos (PA) - Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título.

CDU: 553.3(811.5)

http://www.sisbin.ufop.br

.

Dedico este trabalho ao meu Pai, ao
Deus de Israel, que me conduziu durante todo
o trabalho desta dissertação, que sempre
esteve ao meu lado me dando muito amor,
inteligência, coragem e alegria.

AGRADECIMENTOS

Ao Senhor Jesus Cristo por ser o meu grande amigo em toda esta caminhada.

Ao Departamento de Geologia da UFOP pela infra-estrutura oferecida, aos professores Drs. Hermínio Arias Nalini Júnior e Maurício Antônio Carneiro pelo apoio financeiro na utilização dos laboratórios de Geoquímica e de Preparação de Amostras (LOPAG).

À CAPES pela bolsa de mestrado.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita, pelo apoio, paciência e ensinamento durante a realização deste trabalho.

Ao meu co-orientador, Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial, pelas sugestões durante o trabalho e apoio financeiro na utilização do laboratório de isótopos estáveis em Recife.

Ao professor Dr. Anthony Fallick pela realização das análises de enxofre no Scottish Universities Environmental Research Centre, Scotland.

A professora Dra. Lena Monteiro da UNICAMP pelo ensinamento em uma das etapas do meu trabalho.

À VALE- Companhia Vale do Rio Doce, Projeto Cristalino, em particular aos geólogos Gilberto Mansur, Fabrício Ely, pelo acesso às informações internas, material do projeto e amostras de furos de sondagem. À Geóloga Gilmara Duarte de Jesus pela cessão de dados inéditos de seu mestrado na área do projeto.

À minha família, principalmente à minha mãe, uma mulher forte e corajosa, que me apoiou em mais esta etapa em minha vida.

Aos meus amigos Éder Gualhardo, Marlene Coelho, Alexandre Goulard e Alexandra Alves pelo apoio, carinho e incentivo durante todo o trabalho.

Às amigas Diana e Renata que me acolheram com amor em Ouro Preto.

Sumário

AGRADECIMENTOS ..... **ix**
SUMÁRIO ..... **xi**
LISTA DE ILUSTRAÇÕES ..... **xiii**
LISTA DE TABELAS ..... **xv**
RESUMO ..... **xvii**
ABSTRACT ..... **xix**
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÂO **1**
1.1. Apresentação 1
1.2. Trabalhos anteriores 2
1.3. Objetivos 3
1.4. Localização e vias de acesso 3
CAPÍTULO 2. METODOLOGIA **5**
2.1. Introdução 5
2.2. Etapas de campo 5
2.3. Etapas de laboratório 8
2.3.1. Preparação de amostras para análise química de rocha total 8
2.3.2. Preparação de amostras para análises isotópicas de C, O, S 8
2.3.2.1. Isótopos de C e O em carbonatos 8
2.3.2.2. Isótopos de S 9
2.3.3. Espectrofotometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplada 10
2.3.4. Espectrometria de massa de razão isotópica 10
CAPÍTULO 3. CONTEXTO GEOLÓGICO E METALOGENÉTICO REGIONAL **13**
3.1. Contexto metalogenético regional 13
3.2. Geologia regional 15
3.2.1. Geologia da Serra do Rabo 18
CAPÍTULO 4. GEOLOGIA LOCAL DO CRISTALINO SUL **21**
4.1. Considerações iniciais 21
4.2 Litoestratigrafia do depósito Cristalino 22
4.2.1. Litotipos 23
4.2.1.1. Rochas vulcânicas félsicas 23
4.2.1.2. Rochas vulcânicas máficas 24
4.2.1.3. “Brechas hidrotermais” 25
4.2.1.4. Granitóides 26
4.2.1.5. Formações ferríferas 26

4.2.1.6. Arenitos conglomeráticos.....27
4.2.1.7. Outros litotipos.....28
4.3. Estudos geocronológicos na região da Serra do Rabo.....29
CAPÍTULO 5. OS MINÉRIOS E ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NAS ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO CRISTALINO SUL.....31
5.1. Características do minério.....31
5.2. Alteração hidrotermal..... 34
CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C, S, O) DAS ROCHAS ENCAIXANTES E DO MINÉRIO DE Cu(Au) DO DEPÓSITO CRISTALINO.....41
6.1. Introdução.....41
6.2. Trabalhos anteriores de isótopos estáveis (C, S, O) feitos nos depósitos do tipo IOCG em Carajás.....42
6.3. Estudos de isótopos de C, S, O no depósito Cristalino.....44
6.3.1. Isótopos de C e O em carbonatos.....44
6.3.2. Isótopos de enxofre 46
6.3.3. Interpretação de resultados.....50
CAPÍTULO 7. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES DOS MINÉRIOS DE Cu(Au) DO DEPÓSITO CRISTALINO SUL.....55
7.1. Considerações iniciais.....55
7.2. Estudo da mobilidade dos elementos químicos durante alteração e mineralização...56
7.2.1. Diagramas de variação binários entre óxidos e elementos.....58
7.2.2. Balanço geoquímico de massa.....65
7.2.2.1. Rochas vulcânicas máficas.....65
7.2.2.2. Rochas vulcânicas félsicas.....66
7.3. Diagramas discriminantes entre ambientes tectônicos para as rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino.....70
7.4. Interpretação de resultados.....72
CAPÍTULO 8. DISCUSSÕES.....77
8.1. Considerações iniciais.....77
8.2. Natureza do depósito Cristalino.....77
8.3. Características dos fluidos hidrotermais.....79
8.4. Geoquímica e ambiente tectônico de formação das rochas encaixantes do depósito Cristalino.....80
CAPÍTULO 9. CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....83
CAPÍTULO 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....85
ANEXOS. 93

Lista de Ilustrações

Figura 1.1- Mapa de localização e vias de acesso ao depósito Cristalino.....4
Figura 3.1- Mapa geológico da porção norte da Província Mineral de Carajás.....15
Figura 4.1- Vista oeste da área do depósito Cristalino.....21
Figura 4.2- Mapa geológico do depósito Cristalino Sul.....22
Figura 4.3- Fotografia de rocha vulcânica félsica.....24
Figura 4.4- Fotografia de rocha vulcânica máfica.....24
Figura 4.5- Fotografia de **"**brechas hidrotermais".....25
Figura 4.6- Fotografia de granitóide leucocrático equigranular.....26
Figura 4.7- Fotografia de formação ferrífera a quartzo e magnetita.....27
Figura 4.8- Fotografia de afloramento dos arenitos conglomeráticos da Formação Gorotire....27
Figura 5.1- Fotografia de estilos de minério.....31
Figura 5.2- Fotomicrografia de inclusões de ouro.....32
Figura 5.3-Fotomicrografia de minerais opacos.....32
Figura 5.4- Fotomicrografia de minerais opacos.....32
Figura 5.5- Fotomicrografia de minerais opacos.....33
Figura 5.6- Fotomicrografia de minerais opacos.....33
Figura 5.7- Fotomicrografia de minerais opacos.....33
Figura 5.8- Fotografia de rocha vulcânica máfica alterada.....35
Figura 5.9- Fotografia de rocha vulcânica máfica alterada.....35
Figura 5.10- Fotografia de rocha vulcânica máfica alterada.....36
Figura 5.11- Fotomicrografia de rocha vulcânica máfica alterada.....36
Figura 5.12- Fotografia de rocha vulcânica félsica alterada.....37
Figura 5.13- Fotografia de rocha vulcânica máfica alterada.....37
Figura 5.14- Fotomicrografia de opacos.....38
Figura 5.15- Fotografia de rocha vulcânica máfica alterada.....38
Figura 5.16- Fotomicrografia de granito alterado.....38
Figura 5.17- Fotografia de rocha vulcânica máfica entrecortada por vênulas de sulfetos.....39
Figura 5.18- Fotomicrografia que mostra rocha vulcânica máfica alterada.....40
Figura 6.1- Fotomicrografia de rocha vulcânica máfica com fraturadas preenchidas por carbonatos.....44
Figura 6.2- Diagrama de composição de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$.....46
Figura 6.3- Diagrama de campos de $\delta^{13}C$.....47
Figura 6.4- Diagrama de campos de $\delta^{34}S$.....49
Figura 6.5-Diagrama de composição de $\delta^{34}S$ de depósitos do tipo IOCG.....50
Figura 7.1- Diagrama de variação.....59

Figura 7.2- Diagrama de variação.....60
Figura 7.3- Diagrama de variação.....61
Figura 7.4- Diagrama de variação.....62
Figura 7.5- Diagrama de variação.....63
Figura 7.6- Diagrama de variação.....64
Figura 7.7- Diagrama de balanço de massa referente aos teores médios das rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino e MORB's da literatura.....65
Figura 7.8- Diagrama de balanço de massa referente aos teores médios das rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino e MORB's da literatura.....66
Figura 7.9- Diagrama de balanço de massa referente aos teores médios das rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino e granitos da literatura.....67
Figura 7.10- Diagrama de balanço de massa referente aos teores médios das rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino e granitos da literatura.....68
Figura 7.11- Diagrama discriminante para ambientes tectônicos.....70
Figura 7.12- Diagrama discriminante para ambientes tectônicos.....71
Figura 7.13- Diagrama discriminante para ambientes tectônicos.....72

Lista de Tabelas

Tabela 2.1- Amostras coletadas do depósito Cristalino Sul para análises químicas.....7
Tabela 2.2- Amostras para análises químicas de isótopos de C e O em carbonato.....9
Tabela 2.3- Amostras para análises químicas de isótopos de S em sulfetos.....10
Tabela 5.1- Fases hidrotermais do depósito Cristalino ordenadas em ordem cronológica.....34
Tabela 6.1- Resultados das análises de $\delta^{13}C$(‰) e $\delta^{18}O$(‰).....44
Tabela 6.2- Resultados das análises de $\delta^{34}S$(‰).....48

Resumo

O depósito de Cu(Au) do Cristalino ocorre na porção sudeste da Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. É um depósito de classe mundial, com uma reserva estimada em mais de 500Mt com teores médios de 1,0 % de Cu e 0,3 g/t de Au, hospedado por uma seqüência vulcanossedimentar de baixo a médio grau metamórfico, com formação ferrífera no topo, que é atribuída ao Grupo Grão Pará (com idade de 2,76 Ga), na região da Serra do Rabo. Corpos graníticos, dioríticos e quartzo-dioríticos cortam esta seqüência supracrustal e podem relacionar-se à mineralização de Cu(Au). As rochas hospedeiras estão fortemente brechadas e hidrotermalizadas com alterações potássica e sódica, anfibolitização, cloritização, carbonatação, silicificação, metassomatismo de Fe, sericitização e sulfetação, e com menor enriquecimento em apatita e alanita. O minério ocorre em brechas, e nos tipos *stockworks*, disseminado, *stringer* e maciço. Os principais minerais de minério são calcopirita, magnetita, pirita, cobaltita, milerita, vaesita, bravoíta e ouro. Ocorrem ainda ilmenita, hematita e calcocita.

Os diagramas litogeoquímicos de balanço de massa e de Harker, para rochas vulcânicas máficas e félsicas revelam diferentes mobilidades por hidrotermalismo (com enriquecimento ou empobrecimento) para Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, P, Sr, Ba, Ni, Co, Cu, e que Al, V, Ti e Zr foram pouco móveis. Ba, K e Cu mostram fortes anomalias em relação ao manto primitivo. Isto sugere que K e Cu podem provir (pelo menos em parte) de uma fonte granítica alcalina. Nos diagramas de balanço de massa, as rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino, comparadas com basaltos dos tipos N, T e P, normalizados ao manto primitivo, mostram que a curva média se aproxima da curva média dos basaltos de pluma mantélica. O comportamento das curvas das rochas vulcânicas félsicas e as de granitos arqueanos (Velho Salobo e Complexo Granítico Estrela) se aproximam e sugerem fontes magmáticas similares. Dados de Y, Zr e Ti das rochas vulcânicas máficas plotados em diagramas discriminantes, também sugerem como protólito basaltos MORB relacionados à pluma mantélica em ambiente intraplaca.

Os dados de isótopos estáveis mostram valores de $\delta^{34}S_{(CDT)}$ (0,6 a 1,5‰) próximos aos dos sulfetos do manto e ao do campo dos MORB e os de $\delta^{13}C_{(PDB)}$ (-7,2/-4,4‰) e de $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ (+8,1/+9,3‰) posicionam-se no campo dos carbonatitos primários.

Conclui-se que S, C e O são primários e mantélicos, podem relacionar-se a fluidos de rochas graníticas do tipo "A" e/ou lixiviados de rochas MORB, ou, ainda, terem sido degaseificados do manto arqueano, os quais influenciaram na formação do minério de Cu(Au) do depósito Cristalino. O depósito Cristalino é similar a depósitos "IOCG" em Carajás, Olympic Dam, e mais com o Distrito de Cloncurry, ambos na Austrália.

Abstract

The Cristalino Cu(Au) deposit is located in the southeastern portion of the Carajás Mineral Province, Pará, Brazil. It is a world class IOCG-type deposit with estimated resources greater than 500Mt of ore averaging 1.0%Cu and 0.3 g/t Au. The Cristalino deposit is hosted by a low- to medium-grade metamorphic volcanossedimentary sequence, with mafic and felsic volcanics and an iron oxide formation at the top which may belong to the Grão Pará Group (ca.. 2.7 Ga) in the Serra do Rabo region. Granites (s.s), diorites and quartz diorites bodies crosscut these supracrustals and could be related to Cu-mineralization. Host rocks are strongly brecciated and hydrothermalized, and are characterized by potassic, sodic, amphibolitization, chloritization, carbonatization, silicification, Fe-metassomatism, sericitization, and, sulfidic alterations, with minor apatite and allanite enrichment. The mineralization process occurs in breccias, and as stockworks, disseminations and form stringer to massive types in the host rocks. Chalcopyrite, magnetite, pyrite, cobaltite, millerite, vaesite, bravoite, and gold are the ore minerals, but could occur ilmenite, hematite and calcocite.

Lithogeochemistry of mafic and felsic volcanics makes possible through mass balance and Harker diagrams to determine different mobilities (with enrichment or depletion) for several elements. These diagrams for Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, P, Sr, Ba, Ni, Co, Cu indicate that were hydrothermaly mobilized whereas Al, V, Ti and Zr were less mobile. Ba, K and Cu developed strong anomalies relatively to primitive mantle. These features suggest that K and Cu may have at least in part an alkaline granitic source. In mass balance diagrams for the Cristalino mafic volcanics when compared to N, T and P basalts, normalized to primitive mantle, medium slope of Cristalino rocks approximates of medium slope of mantle plume basalts. Slope similarity among Cristalino deposit felsic volcanic rocks and Archean granites of Velho Salobo and Estrela granitic Complex type may indicate magma generation from similar sources.

Stable isotope data show that $\delta^{34}S_{(CDT)}$ (0.6 to 1.5‰) values are closer to the mantle sulfides and to the MORB field values. $\delta^{13}C_{(PDB)}$ (-7.2/-4.4‰) values and $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ (+8.1/+9.3‰) values plot on primary carbonatite field. We conclude that S, C and O are primary and of probable mantle origin and could be related to A-type granitic rocks and/or leached from MORB rocks, or, even maybe related to degasification of an Archean mantle. A-type granitic fluids could have influenced Cu(Au) ore formation at the Cristalino deposit. Y, Zr and Ti data from mafic volcanics when ploted on discriminant diagrams also suggest MORB basalts as protholite and relate these rocks to mantle plume in an intraplate environment.

Cristalino deposit is similar to IOCG deposits in Carajás and Olympic Dam (Australia), and more with the Cloncurry District, also in Australia.

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

Nos últimos dois anos o Brasil tem tido um forte crescimento no setor de cobre, atendendo os mercados interno e externo e tem apresentado um *superavit* na balança comercial. Este crescimento deve-se principalmente ao bom desempenho apresentado pelas indústrias automobilística, de telecomunicações e da construção civil no país e a expansão da economia chinesa que se tornou um dos principais compradores de cobre do Brasil. Em 2006, o País produziu 148 mil toneladas de concentrado de cobre, com a Companhia Vale do Rio Doce (VALE, ex-CVRD) ocupando a liderança na produção. Em 2007, as exportações de cobre superaram as importações e a balança comercial brasileira apresentou um *superavit* em torno de US$ 30,0 milhões no setor de cobre. A VALE tem investido em pesquisas no cinturão cuprífero da Serra dos Carajás (PA) o qual contém expressivas reservas de cobre e ouro, tais como os depósitos Cristalino, Salobo, Igarapé-Alemão, Sossego e Alvo 118, sendo que os dois últimos já estão em fase de lavra. Até 2010, a VALE pretende investir aproximadamente R$ 6 bilhões em seus projetos de cobre (Salobo, Cristalino, Alemão, Sossego e 118). A expectativa da VALE é de que, até o final da década, a produção do metal alcance 650 mil t/ano.

A Província Mineral dos Carajás está situada na porção sudeste do cráton Amazônico, estado do Pará, no norte do Brasil. Os depósitos da Serra dos Carajás mais importantes, após as jazidas de ferro, são os de cobre-ouro do tipo *IOCG*, depósitos estes relacionados a sistemas hidrotermais. Esta classe de depósitos tem sido mundialmente caracterizada como hospedeira de jazimentos gigantes de Cu-Au (>200Mt). Dentre eles estão os depósitos Cristalino, ainda em fase de estudos de pré-viabilidade, que apresenta reservas de 500 Mt com teores de 1,0 % de Cu e 0,3 g/t de Au (Huhn *et al*. 2000) e Sossego com reservas de 450 Mt, 1,0 % de Cu e 0,3 g/t Au (Oliveira *et al*. 2000).

Contudo, há opiniões controversas quanto ao modelo genético para os depósitos Igarapé Bahia, com reservas de aproximadamente 219 Mt, e teores de 1,4% de Cu e 0,86 g/t de Au. (Tallarico *et al.* 2005), e Salobo, com reservas de 789 Mt e 0,96 % de Cu, 0,52 g/t de Au e (Souza & Vieira, 2000 *in:* Laux *et al*. 2003). Tallarico *et al.* (2005) e Lindenmayer *et al.* (2003) dão ênfase a um modelo *IOCG* para Igarapé Bahia e Salobo, respectivamente. Contudo, modelos singenéticos vulcanogênicos foram propostos para a gênese dos depósitos Salobo (*e.g*., Lindenmayer 1990) e Igarapé Bahia (*e.g*., Villas & Santos, 2001 e Dreher, 2004).

De acordo com Hunh *et al.* (2000), o depósito Cristalino, situado na região Serra do Rabo, é hospedado por “brechas”, basaltos cisalhados, foliados a maciços, riolitos e rochas vulcanoclásticas intercaladas com formação ferrífera bandada, pertencentes ao Grupo Grão Pará. Este depósito é caracterizado por intensa alteração hidrotermal e apresenta uma mineralogia secundária. O minério sulfetado ocorre em forma de redes *stockwork*, *stringer*, brechado e maciço, principalmente nas vulcânicas máficas, félsicas e “brechas hidrotermais” sendo raro nas formações ferríferas.

Os estudos geoquímicos e isotópicos foram realizados neste trabalho através de amostras de rochas vulcânicas máficas, félsicas e “brechas hidrotermais” coletadas em furos de sondagens. As amostras, coletadas entre 180.000 metros de testemunhos de sondagem, foram escolhidas junto com o Geol. Fabrício Ely, responsável pelo Projeto Cristalino, em função da abertura de uma futura cava a céu aberto e considerando uma cruz geoestatística, que tentou amostrar os principais litotipos e sua maior variabilidade.

A relevância deste depósito ressalta a importância de um estudo detalhado da litogeoquímica e isotopia estável (C, S, O), bem como de um estudo mineralógico e metalogenético, pois no Brasil não se conhece, um número importante de depósitos de Cu-Au, como o depósito Cristalino, com severas transformações hidrotermais e polideformacionais com fortes perspectivas econômicas. O estabelecimento da geoquímica e da metalogenia de um depósito deste tipo pode servir como mais um parâmetro no entendimento e na prospecção mais correta de tipos similares de depósitos.

Este trabalho foi elaborado com o objetivo de contribuir para o entendimento da geoquímica e metalogenia do depósito sulfetado Cu-Au do Cristalino. As etapas constaram de trabalho de campo feita pela mestranda Geola. Gilmara Duarte de Jesus, descrição de lâminas delgadas e polidas, análises litogeoquímicas e de geoquímica de isótopos estáveis de C, S e O. Todas as interpretações e proposições aqui sugeridas tem por base os dados coletados em campo pela CVRD (2003), as análises realizadas em laboratórios (Universidade Federal de Ouro Preto, Universidade Federal de Pernambuco e Scottish Universities Environmental Research Centre) e em modelos de depósitos de classe mundial do tipo *IOCG*, descritos na literatura que apresentam características semelhantes as do depósito Cristalino.

1.2 – TRABALHOS ANTERIORES

Huhn *et al.* (1999a) descreveram os primeiros trabalhos da DOCEGEO (ex-empresa de prospecção da CVRD), na região do depósito Cristalino, situado ao sul da Serra dos Carajás, que foram iniciados entre 1997 e 1998, como parte de uma pesquisa regional mais ampla (estudos geológico, aerogeofísico e geoquímico de sedimentos de corrente), denominada Projeto Serra do

Rabo. Esses trabalhos objetivaram a pesquisa de depósitos do tipo *IOCG*, que mostrassem similaridades com os depósitos Cu-Au de Carajás, tais como o Salobo.

Outros estudos realizados no depósito Cristalino incluem os de Huhn *et al*. (1999b e 2000) e Soares *et al.* (2001). Huhn *et al*. (1999b) abordaram desde a geologia regional até estudos iniciais sobre a geocronologia do granito alcalino Arqueano Planalto ede intrusivas dioríticas localizadas na região da Serra do Rabo. Huhn *et al*. (2000) enfocaram a geologia local, as alterações hidrotermais e a geoquímica do depósito. Soares *et al.* (2001) realizaram estudo geocronológico no depósito Cristalino com base em análises de Pb-Pb em sulfetos. Entre outros trabalhos, existem relatórios internos, inéditos da VALE sobre o depósito Cristalino.

Pela análise da bibliografia citada, fica evidente que são poucos ou inexistentes os trabalhos detalhados, sistemáticos e específicos que tratem dos controles mineralógicos, geoquímicos (incluindo rocha total, química mineral e estudos de isótopos estáveis), petrológicos, estruturais, geocronológicos e de caracterização minero-textural detalhada dos minérios sulfetados de Cu-Au, bem como das rochas encaixantes do depósito Cristalino. A elaboração de um modelo geoquímico-metalogenético é de crucial importância para os trabalhos exploratórios posteriores e a evolução metalogenética do depósito.

1.3 – OBJETIVOS

- Discutir a origem do fluido mineralizante e da possível fonte da mineralização.

- Procurar caracterizar a geoquímica primária através do entendimento das alterações hidrotermais e com isso:

  - avaliar a mobilidade de elementos maiores, menores e traços ocasionados pela alteração hidrotermal;
  - determinar o ambiente tectônico das rochas vulcânicas máficas e tipo de magmatismo em que elas estão associadas.

- Propor um modelo geral, descritivo, geoquímico, genético da mineralização.

1.4– LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O depósito Cristalino situa-se no Município de Curionópolis, Estado do Pará, a cerca de 45 km a SE da cidade de Parauapebas (72 km por estrada não pavimentada) e a 20 km a NE da cidade de Canaã dos Carajás. A área é cortada por estradas particulares de fazendeiros locais e estradas oriundas do antigo assentamento CEDERE II, ligadas a estrada principal que interliga Parauapebas a Canaã dos

Carajás. O acesso principal à área, partindo-se de Marabá ou Carajás, é feito por rodovia asfaltada (PA-272 e PA-150) até a cidade de Parauapebas (Figura 1.1).

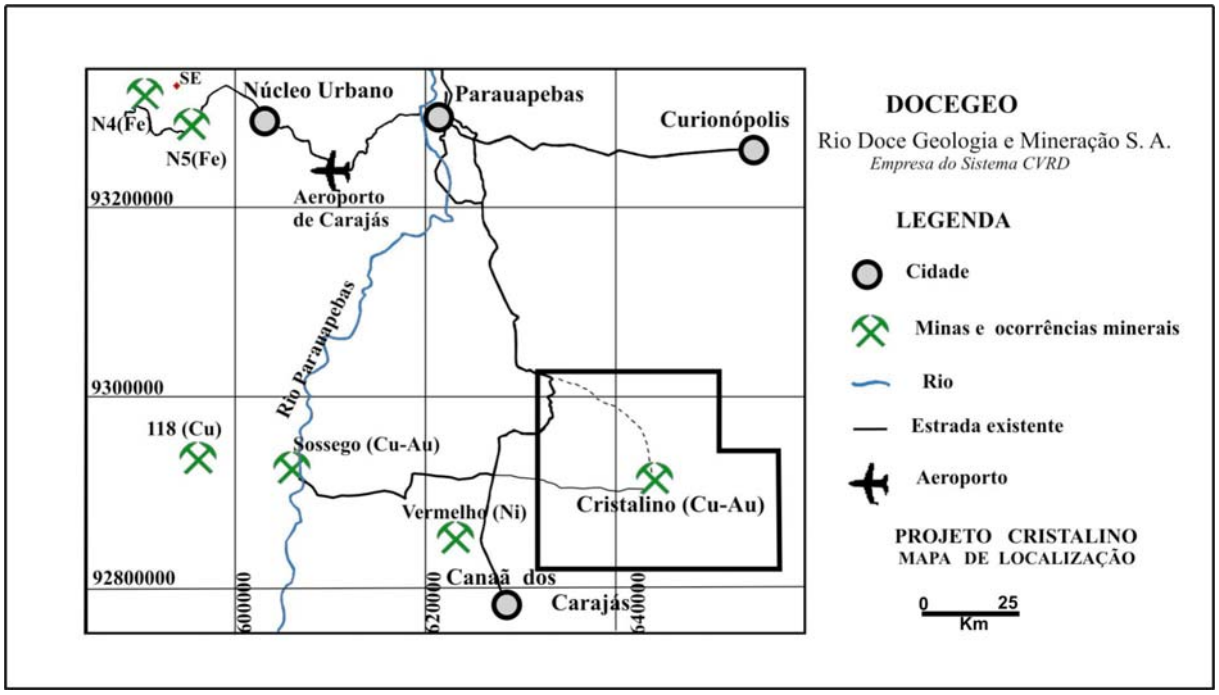


Figura 1.1 – Mapa de localização e vias de acesso para a área de estudo (fonte: CVRD, 2003).

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

2.1 – INTRODUÇÃO

Para esta dissertação foram feitos trabalhos laboratoriais (realização de análises químicas de rocha e isótopos estáveis de C, S, O) e, com menor ênfase, estudos minero–petrográficos do minério. A etapa de campo, com reconhecimento geológico regional e local da área, foi realizada pela geóloga Gilmara Duarte de Jesus (mestranda do ECRN/DEGEO/UFOP), que forneceu as 28 amostras de rochas usadas neste trabalho. A CVRD forneceu o mapa geológico com a localização dos furos de sondagem rotativa diamantada e um relatório interno (CVRD, 2003), contendo informações da área em estudo, quanto à mineralogia, petrografia, geoquímica.

2.2 – ETAPA DE CAMPO

O trabalho de amostragem em campo objetivou o reconhecimento geológico regional e geral da área (em escala 1:20.000) além do reconhecimento local do depósito Cristalino (1:10.000), com coleta de amostras das principais variedades litológicas (desde pouco alteradas até muito alteradas) conhecidas dos corpos de minério a partir de testemunhos de sondagem (pois os principais litotipos ou não afloram ou, quando afloram, estão muito intemperizadas devido ao clima tropical da região), desde a unidade de base até a de topo, envolvendo todas as variações do que é considerado minério de cobre pela CVRD. Assim, a amostragem foi feita somente em testemunhos de sondagem armazenados pela CVRD na área do Projeto Cristalino, em função da quase ausência de afloramentos no local.

Foram selecionadas 28 amostras em testemunhos de furos "chave", sendo a amostragem baseada nos tipos de rochas mais representativo no local da possível futura cava do depósito Cristalino Sul e feita com auxílio do geólogo Fabrício Ely (CVRD), um dos responsáveis pelo projeto de exploração e avaliação deste depósito. Algumas amostras foram coletadas após observações macroscópicas mais minuciosas, considerando-se o modo de ocorrência dos sulfetos, texturas de rochas e "logs" geoquímicos de sondagem, que permitiram a coleta de amostras com diferentes teores e minerais de Cu (Au).

A amostragem constou de uma descrição detalhada dos testemunhos de furos de sondagem pela geóloga Gilmara Duarte de Jesus, que foi subsidiada por uma descrição minero-petrográfica preliminar de lâminas delgadas e/ou polidas, por métodos convencionais (por meio de luz refletida e/ou transmitida com imersão em ar), obtida em relatório interno da CVRD, Projeto Cristalino e que contou também com descrição minero-petrográfica daquela geóloga. Ressalta-se que uma descrição

complementar, de lâminas petrográficas foi realizada pelo geólogo Alexandre Goulart (lâminas delgadas) e pela autora deste trabalho (lâminas polidas), correspondendo às seções marcadas nos testemunhos para estudos litogeoquímico e de isotopia estável de C, O e S nas 28 amostras. Foi utilizado microscópio petrográfico Laborlux 12 Pol S – Leitz do ECRN/DEGEO/UFOP. Estas descrições encontram-se em fichas anexadas ao final desta dissertação.

Estas amostras de rochas com os seus referentes códigos, litotipos e tipos de alterações foram as seguintes:

Tabela 2.1 – Amostras coletadas do depósito Cristalino Sul para análises litogeoquímicas, ordenadas segundo o intervalo dos furos de sondagem. Os códigos e acrônimos de e para cada amostra referem-se: a GD: Gilmara Duarte; CS: Cristalino Sul; 061, 128, 191: números dos furos de sondagem; VM: vulcânica máfica; VF: vulcânica félsica; BH: "brecha hidrotermal", Fe/Mg: alteração ferro- magnesiana; Na/K: alteração sódico–potássica; K/Na: alteração potássico–sódica.

Código	Intervalo do furo (m)	Litotipo	Tipo de alteração	Lâmina
GD/CS-061.12	667 a 668	VM	pouco alterada	delgada polida
GD/CS-061.26	661 a 662	VM	pouco alterada	delgada
GD/CS-061.13	655 a 656	VM	pouco alterada	delgada polida
GD/CS-061.14	637 a 638	VM	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-061.15	627 a 628	VM	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-061.30	512 a 513	VM	Fe/Mg, Na/K	delgada polida
GD/CS-191.9	468 a 469	BH	Fe/Mg, K/Na	delgada
GD/CS-061.16	459 a 460	BH	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-128.6	432 a 433	BH	Fe/Mg	delgada
GD/CS-061.17	422 a 423	VF	Na/K	delgada polida
GD/CS-128.23	403 a 404	BH	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-061.29	386 a 387	VM	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-128.5	385 a 386	VM	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-191.25	372 a 373	BH	Fe/Mg, K/Na	delgada
GD/CS-128.4	362 a 363	BH	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-061.20	353 a 354	VF	Na/K, Fe/Mg	delgada
GD/CS-061.18	318 a 319	VF	pouco alterada	delgada
GD/CS-061.28	302 a 303	VM	pouco alterada	delgada
GD/CS-191.10	257 a 258	VM	Fe/Mg, K/Na	delgada
GD/CS-191.8	241 a 242	VM	Fe/Mg, Na/K	delgada polida
GD/CS-191.27	220 a 221	BH	Fe/Mg, K/Na	delgada
GD/CS-191.11	204 a 205	VF	Fe/Mg, K/Na	delgada
GD/CS-191.19	191 a 192	VM	Fe/Mg, K/Na	delgada
GD/CS-191.24	162 a 163	VM	Fe/Mg	delgada polida
GD/CS-191.7	158 a 159	VM	Fe/Mg	delgada
GD/CS-128.2	142 a 143	VF	Na/K	delgada
GD/CS-128.1	84 a 85	VF	pouco alterada	delgada
GD/CS-128.3	56 a 57	VM	Fe/Mg	delgada polida

2.3 – ETAPAS DE LABORATÓRIO

As etapas de laboratório nas amostras de rochas encaixantes dos minérios cupro-auríferos do depósito Cristalino foram realizadas em duas etapas distintas: 1. a primeira etapa constou da preparação de amostras para análises litogeoquímicas e isotópicas (C, S, O) realizadas no DEGEO/UFOP; e, 2. a segunda etapa constou da determinação dos teores de elementos químicos por ICP-AES (litogeoquímica) e das razões isotópicas por espectrometria de massa.

2.3.1 – Preparação de amostras para análise química de rocha total

As amostras selecionadas para análises foram inicialmente britadas em britador de mandíbula a uma granulometria ± 8mm. Numa segunda fase, foram pulverizadas, em um pulverizador de tungstênio, a uma granulometria de ± 250 "mesh" e acondicionadas em pequenos sacos plásticos. Estas duas etapas foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG) do DEGEO/UFOP. Para as análises de elementos maiores, menores e traços foram feitos procedimentos para abertura total da amostra tomando-se cuidados em cada etapa para não haver contaminação do material a ser analisado. Assim, usou-se procedimento operacional padrão do Laboratório de Geoquímica Ambiental, do DEGEO/UFOP. Em seguida, foi feita a leitura determinativa e quantitativa de elementos químicos utilizando-se a técnica de ICP-AES.

2.3.2 – Preparação de amostras para análises isotópicas de C, O, S

2.3.2.1 – *Isótopos de carbono e oxigênio (C, O) em carbonatos*

As amostras que foram utilizadas para análises isotópicas de carbono e oxigênio foram selecionadas no mesmo lote de amostras para estudo litogeoquímico para fins de comparação dos resultados isotópicos com os resultados litogeoquímicos (Tabela 2.2). Estas amostras foram pulverizadas a uma granulometria de aproximadamente 250 "mesh" (textura de talco); em seguida foi feito o teste que detecta a presença de carbonatos, utilizando-se ácido clorídrico a 10%. Dentre as vinte oito amostras, apenas doze amostras apresentaram efervescência, as quais, depois de pesadas (cerca de 20 mg) foram despejadas em tubos de reação em que foi adicionado ácido ortofosfórico (H_3PO_4) a 100% a fim de liberar CO_2. O recipiente da reação foi colocado no tanque para banho de água a 25^oC e permaneceram por um tempo de aproximadamente 24h. Depois da reação se completar, as amostras foram levadas à linha de extração de carbonatos do LABISE/UFPE sob a responsabilidade do Prof. Dr. Alcides da Nóbrega Sial. Após os procedimentos padrões na linha de extração, apenas seis dessas amostras apresentaram quantidade suficiente de CO_2 (o equivalente a 42 μmol) para serem analisadas no espectrômetro de massa SIRA II.

Tabela 2.2 – Amostras selecionadas do depósito Cristalino Sul para análises químicas de isótopos de C e O em rocha total.

Amostras	Intervalo de furo de sondagem (m)	Litotipo/ tipo de alteração
GD/CS-061.26	661 a 662	VM-pouco alterada
GD/CS-061.13	655 a 656	VM-pouco alterada
GD/CS-191.9	468 a 469	BH-Fe/Mg, K/Na
GD/CS-061.16	459 a 460	BH-Fe/Mg
GD/CS-128.6	432 a 433	BH-Fe/Mg
GD/CS-128.23	403 a 404	BH-Fe/Mg
GD/CS-128.5	385 a 386	VM-Fe/Mg
GD/CS-191.25	372 a 373	BH-Fe/Mg, K/Na
GD/CS-128.4	362 a 363	BH-Fe/Mg
GD/CS-191.8	241 a 242	VM-Fe/Mg, K/Na
GD/CS-191.24	162 a 163	VM-Fe/Mg
GD/CS-128.2	142 a 143	VF-Na/K

2.3.2.2 – *Isótopos de enxofre em sulfetos*

As amostras para estudos isotópicos de enxofre (S) foram selecionadas de acordo com composição mineralógica dos minérios, utilizando-se lupa binocular e microscópio petrográfico convencional. Foram selecionadas 11 amostras, abrangendo vários litotipos obtidos de diferentes furos de sondagem (tabela 2.3), as quais foram britadas e peneiradas a fim de separar os sulfetos de outros minerais (silicáticos ou não), utilizando-se diferentes aberturas de peneiras (1,44mm, 0,71mm e 500μm). Em cada peneira foi observado se os sulfetos estavam livres, isto é, como grãos individuais não ligados a outros minerais. A identificação e a separação dos sulfetos retidos em cada peneira foi feita sob lupa binocular Zeiss. Os principais sulfetos separados correspondem à calcopirita e pirita e, na maioria, os grãos só apresentaram pequenas inclusões de silicatos. Essas inclusões silicáticas ocasionais pouco afetaram os resultados isotópicos de enxofre, pois a porcentagem de silicatos inclusos em sulfetos (20 a 30% da amostra total) é inferior a porcentagem de sulfetos analisados no espectrômetro de massa. Studley *et al.* (2002) propõem que inclusões de silicatos poderiam agir como contaminantes caso a porcentagem de sulfetos fosse inferior a de silicatos.

Tabela 2.3 – Amostras de rochas selecionadas do depósito Cristalino Sul para análises de isótopos de enxofre (S) nos laboratórios Scottish Universities Environmental Research Centre.

Amostras	Intervalo de furo de sondagem (m)	Litotipo/tipo de alteração	Minerais
GD/CS-061.12	667 a 668	VM-pouco alterada	pirita + calcopirita
GD/CS-061.15	627 a 628	VM-Fe/Mg	pirita + calcopirita
GD/CS-061.30	512 a 513	VM-Fe/Mg, Na/K	pirita + calcopirita
GD/CS-061.16	459 a 460	BH-Fe/Mg	pirita + calcopirita
GD/CS-128.23	403 a 404	BH	pirita + calcopirita
GD/CS-061.29	386 a 387	VM-Fe/Mg	pirita + calcopirita
GD/CS-128.5	385 a 386	VM	pirita + calcopirita
GD/CS-191.8	241 a 242	VM	pirita + calcopirita
GD/CS-191.24	162 a 163	VM	pirita + calcopirita
GD/CS-128.1	84 a 85	VF-pouco alterada	pirita + calcopirita
GD/CS-128.3	56 a 57	VM	pirita + calcopirita

2.3.3 – Espectrofotometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplada (ICP - AES)

Os teores dos elementos maiores, menores e traços foram determinados como cátions por meio de espectrofotometria de emissão atômica, com fonte de plasma indutivamente acoplada (ICP-AES), da marca SPECTRO, modelo Ciros CCD, no Laboratório de Geoquímica Ambiental, do Departamento de Geologia, da Universidade Federal de Ouro Preto, sob a responsabilidade da química Adriana Trópia de A. Guimarães. Para uma maior confiabilidade dos resultados, foram analisados padrões de certificado GBW07311 (1986), os quais apresentaram, na maior parte, uma taxa de recuperação próxima de 100%. Os padrões obtidos no laboratório foram utilizados para traçar a curva no ICP-AES, com a finalidade de se fazer a leitura dos elementos maiores, menores e traços existentes nas amostras de rochas do depósito Cristalino. O silício foi omitido porque o método de decomposição utilizado leva a não leitura desse elemento por meio do ICP-AES.

2.3.4 – Espectrometria de Massa de Razão Isotópica

Para se obter concentrações adequadas de CO_2, de carbonatos a ser analisado no espectrômetro de massa de razão isotópica, as amostras foram tratadas com H_3PO_4 (100%) a 25^{o}C de acordo com os procedimentos de McCrea (1950). O CO_2 desprendido foi purificado criogenicamente (Craig, 1957), após o que foram medidos os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ em um coletor triplo do espectrômetro de massa SIRA II. Os dados isotópicos de C e O foram apresentados como desvio "per mil" (‰), com referência aos padrões internacionais Viena-PDB "Belemnitella americana, Peedee Formation" e Viena-SMOW "Standard Mean Ocean Water", respectivamente. O padrão Borborema Skarn Calcite (BSC), calibrado em relação a padrões internacionais, foi usado como o gás de referência no laboratório e a reprodutibilidade das medidas foram melhores que 0,1‰, em geral. Os procedimentos para análises de enxofre em sulfetos das amostras de rochas encaixantes no

espectrômetro de massa foram feitos no Scottish Universities Environmental Research Centre, em Glasgow, Escócia, sob a responsabilidade do professor Tony Fallick e os resultados foram apresentados em $\delta^{34}S‰$ com referência ao padrão internacional "Cânon Diablo Troilite" (CDT).

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO E METALOGENÉTICO REGIONAL

3.1 – CONTEXTO METALOGENÉTICO REGIONAL

De acordo com o relatório interno da CVRD (2003), os depósitos mais importantes da porção norte da Província Mineral de Carajás (PMC), após as jazidas de ferro são os do tipo óxidos de Fe Cu-Au. A PMC foi formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano, tendo sido afetada por reativações de grandes falhas do embasamento do tipo transcorrente *strike-slip* em regime rúptil-dúctil (Pinheiro & Holdsworth, 1997) em *ca.* 2,5Ga. Estas reativações levaram à formação das grandes sistemas de falha EW, denominadas de Carajás e Cinzento. Durante estas reativações ocorreram intrusões básicas e graníticas, como o Granito Velho Salobo. Um importante evento tectono-magmático ocorreu no Paleoproterozóico, com a reativação de grandes falhas regionais e que foi acompanhado por diversas intrusões de granitos anorogênicos. Entre os mais importantes estão os corpos graníticos Cigano e Serra dos Carajás.

A Serra dos Carajás contém depósitos de Cu-Au, de classe mundial (>200Mt) caracterizados por associação metálica óxidos de Fe Cu-Au (Mo-Ag-U-ETR) que incluem os depósitos, Cristalino com reservas de 500 Mt, teores de 1,0 % de Cu e 0,3 g/t de Au (Huhn *et al*. 2000), Igarapé Bahia com reservas de 219 Mt em 1,4% de Cu e 0,86 g/t de Au (*e.g.* Tallarico *et al.* 2005), Salobo com teores de 0,96 % de Cu, 0,52 g/t de Au e reservas de 789 Mt (Souza & Vieira, 2000 *in:* Laux *et al*. 2003) e Sossego com reservas de 450 Mt, 1,0 % de Cu e 0,3 g/t Au (Oliveira *et al*. 2000). Um outro grupo de depósitos de Cu-Au caracterizados por associação metálica Cu-Au (W-Sn-Bi) incluem os depósitos (< 50 Mt @ < 2% de Cu e <1g/t de Au, em minério hipogênico) de Águas Claras, Breves, Estrela, Gameleira e 118 (*e.g.* Grainger *et al.* 2008). Lindenmayer *et al.* (2001) incluem o depósito Gameleira como pertencente a classe óxidos de Fe Cu-Au, pois este apresenta algumas feições comuns a classe destes depósitos mundiais como características mineralógicas, geoquímicas e alterações hidrotermais. De acordo com Grainger *et al.* (2008), todos estes depósitos ocorrem dentro do corredor de falhas de direção WNW-ESE que está centrada na falha Carajás, dentro de um embasamento arqueano de alto grau metamórfico (complexos Pium e Xingú) sobreposto por rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e rochas metassedimentares clásticas das formações Águas Claras ou Rio Fresco.

Os depósitos de associação metálica Cu-Au (W-Sn-Bi) como Breves (*e.g*. Tallarico *et al*. 2005a) e Gameleira (Lindenmayer *et al.* 2001) se considera relacionados a granitos Paleoproterozóicos tipo-A *(ca*. 1,88 Ga). Os depósitos óxidos de Fe Cu-Au tem sido considerados relacionados a eventos

metalogenéticos arqueanos e/ou proterozóicos. Alguns autores como Réquia *et al.* (2003), Lindenmayer (2003) e Tallarico *et al.* (2005) propõe uma ligação genética entre a mineralização de Cu-Au e magmatismo Arqueano para os depósitos Igarapé Bahia e Salobo. Contudo há outras interpretações para o depósito Igarapé Bahia e Salobo. Alguns autores incluem modelo tipo VHMS para Igarapé Bahia (*e.g.* Villas & Santos, 2001) e Salobo (*e.g.* Lindenmayer, 1990) e modelo magmático-hidrotermal epigenético relacionado a granitos Paleoproterozóicos (*ca*. 1,88 Ga) do tipo *IOCG* para o depósito Igarapé Bahia (*e.g.* Lindenmayer *et al.* 1998). Dados geocronológicos de Huhn *et al.* (1999b) e Soares *et al.* (2001) do depósito Cristalino sugerem uma relação entre a mineralização de Cu-Au do depósito Cristalino e magmatismo Arqueano.

3.2 – GEOLOGIA REGIONAL

A PMC está situada no sudeste do Cráton Amazônico e compreende dois blocos tectônicos arqueanos. O bloco mais velho, ao sul, é denominado terreno granito-"*greenstone*" Rio Maria e é representado pelas rochas do Supergrupo Andorinhas conforme definido por Huhn *et al*. (1988). Ao norte, ocorre o bloco Carajás que compreende o Supergrupo Itacaiúnas, da Bacia Carajás conforme definido por Araújo *et al*. (1988). Estruturalmente a PMC é cortada por dois sistemas de falhas E-W, que são derivados de movimentos transtencionais arqueanos, do tipo *strike-slip* (Pinheiro & Holdsworth, 1997) reativados diversas vezes, proporcionando o desenvolvimento de associações minerais de baixo grau metamórfico e também a colocação de sills básicos, juntamente com intrusões de granitos de diversas idades (Lindenmayer, 2003).

De acordo com Costa *et al.* (1995) o terreno granito-*greenstone* de Rio Maria é formado por gnaisses trondhjemíticos (gnaisse Mogno), seqüências metavulcanossedimentares pertencentes aos grupos Tucumã e Andorinhas, corpos de granodioritos (granodiorito Rio Maria) e granitos (granito Mata Surrão). As rochas metavulcânicas félsicas da porção estratigráfica superior do grupo Andorinhas (Araújo & Maia, 1991) foram datadas a 2979±5Ma (método U-Pb em zircão, Pimentel & Machado, 1994). Estas seqüências metavulcanossedimentares acham-se cortadas pelos corpos granodiorito Rio Maria (2876+13/ -11Ma, método U-Pb em zircão, Macambira & Lancelot, 1991a) e granito Mata Surrão (2872±10Ma, método Pb-Pb em rocha total, Lafon *et al.* 1994 *in:* Costa *et al.*1995). O terreno granito-*greenstone* de Rio Maria é também cortado por granitos anorogênicos proterozóicos como os granitos Musa, Jamon e Banach (*e.g.* Althoff *et al.* 2003). Estruturalmente o terreno granito-*greenstone* apresenta vários feixes de zonas de cisazalhamento orientados nas direções E-W, NW-SE e NE-SW. Estes feixes afetam principalmente as rochas supracrustais (seqüência vulcanossedimentar representada pelos grupos Tucumã e Andorinhas) e marcam também as interfaces supracrustais-granitóides e granitóides-gnaisses (Costa *et al.* 1995).

O embasamento do bloco Carajás (figura 3.1) é dominado por gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos, anfibolitos e quartzitos do Complexo Xingú, formados há 2859±2 Ma e migmatizados há 2851±4 Ma (método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991); ortogranulitos do Complexo Pium os quais cristalizaram-se em 3002±14 Ma (método U-Pb em zircão, Pidgeon *et al.* 2000), alongados segundo E-W e dispostos a sul da Serra dos Carajás (Araújo & Maia, 1991). Núcleos granulíticos (Araújo & Maia, 1991) ocupam áreas restritas e são compostos por granulitos máficos e félsicos, enderbitos e charnoquitos, interpretados como fragmentos da crosta inferior, colocados ao longo de zonas de cisalhamento regionais.

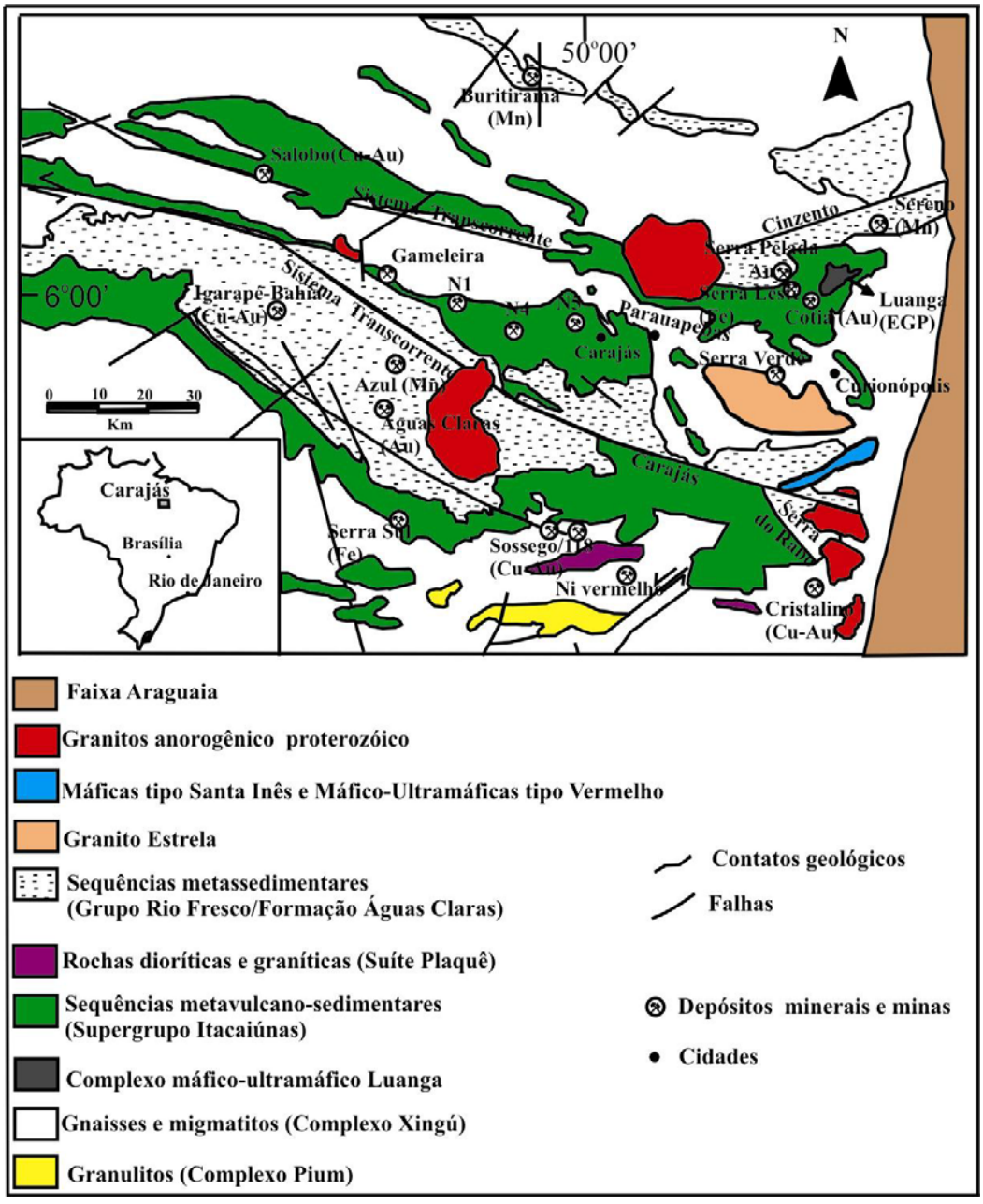


Figura 3.1. Mapa geológico da porção norte da Província Mineral de Carajás (PMC), com localização dos principais depósitos minerais e grupamentos rochosos. Fonte: DOCEGEO (1988) e Dardenne & Schobbenhaus (2001).

As rochas do embasamento estão sobrepostas, em discordância, por uma cobertura, composta de rochas metavulcânicas e metassedimentares de idade arqueana, reunidas no Supergrupo Itacaiúnas (*ca*. 2,7 Ga, Trendall *et al.* 1998). O Supergrupo Itacaiúnas tem grande importância econômica, pois hospeda os maiores depósitos minerais de Cu-Au, como o depósito Cristalino, na região da Serra do Rabo, objeto deste trabalho. Macambira & Lafon (1995) propõem que o Cinturão Itacaiúnas seja constituído por faixas e lentes de direção E-W de rochas granulíticas (Complexo Pium), rochas supracrustais (Grão Pará e correlatos), granitóides estratóides (Suíte Plaquê) e gnaisses migmatizados. As rochas supracrustais deste Supergrupo foram divididas pela DOCEGEO (1988) em cinco unidades estratigráficas designadas: Igarapé Salobo; Igarapé Pojuca; Grão Pará; Buritirama; e, Igarapé Bahia. Intrusões arqueanas ocorrem nessa área os quais incluem rochas máficas a ultramáficas, como o Complexo máfico-ultramáfico Luanga com 2763±7Ma (método U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991).

O Grupo Igarapé Salobo é composto por paragnaisses com intercalações de anfibolitos, quartzitos com níveis de gnaisses e meta-arcóseos, e rochas formadas por quartzo, magnetita e silicatos de ferro, consideradas como formações ferríferas de fácies óxido-silicato e que abrigam a jazida de Cu (Au, Mo, Ag) do Salobo. O Grupo Salobo é intrudido por dois corpos graníticos, o Granito Velho Salobo (2573±2 Ma, método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) e o Granito Jovem Salobo (1880±80 Ma, método Rb-Sr em rocha total; Cordani, 1981 *in:* Machado *et al.* 1991).

O Grupo Igarapé Pojuca (2732±3 Ma, método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) contém rochas metavulcânicas básicas com alterações a cordierita e antofilita, xistos pelíticos e anfibolitos, além de importante mineralização de Cu (Zn, Au, Ag) em litotipos bandados. Estes são considerados como possíveis unidades ferríferas de fácies óxido-silicato, semelhantes às do Grupo Igarapé Salobo (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Bahia (2748±34 Ma, método U-Pb *SHRIMP* em zircão, Tallarico *et al.* 2005), que hospeda o depósito homônimo, é dominado por rochas metassedimentares e metavulcanoclásticas félsicas a máficas, além de intrusivas e metavulcânicas básicas (DOCEGEO 1988). O Grupo Bahia é considerado por DOCEGEO (1988), como sobreposto às rochas do Grupo Grão Pará e correspondente à unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas. De acordo com Villas & Santos (2001), a parte inferior do grupo consiste, principalmente, de rochas metavulcânicas intercaladas com formação ferrífera bandada e a parte superior consiste de rochas metassedimentares clásticas (ritmitos, siltitos e grauvacas) interacamadadas com rochas metapiroclásticas intermediárias a félsicas.

O Grupo Grão Pará (2,759±2 Ma, método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991) é a seqüência vulcanossedimentar dominante na bacia Carajás. Estas rochas sofreram metamorfismo de baixo a médio grau e hospedam importantes formações ferríferas bandadas (*BIFs*), que é a principal nacional fonte do minério de ferro de alto teor produzido e exportado pela VALE. O Grupo Grão Pará é composto de uma unidade inferior (Formação Parauapebas; DOCEGEO, 1988), formada por rochas metavulcânicas bimodais, dominadas por basaltos toleiíticos continentais (Olszewski *et al.*, 1989) ou basaltos shoshoníticos (Meirelles & Dardenne, 1991) e rochas félsicas do tipo riolitos; uma seqüência de formação ferrífera e jaspilitos (Formação Carajás) e uma seqüência superior (Formação paleovulcânica Superior) formada por mistura de rochas metavulcânicas e metassedimentares (Beisiegel *et al.* 1973). É proposto para o Grupo Grão Pará desde um ambiente tectônico de *rift* intracontinental (Gibbs *et al.* 1986; Olszewsky *et al.* 1989) até um de arco-de-ilhas (Meirelles & Dardenne, 1991).

Sobreposta, discordantemente, as unidades supracitadas ocorre uma sucessão de arenitos e siltitos formada em ambiente fluvial a marinho raso, denominada Formação Águas Claras (Araújo & Maia, 1991), anteriormente denominada de Grupo Rio Fresco (Dogeceo, 1988) e Formação Gorotire (Beisiegel *et al.* 1973). Esta unidade sofreu metamorfismo em fácies xisto verde inferior e deformação dúctil a rúptil, apresentando uma idade de 2645±12Ma baseada em datações de zircões de um *sill* metagabro (Dias *et al.*1996).

O Grupo Buritirama apresenta quartzitos micáceos, mica xistos, quartzito bandado, rochas cálciossilicáticas e leitos de mármores manganíferos, onde se localizam os depósitos de Mn de Sereno e Buritirama (DOCEGEO, 1988).

A região de Carajás foi intrudida por magmas graníticos de distintas idades e composições. Dois episódios de magmatismo granítico Arqueano ocorreram na parte norte da província. Um episódio de aproximadamente 2,76 a 2,74 Ga e incluem os granitos alcalinos e dioritos da Suíte Plaquê, o Complexo Granítico Estrela (2763±7 Ma, método Pb-Pb em zircão, Barros *et al*. 2001), Granito Serra do Rabo (2743±1.6 Ma, método U-Pb em zircão, Sardinha *et al.* 2006), Granito Planalto (2747±2 Ma, método Pb-Pb em zircão, Huhn *et al.*. 1999b), dioritos Cristalino (2736±24 Ma, método Pb-Pb em zircão, Huhn *et al.* 1999b) os quais marcam a existência de uma fase de deformação regional importante na região (Barros *et al.* 2001). Durante as reativações tectônicas ocorridas no período entre 2,581 e 2,519 Ma foram colocados os granitos, Velhos Salobo (2573±2 Ma, método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) e o Itacaiúnas (2560±36 Ma, método U-Pb em zircão, Souza *et al.* 1996), estes granitos possuem afinidade alcalina, são peraluminosos a metaluminosos, e foram afetados por deformação dúctil (Lindenmayer *et al.* 1995; Barros *et al.* 2001). Eventos de reativação tectônica paleoproterozóico que inclui a reativação da falha Carajás em regime

dúctil-rúptil foi acompanhada da colocação dos granitos anorogênicos e alcalinos. As intrusões paleoproterozóicas (*ca*. 1,88Ga) incluem os granitos Pojuca (1.874±2 Ma, método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991), Serra dos Carajás (1.880±2 Ma, método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991), Cigano (1.883±2 Ma, método convencional U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) e Velho Guilherme (1874±30 Ma, método Pb-Pb em rocha total, Macambira & Lafon, 1995).

3.2.1 – Geologia da Serra do Rabo

Segundo a CVRD (2003), a região da Serra do Rabo, onde o depósito Cristalino está inserido, corresponde a área a leste do rio Parauapebas, e ao sul, entre as cidades de Parauapebas e Curionópolis. Nessa área afloram seqüências metavulcânicas e metassedimentares (incluindo formações ferríferas bandadas), além de granitóides diversos, gnaisses, anfibolitos e xistos. Essas rochas têm sido correlacionadas ao Complexo Xingú e/ou grupos Igarapé Pojuca e Grão Pará.

Hunh *et al.* (1999b) dividiram a região Serra do Rabo em 5 grandes unidades litodêmicas: a) gnaisses graníticos (*s.l*; Complexo Xingú); b) seqüência metavulcanossedimentar; c) Granito Planalto; d) intrusivas dioríticas; e, e) diques félsicos e máficos. Os gnaisses do Complexo Xingú ocorrem nas porções mais arrasadas da área. São caracterizados por um bandamento gnáissico (alternância de bandas biotíticas, anfibolíticas e quartzo-feldspáticas) dobrado e afetado por zonas de cisalhamento dúctil, apresentando *trend* geral N20^{o}W.

A seqüência metavulcanossedimentar conforme definido por Hunh *et al.* (1999a) é constituída por metabasaltos, metaandesitos, metadacitos e metariolitos, com intercalações de formação ferrífera bandada. Está metamorfisada na fácies xisto-verde a anfibolito baixo e, também, hidrotermalizada. Esta seqüência faz contato a leste com o Granito Planalto (2,747±2 Ma, método de evaporação de Pb em zircão, Huhn *et al.*1999b) e é cortada por corpos dioríticos. Estes corpos dioríticos têm composições variáveis, incluindo dioritos, quartzo-dioritos, micro-quartzo dioritos e microtonalitos e ocorrem nas porções leste e centro-oeste da Serra do Rabo. Processos deformacionais de natureza rúptil e alterações hidrotermais do tipo potassificação e Fe-metassomatismo (magnetita neoformada em fraturas) estão associados a estes corpos.

O Granito Planalto ocorre na porção central da Serra do Rabo. Apresenta-se fortemente milonitizado nas bordas, mostrando acentuadas variações na granulação que traduzem os efeitos conjugados de deformação e recristalização. A porção central do granito exibe baixa deformação. Contudo, análises microscópicas do corpo mostraram total recristalização do quartzo e início de recristalização nos feldspatos, mesmo nas amostras sem evidências macroscópicas de deformação intensa. De acordo com Huhn *et al.* (1999b) este aspecto de recristalização é importante, pois permite

distinguir este tipo de granito dos granitos anorogênicos paleoproterozóicos da região de Carajás, macroscopicamente similares. Huhn *et al.* (1999b) sugeriram um caráter alcalino para este granito Planalto baseado em características óticas do seu anfibólio que apresenta um baixo ângulo 2V, sugerindo uma composição rica em ferro, assim como pela composição muito sódica (An<15) do plagioclásio recristalizado. Não há ainda estudos de análises químicas em rocha total que comprovem esta hipótese.

De acordo com Pinheiro (1997 *in*: CVRD, 2003), a Falha Carajás é a principal feição estrutural que corta as rochas da região, mais precisamente sua terminação E, em *splay* ou rabo-de-cavalo. Na região da Serra do Rabo, a terminação da Falha Carajás desenha uma estrutura com *trend* geral cerca de E-W, que se ramifica para S, formando segmentos NW-SE. A cinemática desses lineamentos é complexa, tendo sofrido diversas reativações consecutivas.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA LOCAL DO DEPÓSITO CRISTALINO SUL

4.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Baseando-se nos estudos de geologia local realizados pela CVRD (2003), a área do Alvo Cristalino Sul, tema dessa dissertação, é caracterizada geomorfológicamente por serras de orientação geral NNW-SSE, as quais são formadas principalmente por rochas pertencentes à seqüência metavulcanossedimentar denominada de Grupo Grão Pará, conforme descrito por Beisiegel *et al.* (1973). Essa unidade é composta na área por rochas definidas como vulcânicas máficas e félsicas, formações ferríferas e "brechas hidrotermais" as quais fornecem sustentação ao relevo marcando as cristais das elevações (Figura 4.1). Associadas a estas rochas ocorrem granitóides e diques de diabásio, riolito e gabro, arenitos conglomeráticos (Formação Gorotire) e coberturas coluvionares, localmente, lateritizadas. As zonas mineralizadas aflorantes estendem-se por aproximadamente 3.000 m na direção NNW-SSE, com largura variando de dezenas a centenas de metros e profundidade de 800 m. A mineralização calcopirítica ocorre preferencialmente nas rochas vulcânicas máficas, vulcânicas félsicas e "brechas hidrotermais", sotopostas ao nível principal de formação ferrífera. Geralmente o minério ocorre em estilos *stockwork* e brechóide nas rochas vulcânicas e na forma disseminada nas "brechas hidrotermais". O termo "brecha hidrotermal" é meramente descritivo, de "campo", foi adotado pela equipe da VALE (Companhia Vale do Rio Doce, ex-CVRD), sem conotação genética, e usado para nomear diferentes rochas fragmentárias hidrotermalizadas na área do depósito Cristalino.

Figura 4.1– Vista oeste da área do depósito Cristalino (CVRD, 2003) que mostra o relevo escarpado/íngreme da região dos corpos de minério de Cu (Au).

Em termos estruturais, CVRD (2003) propõe que a principal feição estrutural da área é a falha Carajás, que corta as rochas do depósito Cristalino, mais precisamente em sua terminação E, em *splay* ou rabo de cavalo. A terminação desta falha desenha uma estrutura com *trend* geral E-W, que se ramifica para S, formando segmentos NW-SE. As rochas do depósito foram submetidas a dois

eventos deformacionais, destacando-se um mais antigo (Arqueano) de caráter dúctil, e um outro tardio de caráter rúptil. Todas as rochas, com exceção dos arenitos arcoseanos, gabros e diabásio foram afetadas por metamorfismo e/ou hidrotermalismo e encontram-se dispostos em pacotes com *trend* aproximado NW – SE a N-S.

4.2 – LITOESTRATIGRAFIA DO DEPÓSITO CRISTALINO SUL

Um mapa geológico cedido pela CVRD (2003) mostra a distribuição dos corpos geológicos, dos minérios e os furos de sondagem escolhidos para esta pesquisa, os furos CS-128 e CS-191 (figura 4.2).

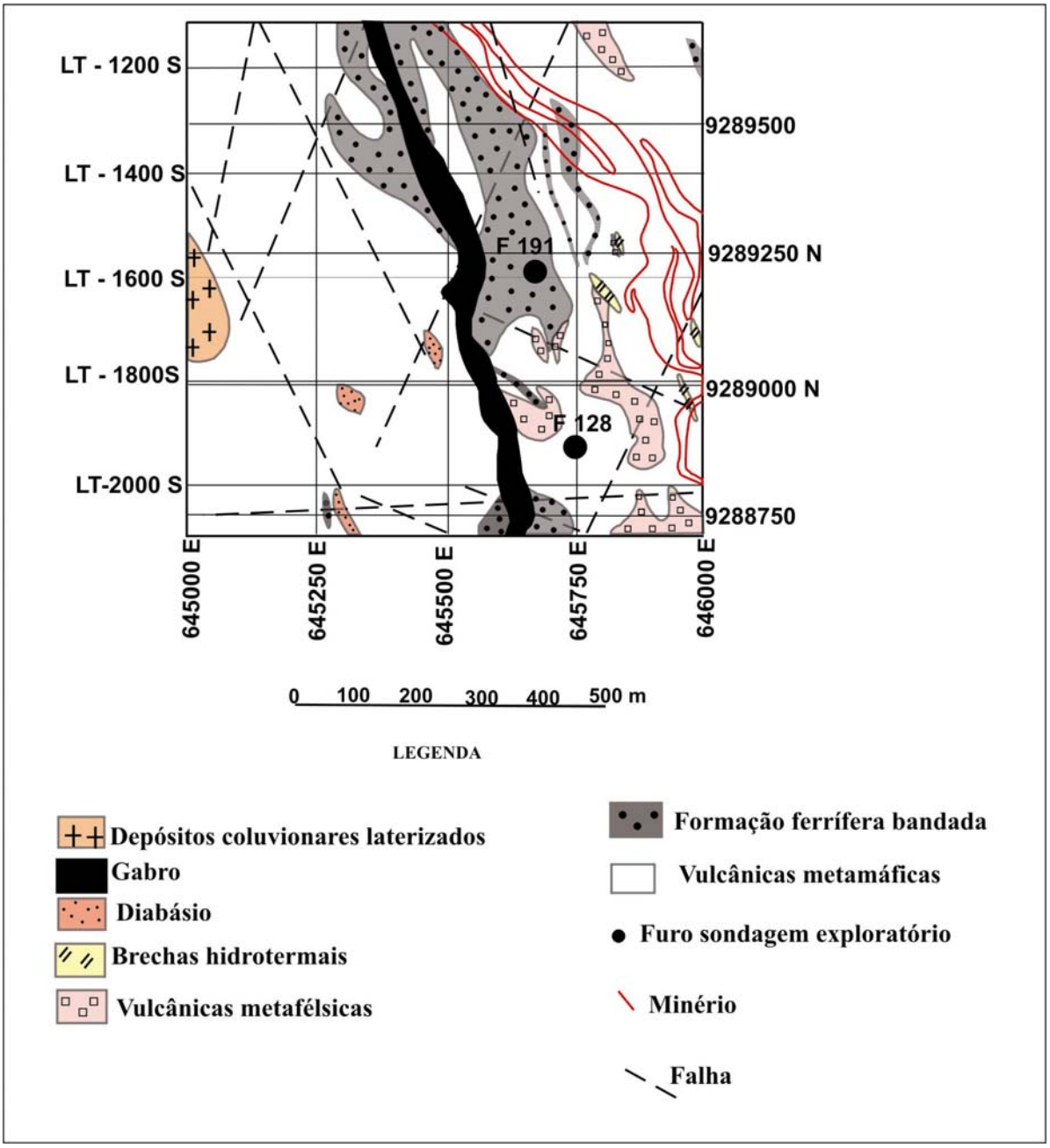


Figura 4.2 – Mapa geológico do Cristalino Sul. Modificado da CVRD (2003)

4.2.1 – Litotipos

De acordo com o relatório interno da CVRD (2003), os diversos litotipos observados na área do depósito Cristalino Sul detalhados através de descrições de furos de sondagem e estudos em lâminas petrográficas apresentam alto grau de intemperismo e alteração hidrotermal, que dificulta o reconhecimento do mesmo. Uma descrição de lâminas petrográficas também foi realizada neste trabalho (em anexo) relacionadas aos furos CS-061, CS-128, CS-191 do depósito Cristalino. Os litotipos observados nos furos 061, 128 e 191 foram vulcânicas máficas, félsicas e "brechas hidrotermais" pouco a muito alteradas.

A seguir, esta litologia é descrita baseada em dados do relatório interno da CVRD (2003).

4.2.1.1 – Vulcânicas félsicas

As rochas vulcânicas félsicas ocorrem em níveis muito irregulares, principalmente no centro do depósito, estando dispostas como corpos com espessuras métricas a decamétricas e comprimentos que variam de dezenas a centenas de metros. A forma desses corpos vista nas seções verticais sugere fortemente que se trata de corpos intrusivos (intrusões rasas?). Inicialmente essas rochas foram reinterpretadas como (sub) vulcânicas félsicas. Essa classificação foi embasada em descrições de lâminas delgadas, em que não foram observadas evidências claras de vulcanismo. As rochas (sub) vulcânicas félsicas usualmente têm texturas porfiríticas similares às encontradas em lavas, mas em nenhum momento observaram-se texturas de ultraresfriamento, como fraturas perlíticas e outras texturas de desvitrificação. Assim, na ausência de feições vulcânicas típicas, essas rochas são descritas como subvulcânicas.

Petrograficamente, apresentam-se em cores variando entre cinza e cinza esverdeadas, com matriz fina, isotrópica a levemente foliada. São compostas predominantemente por minerais félsicos, em proporções variáveis, perfazendo em média 60% do volume, em que o quartzo ocorre em maior proporção que o plagioclásio (albita) que, por sua vez, é mais abundante que a microclina. Minerais máficos ocorrem em proporções variáveis, com predomínio de biotita e clorita, e mais raramente Cl-K-hastingsita e actinolita. Minerais acessórios incluem carbonato, escapolita, muscovita, além de minerais metálicos que consistem em sulfetos, magnetita, hematita e ilmenita. Como sub-vulcânicas félsicas são também classificados "hidrotermalitos" constituídos por quartzo, carbonato e muscovita, bem como "hidrotermalitos" constituídos predominantemente por minerais máficos (até 70 % de anfibólio/biotita), que apresentam a textura porfirítica característica (figura 4.3). Dacitos correspondem aos prováveis protólitos para essas rochas.

Figura 4.3 – Fotografia de testemunho de sondagem correspondente a rocha (sub) vulcânica félsica com pórfiros de quartzo isolados em matriz de biotita e clorita que apresenta vênulas de calcita. Fonte: CVRD (2003).

4.2.1.2 – Vulcânicas máficas

As rochas descritas como vulcânicas máficas ocupa a maior parte da área do depósito Cristalino. Petrograficamente apresentam-se fortemente brechadas por uma série de vênulas e veios (brechas tipo *break-up*). A composição mineralógica é representada por 50 a 90% de fases máficas, com quantidades variáveis de biotita, Cl-K-hastingsita, grunerita, actinolita e clorita (figura 4.4). Os minerais félsicos ocorrem de forma subordinada e são constituídos por feldspatos e escapolita. Os minerais metálicos consistem em magnetita, ilmenita, hematita e sulfetos (predominantemente calcopirita e pirita). Estão ainda presentes apatita, alanita, rutilo, carbonato, turmalina e rara muscovita. Sugestivamente, apontam-se basaltos e andesitos como prováveis protólitos para essas rochas.

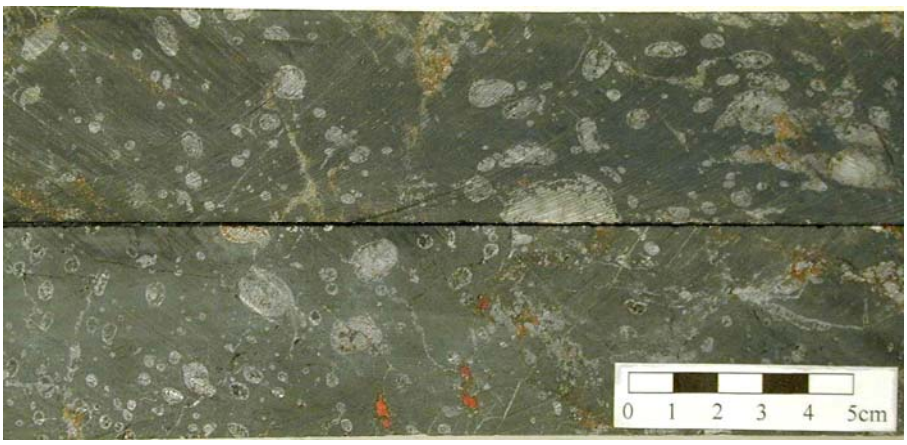


Figura 4.4 – Fotografia de testemunho de sondagem correspondente à rocha vulcânica máfica hastingsítica que contém amígdalas preenchidas por quartzo e biotita. Fonte: CVRD (2003).

4.2.1.3 – "Brechas hidrotermais"

Petrograficamente, as "brechas hidrotermais" são brechas do tipo *push-up*, apresentando-se normalmente mal selecionadas, e constituídas por pelo menos 5% em volume de fragmentos subangulosos a arredondados, milimétricos a decimétricos, envoltos por matriz fina de natureza hidrotermal. Predominam os fragmentos subarredondados, que podem ser monominerálicos ou agregados de minerais de origem hidrotermal de ampla faixa composicional. Localmente notam-se fragmentos contendo agregados ou vênulas de sulfetos. A matriz é constituída de proporções variáveis de anfibólio, clorita, biotita, albita rosa, microclina vermelha, quartzo, muscovita, calcita e/ou ankerita, magnetita e sulfetos. O carbonato é um mineral característico deste litotipo.

Pollard & Taylor (2001 *in:* CVRD 2003) sugerem uma associação entre a formação das "brechas hidrotermais" com as rochas (sub) vulcânicas félsicas, devido ao estilo predominante de alteração hidrotermal de ambas, geralmente com carbonato, clorita e muscovita. Estas rochas apresentam características típicas de brechas associadas a ambientes subvulcânicos e explosivos, com fragmentos de vários tipos de rochas encaixantes, incluindo rochas ígneas alteradas e composição altamente variável em termos de fragmentos e matriz, fragmentos arredondados, de tamanho muito variável e texturas de fluxo eventualmente observadas (figura 4.5).

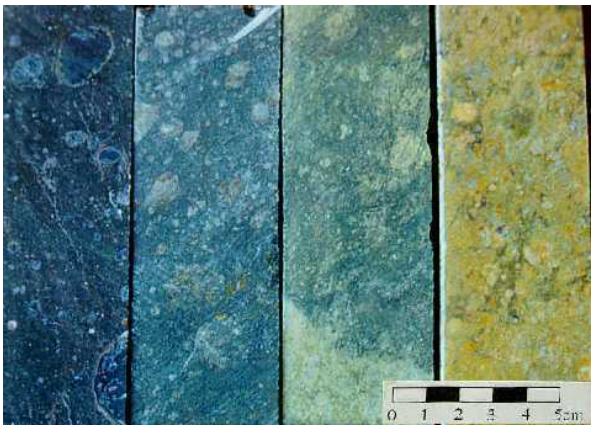


Figura 4.5 – Fotografia que mostra "brechas hidrotermais" com sucessivas paragêneses minerais de origem hidrotermal. Observa-se o aspecto geral da brecha em testemunhos de sondagem, destacando-se que as variações mineralógicas são evidenciadas pelas diferentes colorações com pórfiros de quartzo isolados em matriz de biotita e clorita. Fonte: CVRD (2003).

4.2.1.4 – Granitóides (s. l.)

Os granitóides (figura 4.6) que ocorrem na área do depósito Cristalino possuem uma composição mineralógica média representada por plagioclásio (35%), quartzo (30%), K-feldspato (20%), clorita (6%), epidoto (5%), mica branca (2%), carbonato (1%), além de opacos, titanita, e apatita. Observam-se, localmente nestes granitóides veios pegmatóides centimétricos a decimétricos com cristais subedrais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e clorita, além de xenólitos decimétricos de rochas máficas. Os percentuais mineralógicos nas rochas inserem-nas no campo dos granitos e granodioritos.

Figura 4.6 – Fotografia que mostra granitóide leucocrático equigranular. Fonte: CVRD (2003).

4.2.1.5 – Formações ferríferas

Estas rochas ocorrem no depósito delimitando o contato superior do corpo de minério e atuando como agente sustentador do relevo da serra onde se concentraram os trabalhos de sondagem. Apresentam-se sob a forma de um corpo com espessura variando entre 100 e 350 m e comprimento aproximado de 3.500m. A rocha possui aspecto brechóide principalmente na base do pacote, sendo gradacionalmente enfraquecido em direção ao topo (figura 4.7). O padrão de brechação sugere que dois eventos atuaram no “quebramento” destas rochas. O formato dos fragmentos e seus arranjos evidenciam uma deformação inicial tectônica de caráter rúptil-dúctil, seguida de brechação hidrotermal (brecha do tipo *break-up*).

Petrograficamente, estas rochas caracterizam como finas, bandadas, compostas essencialmente por quartzo e magnetita, que apresentam como minerais acessórios carbonatos e, local, biotita, clorita, epidoto e granada. O bandamento nas formações ferríferas caracteriza-se pela alternância de níveis de silicatos e magnetita, estando cortado por vênulas e perturbado por dobras e falhas.

Figura 4.7– Fotografia que mostra formação ferrífera a quartzo e magnetita, evidenciando o aumento da brechação em direção à base do pacote. Fonte: CVRD (2003).

4.2.1.6 – Arenitos conglomeráticos

Os arenitos conglomeráticos (figura 4.8) representam a Formação Gorotire na área do depósito Cristalino, ocupam as posições entre os feixes do *splay* da Falha Carajás, no contexto da Serra do Rabo e não registram qualquer deformação tectônica expressiva. As fácies presentes na área compõem-se de conglomerados bem litificados, com seixos e matacões de rochas vulcânicas, granitos, gnaisses, xistos, arenitos, anfibolitos, pegmatitos, formações ferríferas, *chert*, veios de quartzo e quartzitos.

Figura 4.8 – Fotografia que mostra afloramento típico dos arenitos conglomeráticos da Formação Gorotire, na região da Serra do Rabo. Fonte: CVRD (2003).

4.2.1.7 – Outros litotipos

Os corpos de diabásio concentram-se na porção sul do depósito sob a forma de diques orientados NNW-SSE, apresentando espessuras métricas a decamétricas e comprimento de dezenas a centenas de metros. Geralmente observam-se contatos intrusivos entre os diabásios e as rochas vulcânicas máficas, (sub) vulcânicas félsicas e formações ferríferas. Mineralogicamente são compostos por 35 a 60% de cristais tabulares de plagioclásio, seguidos em menores quantidades de actinolita e/ou hornblenda, tendo como minerais acessórios, biotita, clorita, epidoto, muscovita e carbonato.

O riolito porfirítico ocorre na área como um dique com aproximadamente 2 km de comprimento e 70m de largura. Observou-se que esta rocha é mineralogicamente homogênea e composta por quartzo (30%), microclina (30%) e plagioclásio (20%) sob a forma de pórfiros envoltos pela matriz. Além dos minerais citados, ocorrem clorita (17%) e carbonato (2%) na matriz. Como acessórios ocorrem minerais opacos (principalmente magnetita), alanita, titanita e apatita.

Na área do depósito Cristalino Sul aflora um dique de gabro contínuo, subvertical, que corta toda a extensão do depósito. Esta rocha ocorre segundo a orientação NNW-SSE, tem largura média de 50m e corta as formações ferríferas, as rochas vulcânicas e o diabásio. Mineralogicamente é composta em média por 50% de plagioclásio, 40% de clinopiroxênio, 7% de magnetita, 2% de biotita e 1% de ilmenita. Como minerais acessórios ocorrem anfibólio e olivina. O gabro distingue-se das demais rochas pela ausência de deformação e alteração hidrotermal.

A CVRD (2003) propõe duas unidades principais de coberturas, os depósitos coluvionares lateritizados e a cobertura laterítica residual (Platô). Os depósitos coluvionares podem ser descritos como sedimentos de leques aluviais formados por diamictitos argilosos compostos por fragmentos diversos e lentes de conglomerado, suportados pela matriz ou pelos seixos, imersos em matriz laterizada. A cobertura laterítica residual (Platô) ocorre no extremo sul da área do depósito Cristalino. Essa superfície é formada por canga, solo e carapaça ferruginosa.

E, por último, as rochas do depósito Cristalino apresentam-se em geral bastante intemperizadas alcançando 100m de espessura. As rochas correspondentes aos furos CS-061 e CS-191 (dados deste trabalho) apresentam-se pouco intemperizadas ou sem nenhuma alteração intempérica. As rochas correspondentes ao furo CS-128 apresentam alteração intempérica localizada, com a presença de minerais oxidados de cobre como cuprita.

4.3 – ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS NA REGIÃO DA SERRA DO RABO

Estudos geocronológicos realizados na área da Serra do Rabo incluem a datação do corpo granítico Planalto, da intrusiva diorítica e da mineralização sulfetada do depósito Cu (Au) do Cristalino. As idades do corpo granítico Planalto e da intrusiva diorítica foram determinadas por Hunh *et al.* (1999b). Na datação de grãos pelo método de evaporação de Pb em zircão do granito Planalto obteve-se uma idade média de 2747±2Ma e para a intrusiva diorítica uma idade média de 2738±6Ma para a maioria dos grãos e apenas um grão com idade de 2953±2Ma. A idade de 2747±2Ma para o corpo granítico Planalto foi interpretada como a idade de cristalização dos zircões da amostra e de colocação do granito na área. A idade média de 2738±6Ma foi interpretada como a idade de cristalização da maioria dos zircões da amostra do corpo diorítico e a idade de 2953±2Ma de um grão foi interpretada como a idade mínima de cristalização do zircão, considerado como um xenocristal no magma que originou o corpo diorítico.

Os estudos para a mineralização sulfetada do depósito Cu (Au) do Cristalino foram realizados por Soares *et al*. (2001) no qual foi selecionado um total de 12 amostras de material sulfetado para obtenção da idade de formação do minério, utilizando-se a metodologia Pb-Pb com dissolução total dos minerais. As amostras selecionadas constaram de calcopirita e pirita. Os resultados das análises isotópicas de Pb indicaram uma idade de 2700 ± 29 Ma. De acordo com Soares *et al*. (2001), estas idades são similares a ligeiramente inferiores às obtidas por Hunh *et al*. (1999b) pelo método Pb-Pb em zircão para o granito alcalino Planalto (2747±2Ma) e para as intrusivas dioríticas (2738±2Ma) que ocorrem na região da Serra do Rabo. Estes resultados são sugestivos de uma contribuição de corpos graníticos na mineralização sulfetada de Cu (Au) do depósito Cristalino.

CAPÍTULO 5

OS MINÉRIOS E AS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NAS ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO CRISTALINO SUL

5.1 – CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

De acordo com Huhn *et al*. (1999a), os minérios do depósito Cristalino ocorrem principalmente nas rochas vulcânicas máficas, félsicas e "brechas hidrotermais", sendo raros nas formações ferríferas e nos diabásios. As rochas encaixantes do minério são brechadas e intensamente hidrotermalizadas, com uma mineralogia totalmente secundária desenvolvida em múltiplos estágios, e as zonas brechadas são restritamente afetadas pelo cisalhamento. Segundo a CVRD (2003), os minérios de Cu (Au) do depósito Cristalino ocorrem na forma de redes de *stockwork, stringer* (associadas à foliação), brechóides, maciços e disseminados. Os minérios com tipologia *stockwork* são os dominantes no depósito, ocorrem em todas as rochas encaixantes e caracterizam-se pela presença de veios, vênulas e fraturas entrecortadas (figura 5.1). A calcopirita é o principal mineral de cobre e ocorre na maior parte do depósito. A ganga é composta, principalmente, por anfibólios, quartzo, albita + microclina, clorita e biotita.

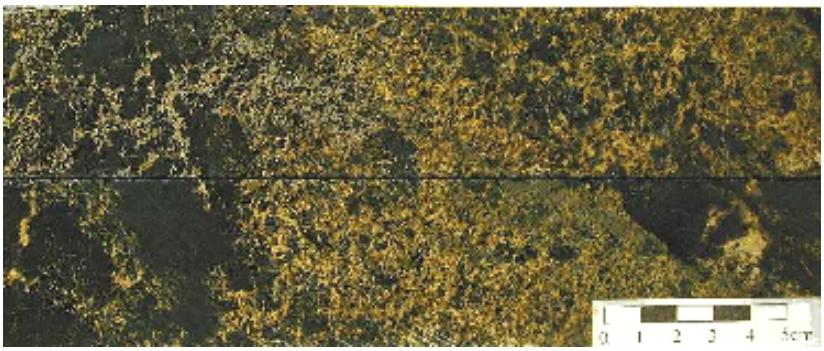


Figura 5.1 – Fotografia que mostra minério sulfetado na forma de *stockwork.* Fonte: CVRD (2003).

Estudos minerográficos realizados pela CVRD (2003), revelam que a mineralogia principal do minério é constituída por calcopirita, pirita e magnetita, com pirrotita, bravoíta, cobaltita, milerita, vaesita e ouro de forma subordinada. O ouro não pôde ser verificado macroscopicamente em virtude da granulação muito fina apresentada pelo mesmo. O estudo de seções polidas de minério realizado pela CVRD permitiu a distinção de alguns grãos de Au associados a sulfetos, inclusos na pirita em contato com a calcopirita (figura 5.2) e também foram observados grãos inclusos na calcopirita.

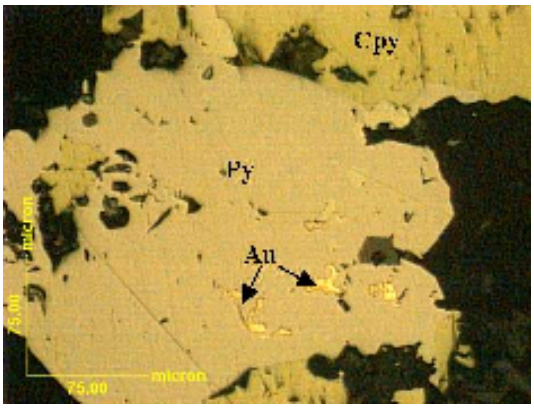


Figura 5.2 – Fotomicrografia que mostra inclusões de ouro em pirita (Py). Fonte: CVRD (2003).

Estudos minerográficos feitos neste trabalho em amostras selecionadas do depósito (furos de sondagem 061, 128 e 191) mostraram que o minério é composto principalmente de calcopirita (cpy), pirita (py) e magnetita (mt) com calcocita (cc), bornita, ilmenita e hematita subordinadas (figuras 5.3 a 5.7).

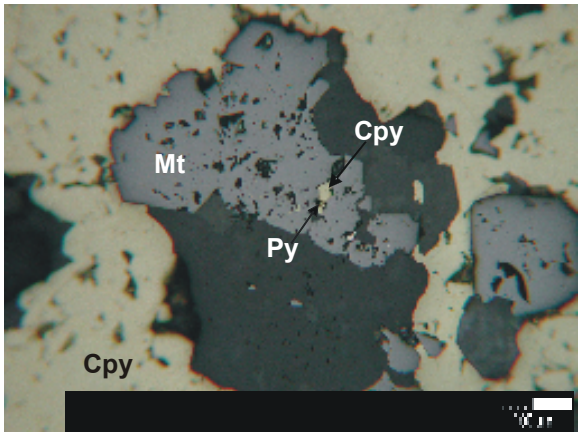


Figura 5.3 – Fotomicrografia que mostra grãos de calcopirita dentro da magnetita. Presença de pirita inclusa em calcopirita. Esta lâmina é referente ao furo 128 dentro do intervalo 403 a 404m (polarizadores paralelos, dados deste trabalho).

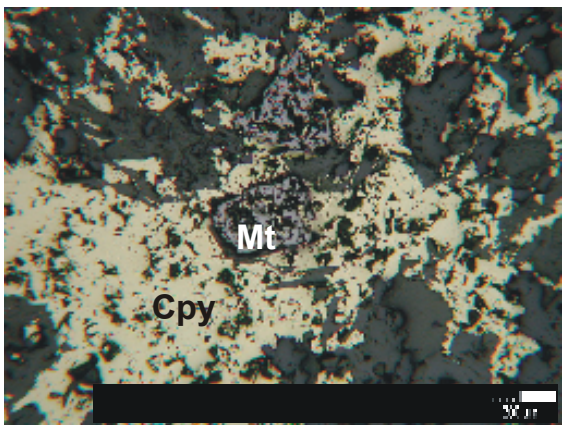


Figura 5.4 – Fotomicrografia que mostra grãos de magnetita com fraturas, sendo preenchidas por calcopirita. Esta lâmina é referente ao furo 191 no intervalo de 162 a 163m.

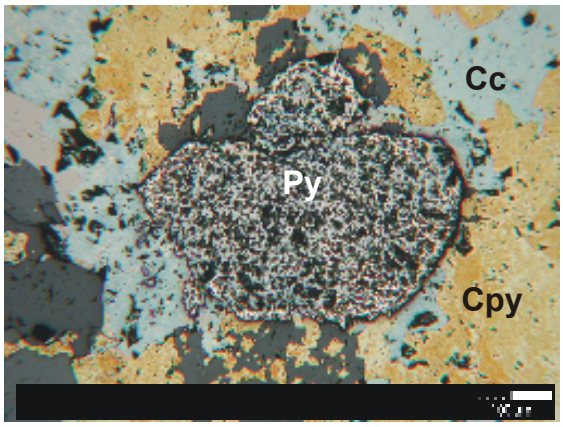


Figura 5.5 – Fotomicrografia que mostra pirita porosa envolvida por calcopirita e calcocita que substitui a calcopirita. Esta lâmina é referente ao furo 061 no intervalo de 459 a 460m (dados deste trabalho).

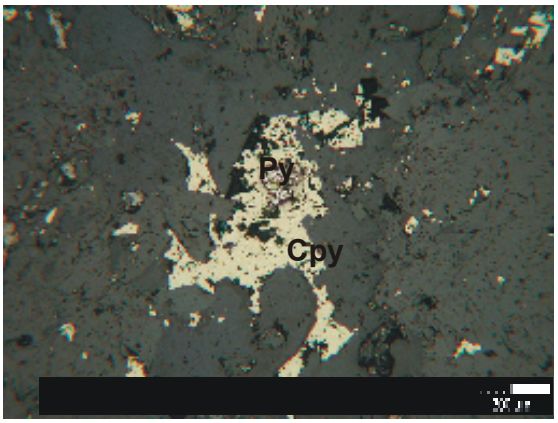


Figura 5.6 – Fotomicrografia que mostra calcopirita envolvendo pirita, a pirita é substituída pela calcopirita (polarizadores paralelos, dados deste trabalho). Esta lâmina é referente ao furo 128 no intervalo de 56 a 57m.

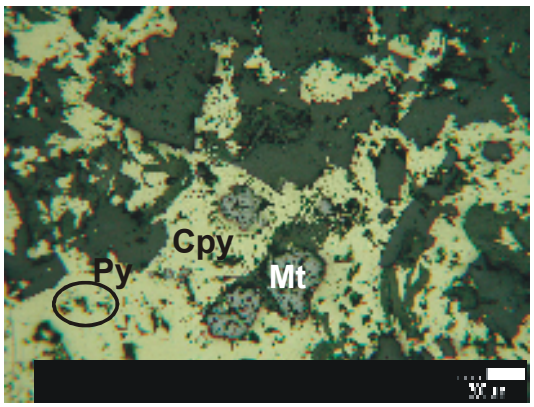


Figura 5.7 – Fotomicrografia que mostra inclusões de pirita em calcopirita e de calcopirita preenchendo fraturas na magnetita. Esta lâmina é referente ao furo 191 no intervalo 158 a 159m (polarizadores paralelos, dados deste trabalho).

5.2 – ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

As principais etapas de hidrotermalismo descritas pela CVRD (2003) que afetaram as encaixantes do depósito Cristalino são silicificação, alterações sódicas (albita e escapolita), potássicas (biotita, K-feldspato e sericita), Fe-metassomatismo (magnetita, hematita), anfibolitização (hastingsita, actinolita e grunerita), cloritização, alteração cálcica (calcita, Fe-carbonatos), enriquecimento em apatita e alanita, além de sulfetação (calcopirita, pirita e pirrotita). Subordinadamente ocorre enriquecimento em zeolita e turmalina. Esses dados são concordantes com as descrições realizadas por Huhn *et al*. (1999a).

O texto das principais alterações hidrotermais que ocorrem no depósito Cristalino foi extraído do relatório interno da CVRD (2003).

Pollard & Taylor (2001 *in:* CVRD 2003) propuseram múltiplas fases de alteração hidrotermal das rochas encaixantes do depósito Cristalino (Tabela 5.1), baseando-se principalmente em relações e associações minerais observadas em testemunhos de sondagem.

Tabela 5.1 – Fases hidrotermais descritas por Pollard & Taylor (2001 *in:* CVRD 2003) ordenadas em ordem cronológica, com simbologia de (*) para fases minerais com menor representatividade no depósito até fases com maior representatividade (***).

Sílica ± sericita	*
Albita - quartzo	**
Biotita - escapolita	***
Magnetita	*
Anfibólio (actinolita - grunerita)	***
Turmalina	*
Clorita	***
Quartzo granular ± magnetita – carbonato – biotita – alanita - apatita	***
K-feldspato ± carbonato	**
Epidoto	*
Ankerita ± quartzo-sericita	***
Pirrotita	*
Pirita (Au)	*
Calcopirita	**
Carbonato ± quartzo – clorita – calcopirita - ankerita	*
Carbonato ± quartzo	*

A silicificação é considerada como um processo que ocorreu no estágio inicial da atividade hidrotermal devido à deformação apresentada pela mesma. Ela se manifesta em rochas vulcânicas máficas como vênulas de quartzo deformadas em regime dúctil (figura 5.8).

Figura 5.8 – Fotografia que mostra rocha vulcânica máfica biotítica que contém vênulas de quartzo deformadas em regime dúctil. Fonte: CVRD (2003).

Também ocorrem veios de quartzo, geralmente de espessura centimétrica, em associação com palhetas grosseiras de biotita. Essa fase corresponde posterior àquela supracitada em virtude da ausência de deformação dúctil.

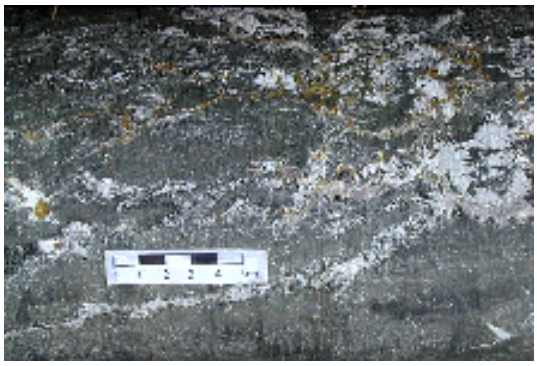


Figura 5.9 – Fotografia que mostra rocha vulcânica máfica biotítica com veios de quartzo e biotita grosseira. Fonte: CVRD (2003)

A anfibolitização foi dividida em duas etapas: (i) a primeira é denominada anfibolitização precoce e é representada pela hastingsita, a qual ocorre amplamente nas rochas encaixantes do minério, especialmente nas vulcânicas máficas, cujo percentual pode perfazer mais de 90% da composição total (figura 5.10). Normalmente o mineral ocorre como alteração pervasiva, não sendo observados preenchimentos (*infills*) em escala de testemunho. Quanto às características químicas, a hastingsita que ocorre no depósito apresenta conteúdos de Cl e K elevados, nota-se uma boa correlação positiva entre os conteúdos de Cl e K (dados da CVRD, 2003). (ii) a segunda fase é denominada anfibolitização tardia e é caracterizada pela presença de anfibólios como actinolita e grunerita. Estes minerais são encontrados, de maneira geral, em *infills* circundando fragmentos

angulosos de rochas máficas a hastingsita e biotita (figura 5.11). E alterações pervasivas na matriz de "brechas hidrotermais".

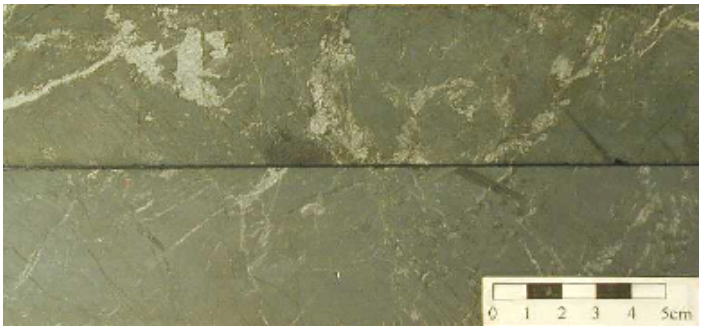


Figura 5.10 – Fotografia que mostra rocha vulcânica máfica composta essencialmente por hastingsita. Fonte: CVRD (2003).

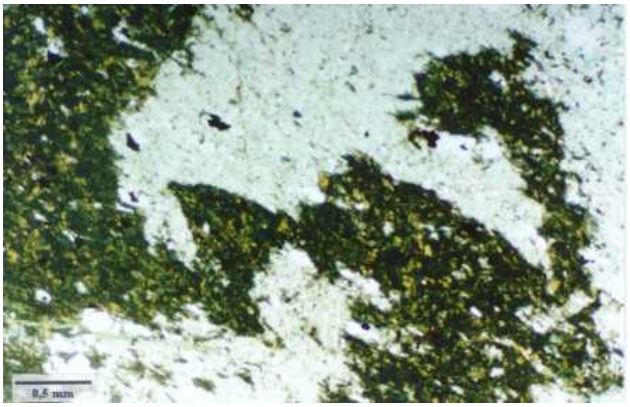


Figura 5.11 – Fotomicrografia que mostra rocha vulcânica máfica hastingsítica que contém fraturas tipo mosaico, preenchidas por grunerita (porções claras). Fonte: CVRD (2003).

A alteração sódica está representada principalmente pela presença de albita e escapolita (predomínio de escapolita sódica), as quais constituem uma das assembléias félsicas mais representativas, ocorrendo como *infills* e alteração pervasiva extensiva nas rochas encaixantes (figura 5.12). O plagioclásio que ocorre nas encaixantes do depósito Cristalino é caracterizado como albita, tanto nas rochas pouco alteradas que ainda possuem textura ígnea preservada, quanto nas intensamente alteradas.

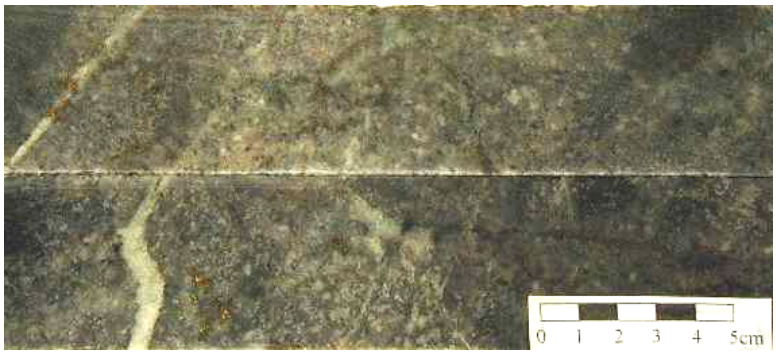


Figura 5.12 – Fotografia que mostra rocha (sub) vulcânica félsica albitizada marcada pelas porções rosadas. Fonte: CVRD (2003).

A biotitização é a fase hidrotermal predominante no depósito Cristalino e encontra-se principalmente nas rochas vulcânicas máficas (figura 5.13), estando a biotita associada com escapolita e pseudomórfos de albita e, secundariamente nas rochas vulcânicas félsicas. Relações petrográficas observadas em algumas amostras com padrão rúptil dominadas por biotita, sugere-se que esse mineral foi formado pela substituição pervasiva de hastingsita, em que o processo formador foi responsável pela lixiviação de Ca das rochas encaixantes. Entretanto, foram observadas também palhetas de biotita substituindo cristais de escapolita e secundariamente albita.

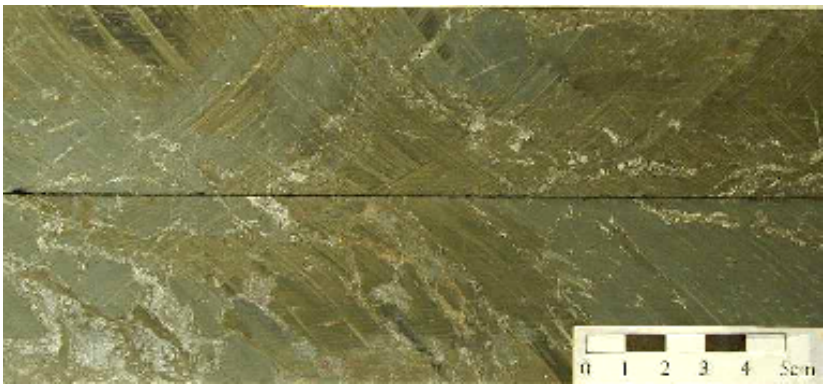


Figura 5.13 – Fotografia que mostra porções de rocha vulcânica máfica hastingsítica envolvidas por biotita. Fonte: CVRD (2003).

O Fe-metassomatismo é um processo marcado principalmente pela presença de magnetita e, secundariamente por hematita e ilmenita. Ilmenita e hematita estão presentes em proporções menores, sendo a primeira encontrada finamente disseminada em rochas vulcânicas máficas. A ilmenita é encontrada principalmente em rochas vulcânicas máficas e geralmente é substituída por minerais transparentes, possivelmente titanita. A hematita (figura 5.14) é geralmente secundária, decorrendo da alteração de outros minerais (magnetita, pirita, marcassita, millerita e minerais transparentes).

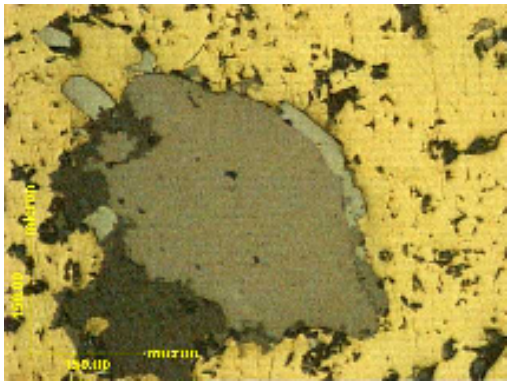


Figura 5.14 – Fotomicrografia que mostra borda de magnetita oxidada a hematita, envolta por calcopirita. Fonte: CVRD (2003).

A cloritização (figura 5.15) foi intensa em todas as rochas encaixantes, principalmente como alteração pervasiva e secundariamente como *infills* associada, ou não, a carbonatos, quartzo e calcopirita. Cristais reliquiares de biotita são indicativos de que a clorita comumente desenvolveu-se à custa da mica. Foram observados também crescimentos de clorita às custas de cristais de anfibólios e albita, auxiliando para o posicionamento da cloritização à anfibolitização e albitização.

Figura 5.15 – Fotografia que mostra rocha vulcânica máfica com clorita. Fonte: CVRD (2003).

A epidotização ocorreu no depósito Cristalino principalmente como alteração pervasiva e em vênulas que cortam os diques de diabásio e os granitóides (figura 5.16).

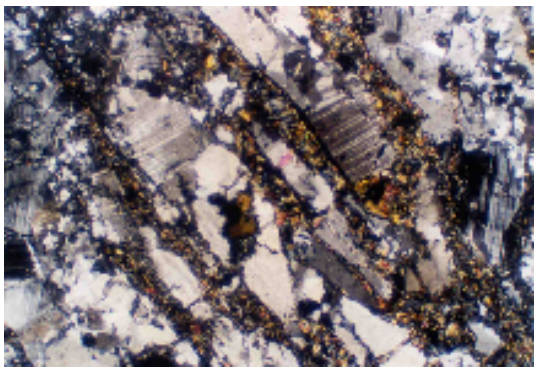


Figura 5.16 – Fotomicrografia que mostra cristais de plagioclásio brechados em granito com fraturas preenchidas por epidoto (cores vivas). Fonte: CVRD (2003).

A sulfetação (figura 5.17) foi um processo importante no depósito e está representativo desde finas disseminações de sulfetos, principalmente na matriz das "brechas hidrotermais" até níveis classificados como maciços (> 30% de calcopirita), especialmente nos contatos das rochas vulcânicas máficas com as vulcânicas félsicas e também formando a matriz das "brechas hidrotermais". A sulfetação é marcada pela presença principalmente de calcopirita e pirita. Subordinadamente podem encontrar bravoita, milerita, marcassita e, muito raramente, bornita, covelita, molibdenita e esfalerita. Também foram observados cobaltita e ouro nativo. A calcopirita é o principal sulfeto e aparece substituindo cristais de pirita, caracterizando sua cristalização posterior a este mineral. A pirita ocorre comumentemente inclusa na calcopirita .

Figura 5.17 – Fotografia que mostra rocha vulcânica máfica entrecortada por expressivo *stockwork* de vênulas de sulfetos. Fonte: CVRD (2003).

A associação calcita + quartzo ocorre comumente em todas as rochas do depósito sob a forma de vênulas milimétricas (figura 5.18), mas principalmente, sob a forma disseminada na matriz das "brechas hidrotermais" e nas rochas vulcânicas félsicas.

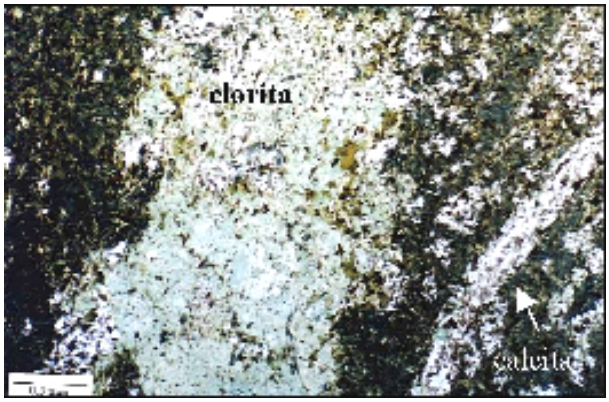


Figura 5.18 – Fotomicrografia que mostra rocha vulcânica máfica cortada por vênulas de clorita e calcita. Fonte CVRD(2003).

Outras alterações hidrotermais que ocorrem em menores proporções são alanita, zeolita e turmalinização. A alanita constitui a principal fonte de terras raras das rochas e parece estar concentrada nas zonas de maior brechação, comumente associada com hastingsita - actinolita. Hunh *et al*. (1999a) relatam que a alanita ocorre em diversos litotipos; em metabasaltos pode chegar até 6%.

CAPÍTULO 6
GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C, S, O) DAS ROCHAS ENCAIXANTES E DO MINÉRIO DE CU(AU)

6.1 – INTRODUÇÃO

O estudo dos isótopos estáveis dos elementos C, S e O oferece um meio de determinar a origem do(s) fluido(s) mineralizante(s) e da(s) provável(eis) fonte(s) da(s) mineralização(ões). Estes elementos leves, além de N e H, estão entre os principais constituintes de fluidos geologicamente importantes. Neste trabalho os dados laboratoriais de $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta\ ^{18}O_{SMOW}$ de carbonatos e de $\delta^{34}S_{CDT}$ em sulfetos foram utilizados para identificação das possíveis fontes de C, S, O das rochas vulcânicas máficas e félsicas do depósito Cristalino.

De acordo com O' Neil (1986), o valor delta (δ), referentes aos elementos C, O, S, corresponde a razões isotópicas ($^{13}C/^{12}C$), ($^{18}O/^{16}O$), ($^{34}S/^{32}S$) relativas a um padrão internacional, expressado em partes por mil (‰). O padrão internacional usado para o S é troilita do Canyon Diablo e para os isótopos de C e O os mais usados são V-PDB (Viena – Peedee Belemnitella) e V-SMOW (Viena – Standard Mean Ocean Water), respectivamente. A composição isotópica relativa (δ) de uma amostra é apresentada como segue:

$$\delta_X = [(R_x - R_{padrão}) / R_{padrão}] x\ 10^3$$

Onde $R_x = (^{13}C/^{12}C), (^{18}O/^{16}O), (^{34}S/^{32}S)$

Ohmoto & Rye (1979) propõem que o carbono em depósitos hidrotermais é geralmente fixado em carbonatos. Para a formação de carbonatos, os fluidos deverão conter espécies de carbono oxidado tais como CO_2, H_2CO_3, HCO_3^- ou CO_3^{2-}. As espécies de carbono oxidado de fluidos hidrotermais podem se originar de (1) fonte magmática, (2) oxidação de carbono reduzido e (3) lixiviação de carbonatos sedimentares. Os valores de $\delta^{13}C$ podem variar nos fluidos hidrotermais de acordo com a fonte do carbono e com de T, fO_2, P e pH dos fluidos.

O enxofre em depósitos minerais hidrotermais é geralmente fixado em sulfetos e/ou sulfatos, e é originado principalmente de fontes ígneas e/ou de fonte oceânica. O enxofre de fontes ígneas pode ter duas proveniências: o enxofre carreado em fluidos magmáticos e o enxofre lixiviado de minerais em rochas ígneas. O enxofre em água do mar ocorre como sulfatos os quais podem ser incorporados dentro de depósitos sulfetados. Em ambientes superficiais, através da redução de sulfato a sulfeto, *in*

situ, por bactéria. Assim, o H_2S por bactéria gera sulfetos sedimentares; estes sulfetos sedimentares podem ser lixiviados por fluidos hidrotermais.

Ohmoto & Rye (1979) admitem que o fracionamento dos isótopos de enxofre ocorre de diversas formas: (1) na fonte, no momento de separação de fluidos do magma; (2) durante a lixiviação de sulfetos; (3) durante resfriamento de fluidos hidrotermais; (4) durante a precipitação ou substituição de minerais; e (5) durante a história de evolução de fluidos hidrotermais envolvendo a redução de sulfatos de água do mar. Além dessas formas, Faure (1986) propõe que o fracionamento das espécies de enxofre, as quais incluem SO_4^{2-}, H_2S, HS^-, SO_2 e S_2, pode ocorrer devido a mudanças físico-químicas do fluido tais como temperatura, pH, fugacidade do O_2, Eh e atividade do enxofre.

Vê-se assim, que os valores $\delta^{13}C$ e $\delta^{34}S$ fornecem uma variada história dos fluidos hidrotermais. Deve-se, portanto, usar a geologia do depósito para interpretar os dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{34}S$. Tendo-se entendimento da geologia do depósito, os dados isotópicos de carbono e oxigênio agregados aos isótopos de enxofre podem fornecer informações preciosas sobre a gênese do fluido.

6.2 – TRABALHOS ANTERIORES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C, S, O) REALIZADOS NOS DEPÓSITOS ÓXIDOS DE FE CU- AU EM CARAJÁS

Os estudos isotópicos de C, S e O relacionados ao depósito Cristalino são inéditos. Para a Província Mineral de Carajás há alguns trabalhos publicados relacionados aos depósitos óxidos de Fe-Cu-Au. Tazava (1999) realizou o primeiro estudo de isótopos estáveis (C e O) na mina Igarapé Bahia que abrangeu análises de $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta^{18}O_{SMOW}$ de carbonatos que ocorrem em veios e disseminados em rochas metavulcânicas e nas brechas mineralizadas, os quais apresentaram resultados de $\delta^{13}C_{PDB}$ (-9,3 a -5,8‰) e $\delta^{18}O_{SMOW}$ (+0,7 a +9,4‰). Villas & Galarza (2001) analisaram 10 amostras de siderita do corpo de minério da mina Igarapé-Bahia - Alemão as quais apresentaram resultados de $\delta^{18}O_{SMOW}$ (+2,9 a +14,9‰) e $\delta^{13}C_{PDB}$ (-7,3 a -11,0‰). Os valores de $\delta^{34}S$ calcopirita de brechas hidrotermais variaram de -2 a +5‰ com 67% das amostras caindo em uma faixa mais estreita entre 0,0 e +3,0‰. Xavier & Dreher (2001) e Dreher (2004) fizeram um estudo mais detalhado de isótopos estáveis em Igarapé Bahia, onde foram analisados isótopos de C e O de carbonatos. Dreher (2004) analisou calcopirita das rochas fragmentárias e veios da mina Igarapé Bahia. De acordo com Dreher (2004), os valores apresentados foram de $\delta^{13}C_{PDB}$ variável de -8,3 a -13,4‰ em siderita, $\delta^{13}C_{PDB}$ de -6,7 a -8,7‰ em calcita e ankerita em rochas fragmentárias; os valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ foram de -6,6 a -15,6‰ em sideritas e ankeritas de veios (valores concentrados em -6,6‰ a -9,5‰); os valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ de +9,3 a +20,7‰ em siderita; $\delta^{18}O_{SMOW}$ de +4,7 a +8,9‰ em calcita e ankerita de rochas fragmentárias e $\delta^{18}O_{SMOW}$ de +1,2 a +14,1‰ em siderita e ankerita de veios. Dreher (2004) analisou isótopos de enxofre em calcopirita de rochas fragmentárias mineralizadas, calcopirita proveniente de veios

mineralizados, calcopirita que ocorre em nódulos e bandas nos metarritmitos e calcopirita proveniente de veios mineralizados. Os valores de $\delta^{34}S$ em calcopirita de nódulos e bandas em metarritmitos em sua maior parte variaram entre -1,1 a +5,6‰. Na calcopirita presente em veios tardios, $\delta^{34}S$ variou de -0,36 a +4,03‰. Em um recente trabalho sobre isótopos de enxofre, Galarza *et al*. (2008) analisaram calcopiritas das brechas hidrotermais dos corpos de minério de Igarapé-Bahia/Alemão, os resultados encontrados na maior parte das amostras exibiram valores de $\delta^{34}S$ variando entre -0,3 a +3,3‰.

Os resultados de Villas & Galarza (2001) para $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta^{18}O_{SMOW}$ de carbonatos sugerem uma mistura de fluidos magmáticos com fluidos superficiais, resultados semelhantes aos obtidos por Tazava (1999). Galarza *et al*. (2008) sugerem enxofre derivado de sulfetos de fluidos magmáticos, mas deve-se considerar ainda a possibilidade $\delta^{34}S$ de sulfetos vulcanogênicos de idade arqueana, resultados concordantes com Villas & Galarza (2001). Dreher (2004) em sua interpretação sugere que o $\delta^{13}C_{PDB}$ mostra duas fontes diferentes de CO_2, uma delas estaria relacionada a uma fonte profunda para o CO_2, com concentração de valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ entre -6,0 e -8,0‰, os quais incluem a maioria dos carbonatos presentes nos veios e algumas ankeritas e calcitas encontradas na matriz das rochas fragmentárias, caindo no campo dos carbonatitos, conforme os valores de Taylor *et al.* (1967). Um outro grupo, com valores mais negativos de $\delta^{13}C_{PDB}$ entre -8,0 a -15,0‰, os quais incluem a maioria das sideritas presentes na matriz das rochas fragmentárias e, muito subordinadamente, pelas ankeritas e calcitas dos veios, que pode indicar contribuição de matéria orgânica. Dreher (2004) sugere que as variações dos valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ nos carbonatos das rochas fragmentárias e veios devem-se a uma mistura de fluidos, fluidos possivelmente magmáticos com fluidos mais frios (possivelmente fluidos meteóricos) e/ou a trocas isotópicas com as encaixantes a altas temperaturas. Para o estudo isotópico de enxofre, Dreher (2004) sugere que os valores de $\delta^{34}S$ para a calcopirita dos veios podem ser de uma fonte magmática devido a sua proximadade a 0‰, enquanto os dados de $\delta^{34}S$ de calcopiritas das rochas fragmentárias mostram uma fonte magmática ou exalativa dominante para o enxofre, com participação mais subordinada de enxofre oxidado e de enxofre proveniente de redução bacteriogênica.

Lindenmayer *et al*. (2001) analisaram carbonatos de veios do depósito Gameleira, que apresentaram valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ (-8,4 a -9,4‰) e $\delta^{18}O_{SMOW}$ (+8,9 a +10,0‰) e de calcopiritas com $\delta^{34}S$ variando de +3,1 a +4,8‰. Lindenmayer *et al.* (2001) propuseram uma fonte magmática para o enxofre e fonte profunda tanto para o carbono quanto o oxigênio, sugerindo fluidos magmáticos sem envolvimento de águas superficiais.

Em um trabalho mais recente sobre geologia isotópica em Carajás, Monteiro *et al*. (2008) analisaram calcita de brechas mineralizadas dos corpos de minério Sossego-Curral e Sequeirinho, os quais apresentaram uma variação isotópica de $\delta^{18}O_{SMOw}$ +5,1 a +8,2‰ referente a onze amostras analisadas do corpo de minério Sossego-Curral e Sequeirinho, calcita de veios tardios hospedados em

gabros dos corpos de minério Sequeirinho e Baiano os quais mostraram uma variação isotópica de $\delta^{18}O_{SMOW}$ (+5,0 a +18,3‰) referente a seis amostras. Dados isotópicos de $\delta^{13}C_{PDB}$ analisados de calcita de brechas mineralizadas do corpo Sossego-Curral e Sequeirinho apresentaram valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ (-4,8 a -7,6‰) e calcita de veios tardios hospedados em gabros dos corpos de minério Sequeirinho e Baiano os quais apresentaram uma variação isotópica de $\delta^{18}O_{SMOW}$ (-3,8 a - 8,4‰). Composições isotópicas de enxofre de calcopirita foram determinados para os corpos Sossego-Curral, Sequeirinho, Baiano e Pista, os quais apresentaram uma variação isotópica de $\delta^{34}S$ (+3,1 a +4,8‰) para o corpo de minério Pista, $\delta^{34}S$ (+2,9 a +6,3‰) para o corpo de minério Sequeirinho-Baiano e $\delta^{34}S$ (+3,8 a +7,6‰) para o corpo de minério Sossego-Curral. Monteiro *et al*. (2008) propuseram que os valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta^{18}O_{SMOW}$ de carbonatos sejam provenientes das rochas crustais, que o $\delta^{34}S$ apresentou assinatura de enxofre isotopicamente mais pesada que o enxofre magmático, sugerindo origem a partir de reservatórios superficiais ou lixiviação de enxofre das rochas hospedeiras.

6.3 – ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE C, S, O NO DEPÓSITO CRISTALINO

6.3.1- Isótopos de C e O em carbonatos

O carbonato é um constituinte presente na maior parte das rochas do depósito Cristalino. Dados da CVRD (2003) apresentaram calcita como o carbonato de maior ocorrência no depósito. Dados deste trabalho indicam apenas a ocorrência de carbonatos nas amostras de rochas vulcânicas máficas (figura 6.1), félsicas e "brechas hidrotermais". Para identificação do tipo de carbonato seriam necessárias análises por difratometria de raios-x.

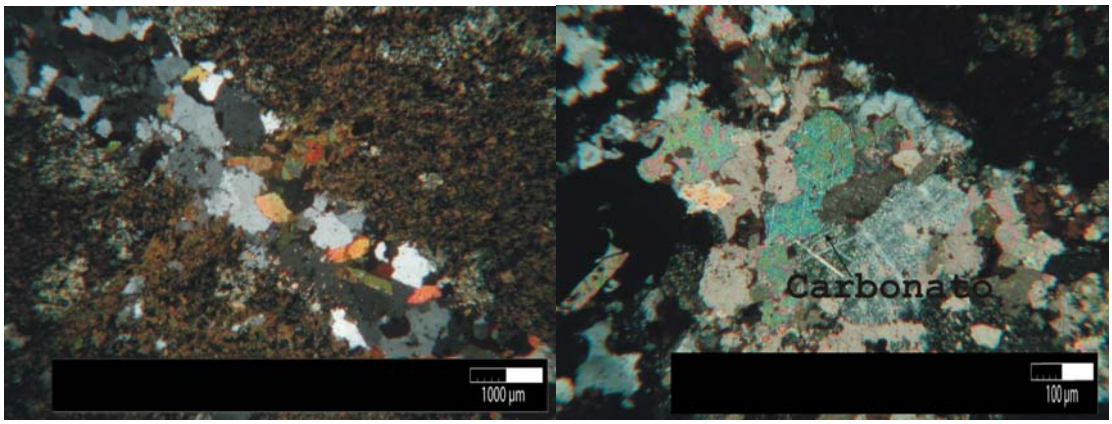


Figura 6.1 – Fotomicrografia que mostra rocha vulcânica máfica com fraturas preenchida por carbonato e quartzo que cortam matriz de hornblenda e biotita. Lâmina correspondente ao furo 128.4, profundidade 362 a 363m. Nicóis cruzados. Aumento de 5X (à esquerda) e 10X (à direita).

Conforme descrito no capítulo Metodologia, apenas seis amostras de carbonatos, possivelmente calcita, apresentaram quantidade suficiente de CO_2 desprendido (o equivalente a 42 µmol) para serem analisadas no espectrômetro de massa SIRA II. As amostras submetidas às análises

possuíam carbonatos em rocha total e constaram de duas amostras de vulcânicas máficas e quatro amostras de "brechas hidrotermais". Os resultados de $\delta^{13}C$ (tabela 6.1) foram expressados em valores de PDB(‰) e os resultados de $\delta^{18}O$ foram expressados em PDB(‰) e SMOW(‰).

Tabela 6.1 – Resultados das análises de $\delta^{13}C$(‰) e $\delta^{18}O$(‰) em amostras de rochas deste trabalho. Os acrônimos BH e VM referem-se respectivamente a brecha hidrotermal e vulcânica máfica.

Amostras	Intervalo de furo de sondagem (m)	Litotipo	$\delta^{13}C$‰ PDB	$\delta^{18}O$‰ PDB	$\delta^{18}O$‰ SMOW
GD/CS-191.9	468 a 469	BH	- 4,8	- 22,1	8,1
GD/CS-061.16	459 a 460	BH	- 5,1	- 20,9	9,3
GD/CS-128.6	432 a 433	BH	- 7,2	- 21,7	8,2
GD/CS-128.5	385 a 386	VM	- 6,8	- 21,7	8,5
GD/CS-191.25	372 a 373	BH	- 6,5	- 21,8	8,4
GD/CS-191.24	162 a 163	VM	- 4,4	- 21,9	8,3

Os valores referentes ao $\delta^{13}C$ do depósito Cristalino foram plotados nos diagramas referentes as figuras 6.2 e 6.3 em comparação aos dados de $\delta^{13}C$ de Dreher (2004) referente à mina Igarapé Bahia, dados de Lindenmayer *et al*. (2001) referente ao depósito Gameleira e dados de Monteiro *et al*. (2008) referente ao depósito Sossego. Os valores de $\delta^{13}C$ do Cristalino apresentaram uma variação estreita de -7,2 a -4,4‰ com uma média de -5,8‰. No diagrama referente à figura 6.2, os valores do depósito Cristalino situam-se no campo dos carbonatitos primários de Taylor *et al.* (1967). Observa-se um *trend* de aumento nos valores de $\delta^{13}C$, o que não é claramente observado nos valores de $\delta^{18}O$. Comparando os dados de carbonato do depósito Cristalino com outros depósitos de Carajás (Gameleira, Igarapé Bahia e Sossego), observam-se valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ situados no campo dos carbonatitos ou próximos ao campo dos carbonatitos semelhante ao depósito Cristalino. Contudo, observou-se que os valores isotópicos de ankerita e calcita referentes aos carbonatos de rochas fragmentárias e carbonatos de veios de Dreher (2004) apresentaram uma maior variação nos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$.

No diagrama referente à figura 6.3, os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ do depósito Cristalino, Sossego/Curral, Sequeirinho/Baiano e Igarapé Bahia (maior porcentagem de amostras) situam-se no campo mantélico, enquanto o depósito Gameleira situa-se próximo ao campo mantélico. Os valores de $\delta^{13}C$ do depósito Cristalino situam-se também no campo dos carbonatitos ($\delta^{13}C$ = -4,0 a -8,0‰) de Taylor *et al*. (1967) e próximos ao campo dos *MORB*s ($\delta^{13}C$ = -6,4±0,9‰) de Exley *et al*. (1986), o que é observado também para os outros depósitos.

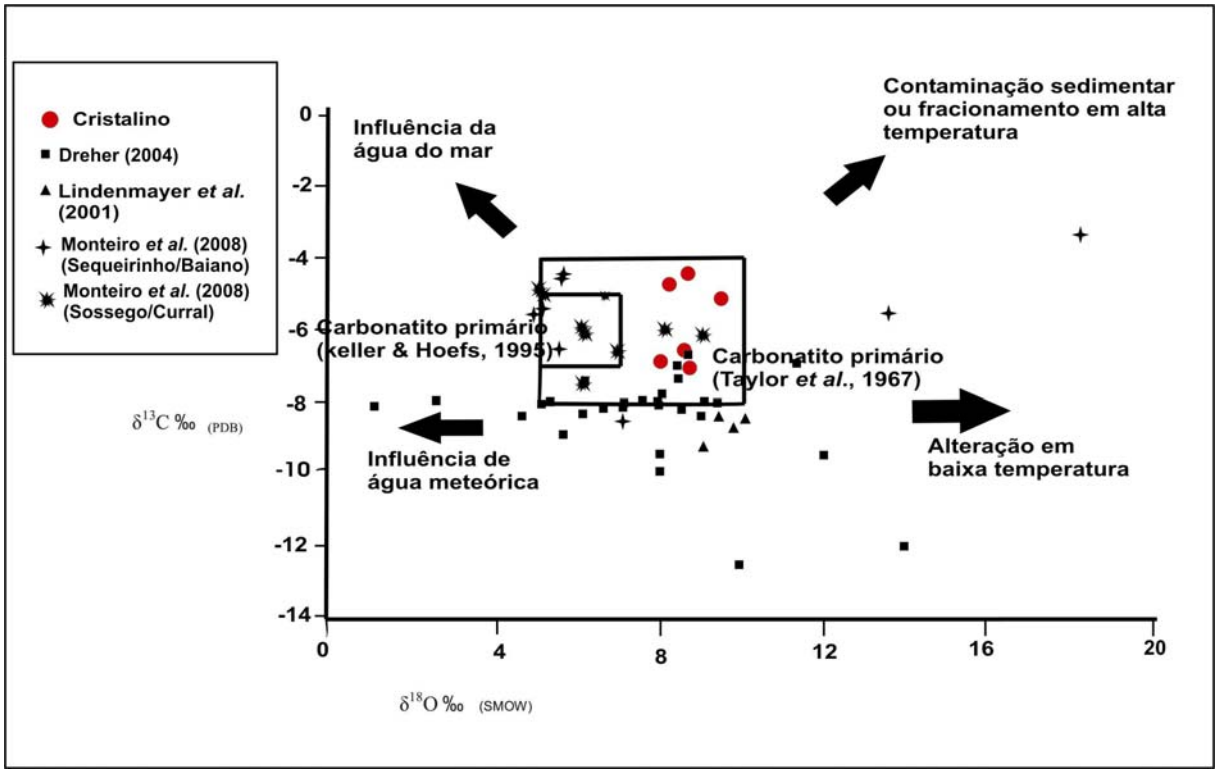


Figura 6.2 – Diagrama de composição de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ referente aos depósitos Cristalino, Igarapé Bahia, Gameleira e Sossego/Sequeirinho. As caixas retangulares representam os campos para os carbonatitos primários inalterados de Taylor *et al*. (1967) e Keller & Hoefs (1995) *in:* Pandit *et al*. (2002). Adaptado de Pandit *et al*. (2002).

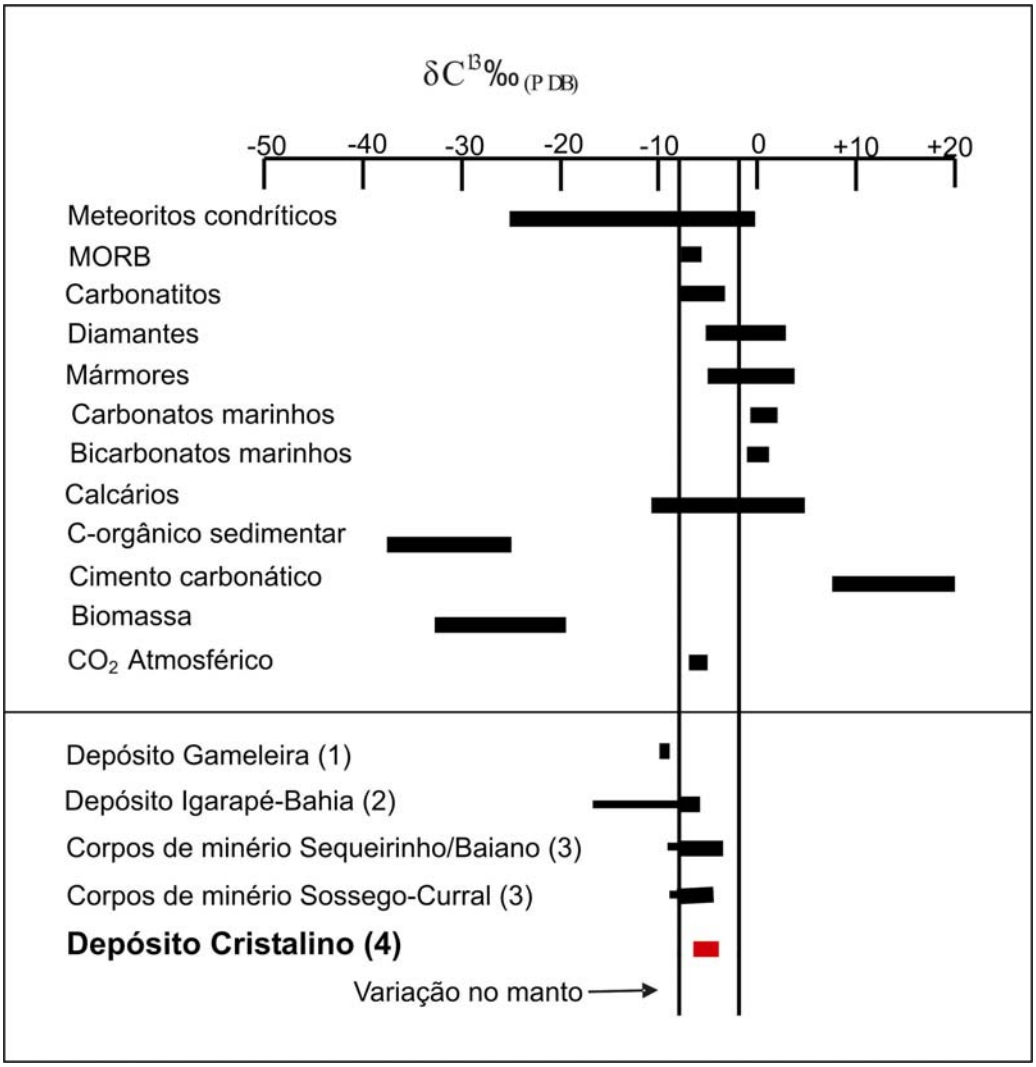


Figura 6.3 – Diagrama que mostra os reservatórios naturais de $\delta^{13}C$. Dados acrescentados referentes aos depósitos óxidos de Fe Cu – Au da Província Mineral de Carajás. Os dados são de (1) Lindenmayer *et al.* (2001), (2) Dreher (2004), (3) Monteiro *et al.* (2008) e (4) dados deste trabalho. Extraído e modificado de Rollinson (1993).

6.3.2 – Isótopos de enxofre em sulfetos

A calcopirita é o sulfeto dominante no depósito Cristalino e ocorre principalmente na forma de *stockwork*. Em estudos minero-petrográficos, observaram-se inclusões de pirita em calcopirita, dificultando a separação destes dois minerais. Conforme descrito no capítulo de metodologia, foram selecionadas onze amostras de sulfetos (calcopirita+pirita) dos litotipos vulcânico máfico (VM), félsico (VF) e "brechas hidrotermais" (BH) com ocorrência de sulfetos na forma *stockwork* (SW), "brechóide" (B), venular (V) e maciço (M), sendo duas amostras de "brechas hidrotermais", oito de vulcânicas máficas e uma de vulcânica félsica. Os resultados de $\delta^{34}S$ (tabela 6.2) foram expressados em valores de CDT(‰).

Tabela 6.2 – Resultados das análises de $\delta^{34}S$(‰) em amostras de rochas deste trabalho.

Amostras	Intervalo de furo de sondagem (m)	Litotipo/ Estilo de minério	$\delta^{34}S$‰ (CDT)
GD/CS-061.12	667 a 668	VM/ B	0,6
GD/CS-061.15	627 a 628	VM/ B	0,9
GD/CS-061.30	512 a 513	VM/ V	1,3
GD/CS-061.16	459 a 460	BH/ B	1,3
GD/CS-128.23	403 a 404	BH/ M	0,8
GD/CS-061.29	386 a 387	VM/ SW	1,2
GD/CS-128.5	385 a 386	VM/ SW	0,8
GD/CS-191.8	241 a 242	VM/ SW	1,0
GD/CS-191.24	162 a 163	VM/ B	1,1
GD/CS-128.1	84 a 85	VF/ B	1,3
GD/CS-128.3	56 a 57	VM /SW	1,5

Os valores referentes ao $\delta^{34}S$ do depósito Cristalino estão plotados nas figuras 6.4 e 6.5 em comparação aos dados de $\delta^{34}S$ de Dreher (2004) e Galarza *et al.* (2008) referente ao depósito Igarapé Bahia, dados de Lindenmayer *et al*. (2001) referente ao depósito Gameleira, dados de Monteiro *et al*. (2008) referente ao depósito Sossego e dados de depósitos de classe mundial do tipo *IOCG* de Marschik & Fontboté (2001), Rotherham *et al.* (1998) e Davidson & Dixon (1992). Os valores de $\delta^{34}S$ do Cristalino apresentaram uma variação estreita, de 0,6 a 1,5‰, com uma média de 1,1‰. No diagrama referente a figura 6.4 os valores do depósito Cristalino situam-se próximo aos valores mantélicos ($\delta^{34}S=0\pm1$‰) da literatura, podendo estes valores mantélicos se estenderem dentro da variação de -3,0 a +3,0‰ de acordo com Ohmoto & Rye (1979) e Ohmoto (1986). São próximos também aos valores de *MORB*s de Sakai *et al.* (1984) cuja média é de $\delta^{34}S= +0,3\pm0,5$‰.

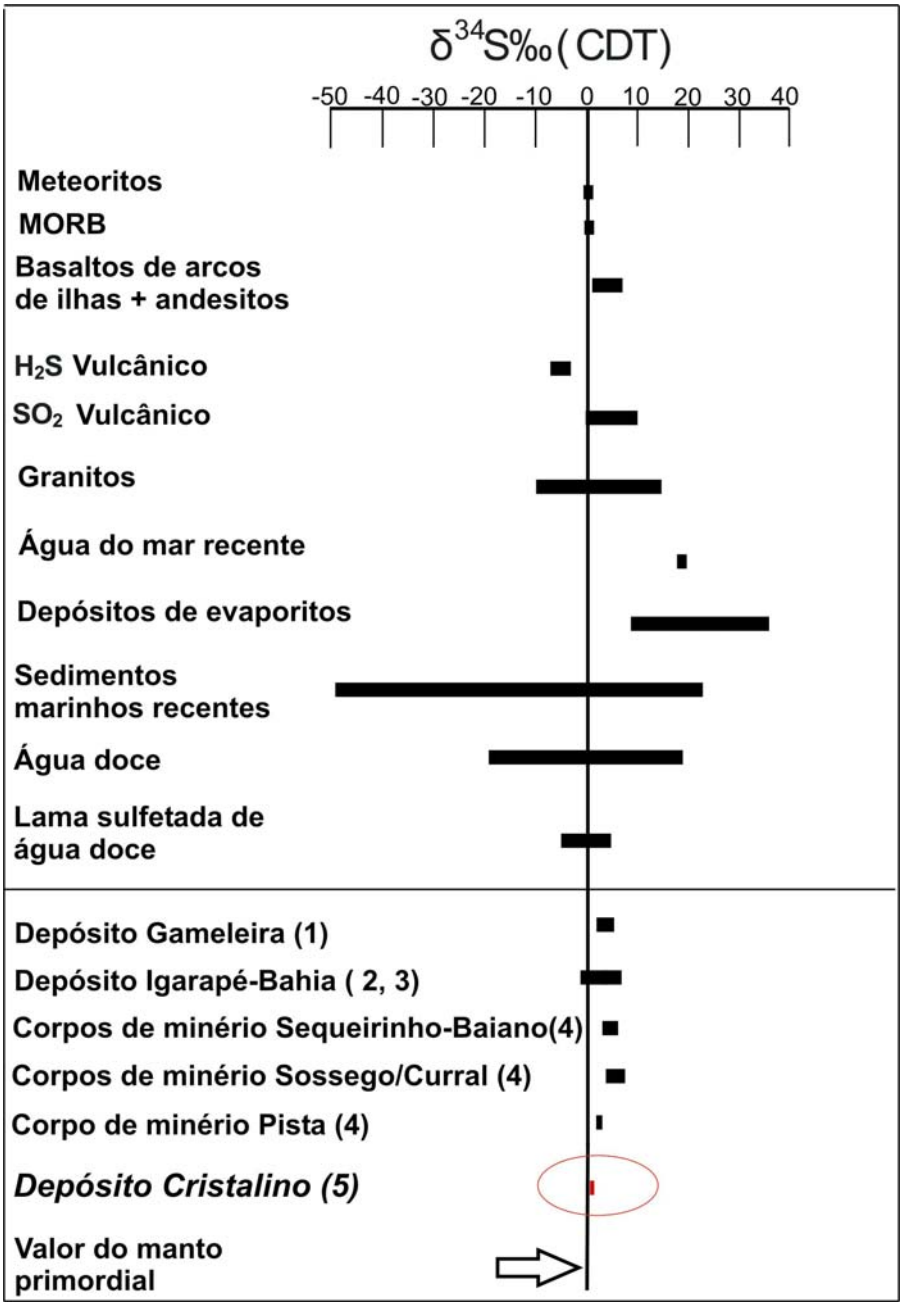


Figura 6.4 – Diagrama que mostra os reservatórios naturais de $\delta^{34}S$. Dados acrescentados referentes aos depósitos óxidos de Fe Cu – Au da Província Mineral de Carajás. Os dados são de (1) Lindenmayer *et al.* (2001), (2) Dreher (2004), (3) Galarza *et al.* (2008), (4) Monteiro *et al.* (2008), (5) dados deste trabalho. Extraído e modificado de Rollinson (1993).

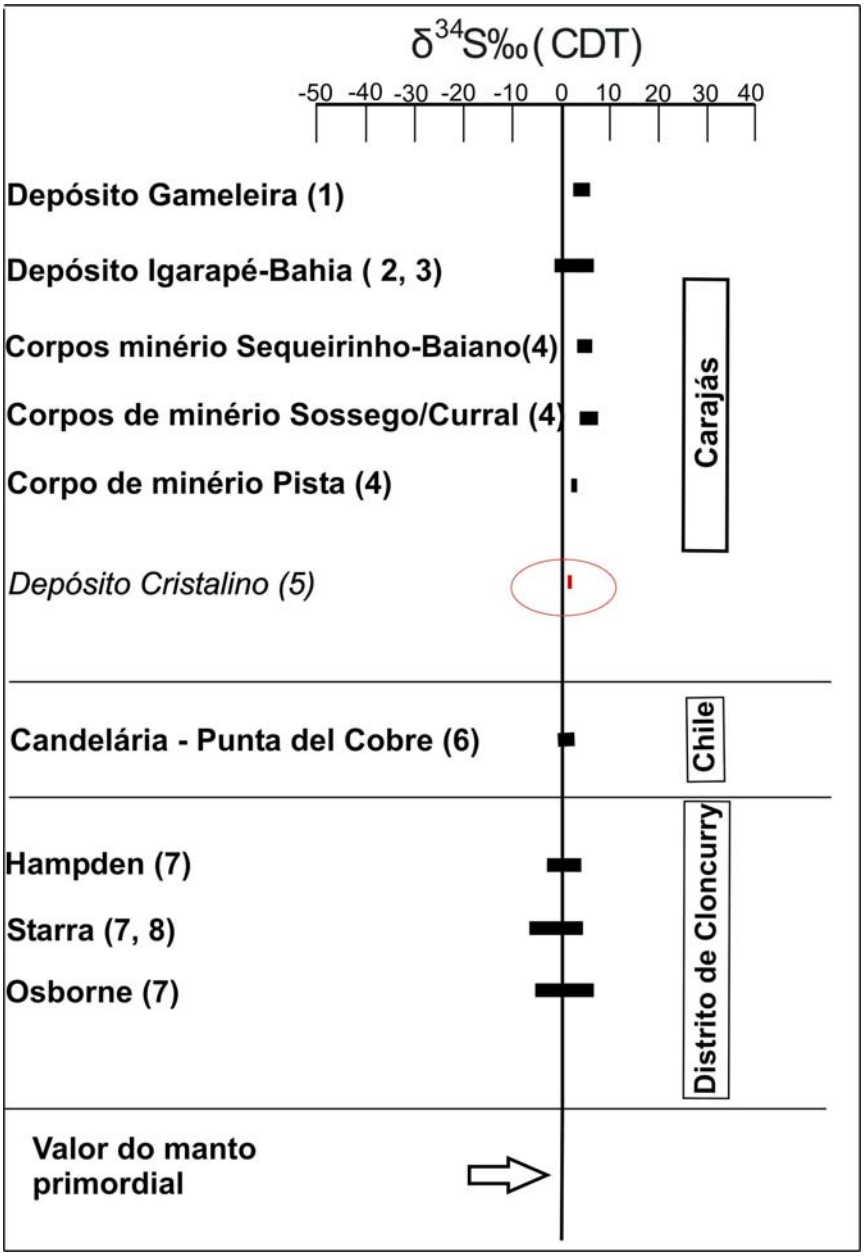


Figura 6.5 – Diagrama que mostra a composição isotópica de enxofre dos depósitos óxidos de Fe Cu – Au de Carajás e de outros depósitos *IOCG* no mundo. Os dados são de (1) Lindenmayer *et al.* (2001), (2) Dreher (2004), (3) Galarza *et al.* (2008), (4) Monteiro *et al.* (2008), (5) dados deste trabalho, (6) Marschik & Fontboté (2001), (7) Davidson & Dixon (1992), (8) Rotherham *et al.* (1998).

6.3.3 – Interpretação de resultados

Observando os diagramas das figuras 6.2 e 6.3, os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ do depósito Cristalino mostram campos semelhantes aos depósitos óxidos de Fe Cu – Au de Carajás. Os valores apresentados de $\delta^{13}C$ para o depósito Cristalino apresentam uma média de $\delta^{13}C$ de -5,8‰, próximo aos valores de carbono magmático, manto e CO_2 vulcânico ao redor de -5,0‰ (Ohmoto & Rye, 1979). O valor médio de $\delta^{13}C$ de carbono derivado de rochas da crosta também apresenta uma assinatura muito próxima do manto. Ohmoto & Rye (1979) admitem que o carbono derivado do manto

é indistinguivel de carbono crustal com valores de $\delta^{13}C$ ao redor de -5,0‰. Ohmoto & Rye (1979) propõem que $\delta^{13}C$ de rochas ultramáficas, máficas e graníticas apresentam uma variação de $\delta^{13}C$ em torno de -10,0‰ a +2,0‰, mas que os seus valores médios não diferem mais que ±1,5‰ da média das rochas sedimentares e metamórficas. Segundo estes autores os valores médios de $\delta^{13}C$ de fundido de rochas mantélicas, de rochas sedimentares e de rochas crustais teriam um valor médio em torno de -5,5‰.

Considerando a geologia do depósito Cristalino e os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ nos diagramas das figuras 6.2 e 6.3, estes são consistentes com uma fonte de carbono magmático e mantélica. Os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ dos carbonatos na maioria das amostras dos depósitos óxidos de Fe Cu – Au de Carajás, situaram-se no campo dos carbonatitos, sugerindo carbono de fonte profunda. Dreher (2004) sugere que os isotópos de C e O de carbonatos que ocorrem nas rochas fragmentárias e veios do depósito Gameleira são possivelmente de uma fonte profunda para o CO_2 [os valores de carbono indicam uma fonte magmática ($\delta^{13}C$ de -6,0 a -8,0‰) associada a carbono de fonte orgânica ($\delta^{13}C$ de -8,0 a -13,0‰)]. O caráter magmático para o carbono é corroborado por Tallarico *et al.* (2001) e Tallarico *et al*. (2005) ao analisarem os dados isotópicos de Tazava (1999) de siderita e calcita na matriz de brechas mineralizadas e veios do depósito Igarapé-Bahia. Lindenmayer *et al.* (2001) sugerem que os dados isotópicos de C e O do depósito Gameleira são de fonte magmática profunda sem envolvimento de águas superficiais, tal como sugerido pelos estudos de inclusões fluidas efetuadas por Ronchi *et al.* (2003). Nos diagramas das figuras 6.2 e 6.3 observa-se que a maioria das amostras dos corpos de minério Sossego/Curral e Sequeirinho-Baiano situa-se no campo dos carbonatitos, no campo dos valores magmáticos e no campo dos *MORB*s e algumas amostras tendem ao campo de contaminação sedimentar (figura 6.2). Estes campos são consistentes com as sugestões propostas por Monteiro *et al*. (2008) de que a composição isotópica do carbono incorporado às rochas pode ser de fonte magmática e mantélica ou mesmo crustal.

Com relação aos valores isotópicos de $\delta^{18}O$ (+8,1 a +9,3‰) de carbonatos no depósito Cristalino, eles são sugestivos de uma contribuição magmática em comparação aos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ de carbonatos dos depósitos óxidos de Fe Cu – Au em Carajás como os depósitos Gameleira (Lindenmayer *et al*. 2001) e Igarapé-Bahia (Tazava, 1999; Villas & Galarza, 2001; Dreher, 2004). Para se ter resultados mais consistentes de $\delta^{18}O$ na origem dos fluidos mineralizantes, seria necessário calcular a temperatura e composição isotópica dos fluidos ($\delta^{18}O_{fluido}$) responsáveis pela mineralização das rochas no depósito Cristalino, com base na relação de equilíbrio entre dois minerais. Esses cálculos foram realizados por Dreher (2004) e por Monteiro *et al.* (2008), que sugerem para o $\delta^{18}O_{fluido}$, fluidos magmáticos ou fluidos formacionais/metamórficos com a participação de água meteórica, para os depósitos Igarapé Bahia e Sossego.

Os valores de $\delta^{34}S$ dos depósitos óxidos de Fe Cu – Au de Carajás apresentaram valores mais espalhados, variando numa faixa de -2,1 até + 7,6‰. Pela estreita variação das 11 amostras do depósito Cristalino, os valores de $\delta^{34}S$ são sugestivos de enxofre de origem mantélica ou enxofre lixiviado de rochas ígneas (basaltos do tipo *MORB*) conforme sugerido por Ribeiro *et al*. (2007a).

O enxofre talvez possa ter tido uma contribuição de fonte granítica, uma vez que a mineralização do depósito Cristalino está possivelmente associada a granitos (Huhn *et al*. 1999a) e os valores de $\delta^{34}S$ situam dentro do intervalo de variação de granitos (figura 6.4). Uma comparação poderia ser feita com o grupo de minas Hampden no distrito de Cloncurry, na Austrália. De acordo com Davidson & Dixon (1992), os valores de $\delta^{34}S$ (-3,0 a +4,0‰), a geologia local e as assembléias de alteração (feldspato-K) indicam fluidos derivados de granitos.

Os valores mais altos de $\delta^{34}S$ (>2‰) nos depósitos óxidos de Fe Cu – Au de Carajás são defendidos por alguns autores como enxofre proveniente de outras fontes. Monteiro *et al*. (2008) sugerem que os valores positivos de $\delta^{34}S$ de +2,2 a +7,6‰, encontrados no depósito Sossego possam ser de três possíveis fontes: (1) enxofre lixiviado de rochas magmáticas ou fluidos de magmas que adquiriram muito do seu enxofre pela assimilação de rochas encaixantes, (2) enxofre reduzido inorganicamente ($\delta^{34}S$ ~ de +2,0 a +5,0‰) de sulfato de água do mar no Arqueano no qual foram depositados evaporitos e (3) de sulfatos reduzidos inorganicamente de evaporitos continentais ($\delta^{34}S$~10,0‰). De acordo com Monteiro *et al*. (2008) esse sulfato poderia ter introduzido no sistema a partir das águas superficiais (meteóricas) que teriam participado da gênese ou mesmo poderiam ser lixiviados das rochas durante a passagem dos fluidos quentes. Dreher (2004) e Galarza *et al.* (2008) também sugerem que os valores de $\delta^{34}S$ (-2,1 a +5,6) poderiam vir da derivação de sulfetos de fluidos magmáticos, sem excluir a possibilidade de sulfetos derivados de ambientes submarinhos similar aquele de mineralização VMS Arqueano no qual foram depositados evaporitos.

Davidson & Dixon (1992) propõem para os depósitos de Starra e Osborne, no distrito de Cloncurry, fontes de enxofre as quais incluem enxofre magmático, mas também enxofre reduzido inorganicamente de sulfato de água do mar, enxofre evaporítico continental e enxofre lixiviado de sedimentos. Há de se considerar que estes depósitos se formaram em uma bacia cratonizada preenchida por sedimentos em que o depósito de Starra foi depositado em um ambiente evaporítico.

Pela estreita variação dos valores $\delta^{34}S$ (+0,6 a +1,5‰), eles indicam enxofre magmático. E possivelmente, este pequeno fracionamento apresentado pelas amostras pode dever-se a uma variação das condições físico-química dos fluidos. Conforme proposto por Marschik & Fontboté (2001), a estreita variação de $\delta^{34}S$ (-0,7 a +3,1‰) no depósito de Candelária – Punta Del Cobre é consistente

com enxofre de origem magmática e os valores mais positivos de $\delta^{34}S$ implicariam condições mais oxidadas do fluido. Esta idéia é também defendida por Williams & Pollard (2003), pois valores de $\delta^{34}S$ próximos de zero são compatíveis com uma fonte predominantemente magmática (enxofre de fase fluida magmática ou lixiviada de rochas ígneas) nos depósitos do distrito de Cloncurry (*e.g.* Starra, Osborne) e variações apresentadas nos valores $\delta^{34}S$ nos depósitos estariam relacionadas a variações em temperatura, pH, fugacidade de oxigênio e mistura com enxofre sedimentar.

CAPÍTULO 7

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES DOS MINÉRIOS DE COBRE DO DEPÓSITO CRISTALINO SUL

7.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Este capítulo consta da apresentação e interpretação de dados geoquímicos das rochas encaixantes do minério de Cu (Au) com o objetivo de contribuir com a gênese e evolução do depósito Cristalino. As amostras analisadas por ICP – AES correspondem a quinze amostras de rochas vulcânicas máficas, seis amostras de vulcânicas félsicas, pouco a muito alteradas, e sete amostras de "brechas hidrotermais" obtidas de testemunhos de furos de sondagem do Projeto Cristalino (CVRD, 2003). O estudo geoquímico de rochas encaixantes do minério de Cu(Au) procurou caracterizar a geoquímica primária através do entendimento das alterações hidrotermais e com isso: 1.avaliar a mobilidade de elementos maiores, menores e traços ocasionados pela alteração hidrotermal; 2.determinar o ambiente tectônico das rochas vulcânicas máficas e tipo de magmatismo em que elas estão associadas.

Os trabalhos utilizados para estudo da mobilidade dos elementos químicos foram os de Gieré (1990), Rubin *et al.* (1993), Baalen (1993), Rollinson (1993), Jiang *et al*. (2005) e Manning (2006), que discutem a mobilidade dos elementos químicos em condições de intemperismo, metamorfismo e hidrotermalismo. Os trabalhos de Can (1970), Pearce & Cann (1973), Smith & Smith (1976), Pearce & Norry (1979), Floyd & Winchester (1975, 1978), Winchester & Floyd (1976, 1977), Finlow-Bates & Stumpfl (1981), MacLean (1990) e MacLean & Barret (1993) propõem a utilização dos elementos químicos, Ti, Zr, Al, Nb,Y e V, considerados poucos móveis em condições de intemperismo, hidrotermalismo e metamorfismo, para interpretação de ambiente tectônico. Os dados de Sun *et al.* (1979), Lindenmayer *et al*. (1994), Barros *et al.* (1997), Palme & O'Neil (2004), Dall´Agnol *et al.* (2005) foram utilizados para construção de diagramas de balanço de massa a fim verificar uma possível associação das rochas vulcânicas máficas com os basaltos do tipo *MORB* (N, T, P) e as rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino com os granitos alcalinos arqueanos e granitos proterozóicos do tipo-A. Na interpretação dos dados litogeoquímicos do depósito Cristalino, foram também utilizados o trabalho clássico de geoquímica de Goldschmidt (1954), relatório interno da CVRD (2003) e os trabalhos de Lindenmayer (1990), Lindenamyer *et al.* (1995), Lindenmayer *et al*. (2001), Tallarico (2003), Tallarico *et al.* (2005a) relacionados aos depósitos óxidos de Fe Cu – Au de Carajás (*e.g*. Igarapé-Bahia, Gameleira, Salobo) e o depósito Tjarrojakka na área Kiruna na Suécia, de Edfelt (2005).

7.2 – ESTUDO DA MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUIMICOS DURANTE ALTERAÇÃO E MINERALIZAÇÃO NO DEPÓSITO CRISTALINO SUL

Em geral, as rochas do depósito Cristalino apresentam-se alteradas hidrotermalmente e em diferentes graus de intensidade. Estudos minero-petrográficos de lâminas delgadas mostraram que amostras menos alteradas do depósito Cristalino exibem alguns efeitos de alteração e/ou metamorfismo. Os diversos processos de alteração das rochas do depósito Cristalino (silicificação, alterações sódicas, alterações potássicas, Fe-metassomatismo, anfibolitização, cloritização, alteração cálcica, sulfetação, enriquecimento em apatita e subordinadamente enriquecimento em zeolita e turmalina) tornam mais difícil a identificação de elementos menos móveis. Portanto, serão utilizados neste estudo, em conjunto, diagramas de balanço de massa, diagramas de Harker e informações sobre a mobilidade dos elementos químicos em condições de hidrotermalismo e metamorfismo da literatura de Rollinson (1993), Gieré (1990) Rubin *et al*. (1993), Baalen (1993), Jiang *et al*. (2005) e Manning (2006) a fim de que as sugestões propostas para mobilidade dos elementos sejam consistentes.

Pearce (1983) *in* Rollinson (1993) define o potencial iônico de um elemento (razão carga do íon e raio iônico) como uma ferramenta a ser usada na medida da mobilidade de um elemento em fluidos aquosos. A mobilidade de um dado elemento é controlada pelas mudanças mineralógicas as quais ocorrem durante a alteração e pela natureza da fase fluida. Pearce (1983) *in* Rollinson (1993) define que, em geral, elementos incompatíveis pertencentes ao grupo HFSE, *íons pequenos de alta densidade de carga* (*e.g. Y, REE, Sc, Th, U, Ce, Pb^{4+}, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, Eu^{3+},P*) são menos móveis. E os elementos pertencentes ao grupo LILE, *íons grandes de baixa densidade de carga* (*e.g. Cs, Rb, K, Ba, Pb^{2+}, Sr, Eu^{2+}*) são relativamente móveis. Este Pearce (1983) propôs de uma maneira mais específica que elementos com baixo potencial iônico (<3) tais como Na, Li, K, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba, Pb^{2+}, Cu, La e elementos com alto potencial iônico (>10) são relativamente móveis. Aqueles com potencial iônico intermediário são geralmente pouco móveis *(e.g.* Al, Th, Zr, Ti, Nb, Y).

De maneira genérica, Rollinson (1993) considera para rochas hidrotermalizadas que os elementos Al, Ti, Zr, Y, Cr, V e ETR sejam de mobilidade reduzida em escala de amostra, enquanto Si, Ca, Na, K, Rb, Sr, Ba e Eu^{2+} são tidos como caracteristicamente móveis. Consideram-se os elementos incompatíveis HFSE tais como Ti, Zr, Sc, Y, Nb e ETR de baixa solubilidade tanto na forma de cátions como complexos. No entanto, Jiang *et al*. (2005) admitem que estes elementos podem ser substancialmente mobilizados sob determinadas condições tais como P – T, pH das soluções e efeito de química do fluido tais como fluidos salinos ricos em CO_2 e complexos de F, P e B. Para os elementos Zr e Ti, Rubin *et al.* (1993) e Jiang *et al.* (2005) sustentam que existem registro de expressiva mobilidade desses elementos em presença de fluidos com composições específicas, *e.g*.,

mobilidade do Zr em sistemas hidrotermais ricos em F relacionado a suítes ígneas ricas em F^- e alcalinas.

Em condições de metamorfismo, os elementos de potencial iônico intermediário (*e.g*. Al, Sc, Ti, V^{3+}, Cr, Y, Zr, Nb, ETR, Th), apesar de serem considerados pouco móveis, podem adquirir mobilidade sob determinadas condições físico-químicas (temperatura e pressão). Baalen (1993) com base em estudos de solubilidade dos óxidos de Ti em fluidos geológicos propõe que em condições de baixo a médio grau metamórfico, a mobilidade do Ti é limitada pela baixa solubilidade dos óxidos de Ti nos fluidos associados com processos metamórficos. Sob condições da fácies eclogito, a solubilidade do óxido de Ti aumenta e torna o Ti relativamente mais móvel. Segundo Manning (2006), o elemento Al considerado um dos elementos maiores menos solúveis em fluidos associados com processos metamórficos e metassomáticos, tem sua solubilidade aumentada em ambientes de altas temperaturas e pressões médias a altas.

Ao analisarmos a literatura acima observamos que elementos como Na, K e Ca são considerados móveis e mesmos os elementos ditos menos móveis como Al, Ti e Zr, dependendo da composição do fluido e das condições de T e P podem se tornar um pouco móveis em condições hidrotermais e metamórficas.

Os dados constantes das tabelas 7.1 a 7.3 (anexo), referente a amostras do depósito Cristalino mostram uma grande variação dos elementos maiores e traços. O conteúdo de Na_2O nas rochas vulcânicas máficas varia de 0,13 a 2,69%, nas vulcânicas félsicas de 0,11 a 2,11% e nas “brechas hidrotermais” de 0,04 a 3,48%. O conteúdo de K_2O nas rochas vulcânicas máficas varia de 1,35 a 6,15%, nas vulcânicas félsicas de 1,60 a 4,7% e nas “brechas hidrotermais” de 0,03 a 1,6%. O conteúdo de CaO varia de 0,41 a 7,16% nas vulcânicas máficas, de 1,44 a 5,72% nas “brechas hidrotermais”. Esta variação pode estar relacionada a mobilidade dos elementos químicos nas rochas vulcânicas e “brechas hidrotermais”. A fim de estudar a mobilidade foram utilizados diagramas binários de Harker (figuras 7.1 a 7.6) e diagramas de balanço geoquímico de massa (figuras 7.7 a 7.10).

7.2.1 – Diagramas de variação binários entre óxidos e elementos

Nos diagramas binários log x log envolvendo óxidos (%), Al_2O_3 e TiO_2 foram utilizados como abscissas, em diversas combinações, a fim de estudar o comportamento dos elementos maiores em condições hidrotermais. Nos diagramas com Al_2O_3 usado como referencial (figuras 7.1 a 7.3), tendências de correlação razoavelmente lineares positivas são apresentadas por *K_2O e Na_2O*, tendências de correlação razoavelmente lineares negativas são apresentadas por *CaO e Fe_2O_3T*. Nos diagramas com TiO_2 usado como referencial (figuras 7.4 a 7.6), tendências de correlação razoavelmente lineares positivas são apresentadas por *MnO e CaO*. Aos demais diagramas não se observou uma correlação linear.

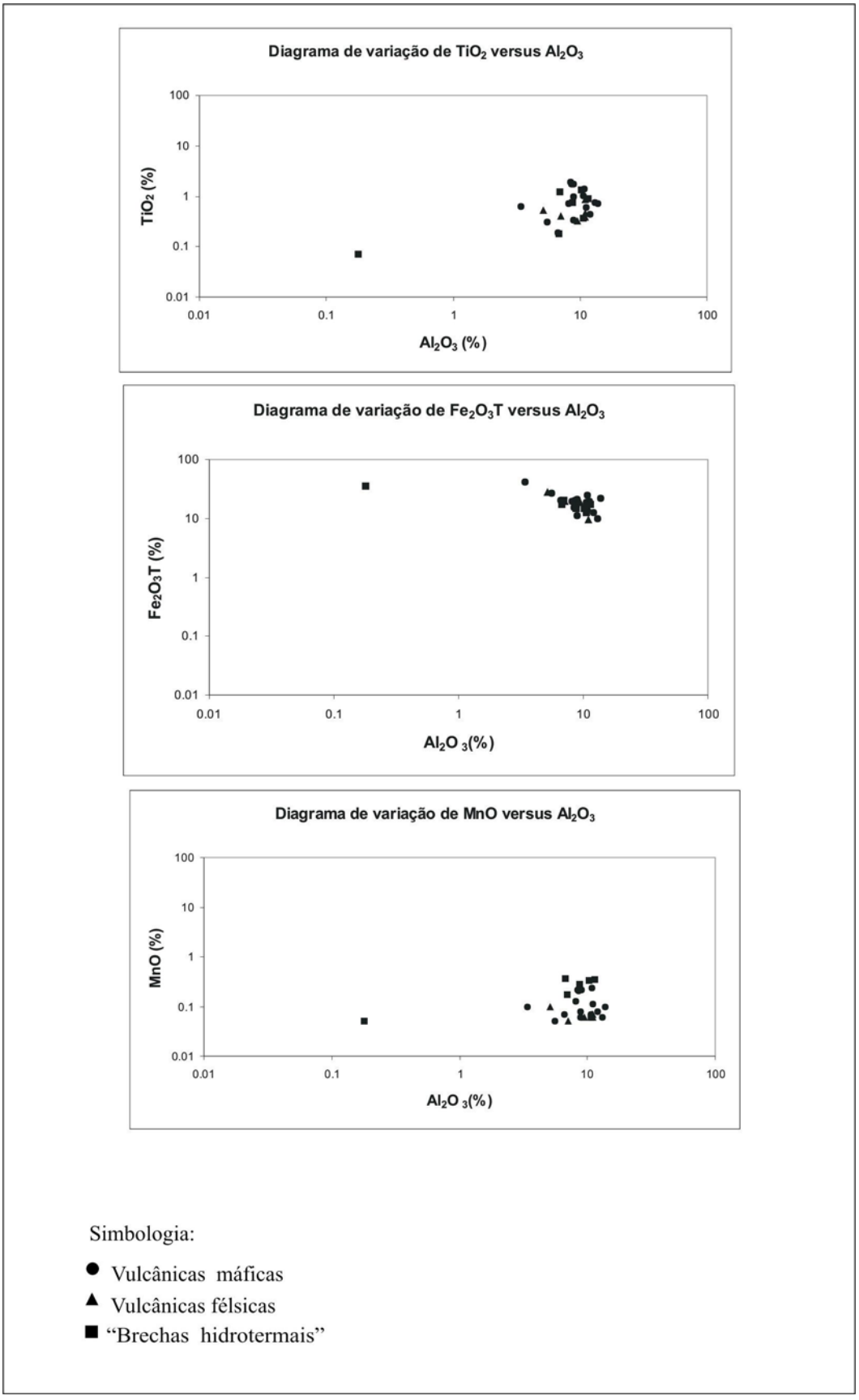


Figura 7.1 – Diagramas que mostram as correlações de Al_2O_3 X TiO_2, Fe_2O_3T, MnO.

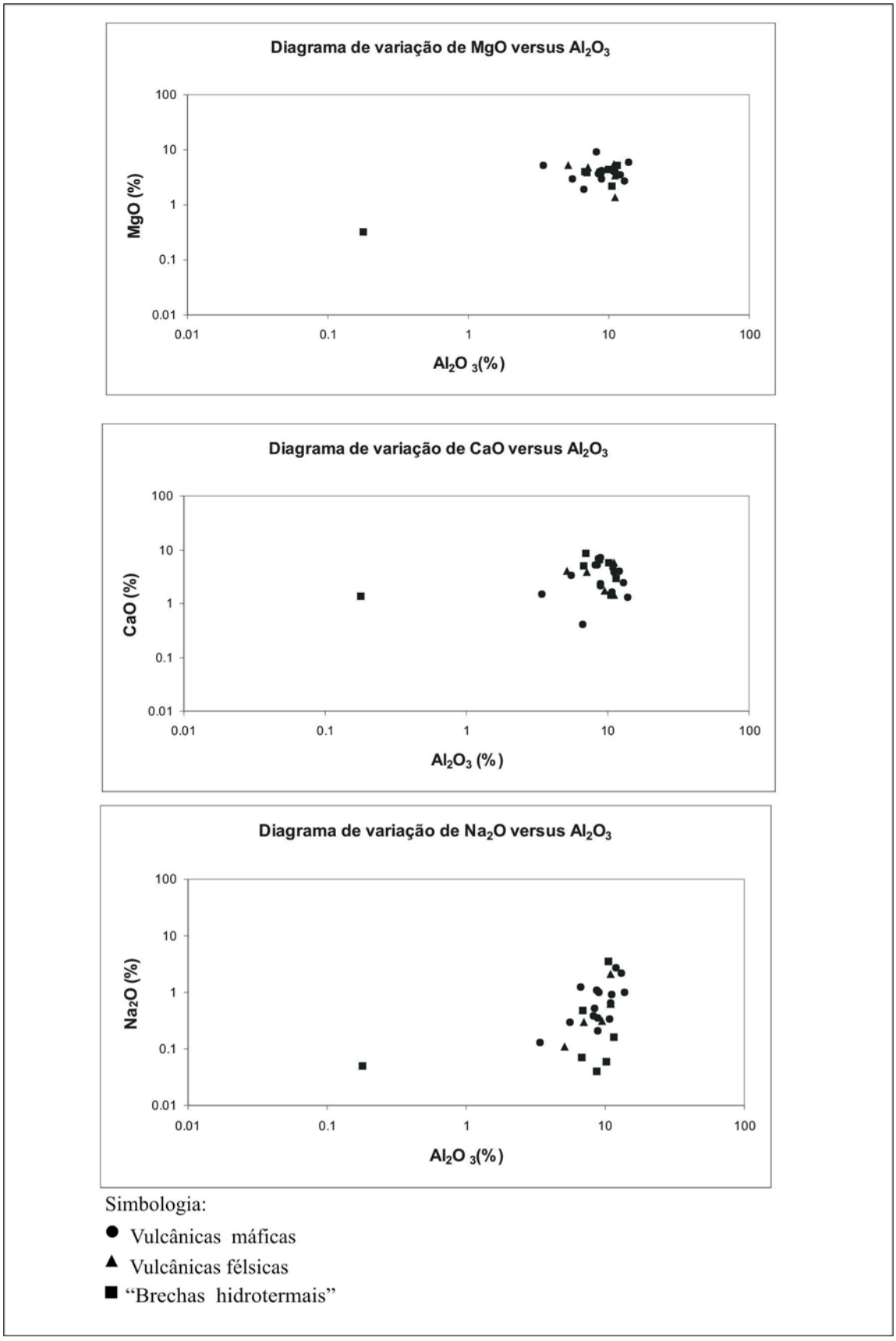


Figura 7.2 – Diagramas que mostram as correlações de Al_2O_3 X MgO, CaO, Na_2O.

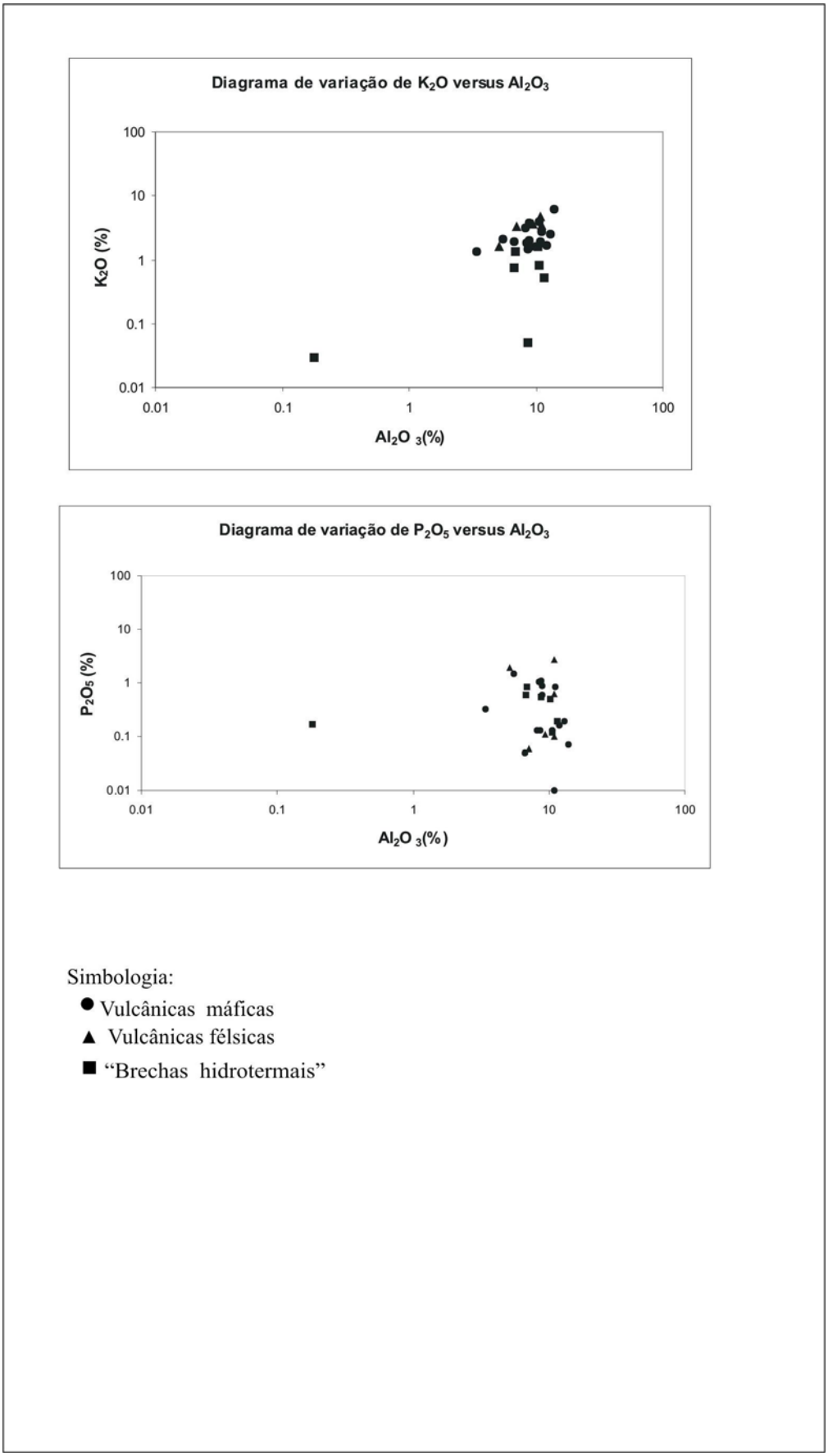


Figura 7.3 – Diagramas que mostram as correlações de Al_2O_3 X K_2O, P_2O_5.

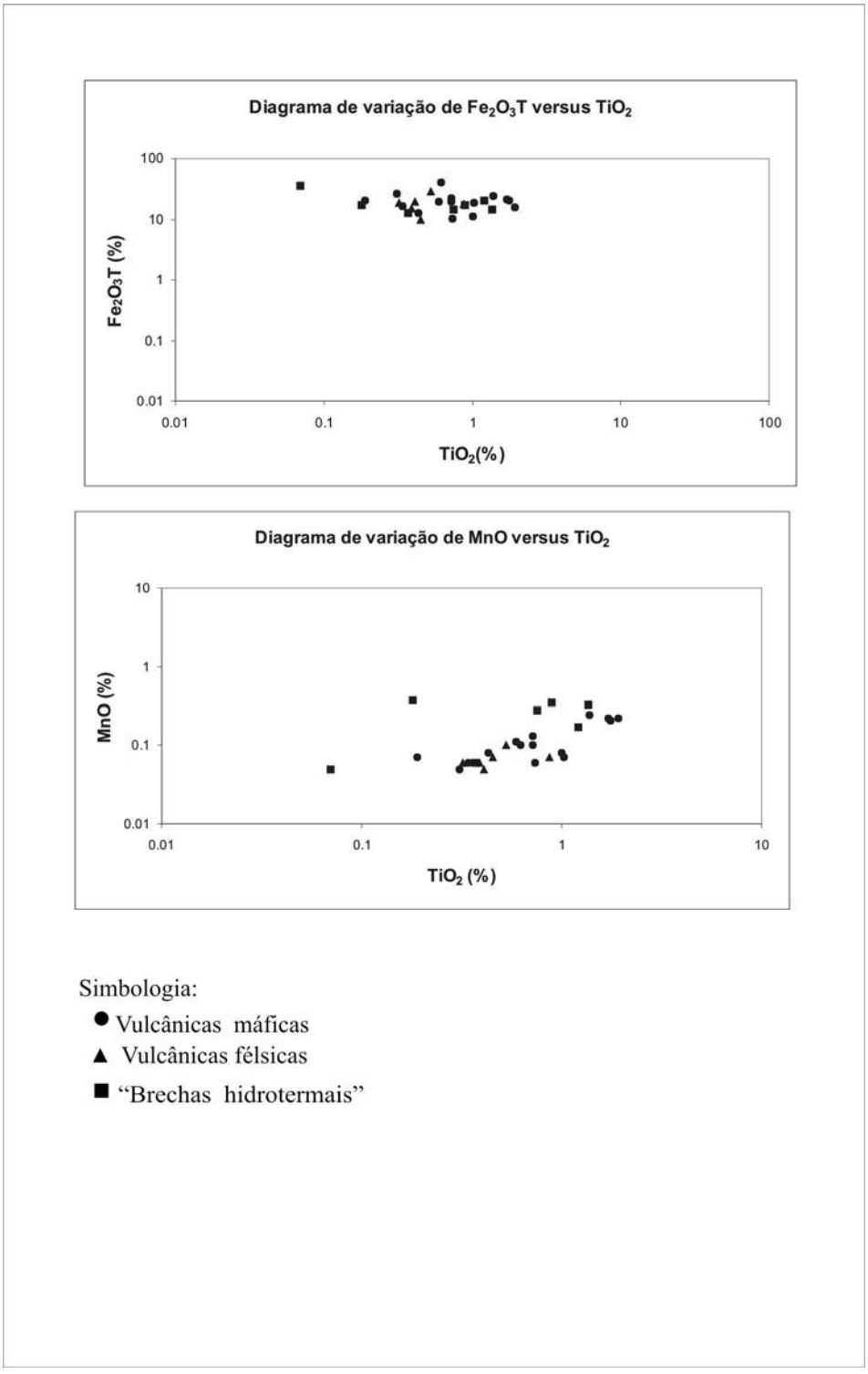


Figura 7.4 – Diagramas que mostram as correlações de TiO_2 X Fe_2O_3T, MnO.

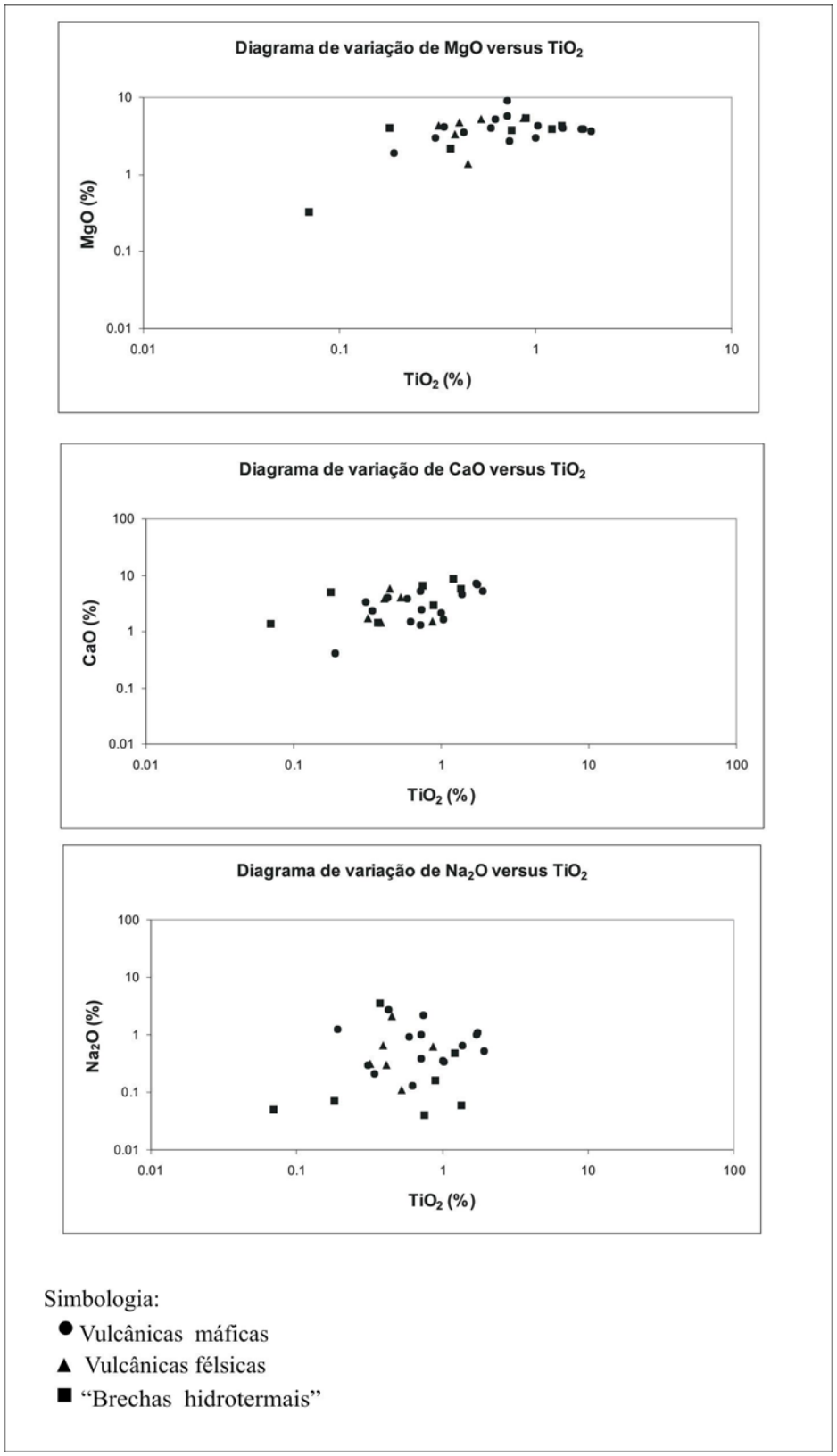


Figura 7.5 – Diagramas que mostram as correlações de TiO_2 X MgO, CaO, Na_2O.

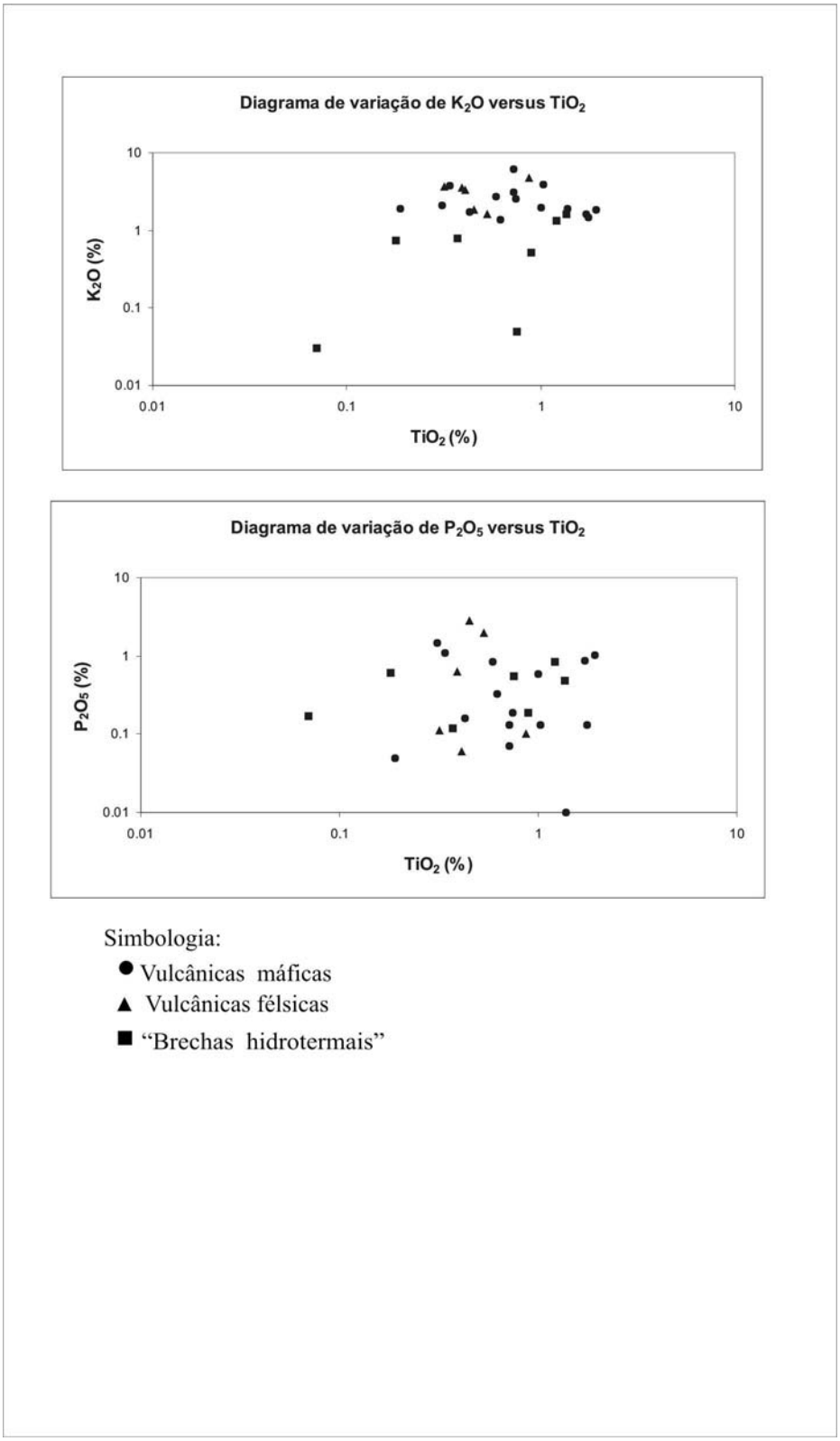


Figura 7.6 – Diagramas que mostram as correlações de TiO_2 X K_2O, P_2O_5.

7.2.2 – Balanço geoquímico de massa

7.2.2.1 – Rochas vulcânicas máficas

Um estudo comparativo foi realizado com as rochas vulcânicas máficas pouco alteradas (VM PA), vulcânicas máficas alteradas (VM A) e os dados de *MORB* de Sun *et al*. (1979) do tipo normal (N), transicional (T) e de pluma mantélica (P). Estes valores foram normalizados por valores mantélicos de Palme & O' Neil (2004), a fim de se comparar o comportamento das curvas e as anomalias das rochas (a média das amostras) com os valores da literatura (em anexo), figuras 7.7 e 7.8.

Considerando o diagrama da figura 7.7, observa-se que o comportamento das curvas referentes aos valores médios dos teores de elementos maiores das rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino e basaltos do tipo *MORB* (N, T e P) se aproximam.

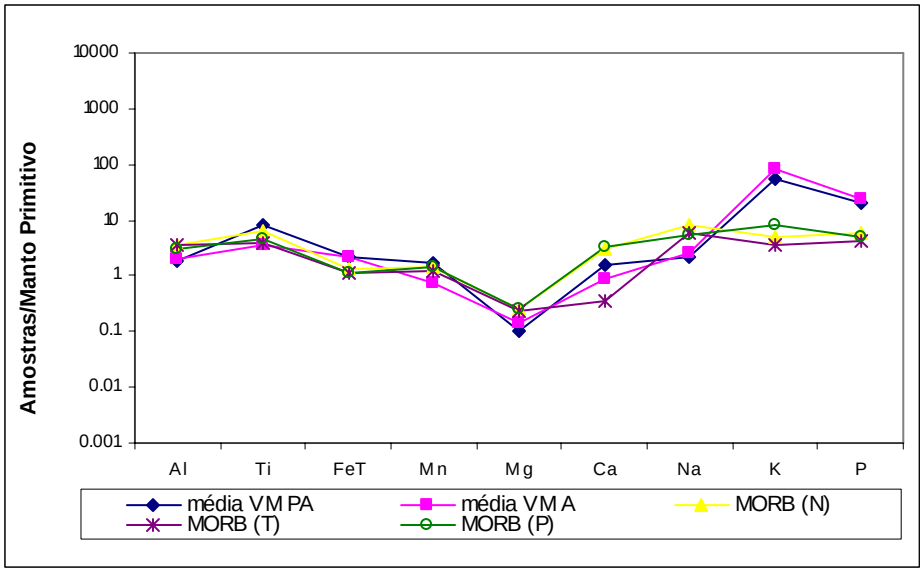


Figura 7.7 – Valores médios dos teores de elementos maiores das rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino, basaltos do tipo *MORB* (N, T, P) normalizados por valores mantélicos de Palmer & O' Neil (2004).

Comparando as rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino com os basaltos, nota-se:

1. Há um enriquecimento de K em relação aos basaltos.
2. Há empobrecimento de Al, Ca e Na nas rochas do depósito Cristalino em relação aos *MORB* do tipo N e P.
3. Existe um maior enriquecimento de P nas rochas do depósito Cristalino em relação aos basaltos.
4. Houve variação de Ti e Mn em relação aos basaltos.

5. Nota-se que as curvas dos *MORB* do tipo pluma (P) e normal (N) aproximaram das curvas das rochas vulcânicas máficas pouco alteradas e alteradas.

6. Houve enriquecimento de Fe em relação aos basaltos.

No diagrama da figura 7.8 observa-se que o comportamento das curvas referente aos valores médios dos teores de alguns elementos menores e traços das rochas vulcânicas máficas e basaltos do tipo *MORB* (N, T e P) se aproximam.

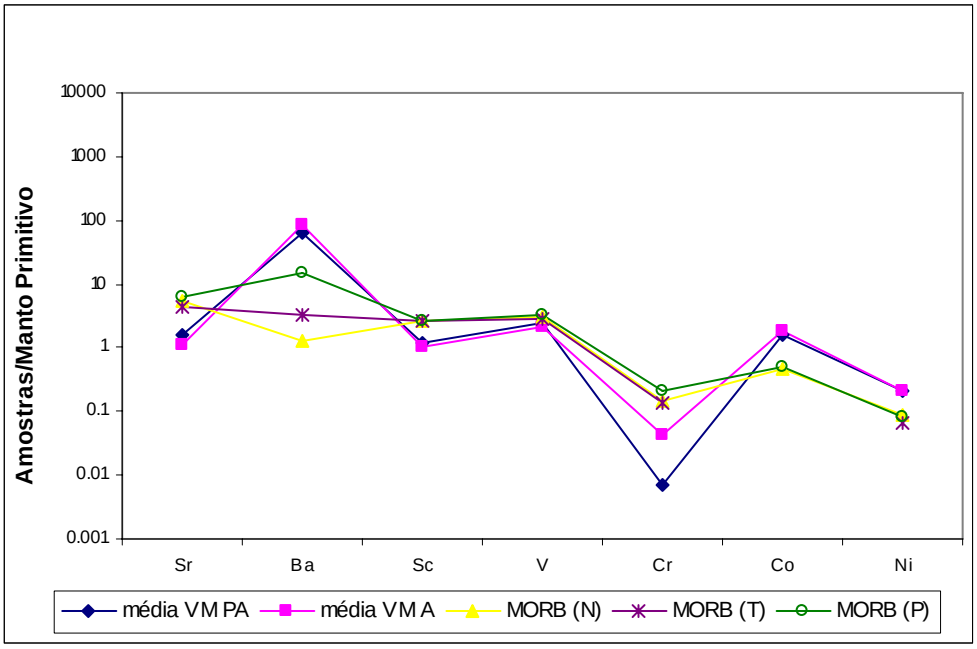


Figura 7.8 – Valores médios dos teores de alguns elementos das rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino, basaltos do tipo *MORB* (N, T, P) normalizados por valores mantélicos de Palmer & O'Neil (2004).

Comparando as rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino com os basaltos, nota-se:

1. Um empobrecimento de Sr (aproximadamente 5X) em relação aos basaltos.

2. Um empobrecimento de Cr em relação aos basaltos, principalmente das vulcânicas máficas pouco alteradas.

3. Um enriquecimento de Co e Ni em relação aos basaltos.

4. Um enriquecimento de Ba em relação aos basaltos.

7.2.2.2 – Rochas vulcânicas félsicas

Um estudo comparativo foi realizado entre as rochas vulcânicas félsicas (RF DC) e o granito paleoproterozóico Cigano, de Dall'Agnol *et al.* (2005); granito arqueano Velho Salobo (GVS), de Lindenmayer *et al.* (1994); Complexo Granítico Estrela (CGE), de Barros *et al.* (1997) a fim de se comparar o comportamento das curvas e as anomalias das rochas vulcânicas félsicas (a média das

amostras) com os valores da literatura (em anexo), figuras 7.9 e 7.10. Um estudo geoquímico foi realizado pela CVRD (2003) com as rochas vulcânicas félsicas comparando teores de elementos traços das vulcânicas félsicas com os de granito Velho Salobo, o Complexo Granítico Estrela e os granitos do Alvo Breves (1,88 Ga). De acordo com a CVRD (2003) as rochas vulcânicas félsicas apresentam assinatura geoquímica característica e própria a magmas mais ácidos. Assim, em um estudo litogeoquímico realizado pela CVRD (2003) uma amostra mais preservada de vulcânica félsica apresentou conteúdos de elementos traços similares ao dos granitos do Alvo Breves, do tipo-A. O mesmo foi observado nos granitos do Complexo Estrela (2,76Ga) e granito Velho Salobo (2,57 Ga). A escolha de um granito paleoproterozóico como o granito Cigano é para estudar o comportamento da curva referente aos teores dos elementos maiores e traços das vulcânicas félsicas em relação ao granito do tipo-A (*ca.*1,88 Ga).

O diagrama da figura 7.9 mostra que o comportamento da curva referente aos teores médios de alguns elementos maiores das rochas vulcânicas félsicas se aproxima do comportamento da curva dos granitos.

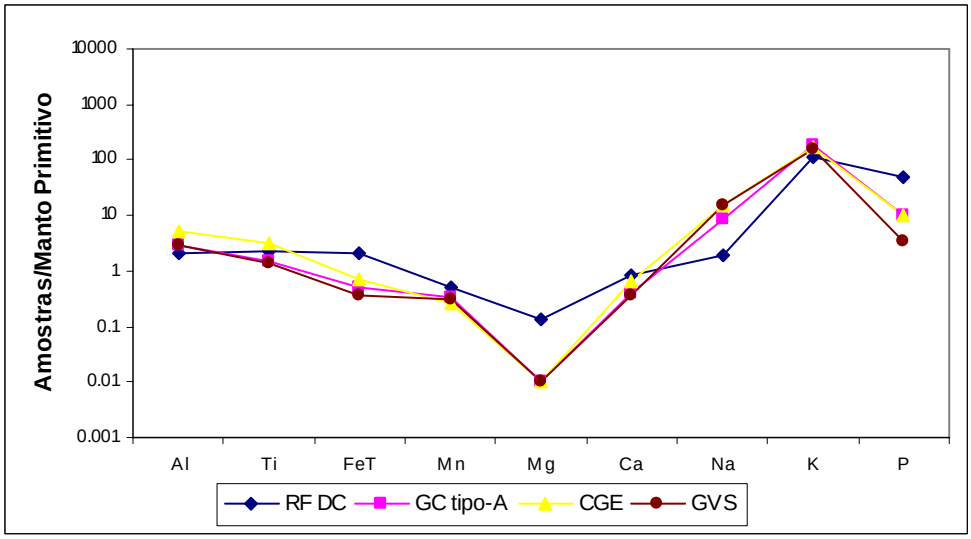


Figura 7.9 – Valores médios dos teores das rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino, granito paleoproterozóico do tipo-A e granitos arqueanos normalizados por valores mantélicos de Palmer & O'Neil (2004).

Comparando as vulcânicas félsicas do depósito Cristalino com os granitos, observa-se:

1. As rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino apresentaram um maior enriquecimento dos elementos Fe, Mn, Mg, Ca e P e empobrecimento do elemento Al, Na e K em relação aos granitos.

O diagrama da figura 7.10 mostra que o comportamento da curva referente aos teores médios de alguns elementos traços e menores das rochas vulcânicas félsicas se aproximam do comportamento dos granitos.

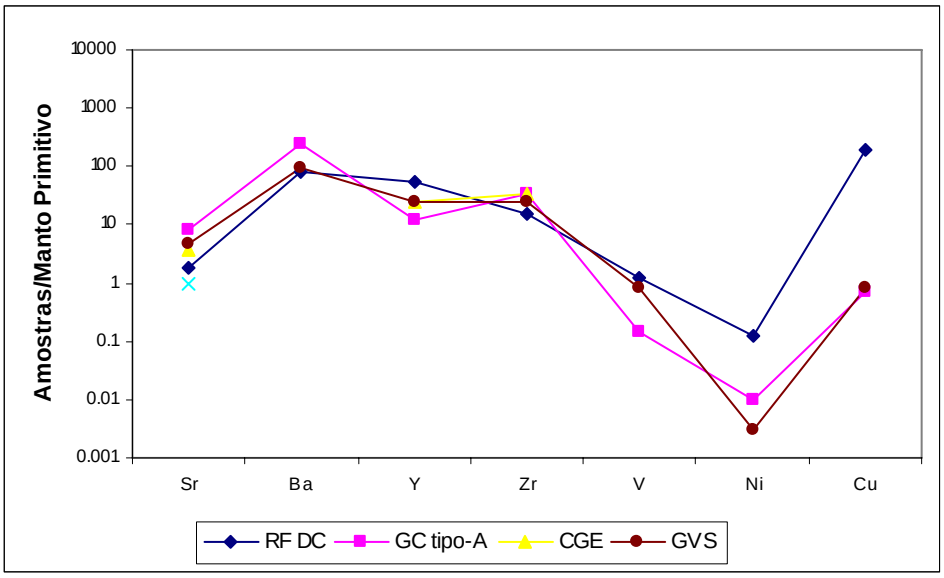


Figura 7.10 – Valores médios dos teores de alguns elementos das rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino, granito proterozóico do tipo-A e granitos arqueanos normalizados por valores mantélicos de Palmer & O'Neil (2004).

Comparando as vulcânicas félsicas do depósito Cristalino com os granitos, observa-se:

1. As rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino apresentaram um maior enriquecimento de Y, Ni e Cu e empobrecimento de Sr e Ba em relação aos granitos.

7.3 – DIAGRAMAS DISCRIMINANTES ENTRE AMBIENTES TECTÔNICOS PARA AS ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS DO DEPÓSITO CRISTALINO

Conhecer a mobilidade de um elemento químico é de extrema importância para uso de diagramas discriminantes entre ambientes tectônicos, principalmente em rochas intemperizadas, metamorfisadas e/ou hidrotermalizadas, pois o uso inadequado de elementos ditos móveis nestas condições (*e.g.* álcalis, sílica) modificariam a sua gênese (*e.g.* Rollinson, 1993). Vários autores Floyd & Winchester (1975) & (1978), Winchester & Floyd (1977); Finlow-Bates & Stumpfl (1981) MacLean (1990), MacLean & Barret (1993) propõem que os elementos Ti, Zr, Y, Nb, Al, V tendem a permanecer imóvel em tais processos. Petersen (1983) propõe que os elementos Zr e Ti tendem a ser relativamente imóvel durante eventos de alteração hidrotermal e metamorfismo para depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos alterados. McLean & Barret (1993) propoem que Al, Ti e HFSE, tais como Zr e Nb, são pouco móveis em zonas de alteração de um grande número de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos em cinturões *greenstone*. Dentro deste grupo de rochas, MacLean & Barret (1993) acrescentam que Y e ETR leves são levemente móveis sob as condições de alteração.

Cann (1970) investigou o comportamento de Rb, Sr, Y, Zr e Nb em basaltos não alterados, intemperizados e metamorfisados do assoalho oceânico e constatou que os elementos de baixo potencial iônico, como o Rb e K e, em menor extensão, o Sr, foram afetados por processos de intemperismo e metamorfismo do assoalho oceânico, mas a abundância dos elementos Y, Zr, Nb e Ti foi pouco afetado por tais processos. Este autor encontrou boas correlações entre Y e Ti, Zr e Ti para ambas rochas não alteradas e alteradas. Segundo Cann (1970), estes elementos poderiam ser usados para identificar basaltos do assoalho oceânico alterado e distingui-los de rochas vulcânicas de outras fontes. Um trabalho semelhante foi realizado por Smith & Smith (1976) em basaltos alterados na fácies xisto-verde, os quais investigaram o comportamento dos elementos Ti, Zr, Y, Sr, K, P e Nb. Segundo estes autores, a razão entre os elementos Ti, Zr e Y permanece relativamente constante mesmo em rochas metamórficas, conforme proposto por Pearce & Cann (1973) e, portanto, estes elementos podem ser usados em classificação de tipo de magma. Igualmente, diagramas envolvendo Nb, Y, Zr e P, como os propostos por Floyd & Winchester (1975), mostraram restrito espalhamento. Contudo, diagramas envolvendo Sr e K mostraram um maior espalhamento claramente relacionado a processos metamórficos. Conseqüentemente, Sr e K não são adequados para a classificação deste tipo de rochas, conforme sugerido por Cann (1970). Winchester & Floyd (1976), Winchester & Floyd (1977) e Floyd & Winchester (1978) concordam com os autores acima. Eles investigaram a razão dos chamados elementos imóveis em rochas ígneas. E mostraram que os elementos Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga podem ser usados para identificar os tipos de rochas. Portanto, em rochas metamorfisadas e alteradas a razão de alguns destes elementos pode ser usada para identificar a rocha primária. Assim, ao serem consideradas as várias etapas de hidrotermalismo no depósito Cristalino e os processos de metamorfismo em rochas da bacia Carajás que tiveram a sua composição mineralógica modificada, deve ser considerada a mobilidade dos elementos químicos na definição de ambientes tectônicos.

Considerando as proposições acima, observa-se que os elementos Al, Ti e Zr são mais adequados para estudar o ambiente tectônico em rochas hidrotermalizadas. Assim, procurou-se trabalhar com os diagramas de Ti, Zr, Y de Pearce & Cann (1973), Pearce & Norry (1979), Pearce (1982) *in* Rollinson (1993) que foram usados nas rochas encaixantes vulcânicas máficas do depósito Cristalino, figuras 7.11 a 7.13. Os dados de rochas vulcânicas félsicas não foram plotados em diagramas discriminantes devido a não análise de alguns elementos como Nb, Ta e Yb usados em diagramas discrimantes para rochas de composição granítica. As “brechas hidrotermais” não foram plotadas em diagramas discriminantes, pois não se sabe a que tipo de rochas em que estão associadas.

O diagrama Ti-Zr-Y (figura 7.11) discrimina basaltos posicionados em ambiente intraplaca no campo D, toleiíticos de arcos de ilhas no campo A e cálcio-alcalinos no campo C (em limites de placas convergentes). Por outro lado, basaltos *MORB* (posicionados em limites de placas divergentes), cálcio-alcalinos e toleiíticos de arcos de ilhas ocorrem no campo B. As rochas vulcânicas máficas menos

alteradas do depósito Cristalino e a maioria destas rochas vulcânicas máficas alteradas quando plotadas nestes diagramas posicionam-se em sua maioria, deslocadas em direção ao vértice do Y. Isto poderia significar que o Y foi em grande parte mobilizado, tornando-se difícil definir neste diagrama o ambiente tectônico.

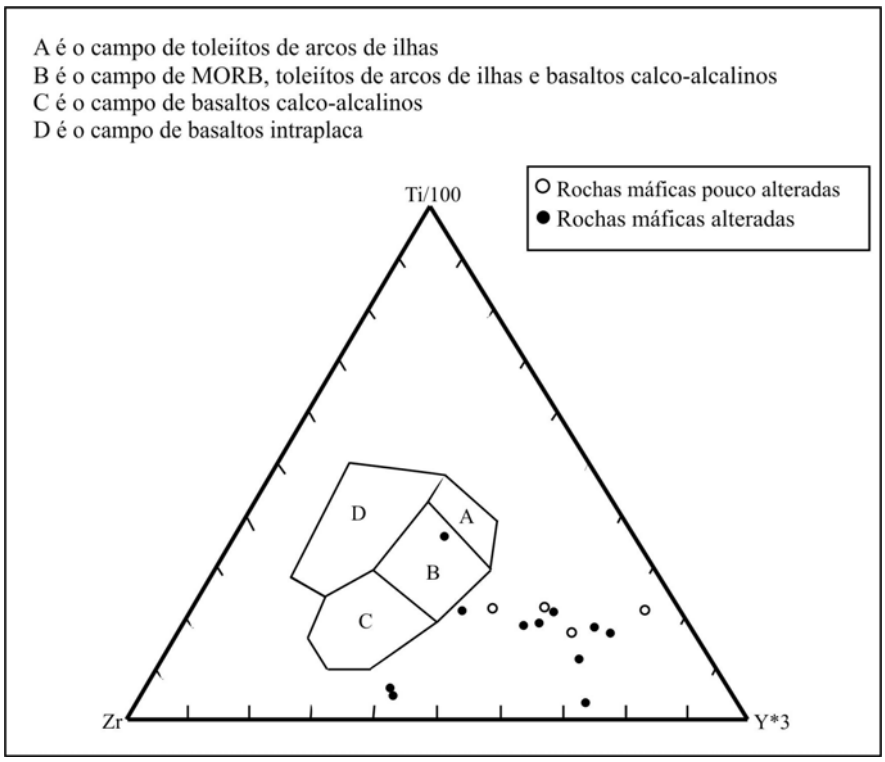


Figura 7.11 – Diagrama discriminante para basaltos (Pearce & Cann, 1973), com localização das rochas vulcânicas encaixantes dos minérios sulfetados de Cu(Au) do depósito Cristalino.

O diagrama Ti-Zr (figura 7.12; Pearce, 1982 *in:* Rollison, 1993) é dividido em três campos de basaltos: de arcos vulcânicos que incluem toleiítos de arcos de ilhas e cálcio-alcalinos; intraplaca; e, do tipo *MORB*. Observando-se o diagrama Ti x Zr, as rochas vulcânicas máficas menos alteradas situam-se, apesar de alguma dispersão, em sua maioria, nos campos dos basaltos intraplaca e *MORB*. Algumas amostras de rochas vulcânicas máficas alteradas posicionam-se no campo dos basaltos de arcos vulcânicos, o que pode ser interpretado como enriquecimento residual de Zr pelas sucessivas alterações hidrotermais.

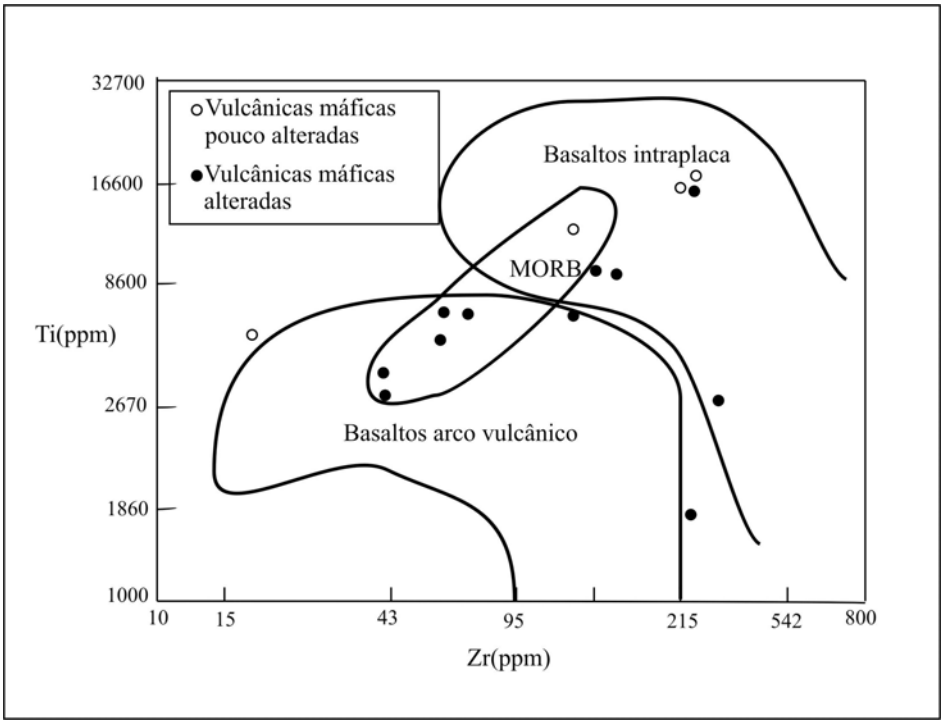


Figura 7.12 – Diagrama discriminante para basaltos (Pearce, 1982 *in:* Rollinson, 1993) com localização das rochas vulcânicas encaixantes dos minérios sulfetados de Cu (Au) do depósito Cristalino.

O diagrama Zr/Y - Zr (figura 7.13; Pearce & Norry, 1979) discrimina basaltos de arcos de ilhas oceânicos, *MORB* e intraplaca. Os basaltos de arcos plotam nos campos A e D, *MORB´*s nos campos B e D e basaltos intraplaca no campo C. Nota-se que a maioria das amostras posiciona-se fora dos campos, o que pode refletir uma mobilidade do Y que não é uma Terra Rara (ETR), mas se comporta como tal e pode ter sido lixiviado durante os sucessivos processos de hidrotermalismo que afetaram o depósito Cristalino, enquanto que o Zr poderia ter uma concentração residual devido a sua, comum, menor mobilidade geoquímica.

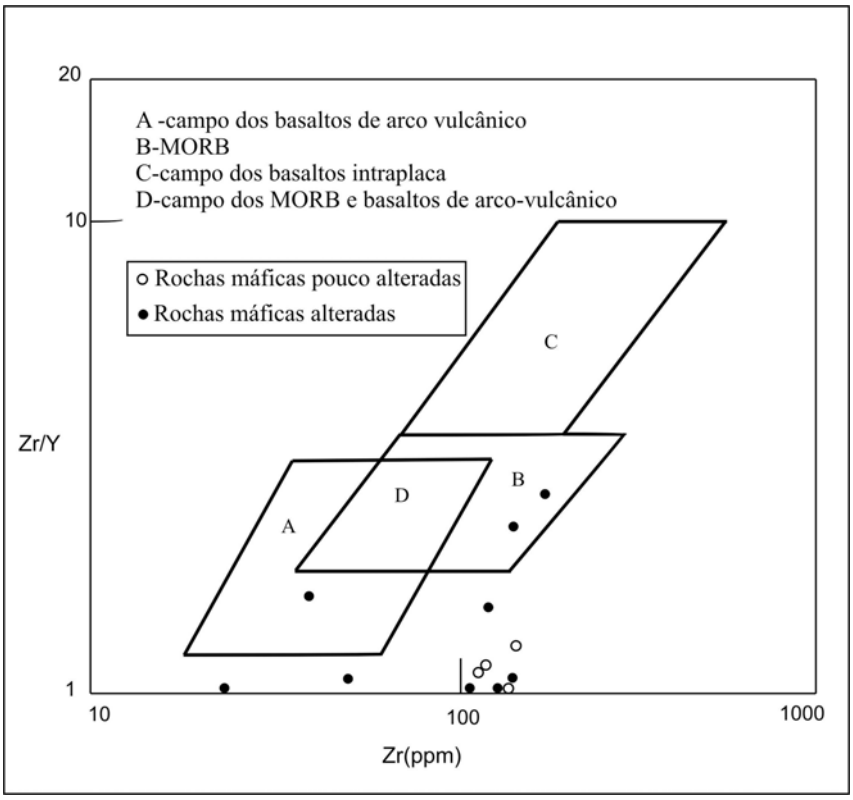


Figura 7.13 – Diagrama discriminante para basaltos (Pearce & Norry, 1979) com localização das rochas vulcânicas encaixantes dos minérios sulfetados de Cu(Au) do depósito Cristalino.

7..5 – INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Analisando os diagramas das figuras 7.1 a 7.6, observa-se que praticamente todos os elementos maiores apresentaram mobilidade, devido ao espalhamento das amostras. A correlação positiva apresentada por K_2O e Al_2O_3 e Na_2O e Al_2O_3 deve-se à alteração sódico-potássica como a formação de albita, microclínio, biotita e sericita. Nota-se ainda, que apesar da correlação positiva entre os óxidos de K, Na e Al, à um espalhamento dos pontos, relacionado à mobilidade desses elementos. A correlação positiva apresentada pelos elementos MgO e TiO_2, possivelmente está relacionada a outros eventos hidrotermais como a anfibolitização, biotitização e Fe-metassomatismo. A correlação positiva de Ca e TiO_2 pode estar relacionado à formação de titanita e/ou a anfibólios cálcicos. A correlação negativa de Fe_2O_3 e Al_2O_3 pode refletir o intenso metassomatismo de Fe nos depósitos do tipo *IOCG*, com a formação de magnetita, hematita e sulfetos. A correlação negativa de Ca e Al_2O_3 pode estar relacionado aos ganhos de Ca adivindos com a anfibolitização, carbonatação e epidotização.

Analisando-se os diagramas de balanço de massa para as rochas vulcânicas máficas em que são comparadas com os basaltos do tipo *MORB* (N), (T), (P) vê-se que a curva das rochas vulcânicas máficas menos alteradas se aproxima do *MORB* do tipo pluma mantélica (P). Sun *et al.* (1979) registram que o *MORB* primitivo apresenta razões TiO_2/P_2O_5 ~ 10 e Zr/Y ~ 2,5. Estes valores se

aproximam das razões das rochas vulcânicas máficas, que apresentam uma média de 12,95 para TiO_2/P_2O_5 e 1,7 em Zr/Y. Condie (1981) relata que o *MORB* apresenta razão Zr/Y ~ 3,3, basalto toleiítico arqueano um valor médio de 2,7 para razão Zr/Y e basaltos de arcos insulares valores médios de 3,0 para razão Zr/Y. Barret e MacLean (1994) *in* Lindenmayer *et al.* (2001) propõem que os basaltos toleiíticos são caracterizados por razões Zr/Y que variam desde abaixo de 2 até 4,5, os basaltos transicionais entre 4,5 e 7 e os basaltos cálcio-alcalinos desde 7 até acima de 25. Assim, considerando as razões Zr/Y nas rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino entre 0,2 e 4,1 com média de 1,7, pode-se admitir que as vulcânicas máficas são compatíveis com basaltos toleiíticos do tipo *MORB.*

Assim, admitindo-se que as rochas vulcânicas máficas sejam basaltos toleiíticos, o maior enriquecimento de K nestas rochas pode ser devido à passagem de fluidos de natureza alcalina, que podem estar relacionados à intrusão de um granito anorogênico, como ocorre na área do depósito do Salobo (*e.g* Lindemayer *et al.* 1990). Nota-se ainda o empobrecimento de Sr nas vulcânicas máficas em relação aos basaltos. Possivelmente o Sr teria sido removido das rochas junto com o Ca durante o processo de albitização, substituindo o plagioclásio cálcico por albita. O aumento de P nas vulcânicas máficas em relação aos basaltos deve-se principalmente ao enriquecimento de apatita que acompanha a mineralização do depósito Cristalino

O enriquecimento de Ba nas rochas vulcânicas máficas menos alteradas e alteradas do depósito Cristalino em relação aos basaltos do tipo pluma está relacionado ao metassomatismo-K e ao processo de biotitização nestas rochas. O metassomatismo-K se verifica também no depósito de Cu de Tjarrojakka (Edfelt *et al.* 2005), área Kiruna, norte da Suécia, onde há um enriquecimento de Ba no feldspato-K e rochas mineralizadas.

O enriquecimento de Co e Ni nas rochas vulcânicas máficas em relação aos basaltos estão diretamente relacionados à sulfetação (bravoíta, millerita, vaesita, cobaltita e pirita) e em menor grau a anfibolitização e biotitização. Goldschmidt (1954) propõe que o Co e o Ni estão comumente presentes em sulfetos, principalmente em pirita. O Ni apresenta uma forte afinidade por enxofre, sendo mais forte que a afinidade de enxofre por ferro, ocorrendo uma marcada concentração de níquel em depósitos sulfetados. De acordo com os dados da CVRD (2003) a pirita que ocorre no depósito Cristalino é estequiométrica e apresenta teores de Ni, Co e Cu. O cromo é considerado pouco móvel em condições de hidrotermalismo e metamorfismo (Rollinson, 1993) e sua forte anomalia negativa nas vulcânicas máficas pode ser atribuída ao tipo de magma original, pobre em Cr em relação ao manto primitivo.

Analisando os diagramas de balanço de massa para as rochas vulcânicas félsicas em que foram comparadas com o granito proterozóico Cigano, o granito arqueano Velho Salobo e o Complexo Granítico Estrela vê-se que a curva das rochas vulcânicas félsicas se aproxima do granito arqueano Velho Salobo, principalmente na curva de elementos traços. Observa-se também, que houve pouca variação nos elementos V, Ba e Zr além de um aumento de Y e empobrecimento de Sr. O aumento de Y nas rochas vulcânicas félsicas possivelmente se deve a sua ocorrência em minerais como apatita e alanita e o empobrecimento de Sr deve-se a sua perda por processos de lixiviação que causou a substituição de plagioclásio cálcico por albita. Em relação aos elementos maiores, observa-se que houve pouca variação para os elementos Al, Ti, Mn e K em comparação aos granitos. O empobrecimento de Na nas rochas vulcânicas félsicas deve-se a perda de Na por processos hidrotermais e/ou a natureza alcalina dos granitos que os tornam mais enriquecidos. Lindenmayer *et al.* (1994) propõem que o granito Velho Salobo apresenta características geoquímicas análogas a granitos do tipo-A como enriquecimento em K e Na. Barros *et al.* (1997) propõem que a assinatura geoquímica do Complexo Granítico Estrela (altos valores de álcalis, altos valores de Zr e Y, razões FeOt/(FeOt + MgO) elevadas) permite compará-los ao granitos do tipo-A, o mesmo ocorre para o granito Cigano de Dall' Agnol *et al*. (2005).

O enriquecimento de Fe_2O_3, Ni e Cu nas vulcânicas félsicas em relação aos granitos está relacionado a presença de opacos nas rochas vulcânicas félsicas como magnetita, hematita, ilmenita, pirita e calcopirita preenchendo veios e fraturas (lâminas 061.16 e 128.2, em anexo). A anomalia positiva de V nas rochas vulcânicas em relação ao basalto e granito está relacionado principalmente ao metassomatismo de Fe (magnetita e ilmenita) e secundariamente a outras alterações hidrotermais como enriquecimento em apatita e biotitização.

O Cu tem uma grande variação e fortíssimas anomalias positivas nas vulcânicas que pode ser atribuída a vários fatores: teores altos nas rochas originais; amostras analisadas de diferentes sítios de descarga; sítios estruturais mais ou menos porosos e permeáveis; fluidos contendo cobre originados de mais de uma fonte. De acordo com Righter & Drake (2004) elementos calcófilos como Cu e Ag tipicamente preferem líquidos ligados a enxofre. A quantidade de Cu nas rochas está diretamente relacionado ao conteúdo de enxofre. Seu coeficiente de partição é maior para as rochas básicas comparado a rochas félsicas, conforme anteriormente proposto por Goldschmidt (1954). Os seus depósitos estão diretamente associados a magmas gabróides ou a magmas basálticos. Ocorrendo também uma associação com magmas dioríticos, monzonitos, andesitos, granodioritos e granitos.

Em geral, pode-se sugerir que as rochas vulcânicas félsicas e os granitos possam ser co-genéticos. O que pode ser verificado em um trabalho sobre a geoquímica de rochas nas vulcânicas félsicas realizada pela CVRD (2003). De acordo com a CVRD (2003), a amostra mais preservada das

rochas vulcânicas félsicas possui conteúdos de elementos traços e ETR genericamente similares aos dos granitos do Alvo Breves (1,88Ga), como também granitos do Complexo Granítico Estrela e Velho Salobo, indicando magmas gerados a partir de fontes similares.

Os dados litogeoquímicos representados em diagramas de Harker e diagramas de balanço de massa indicam que os elementos Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, P, Sr, Ba, Ni, Co, Cu, foram mobilizados por alteração hidrotermal. Os elementos Al, V, Ti, Zr e Y apresentaram também mobilidade, entretanto, menos móveis em relação aos elementos Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, P, Sr, Ba, Ni, Co, Cu. Essa mobilidade de Ti, Zr e Y durante processos de alteração hidrotermal tem sido notado por muitos autores incluindo Gieré (1990), Rubin *et al.* (1993), Jiang *et al*. (2005) os quais associam a mobilidade desses elementos a fluidos com alta atividade de CO_2. em que P, F, K e/ou Na foram importantes componentes O depósito Cristalino apresenta estas características tais como alterações sódicas e potássicas, alta razão CO_2/H_2O, enriquecimento em apatita, e conteúdos de F que variam até 2700ppm. conforme os dados da CVRD (2003).

Analisando-se os diagramas discriminantes (figuras 7.11 a 7.13), nota-se que as rochas metavulcânicas máficas menos alteradas e, também, as máficas alteradas posicionam-se no campo ou próximas ao campo dos basaltos *MORB*. Embora Ti e Zr sejam elementos menos ou pouco móveis, e mesmo imóveis, em condições hidrotermais, dependendo das condições físico-químicas do fluido e da composição do fluido, eles podem se tornar móveis. As amostras alteradas que se posicionaram no campo de arcos vulcânicos podem refletir uma mobilidade do Ti durante um dos estágios de alteração hidrotermal. A contaminação crustal de *MORB´*s por Ti e/ou Zr crustal (is) poderia tornar este magma (*MORB*) mais rico neste(s) elemento(s) ou “evoluído” e, com isso, as rochas analisadas tenderiam a se posicionar no campo de basaltos de arcos vulcânicos.

Ao se analisar o diagrama 7.13 observa-se que as amostras vulcânicas máficas menos alteradas situaram-se no campo intraplaca *MORB*, o que sugere para estas rochas um magmatismo toleiítico. Lindenmayer *et al*. (1995), Tallarico (2003), Tallarico *et al.* (2005a) propuseram, para rochas similares as do depósito Cristalino, uma filiação toleiítica intracontinental e que a Bacia Carajás formou-se em rift continental, com magmatismo associado máfico-félsico, toleiítico, neoarqueano. Estes dados do depósito Cristalino corroboram as interpretações acima e contrastam com interpretações prévias da CVRD (2003) de filiação com magmas shoshoníticos.

Ribeiro, A. A. 2008. Litogeoquímica e geologia isotópica estável (S,C,O) do depósito cupro-aurífero do Cristalino.

CAPÍTULO 8
DISCUSSÕES

8.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

As características aqui descritas sobre a gênese da do minério ou do processo de mineralização do depósito Cristalino são embasadas em dados da geologia regional e local, descrições de testemunhos de furos de sondagem, lâminas petrográficas, relatórios de consultorias (*e.g*., CVRD, 2003), estudo litogeoquímico de rocha total e geoquímica de isótopos estáveis (C, S, O). Dados de química mineral, inclusões fluidas e geocronológicos são também importantes, porém não se dispõe até o momento de trabalhos extensos e de maior profundidade no tocante a esses aspectos. Conforme citado anteriormente, os resultados aqui apresentados de litogeoquímica e isotopia estável nesta pesquisa são dados representativos, obtidos de amostras selecionadas considerando uma cruz "geoestatística", que tentou amostrar os principais litotipos e sua maior variabilidade. Partindo-se dos dados existentes de que a mineralização do depósito Cristalino está relacionada a uma granitogênese (*e.g*., Hunh *et al*. 1999a, CVRD, 2003) a exemplo de alguns depósitos do tipo *IOCG* em Carajás (*e.g*., Tallarico *et al*. 2005a), os dados de litogeoquímica e isotopia estável (C, S, O), em primeira abordagem, são compatíveis com uma filiação magmática do minério Cu-Au no depósito Cristalino.

8.2 - NATUREZA DO DEPÓSITO CRISTALINO

Hunh *et al.* (1999a) com base na geologia regional e local, descrição de testemunhos de furos de sondagem e em dados petrográficos, propuseram que a mineralização do depósito Cristalino está provavelmente associada ao posicionamento de corpos de composição diorítica a quartzo-diorítica, intrusivos na seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas. Estes corpos dioríticos possivelmente estariam relacionados a granitóides de natureza alcalina responsáveis pelo evento mineralizante com Cu-Au na região da Serra do Rabo. Dados geocronológicos preliminares de Soares *et al*. (2001) em sulfetos corroboram esta interpretação, pois sugerem uma relação com a formação do minério do depósito Cristalino (método Pb-Pb, idade de 2700 ± 29 Ma) com o granito alcalino Planalto (método Pb-Pb em zircão, 2747 ± 2Ma) e intrusivas dioríticas (método Pb-Pb em zircão, 2738 ± 6Ma). Tallarico *et al.* (2005) propõem que os processos hidrotermais que resultaram na formação do minério do depósito de Igarapé Bahia são temporalmente relacionados à intrusão dos granitos neoarqueanos de Carajás, pois a idade de 2575 ± 12Ma, obtida pelo método $^{207}Pb/^{206}Pb$ SHRIMP, e definida em cristais de monazita da matriz das brechas hidrotermais de Igarapé Bahia é similar à idade de $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de 2573 ± 2Ma (Machado *et al.* 1991) do granito Velho Salobo. Esta idéia é corroborada por Réquia *et al.* (2003) no estudo geocronológico de Re-Os e

Pb-Pb no depósito Salobo. De acordo com Réquia *et al.* (2003), as datações Re-Os feitas em molibdenita forneceram idades de 2576 ± 8Ma e idade Pb-Pb derivada de sulfetos forneceu idade de 2579 ± 71Ma, que comprovam uma idade arqueana para o minério de Cu(Au) do depósito Salobo. A idade da molibdenita coincide com as idades de $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de 2573 ± 2Ma (Machado *et al.* 1991) do granito Velho Salobo, e sugere que o principal estágio de formação do minério possa ter sido contemporâneo com o magmatismo granítico de *ca*. 2,57 Ga.

Lindenmayer *et al*. (2001) e Pimentel *et al*. (2003) propuseram relacionar a mineralização do depósito Gameleira, em Carajás, com um magmatismo granítico proterozóico. Por outro lado alguns autores, como Tallarico *et al*. (2005), sugerem que o minério do depósito Igarapé Bahia em Carajás seja epigenético e arqueano, ao basearem-se principalmente na diferença de idades das rochas encaixantes (*ca*. 2,76 Ga) e da mineralização (*ca*. 2,57 Ga). Assim, ao considerar-se a estratigrafia e estrutura do depósito Cristalino, onde o minério se posiciona de modo vertical nas unidades litológicas, a idade das rochas metavulcanossedimentares do Grupo Grão Pará (*ca*. 2,76Ga), a idade da formação do minério do depósito Cristalino (2700 ± 29Ma), a idade das intrusivas dioríticas (2738 ± 6Ma) e do granito Planalto (2747 ± 2Ma), sugere-se que o minério do Cristalino seja epigenético e relacionado geneticamente ao magmatismo granítico arqueano de *ca*. 2,75 Ga. Esta relação de processo de mineralização e magmatismo granítico é característico de depósitos proterozóicos de classe mundial do tipo Olympic Dam (Austrália). A presença de sulfetos ocorrendo na forma de *stockwork* (*e.g.* figura 5.1), vênulas e veios (*e.g.* ficha minero-petrográfica referente a lâmina 061.30, em anexo) é outra evidência de caráter epigenético do processo de mineralização do depósito Cristalino e outros depósitos em Carajás, como Gameleira e Igarapé Bahia (Tallarico *et al*. 2005), de modo análogo ao depósito Olympic Dam.

Outra característica que aproxima o depósito Cristalino dos depósitos *IOCG* de classe mundial é o intenso fraturamento, a presença de zonas de cisalhamento e processos de brechação e venulação. De acordo com a CVRD (2003), processos de brechação e venulação tardi a pós-tectônicos podem induzir um controle estrutural preponderante em zonas de dilatação associadas a componentes de cisalhamento rúptil. Estas zonas de cisalhamento e intenso fraturamento poderiam criar condições para ascensão de fluidos e intrusões magmáticas. Pode-se observar pelo estudo petrográfico (em anexo) a presença de zonas cisalhadas e fraturadas nas rochas vulcânicas máficas, félsicas e "brechas hidrotermais" que estão preenchidas, principalmente, por sulfetos, clorita e carbonatos. Estes dados, acoplados aos dados de isótopos estáveis de C, O e S, indicam que estas zonas de cisalhamento e de fraturamento foram utilizadas para percolação de fluidos hidrotermais e, provavelmente, magmáticos. Esse quadro estrutural se assemelha ao de depósitos tipo *IOCG*, tais como em Starra (com zonas de cisalhamento dúctil e brechação) e em Eloise (com veios em zonas de cisalhamento dúctil-rúptil), no

distrito de Cloncurry, Austrália (*e.g.*, Oliver *et al.* 2004). Ambos os depósitos australianos apresentam dados isotópicos de S que os situam em campo magmático e mantélico.

Um outro fator que possibilita comparar o depósito Cristalino a um depósito epigenético da classe *IOCG* baseia-se na associação de elementos presentes no minério, a qual abrange, sobretudo Fe (principalmente magnetita e, ainda, como pirita), Cu, Au e enriquecimento em Co. No estudo minero-petrográfico do depósito Cristalino observou-se ocorrência de magnetita e pirita na maioria das amostras, principalmente nas rochas vulcânicas máficas e "brechas hidrotemais". Grainger *et al.* (2008) relatam que os depósitos de óxidos de Fe e de Cu-Au de Carajás (*e.g.*, Sossego, Igarapé Bahia e Salobo) apresentam enriquecimento em Co, Ni, Pb, Zn, As, Bi, W e U. Dados litogeoquímicos deste trabalho indicam enriquecimento em Fe, Co, Ni, Pb, Ba, K e P nas rochas encaixantes do depósito Cristalino. O enriquecimento nestes metais é também observado nos depósitos do distrito de Cloncurry, na Austrália. De acordo com Oliver *et al.* (2004), as principais associações de elementos observadas nestes depósitos são ETRL, Mo, W, As, Co, Ni, K, Ba, U, Fe, Bi e P.

8.3 – CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS

Estudos de microssonda eletrônica realizados pela CVRD (2003), em minerais como hastingsita, indicaram alto conteúdo de Cl e K, o que sugere condições de alta temperatura na formação desta mineralogia. Estudos em clorita, com o geotermômetro Al^{IV}, forneceram temperaturas na faixa de 200-300^{o}C. As temperaturas mais elevadas correspondem as zonas distais do minério e as mais baixas a zona da calcopirita (proximal). Estes estudos, acoplados aos dados de isótopos estáveis de C, O e S, sugerem fluidos magmáticos que podem estar relacionados a fluidos graníticos com composição H_2O-CO_2-NaCl ± $CaCl_2$-KCl, como sustentado nos distritos do tipo *IOCG*, com alterações sódica-cálcica, na Austrália (Pollard, 2001). De acordo com Pollard (2001), a alteração sódica-cálcica (*e.g.*, albita, escapolita, actinolita) ocorre em níveis mais profundos nas rochas hospedeiras destes depósitos *IOCG* em especial nos depósitos de Cu-Au de Mount Isa (Austrália), seguida por alteração potássica (biotita e/ou K-feldspato). Pollard (2001) propôs que a albitização foi causada por fluidos magmáticos com fases separadas de H_2O-CO_2-NaCl ± $CaCl_2$-KCl, em altas temperaturas, seguida por metassomatismo potássico em menor temperatura, o que causaria o desenvolvimento de feldspato-K e/ou biotita. Segundo Pollard (*op. cit.*) as relações paragenéticas, as inclusões fluidas e dados de isótopos estáveis, particularmente nos depósitos de Cu-Au em Mount Isa, sugerem que a alteração sódico-cálcica resultou de fases separadas de H_2O-CO_2-NaCl ± $CaCl_2$-KCl derivadas de magmas graníticos. De acordo com a CVRD (2003) a albitização é uma alteração hidrotermal de estágios iniciais e a provável constituição dos fluidos, responsáveis pela formação de albita e escapolita sódica, relaciona-se a razões Na/K altas em pH alcalino, o que sugere altas temperaturas. O posicionamento inicial da alteração sódica é também sugerido por Pollard & Taylor (2001 *in:* CVRD, 2003), os quais

admitem um sistema hidrotermal com evolução caracterizada pela diminuição da temperatura. Esta alteração sódica precede a alteração potássica (biotita, K-feldspato e sericita).

Estas proposições acima, acopladas as fortes anomalias positivas de K, Ba e menores de Na e variações de Ca, nas rochas vulcânicas sugerem que magmatismo granítico possa ter contribuido com fluidos hidrotermais e que a alteração potássica foi posterior a sódica.

8.4 - GEOQUÍMICA E AMBIENTE TECTÔNICO DE FORMAÇÃO DAS ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO CRISTALINO

As rochas metavulcânicas máficas e félsicas do depósito Cristalino fazem parte da seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas.

Olszewski *et al.* (1989) estudaram as rochas metavulcânicas máficas do Grupo Grão Pará e observaram que estas rochas são enriquecidas em Rb, Ba e K com relação a basaltos oceânicos e de *greenstone belts,* e são relativamente empobrecidas em Th, Sr, Ta, Ti e P. De acordo com estes autores a estratigrafia, natureza geoquímica e assinatura isotópica de Sm-Nd das rochas do Grupo Grão Pará, indicam que esta seqüência metavulcanossedimentar se formou em ambiente de *rift* intra-continental durante o Arqueano. Estes dados das vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará mostram algumas similaridades com os dados litogeoquímicos do depósito Cristalino ao se compararem as rochas metavulcânicas máficas com basaltos do tipo *MORB* (N e P) de Sun *et al.* (1979). As rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino apresentam enriquecimento em Fe, K e Ba e empobrecimento em Ca, Sr, Ti e Na.

Sachs (1993) propôs que os metabasaltos e metadiabásios do depósito Igarapé Bahia exibem caráter toleiítico e que estão associados a ambientes de *rifts* continentais. Sachs (1993) utilizou *spidergrams* para os metabasaltos, metadiabásios, meta-andesitos a metadacitos e intrusões básicas do Grupo Igarapé Bahia e concluiu que estes diagramas exibem, no geral, anomalias negativas de Ca e Sr e anomalias positivas de Rb, Ba, K, ETRL. Segundo Sachs (*op. cit.*), estas anomalias seriam provavelmente devidas ao processo de alteração hidrotermal e/ou à contaminação crustal destes basaltos.

Lindenmayer *et al.* (1995) propuseram que tanto os anfibolitos do depósito Salobo quanto os basaltos do Grupo Grão Pará foram gerados na mesma bacia do Grão Pará, e apontam para uma afiliação toleiítica continental para as rochas vulcânicas da região de Carajás. Lindenmayer *et al.* (*op. cit.*), ao estudarem os anfibolitos do Grupo Salobo, sugeriram que estas rochas correspondem a basaltos subalcalinos com afinidade toleiítica, submetidos a alteração hidrotermal, com mobilização de

Na, K, Ca, Sr e Si. De acordo com estes autores, essas rochas são enriquecidas em Na_2O, K_2O, Rb, Ba e ETRL, sendo empobrecidas em CaO, Sr, MgO, Ni e Cr. Estes dados são concordantes com dados de Réquia & Fontboté (2000) que analisaram anfibolitos do depósito Salobo. Segundo Réquia & Fontboté (*op. cit*.), os elementos traços nestas rochas indicam mobilidade de álcalis, com enriquecimento de Na e K e empobrecimento de Ca, e que estes anfibolitos são basaltos subalcalinos com afinidade toleiítica.

Villas & Santos (2001) sugerem que as rochas vulcânicas máficas arqueanas dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Bahia são basálticas em composição e que foram formadas durante processos de *rift* no "embasamento" Carajás. Ainda, Tallarico *et al*. (2005a) assinalam que os depósitos do tipo *IOCG* de Carajás tem basaltos toleiíticos associados a ambientes de *rifts* continentais. Por outro lado, a CVRD (2003) sugeriu para as rochas vulcânicas máficas a félsicas uma filiação a partir de magma shoshonítico.

Sachs (1993), Lindenmayer *et al.* (1995), Réquia & Fontboté (2000), ao estudarem as rochas vulcânicas dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Igarapé Salobo descreveram evidências de alteração hidrotermal com mobilização de álcalis, lixiviação de Ca e enriquecimento em K, Rb, Ba, Fe e ETRL. Estes dados da literatura são concordantes com os dados litogeoquímicos do depósito Cristalino que apresentam enriquecimento em K, Ba, Fe e anomalias negativas de Ca e Sr nas rochas vulcânicas, o que sugere características comuns a estes depósitos, todos hospedados no Supergrupo Itacaiúnas.

Assim, de acordo com os dados do capítulo 7, embora com alguma dispersão, mas com coerência interna dos dados nos vários diagramas analisados, em especial para elementos traços discriminantes, e por comparação com os dados dos vários autores acima citados, sugere-se para as rochas vulcânicas máficas e félsicas um magmatismo toleiítico bimodal intraplaca (associado a ambiente do tipo *rift*) do tipo *MORB*, com metassomatismo alcalino, o que contrasta com as interpretações da CVRD (2003).

CAPÍTULO 9
CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A geologia do depósito Cristalino, as alterações hidrotermais nas rochas encaixantes, os dados geocronológicos preliminares de Soares *et al*. (2001) em sulfetos e os dados de litogeoquímica e de isótopos deste trabalho indicam que o minério sulfetado de Cu(Au) deste depósito é epigenético e tem uma afinidade com magmatismo granítico arqueano de *ca*. 2,75 Ga.

Os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ do depósito Cristalino distribuem-se em campos semelhantes a de outros depósitos de óxidos de Fe Cu – Au de Carajás, o que sugere que, ao menos parte, dos carbonatos possa ter carbono de fonte profunda. A assinatura isotópica dos sulfetos ($\delta^{34}S$) do depósito Cristalino é de fonte magmática e a pequena variação apresentada nos valores $\delta^{34}S$ pode refletir variação nas condições físico-químicas dos fluido(s) hidrotermal(is) durante a deposição do minério. Estes valores $\delta^{34}S$ se aproximam dos de alguns depósitos *IOCG* de classe mundial, como os dos depósitos do distrito de Cloncurry (*eg*., Starra e Osborne, Austrália) e Candelária-Punta Del Cobre (Chile), que tem sulfetos de fonte magmática. Da análise dos isótopos de C, S e O em conjunto, para os minérios do depósito Cristalino, deduz-se que o S, C e O são de origem primordial e podem ser mantélicos, ligados a rochas graníticas ou terem sido lixiviados parcialmente de rochas encaixantes vulcânicas máficas e/ou originados do próprio manto.

As rochas metavulcânicas máficas menos alteradas posicianam-se preferencialmente no ou próximas ao campo intraplaca *MORB*. Isto sugere que as rochas metavulcânicas máficas do depósito Cristalino podem ter se formado em *rift* continental, associadas a magmatismo toleiítico. Em relação às rochas vulcânicas félsicas, sugere-se que elas possam também ter-se formado em ambiente intraplaca, uma vez que apresentam conteúdos de elementos traço (dados deste trabalho) e padrão ETR (dados da CVRD, 2003) próximos aos do granito Velho Salobo (Lindenmayer *et al.* 1994) e aos do Complexo Granítico Estrela (Barros *et al*. 1997), os quais foram posicionados em ambiente intraplaca.

Em geral, os dados deste trabalho mostram que o depósito Cristalino apresenta características comuns com outros depósitos de óxidos de Fe Cu – Au de Carajás tais como os depósitos Gameleira, Igarapé-Bahia e o de Sossego. O depósito Cristalino apresenta: (i) inclusão em unidades do Supergrupo Itacaiúnas; (ii) relação com intrusões de composição diorítica a quartzo-dioríticas; (iii) enriquecimento variável de Co, Ni, Ba, Pb; (iv) dados de isótopos estáveis que sugerem fonte magmática para S e profunda para C e O; (v) processo de mineralização epigenético, com ocorrência na forma de veios, vênulas, brechas, disseminações; (vi) rochas encaixantes geradas em ambiente intraplaca; e, (vii) magmatismo basáltico toleiítico.

O depósito Cristalino apresenta características comuns aos depósitos do tipo *IOCG* de classe mundial, tais como: (i) alterações hidrotermais com metassomatismo de Fe e respectivas neoformação de magnetita, sulfetação (pirita e calcopirita), alterações sódica (albita e escapolita) e potássica (feldspato-K, biotita, actinolita) e enriquecimento em apatita e alanita; (ii) dados de isótopos estáveis de S que indicam fonte magmática; (iii) enriquecimento de Ba, K, Co, P.

CAPÍTULO 10

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Althoff F. J., Barbey P., Dall'Agnol, R. 2003. Características geoquímicas de metassedimentação de Marajoara – terreno granite-greenstone de Rio Maria e a formação da crosta continental no cráton Amazônico. In: Ronchi L. H. & Althoff F. J. (eds). Caracterização e modelamento dos depósitos minerais, pp. 25-39. UNISINOS.

Araújo O. J. B., Maia R. G. N., Jorge João X. da S. & Costa J. B. S. 1988. A mega-estruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, VII, Belém, SBG, 7:324-338.

Araújo O. J. B. & Maia R. G. N. 1991. Serra dos Carajás Folha SB. 22-Z-A – Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 136 p.

Baalen M. R. V. 1993. Titanium mobility in metamorphic systems: a review. Chemical Geology 110:233-249.

Barros C. E. M., Dall'Agnol R., Barbey P., Boullier A. M. 1997. Geochemistry of the Estrela Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. Journal of South American Sciences 10:321-330.

Barros C. E. M., Macambira M. J. B., Barbey P. 2001. Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás.In: Simpósio de Geologia da Amazônia,7º, Belém, extended abstracts, CD-ROM.

Beisiegel V. R., Bernadelli A. L., Drummont N. F., Ruff A. W. & Tremaine J. W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências 3:215-242.

Cann J. R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters 10:7-11.

Carew M. J., Mark G., Oliver N. H. S., Pearson N. 2006. Trace element geochemistry of magnetite and pyrite in Fe oxide (±Cu-Au) mineralized systems: insights into the geochemistry of ore-forming fluids. Goldschmidt Conference Abstract. Geochimica et Cosmochimica Acta 70:A83.

Condie K. C. 1981. Archean greenstone belts. Developments in Precambrian Geology 3. Amsterdam, Elsevier, 434p.

Costa J. B. S., Araújo O. J. B., Santos A., João X. S. J., Macambira M. J. B., Lafon J. M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra 7:199-235.

Craig H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochimica et Cosmochimica Acta 12:133-149.

CVRD. 2003. Projeto Cristalino-relatório de consultoria técnica (Relatório Interno).

Dall' Agnol R., Teixeira N. P., Ramo O. T., Moura C. A. V., Macambira M. J. B., Oliveira D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. Lithos 80:101-129.

Dardenne M. A., Schobbenhaus C. (2001). Metalogênese do Brasil. Brasília, DF: Editora UnB. 392 p.

Davidson G. J & Dixon G. H. 1992. Two sulphur isotope provinces deduced from ores in the Mount Isa Eastern Succession, Australia. Mineralium Deposita 27:30-41.

Dias G. S., Macambira M. J. B., Dall´Agnol R., Soares A. D. V., Barros C. E. M. 1996. Datação de zircão de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5º, Bull Extend Abstracts, Belém, SBG, 376-379.

DOCEGEO. 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35º, Belém, Anexo aos Anais, 11-56.

Dreher A. M. 2004. O depósito primário de Cu-Au de Igarapé – Bahia, Carajás. Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. Tese de doutorado, 221p.

Edfelt A., Armstrong R. N., Smith M., Martinsson O. 2005. Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu(-Au) occurrences, Kiruna area, northern Sweden. Mineralium Deposita 40:409-434.

Exley R. A., Mattey D. P., Clague D. A., Pillinger C. T. 1986. Carbon isotope systematics of a mantle 'hot spot' a comparison of Loihi seamount and MORB glasses. Earth Planetary Science Letters 78:189-199.

Faure G. 1986. Principles of isotope geology. 2nd edition, John Wiley & Sons, New York, 589 p.

Finlow-Bates T & Stumpfl E. F. 1981. The behavior of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. Mineralium Deposita 16:319-328.

Floyd P. A. & Winchester J. A. 1975. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planetary Science Letters 27:211-218.

Floyd P. A. & Winchester J. A. 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chemical Geology 21:291-306.

Galarza M. A., Macambira M. J. B., Villas R. N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará state, Brazil, Journal of South American Earth Sciences 25:377-397.

Gibbs, A. K., Wirth, K. R., Hirata, W. K. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências 16(2):201-211.

Gieré R. 1990. Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). Terra Nova 2(1):60-67.

Goldschmidt V. M. 1954. Geochemistry. Edition Oxford, Clarendon Press 730p.

Grainger C. J., Groves D. I., Tallarico F. H. B., Fletcher I. R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, southern Amazon craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious – metal mineralization. Ore Geology Reviews 33:451-489.

Hitzman M. W., Oreskes N., Einaudi M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. Precambrian Research 58:241-287.

Huhn S. R. B., Santos, A. B. S., Amaral, A. F., Ledsham, E. J., Gougêa J. L., Martins L. P., Montavão, R. G. M., Costa, V. G. 1988. O terreno "granito greenstone" da região de Rio Maria – Sul do Pará. Congresso Brasileiro de Geologia, 35º, Belém, Anais, 3:1438-1452.

Huhn S.R.B., Souza C.I. de J., Albuquerque M.C. de, Leal E.D., Brustolin V. 1999a. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada- Região da Serra do Rabo-Carajás- PA. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6º, Manaus, Boletim, 140-143.

Huhn S.R.B., Macambira M. J. B., Dall' Agnol R. 1999b. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do granito alcalino Arqueano Planalto, região da Serra do Rabo – Carajás – PA. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6º, Manaus, Boletim, 463-466.

Huhn S. B., Soares, A. D. V., Souza C. I. J. Albuquerque M. A. C., Leal, E. D., Vieira E. A. P., Masotti F. S., A. D. V., Brustolin V. 2000. The Cristalino copper gold Deposit, Serra dos Carajás, Pará. In: International Geological Congress, 31º, Rio de Janeiro, Abstrats, CD-ROM.

Jiang S., Wang R., Xu X., Zhao K. 2005. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic, metamorphic, and submarine – hydrothermal systems. Physics and Chemistry of the Earth 30:1020-1029.

Laux J. H., Lindenmayer Z. G., Santos T. R. 2003. Características gerais dos depósitos do tipo óxido de ferro (Cu-U-Au-ETR): o exemplo da província mineral de Carajás. In: Ronchi L. H. & Althoff F. J. (eds). Caracterização e modelamento dos depósitos minerais, pp. 41-46. UNISINOS.

Lindenmayer Z. G. 1990. Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. University of Western Ontário, Canadá. Tese de doutorado, 406p.

Lindenmayer Z. A., Fyfe, W. S., Bocalon, V. L. S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. Acta Geológica Leopoldensia, vol. XVII (40):153-184.

Lindenmayer Z. G., Laux J. H., Viero A. C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia Carajás. Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi. Série Ciências da Terra 7:125-143.

Lindenmayer Z. G., Ronchi L. H., Laux J. H. 1998. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências 28(3): 257-268.

Lindenmayer Z. G., Pimentel M. M., Ronchi L. H., Althoff F. J., Laux J. H., Araújo J. C., Fleck A., Baecker C. A., Carvalho D. B., Nowatzki A. C. 2001. Geologia de Depósito de Cu-Au de

Gameleira, Serra dos Carajás. Pará. Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros. DNPM-ADIMB, 79-137.

Lindenmayer Z. G. 2003. Depósito de Cu-Au do Salobo, Serra dos Carajás: uma revisão. In: Ronchi L. H. & Althoff F. J. (eds). Caracterização e modelamento dos depósitos minerais, pp. 69-97. UNISINOS.

Macambira M. J. B. & Lancelot J. 1991a. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. Simpósio Geologia da Amazônia, 3, Anais, Belém. SBG:49-58.

Macambira M. J. B & Lafon J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, série Ciências da Terra 7:263-288.

Machado N., Lindenmayer Z. G., Lindenmayer D. H. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Research 49:329-354.

MacLean W. H. 1990. Mass change calculations in altered rocks series. Mineralium Deposita 25:44-45.

MacLean W. H. & Barret T. J. 1993. Lithochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration 48:109-133.

Manning C. E. 2006. Mobilizing aluminum in crustal and mantle fluids. Journal of Geochemical Exploration 89:251-253.

Marschik R. & Fontboté L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. Economic Geology 96:1799-1826.

McCrea J. M. 1950. On the isotope chemistry of carbonatites and paleotemperature scale. Journal Chemical Physical 18:849-857.

Meirelles M. R & Dardenne M. A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás-Pará. Revista Brasileira de Geociências 21(1):41-50.

Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Carvalho E. R., Hitzman M. W., Johnson C. A., Souza C. R., Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. Mineralium Deposita 43:129-159.

Ohmoto H. & Rye R. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: geochemistry of hydrothermal ore deposits. Second edition, Jonh Wiley & Sons, 798p.

Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley J. W., Taylor Jr. H. P., O'Neil J. R (eds). Reviews in Mineralogy: Stable isotopes in high temperature geological processes. Mineralogical Society of America 16:561-568.

Oliveira J. L., Fanton J., Almeida A. J., Leveille R. A., Vieira S. 2000. Discovery and Geology of the Sossego Copper-Gold Deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: International Geological Congress/SBC, 31º, Rio de Janeiro. CD-ROM.

Oliver N. H. S., Cleverley J. S., Mark G., Pollard P. J., Fu B., Marshall L. J., Rubenach M. J., Williams P. J., Baker T. 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa Block, Austrália. Economic Geology 99:1145-1176.

Olszewski Jr., W. J., Wirth K. R.., Gibbs A. K., Gaudette H. E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: archean continental volcanism and rifting. Precambrian Research 42:229-254.

O'Neil, J. R. 1986. Terminology and Standards. In: Valley J. W., Taylor Jr. H. P., O'Neil J. R (eds). Reviews in Mineralogy: Stable isotopes in high temperature geological processes. Mineralogical Society of America 16:561-568.

Palme H., O' Neill H. St. C. 2004. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson R. W. (ed.). Treatise on geochemistry: the mantle and core. Elsevier Pergamon 2:1-37.

Pandit M. K., Sial A. N., Sukumaran G. B., Pimentel M. M., Ramasamy A. K., Ferreira V. P. 2002. Depleted and enriched mantle sources for Paleo – and Neoproterozoic carbonatites of southern India: Sr, Nd, C-O isotopic and geochemical constraints. Chemical Geology 189:69-89.

Pearce J. A. & Cann J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letterss 19:290-300.

Pearce J. A. & Norry M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69:33-47.

Petersen, M. D. 1983. The use of the "immobile" elements Zr and Ti in lithogeochemical exploration for massive sulphide deposits in the Precambrian Pecos Greenstone Belt of Northern New Mexico. Journal of Geochemical Exploration 19:615-617.

Pidgeon R. T., Macambira M. J. B. 2000. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província Carajás, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40º, Proceedings, Belo Horizonte, SBG.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG. Resumos, 2:390-391.

Pinheiro R. V. L. & Holdsworth R. E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon Region, Brazil. Journal of Geological Society, London, 154:99-103.

Pollard P. J. 2001. Sodic (-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H_2O-CO_2-NaCl±$CaCl_2$-KCl fluids. Mineralium Deposita 36:93-100.

Requia K. & Fontboté L. 2000. The Salobo iron oxide Cu(-Au) deposit, Carajás Mineral Province, northen Brazil: evidences of hydrothermal alkali-metasomatism in the host amphibolites. International Geological Congress, 31º, Rio de Janeiro, Brazil. Abstracts, CD-ROM.

Requia K. C. M., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northen Brazil: Mineralium Deposita 38:727-738.

Ribeiro A., Suita M. T. F., Sial A. N., Fallick T., Ely F. 2007a. Geoquímica de isótopos estáveis (C, S, O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do depósito Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, XI, Atibaia, SP, Anais, CD-ROM.

Righter K.; Drake M. J. 2004. Partition coefficients at high pressure and temperature. In: Carlson R. W. (Ed.). Treatise on geochemistry: the mantle and core. Elsevier Pergamon 2: 425-449.

Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 350 p.

Ronchi L. H., Lindenmayer Z. G., Araújo J. C., Althoff A. M. R., Caron R., Baecker C. A. 2003. Padrão de inclusões fluidas em depósitos de óxido de ferro Cu-Au na região de Carajás. In: Ronchi L. H. & Althoff F. J. (eds). Caracterização e modelamento dos depósitos minerais. UNISINOS.

Rotherham J. F., Blake, L. K., Cartwright I., Williams P. J. 1998. Stable isotope evidence for the origin of the Mesoproterozoic Starra Au-Cu Deposit, Cloncurry District, Northwest Queensland. Economic Geology 93:1435-1449.

Rubin J. N., Henry C. D., Price J. G. 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. Chemical Geology 110:29-47.

Sachs L. L. 1993. O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé-Bahia, Carajás, PA, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. Tese de mestrado, 151p.

Sakai H., Marais D. J., Ueda A., Moore J. G. 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and súlfur in ocean-floor basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta 48:2433-2441.

Sardinha A. S., Barros C. E., Krymsky R. 2006. Geology, geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74Ga) Serra do Rabo granite Stock, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. Journal of South American Earth Science 20:327-339.

Smith R. E. & Smith S. E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. Earth and Planetary Science Letters 32:114-120.

Soares A. D. V., Macambira M. J. B., Vieira E. A. P., Massoti F. S., Souza C. I. J., Padilha J. L., Magni M. C. V. 2001. Depósito Cu(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SBG, Simpósio Geologia da Amazônia, 7º, Belém. Resumos Expandidos, CD-ROM.

Souza S. R. B., Macambira M. J. B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granites deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. In: Simpósio Geologia da Amazônia, 5º. Bull Expanded Abstracts, Belém, SBG, 380-383.

Studley S. A., Ripley E. M., Elswick E. R., Dorais M. J., Fong J., Finkelstein D., Pratt L. M. 2002. Analysis of sulfides in whole rock matrices by elemental analyzer – continuous flow isotope ratio mass spectrometry. Chemical Geology 192:141-148.

Sun S. S., Nesbitt R., Sharaskin A. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth & Planetary Letterss 44:119-138.

Tallarico F. H. B., Oliveira C. G. Figueiredo B. R. 2001. A descriptive model for the Igarapé-Bahia Cu-Au hypogene mineralization, Carajás Province, Brazil. In: International Geological Congress, 31º, Rio de Janeiro, Abstrats, CD-ROM.

Tallarico F. H. B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. Tese de doutorado, 210p.

Tallarico F. H. B., Groves D. I., Figueiredo B. R., Grainger C. J., Beaudry C. 2005a. Neoarchean and Paleoproterozoic Metallogeny of the Carajas Cooper-Gold Belt. Brazilian Symposium on Metallogeny, I, Extended Abstracts, CD-ROM, Gramado (RS, Brazil).

Tallarico F. H. B., Figueiredo B. R., Rego J. L. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé-Bahia Deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. Economic Geology 100:7-28.

Tazava E. 1999. Mineralização de Au-Cu-(±ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, MG. Dissertação de mestrado, 81p.

Taylor H. P., Frechen J., Degens E. T. 1967. Oxygen carbon isotope studies of carbonatites from the Laachersee district West Germany and Alno district, Sweden. Geochimica et Cosmochima Acta 31:3145-3154.

Trendall A. F., Basei M. A. S., Laeter J. R., Nelson D. R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon craton. Journal of South American Earth Sciences 11:265-277.

Villas R. N & Galarza M. A. 2001. As brechas hidrotermais do depósito Igarapé-Bahia, Carajás: dados geoquímicos e de isótopos estáveis de carbono e enxofre. In: Simpósio Geologia da Amazônia, 7º, resumos expandidos, Belém (PA), SBG/Núcleo Norte, CD-ROM.

Villas R.N., Santos M. D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. Mineralium Deposita 36:300-331.

Williams P. J. & Pollard P. J. 2003. Australian Proterozoic iron oxide-Cu-Au deposits: an overview with new metallogenic and exploration data from the Cloncurry District, northwest Queensland. Exploration Mining Geology (10) 3:191-213.

Winchester J. A. & Floyd P. A. 1976. Geochemical magma type discrimination, application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planetary Science Letters 28:459-469.

Winchester J. A. & Floyd P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20:325-343.

Ribeiro, A. A. 2008. Litogeoquímica e geologia isotópica estável (S,C,O) do depósito cupro-aurífero do Cristalino.

Xavier R. P. & Dreher A. M. 2001. Carbon isotopic composition of carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province (PA), northen Brazil. In: SBG, 7º, Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. Resumos expandidos, CD-ROM.

ANEXOS

1. FICHAS MINERO-PETROGRÁFICA
2. TABELAS DE DADOS DE GEOQUÍMICA DE ROCHA

1. FICHAS MINERO-PETROGRÁFICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.12

Profundidade do furo (m):
667 a 668

1. Constituição Mineralógica

	Minerais									Opacos			
Mineral	qtzo	pla	horn	clo	cpx	ser	tit			mt	hmt	py	cpy
% estimada	15	8	30	25	<3	-	-			3	1	2	13

2. Estrutura:

Rocha metaclástica com venulações preenchidas por clorita e sulfetos. Presença de muitas hornblendas preservadas.

3.Hidrotermalismo:

-Processo de cloritização.

4. Observações

-Nesta lâmina observam-se grãos de hematita e/ou magnetita disseminados pela rocha sem nenhuma associação com a calcopirita.

- Observa-se pirita sem estar associada à calcopirita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.13

Profundidade do furo (m)

655 a 656

1. Constituição Mineralógica

	Minerais												Opacos
Mineral	qtzo	horn	pla	fels	carb	clo	biot	tit	epd	mt	py	cpy	cc
% estimada	7	27	20	-	-	15	12	-	-	5	5	2	7

2. Estrutura:

Presença de zona cisalhada preenchida por sulfetos e quartzo (±clorita ±biotita±hornblenda)

3.Hidrotermalismo:

- Processos de substituição das oxi-hornblendas por variados mais aluminosos. Sugere-se alteração da hornblenda por biotita.

-Ocorrem cerca de 10% de hornblenda marrom e 17% de hornblenda verde.

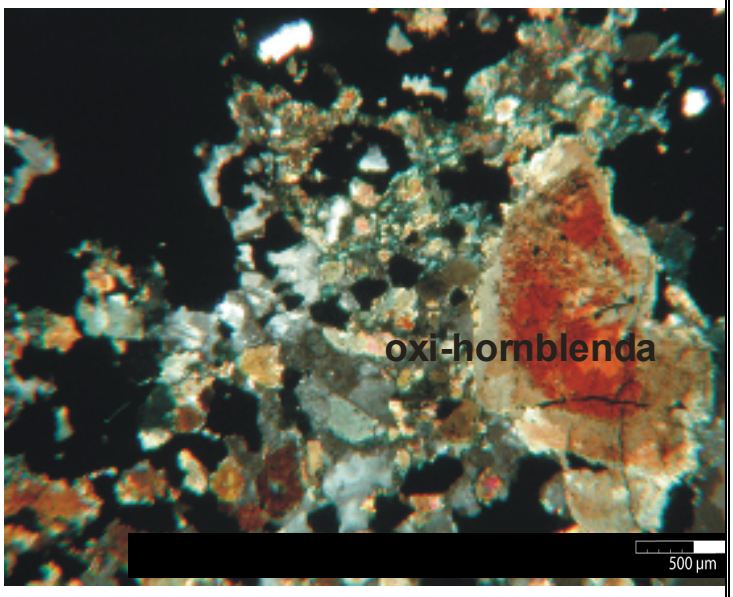
4. Observações

-Observa-se magnetita ocorrendo como pequenos cristais disseminados na rocha.

- Observa-se pirita porosa alterando a calcocita.

- Observa-se calcopirita alterando-se a calcocita.

5. Desenho ou fotos



Polarizadores cruzados. Hornblenda alterada.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.14

Profundidade do furo (m):
637 a 638

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo	carb	mus				mt	py	cpy
% estimada	15	10	5	42	28	-	-				-	-	-

2. Estrutura:

Fraturas preenchidas por clorita e opacos.

3.Hidrotermalismo:

Processos de cloritização com posterior entrada de K no sistema (presença de biotia e hornblenda?).

4. Observações

-Praticamente não se observa sulfetos.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.15

Profundidade do furo (m):
627 a 628

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo	carb	cpx	tit	ser	mt	py	cpy	Cc
% estimada	15	15	15	20	18	-	-	-	-	-	7	10	<1

2. Estrutura:

Metabasalto cataclasado preenchido por sulfetos e clorita.

3.Hidrotermalismo:

-Observa-se processo de biotitização e cloritização.

4. Observações

- Nesta lâmina observa-se pirita hidrotermal inclusa em calcopirita.
- Observa-se grão de magnetita dentro de calcopirita.
- Observam-se pequenos grãos de calcopirita dentro da calcocita. Nota-se que a calcocita possa ser o produto de alteração da calcopirita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.16

Profundidade do furo (m)

459 a 460

1. Constituição Mineralógica

	Minerais									Opacos			
Mineral	qtzo	clo	carb	feld	ser					mt	py	cpy	cc
% estimada	25	5	50	-	-					-	1	12	7

2. Estrutura:

A rocha apresenta-se brechada, com fraturas preenchidas por sulfetos. Presença de zona cisalhada preenchida por carbonato.

3.Hidrotermalismo:

- Processo de carbonatação.

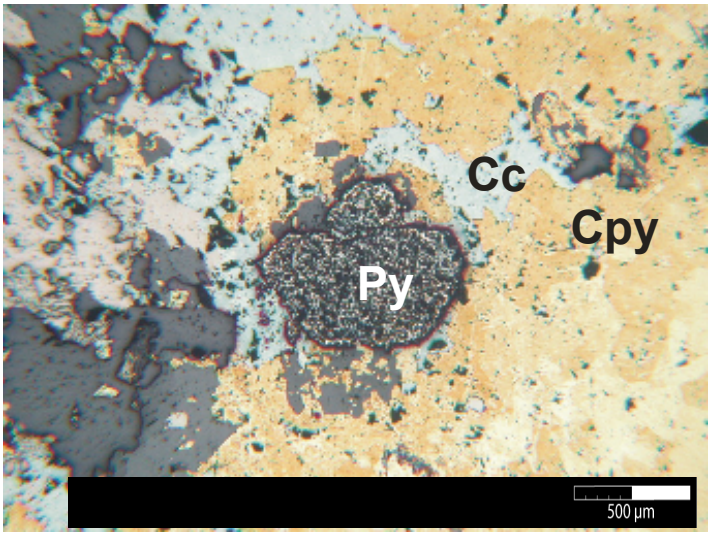
4. Observações

-Observa-se nesta lâmina calcocita substituindo pirita e calpirita (foto).

-Observa-se pirita inclusa em silicatos.

- A mineralização é do tipo brechóide, a calcopirita é abundante e ocorre como matriz da brecha com inclusões “ilhas” de silicatos que por vezes apresenta inclusão de magnetita.

5. Desenho ou fotos



Polarizadores paralelos.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.17

Profundidade do furo (m):
422 a 423

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	biot	horn	qtzo	act	clo	apa	ala	rut	mus	zirc	mt		
% estimada	5	<3	37	7	15	-	-	-	-	-	33		

2. Estrutura:

Rocha fraturada preenchida por quartzo, biotita e anfibólio.

3.Hidrotermalismo

Processos de silicificação e metassomatismo de ferro.

4. Observações

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.18

Profundidade do furo (m):
318 a 319

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo	cpx	tit				mt	hmt	
% estimada	10	-	25	35	15	12	-				2	1	

2. Estrutura:

Rocha intensamente biotitizada com fraturas preenchidas por quartzo e clorita.

3.Hidrotermalismo:

-Processo de biotitização intenso.

4. Observações

- Nesta lâmina observa-se magnetita disseminada em silicatos.

-Nesta lâmina observa-se grão de hematita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.20

Profundidade do furo (m):
353 a 354

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo	apa	ser				mt	py	cpy
% estimada	31	8	16	39	3	-	-				1	<1	1

2. Estrutura:

Presença de zona de cisalhamento preenchida por clorita.

3.Hidrotermalismo:

- Observa-se processo de biotitização.

4. Observações

- Nesta lâmina observa-se pirita inclusa em calcopirita.
-Observa-se pirita hidrotermal.
-Observa-se calcopirita envolvendo magnetita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do Depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.26

Profundidade do furo (m):
661 a 662

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	horn	clo	apa	tit						mt	hmt	cpy
% estimada	10	38	40	-	-						12	-	-

2. Estrutura:

Rocha brechada com venulações preenchidas por quartzo, carbonato, hornblenda e sulfetos.

3.Hidrotermalismo

Processos de cloritização.

4. Observações

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.28

Profundidade do furo (m)

302 a 303

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	clo	cpx	biot	ala	zirc			mt	py	cpy
% estimada	35	5	8	25	-	13	-	-			9	-	5

2. Estrutura:

Presença de fraturas apresentando intensa cloritização.

3.Hidrotermalismo:

- Observa-se processo de silicificação e cloritização.

4. Observações

- Nesta lâmina observa-se calcopirita envolvendo magnetita.

-Pirita intercrescida em silicatos.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.29

Profundidade do furo (m):
386 a 387

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo	carb	apa				mt	py	cpy
% estimada	42	8	3	25	5	-	-				-	5	12

2. Estrutura:

Fratura preenchida principalmente por clorita e carbonato.

3.Hidrotermalismo:

- Observa-se processo de biotitização.

4. Observações

- Nesta lâmina observam-se inclusões de pirita em calcopirita.
- Observa-se pirita hidrotermal com textura de "olho de pássaro".

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 061.30

Profundidade do furo (m):
512 a 513

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo						mt	py	cpy
% estimada	36	-	5	-	56						-	1	2

2. Estrutura:

Fraturas preenchidas por clorita e opacos.

3.Hidrotermalismo:

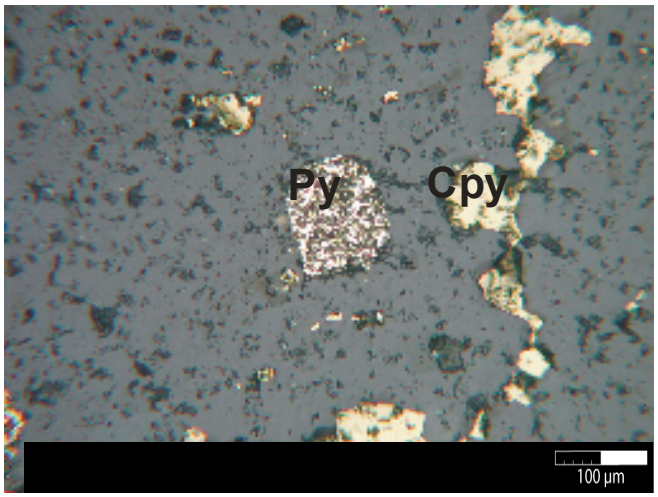
Processos de silicificação e cloritização com posterior entrada de K no sistema (presença de biotita e hornblenda?).

4. Observações

-Observa-se calcopirita preenchendo veios (foto).

- Observa-se grão de pirita euédrico em silicatos (foto).

5. Desenho ou fotos



Polarizadores paralelos.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.1

Profundidade do furo (m):
84 a 85

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo						mt	py	cpy
% estimada	20	07	18	27	5						1	7	15

2. Estrutura:

Rocha cisalhada com textura cataclástica preenchida por sulfetos e quartzo. Eventuais fraturas preenchidas por clorita.

3.Hidrotermalismo:

-Apresenta processo de biotitização.

4. Observações

- Observa-se pirita "branca" preenchendo veios.
- Observa-se pirita inclusa em calcopirita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.2

Profundidade do furo (m)

142 a 143

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	horn	pla	fels	carb	clo					mt	py	cpy
% estimada	12	25	27	7	-	12					-	4	13

2. Estrutura:

Rocha brechada com preenchimento de sulfeto e menos frequentemente com carbonato.

3.Hidrotermalismo:

4. Observações

- A ocorrência de oxi-hornblenda é de 15%.
- Nesta lâmina observa-se calcopirita preenchendo fraturas e veios.
- Nesta lâmina observa-se calcopirita envolvendo pirita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.3

Profundidade do furo (m):
56 a 57

1. Constituição Mineralógica

	Minerais									Opacos			
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	Feld					mt	py	cpy	Cc
% estimada	12	10	40	28	5					-	-	5	-

2. Estrutura:

Rocha biotitizada cortada por venulações preenchidas por quartzo e clorita.

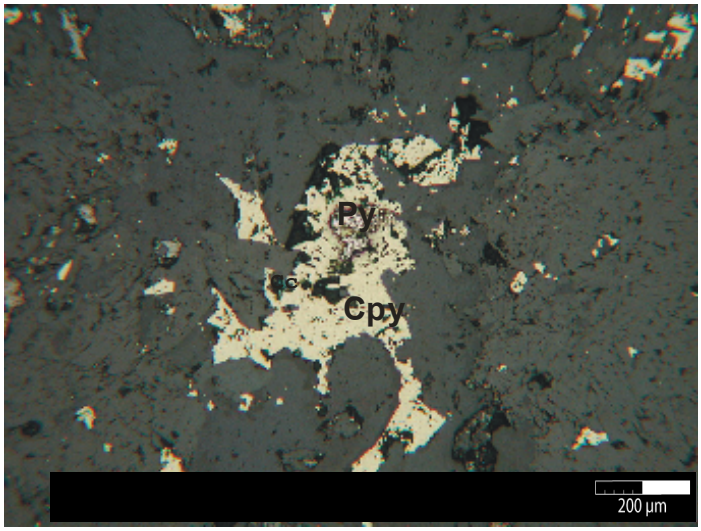
3.Hidrotermalismo:

Observa-se processo de anfibolitização e biotitização.

4. Observações

- Observa-se magnetita em "ilhas" de silicatos.
- Observa-se calcocita nas bordas da calcopirita.
-Observa-se pirita inclusa em calcopirita (foto).

5. Desenho ou fotos



Polarizadores paralelos.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do Depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.4

Profundidade do furo (m)

362 a 363

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	clo	biot	carb	tit	ser			mt	py	cpy
% estimada	8	8	23	5	39	-	7	-			-	1	9

2. Estrutura:

A rocha apresenta-se brechada, com fraturas preenchidas por sulfetos. Presença de zona cisalhada preenchida por carbonato.

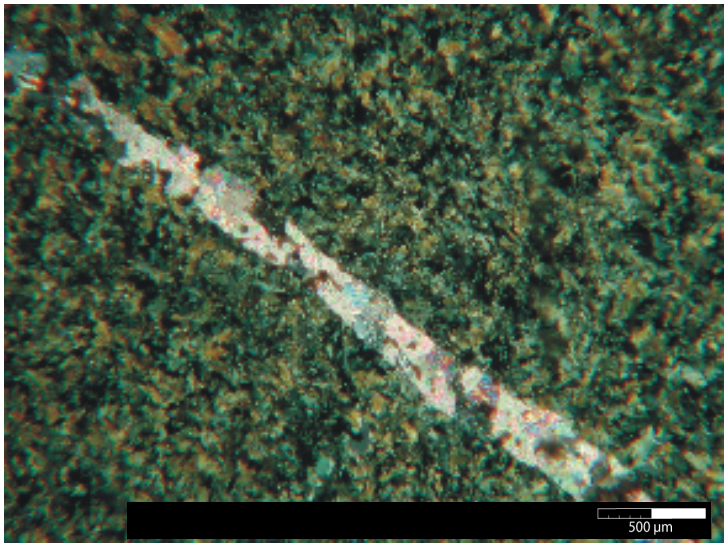
3.Hidrotermalismo:

Observa-se processo de biotitização.

4. Observações

- Observa-se rocha fraturada preenchida por carbonato cortando matriz de hornblenda e biotita (foto abaixo).
- Observa-se pirita inclusa em calcopirita.

5. Desenho ou fotos



Polarizadores cruzados.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.5

Profundidade do furo (m)

385 a 386

1. Constituição Mineralógica

	Minerais									Opacos			
Mineral	qtzo	pla	clo	horn	biot	act	carb			mt	ilm	py	cpy
% estimada	15	19	-	38	18	7	3			5	4	1	8

2. Estrutura:

Cataclasito contendo hornblenda e biotita com venulações preenchidas por quartzo e sulfeto.

3.Hidrotermalismo:

- Processo de anfibolitização e biotitização.

4. Observações

- Observa-se nesta lâmina magnetita com exsoluções de ilmenita.
- Observa-se calcopirita envolvendo magnetita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.6

Profundidade do furo (m)

432 a 433

1. Constituição Mineralógica

	Minerais									Opacos			
Mineral	qtzo	pla	clo	horn	biot	carb				mt	ilm	py	cpy
% estimada	8	17	18	40	18	-				-	-	1	4

2. Estrutura:

Rocha cisalhada. Zona cisalhada preenchida por clorita e/ou quartzo e opacos.

3.Hidrotermalismo:

- Processo de anfibolitização e biotitização.

4. Observações

- Observa-se nesta lâmina pirita inclusa em calcopirita.
- Magnetita nas bordas do grão calcopirita.
- Ilmenita disseminada em silicatos.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 128.23

Profundidade do furo (m):
403 a 404

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	carb								mt	py	cpy
% estimada	7	-	13								10	40	30

2. Estrutura:

Segmento de sulfeto maciço envolvendo porfiroclasto da ganga constituída por carbonato, quartzo e raros anfibólios.

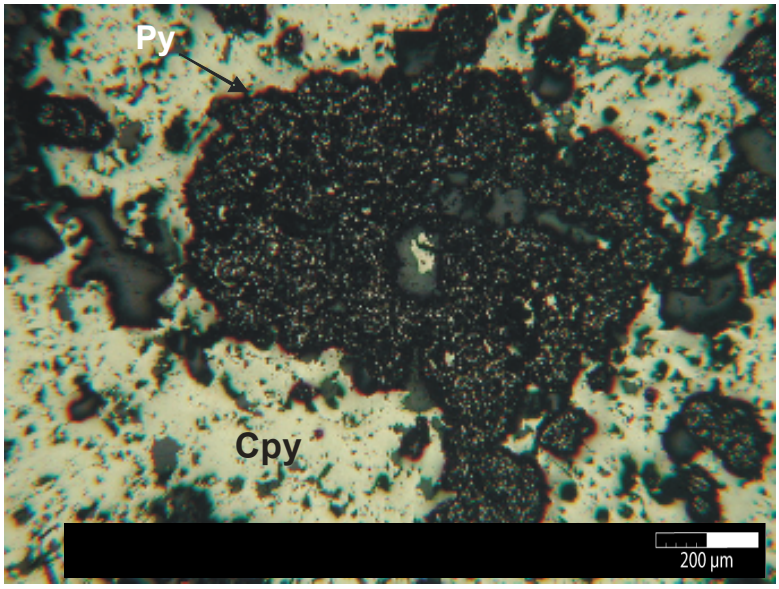
3.Hidrotermalismo:

Processo de sulfetação.

4. Observações

- Nesta lâmina observou-se pirita hidrotermal envolvendo a magnetita.
- Há presença de calcopirita dentro da magnetita.
- Observa-se calcopirita envolvendo pirita porosa (foto).

5. Desenho ou fotos



Polarizadores paralelos.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.24

Profundidade do furo (m)

162 a 163

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	horn	biot	carb	clo						mt	py	cpy
% estimada	10	-	35	5	-						<1	-	24

2. Estrutura:

Fraturas preenchidas por carbonato.

3.Hidrotermalismo:

- Processo de biotitização.

4. Observações

- Observa-se nesta lâmina magnetita primária fraturada preenchida por calcopirita.
- Observa-se pirita inclusa em calcopirita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.7

Profundidade do furo (m):
158 a 159

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	clo	carb					mt	py	cpy
% estimada	8	20	25	15	7	3					8	2	12

2. Estrutura:

Rocha cisalhada com venulações preenchidas por quartzo, sulfeto e clorita.

3.Hidrotermalismo:

Processo de sulfetação e biotitização.

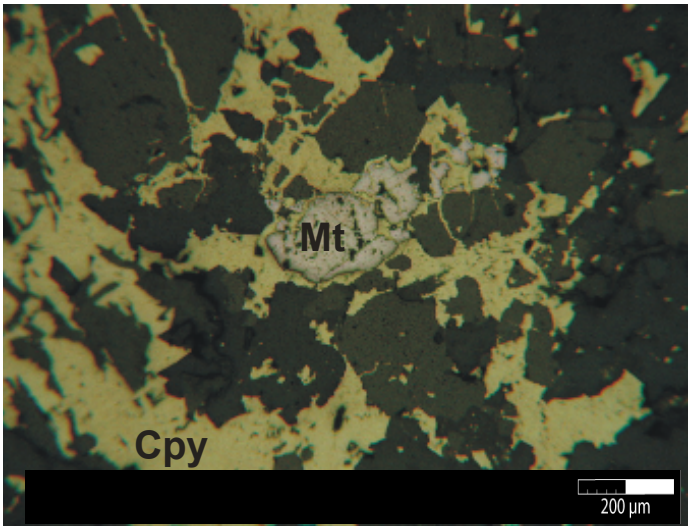
4. Observações

-Observa-se cerca de 7% de hornblenda marrom e 18% de hornblenda verde.

- Observa-se calcopirita preenchendo magnetita fraturada (foto).

-Observa-se pirita inclusa em calcopirita .

5. Desenho ou fotos



Polarizadores paralelos.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.8

Profundidade do furo (m):
241 a 242

1. Constituição Mineralógica:

	Minerais										Opacos		
Mineral	biot	horn	qtzo	pla	clo	carb					py	Cpy	Cc
% estimada	40	18	15	10	4	-					>1	>2	-

2. Estrutura:

Rocha cisalhada cortada por venulações de quartzo.

3.Hidrotermalismo:

Observa-se intenso processo de biotitização.

4. Observações:

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.9

Profundidade do furo (m)

468 a 469

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	clo	horn	carb	tit					mt	py	cpy
% estimada	10	27	45	13	-	5					<1	-	-

2. Estrutura:

Brecha intensamente cloritizada.

3.Hidrotermalismo:

- Processo de cloritização.

4. Observações

- Observa-se nesta lâmina grãos euédricos de magnetita.
- Observa-se cerca de 10% de hornblenda verde e 3% de hornblenda marrom.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.10

Profundidade do furo (m):
257 a 258

1. Constituição Mineralógica

	Minerais											Opacos	
Mineral	qtzo	pla	horn	treml	Feld		clo	carb				py	cpy
% estimada	7	17	38	25	10		3	-				-	-

2. Estrutura:

- Fraturas preenchidas por sulfetos.

3.Hidrotermalismo:

- Observa-se processo de anfibolitização.

4. Observações

- Observa-se cerca de 3% de oxi-hornblendas preservadas, possivelmente esta rocha possa ser metagabro.
- Observa-se pirita na forma de veios.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.11

Profundidade do furo (m):
204 a 205

1. Constituição Mineralógica

	Minerais											Opacos	
Mineral	qtzo	pla	horn	biot	Feld	clo						py	
% estimada	12	25	3	5	5	50						-	

2. Estrutura:

Processo intenso de biotitização parece substituir cristais de hornblenda, algumas fraturas são preenchidas por clorita.

3.Hidrotermalismo:

- Observam-se alterações sódica.

4. Observações

- Observa-se pirita em quantidades traços.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.19

Profundidade do furo (m):
191 a 192

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	biot	clo	carb						mt	py	cpy
% estimada	13	30	35	-	7						4	2	9

2. Estrutura:

Fraturas preenchidas por carbonato.

3.Hidrotermalismo:

- Observa-se metassomatismo alcalino e biotitização.

4. Observações

- Nesta lâmina observam-se inclusões de pirita em calcopirita.
- Observa-se pirita hidrotermal com textura de "olho de pássaro".

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.24

Profundidade do furo (m)

162 a 163

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	horn	biot	carb	clo						mt	py	cpy
% estimada	13	5	40	10	5						1	<1	25

2. Estrutura:

Fraturas preenchidas por carbonato.

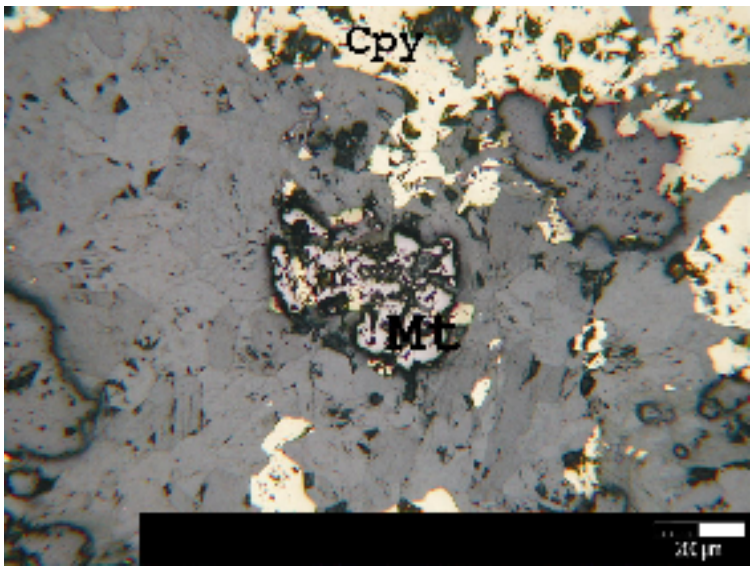
3.Hidrotermalismo:

- Processo de biotitização.

4. Observações

- Observa-se nesta lâmina magnetita primária fraturada preenchida por calcopirita (foto).
- Observa-se pirita inclusa em calcopirita.

5. Desenho ou fotos



Polarizadores paralelos.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina:191.25

Profundidade do furo (m)

372 a 373

1. Constituição Mineralógica

	Minerais									Opacos			
Mineral	qtzo	pla	clo	carb						mt	py	cpy	
% estimada	10	19	28	25						15	-	3	

2. Estrutura:

A rocha apresenta-se brechada, com fraturas preenchidas por sulfetos. Presença de zona cisalhada preenchida por carbonato.

3.Hidrotermalismo:

- Processo de carbonatação e cloritização.

4. Observações

- Observa-se nesta lâmina calcopirita preenchendo fraturas de magnetita.

5. Desenho ou fotos

Escala

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS (ECRN)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (UFOP)

Ficha de descrição petrográfica de amostra com lâmina delgada e polida

Projeto: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará.

Lâmina: 191.27

Profundidade do furo (m):
220 a 221

1. Constituição Mineralógica

	Minerais										Opacos		
Mineral	qtzo	pla	carb	clo							mt	py	cpy
% estimada	10	46	5	38							-	-	<1

2. Estrutura:

Fraturas preenchidas por carbonato e sulfeto.

3.Hidrotermalismo:

- Observa-se alteração sódica e cloritização.

4. Observações

- Nesta lâmina observa-se pirita inclusa em calcopirita.

5. Desenho ou fotos

Escala

2. TABELAS DE DADOS DE GEOQUÍMICA DE ROCHA

2.1. Tabelas referente as análises de rocha total por ICP-AES

Análises de rocha total por ICP – AES de rochas vulcânicas máficas do depósito Cristalino (Alvo Cristalino Sul – CS). As abreviações referem-se: VM PA – vulcânica máfica pouco alterada, VMA – vulcânica máfica alterada, P. F. – perda ao fogo.

Análises	**CS 61.12**	**CS 61.13**	**CS 61.26**	**CS 61.28**	**CS 61.14**	**CS 61.15**	**CS 61.29**	**CS 128.3**	**CS 128.5**	**CS 191.7**	**CS 191.24**	**CS 61.30**
		VM PA							**VMA**			
(%)												
TiO_2	1,92	1,38	1,76	0,62	0,72	0,59	0,31	0,72	1,72	0,74	1,03	0,19
Al_2O_3	8,39	10,87	8,61	3,40	13,82	11,10	5,54	8,16	8,93	13,00	10,64	6,65
Fe_2O_3 t	15,63	24,30	20,36	41,33	21,94	19,59	26,58	19,66	21,01	10,05	18,54	20,32
MnO	0,22	0,24	0,21	0,10	0,10	0,11	0,05	0,13	0,22	0,06	0,07	0,07
MgO	3,70	4,08	3,94	5,18	5,81	4,05	2,96	9,21	3,93	2,73	4,26	1,89
CaO	5,31	4,57	6,85	1,51	1,29	3,89	3,33	5,22	7,16	2,43	1,63	0,41
Na_2O	0,52	0,65	1,09	0,13	1,02	0,93	0,29	0,38	0,99	2,21	0,34	1,25
K_2O	1,83	1,88	1,47	1,35	6,15	2,74	2,06	3,12	1,61	2,51	3,90	1,88
P_2O_5	1,03	0,01	0,13	0,33	0,07	0,83	1,45	0,13	0,88	0,19	0,13	0,05
P.F	2,39	4,48	0,12	0,66	1,18	2,13	2,14	1,77	0,47	2,09	3,49	6,16
ppm												
Li	23,50	29,10	32,70	7,61	66,20	40,60	12,60	26,60	21,80	26,70	39,50	17,20
Be	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027
Sr	41,30	27,70	29,30	7,55	33,30	42,90	18,70	10,70	36,60	25,40	10,70	12,50
Ba	392,00	560,00	301,00	169,00	1379,00	852,00	250,00	443,00	442,00	805,00	824,00	54,60
Sc	20,30	18,00	18,90	<10	22,80	21,10	<10	15,70	19,30	25,50	17,10	<10
Y	134,00	108,00	215,00	64,80	22,20	80,20	210,00	138,00	182,00	60,00	99,70	56,70
Zr	238,00	139,00	217,00	17,30	62,80	52,70	216,00	135,00	224,00	73,20	151,00	229,00
Th	42,50	3,02	3,77	8,04	4,47	12,10	62,80	14,20	4,41	3,92	9,43	21,20
V	204,00	169,00	283,00	418,00	220,00	223,00	167,00	191,00	203,00	172,00	198,00	43,70
Cr	24,40	17,80	9,50	129,00	235,00	193,00	5,68	383,00	3,33	74,20	105,00	2,44
Mo	26,30	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14
Co	291,00	98,60	95,10	68,80	861,00	240,00	83,70	107,00	126,00	81,30	127,00	304,00
Ni	532,00	494,00	189,00	216,00	575,00	659,00	396,00	304,00	250,00	299,00	689,00	514,00
Cu	6026,00	34134,00	184,00	1445,00	1346,00	15055,00	34731,00	266,00	2004,00	5380,00	19463,00	79804,00
Cd	17,50	23,20	21,30	36,30	16,30	20,80	23,10	17,00	24,50	13,50	19,90	19,00
Pb	99,20	80,50	67,10	80,50	183,00	94,00	60,80	<57,4	90,30	61,80	76,60	73,40
As	34,70	<5,41	<5,41	<5,41	1349,00	13,30	12,60	<5,41	<5,41	<5,41	<5,41	<5,41
Sb	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0
Bi	<5,53	7,91	<5,53	18,50	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	9,28	<5,53

Análises de rocha total por ICP – AES de rochas vulcânicas máficas e rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino (Alvo Cristalino Sul – CS). As abreviações referem-se: VMA – vulcânica máfica alterada, VF PA – vulcânica félsica pouco alterada, - VFA – vulcânica félsica alterada. PF. – perda ao fogo.

Análises	**CS 191.8**	**CS 191.1**	**CS 191.19**	**CS 61.18**	**CS 128.1**	**CS 61.17**	**CS 128.2**	**CS 61.2**	**CS 191.11**
	VMA			**VF PA**		**VFA**			
(%)									
TiO_2	1,00	0,43	0,34	0,41	0,32	0,53	0,45	0,87	0,39
Al_2O_3	8,88	12,00	8,80	7,07	9,45	5,12	10,99	10,89	11,00
Fe_2O_3 t	11,01	12,61	16,26	19,19	18,49	28,43	9,58	18,18	14,91
MnO	0,08	0,08	0,06	0,05	0,06	0,10	0,07	0,07	0,06
MgO	2,96	3,50	4,18	4,69	4,31	5,18	1,37	5,40	3,32
CaO	2,13	4,03	2,34	3,80	1,70	3,98	5,72	1,48	1,44
Na_2O	0,36	2,69	0,21	0,30	0,31	0,11	2,11	0,62	0,65
K_2O	1,98	1,71	3,81	3,27	3,64	1,60	1,84	4,72	3,50
P_2O_5	0,59	0,16	1,10	0,06	0,11	1,95	2,77	0,10	0,62
P.F	2,62	1,23	1,47	1,19	2,31	0,31	1,76	1,10	2,48
ppm									
Li	24,60	19,50	28,80	18,30	28,30	11,20	10,10	37,80	32,00
Be	<0,027	0,14	<0,027	<0,027	0,34	<0,027	0,36	<0,027	1,77
Sr	29,00	34,90	14,60	31,90	15,90	54,70	70,80	19,00	22,00
Ba	722,00	308,00	793,00	255,00	568,00	212,00	482,00	648,00	1231,00
Sc	14,20	22,00	<10	<10	<10	<10	13,0	<10	11,50
Y	61,70	49,80	74,90	199,00	200,00	269,00	608,00	68,80	66,60
Zr	163,00	40,70	312,00	104,00	249,00	45,30	299,00	81,40	219,00
V	122,00	172,00	96,50	60,90	94,90	227,00	41,60	148,00	80,70
Th	12,40	7,43	4,62	29,30	31,30	58,20	164,00	21,70	16,00
Cr	3,92	202,00	4,10	1,96	3,82	82,90	<0,76	106,00	16,20
Mo	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14
Co	123,00	82,00	67,40	52,80	110,00	71,30	156,00	126,00	64,30
Ni	472,00	95,80	188,00	107,00	384,00	197,00	124,00	301,00	170,00
Cu	7650,00	850,00	3008,00	9,75	13034,00	514,00	5919,00	2791,00	215,00
Cd	17,20	14,30	14,90	8,03	14,60	23,60	<5,00	15,70	15,00
Pb	85,00	<57,4	65,50	<57,4	66,20	83,20	<57,4	<57,4	74,40
As	<5,41	<5,41	<5,41	14,40	<5,41	23,10	145,00	<5,41	24,50
Sb	<28,00	<28,00	<28,00	<28,00	<28,00	<28,00	<28,00	<28,00	<28,00
Bi	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53	<5,53

Análises de rocha total por ICP – AES das "brechas hidrotermais" do depósito Cristalino (Alvo Cristalino Sul – CS). As abreviações referem-se: BH – "brecha hidrotermal", PF. – perda ao fogo.

Análises	**CS 61.16**	**CS 128.4**	**CS 128.6**	**CS 128.23**	**CS 191.9**	**CS 191.25**	**CS 191.27**
				BH			
(%)							
TiO_2	0,18	1,21	0,75	0,07	0,89	1,36	0,37
Al_2O_3	6,76	6,94	8,71	8,18	11,50	10,25	10,61
Fe_2O_3 t	17,33	20,64	14,68	35,62	17,21	14,56	12,44
MnO	0,37	0,17	0,28	0,05	0,35	0,33	0,09
MgO	4,03	3,86	3,73	0,33	5,32	4,34	2,16
CaO	4,99	8,50	6,54	1,34	2,93	5,62	1,41
Na_2O	0,07	0,47	0,04	0,05	0,16	0,06	3,48
K_2O	0,74	1,33	0,05	0,03	0,52	1,63	0,80
P_2O_5	0,60	0,84	0,55	0,17	0,19	0,49	0,12
P.F	9,69	6,21	8,14	17,90	5,22	6,57	3,15
ppm							
Li	12,50	12,70	15,20	0,57	34,70	18,90	3,67
Be	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027	<0,027
Sr	18,10	37,60	17,30	4,40	9,22	34,90	19,70
Ba	56,60	330,00	14,40	10,20	85,50	429,00	216,00
Sc	<10,00	14,90	11,60	<10,00	20,20	16,90	<10,00
Y	98,90	204,00	83,60	14,20	46,00	38,60	41,50
Zr	125,00	165,00	132,00	<0,53	82,50	181,00	337,00
Th	7,78	11,60	9,96	1,47	3,27	11,70	11,80
V	75,80	167,00	163,00	8,95	225,00	224,00	57,20
Cr	6,56	4,79	53,90	1,74	30,10	42,30	12,30
Mo	<7,14	<7,14	9,86	<7,14	<7,14	<7,14	<7,14
Co	215,00	552,00	108,00	1064,00	124,00	85,10	72,00
Ni	752,00	332,00	262,00	3414,00	323,00	174,00	154,00
Cu	31522,00	31084,00	8545,00	122067,00	5753,00	3169,00	4447,00
Cd	14,90	22,30	15,50	39,50	19,90	15,30	8,36
Pb	81,60	156,00	<57,40	248,00	66,00	60,10	<57,40
As	82,80	30,50	<5,41	18,90	<5,41	<5,41	15,1
Sb	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0	<28,0
Bi	<5,53	<5,53	<5,53	30,00	7,36	<5,53	<5,53

2.2. Tabelas usadas para balanço geoquímico de massa

Valores médios de elementos das rochas vulcânicas máficas pouco alteradas (VM PA), vulcânicas máficas alteradas (VMA) do depósito Cristalino e basaltos do tipo *MORB* normal (N), transicional (T) e Pluma (P) de Sun *et al*. (1979) referente aos elementos maiores.

Amostras (ppm)	Al	Ti	FeT	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
média VM PA	44002,91	10111,57	140322,93	1729,71	23561,11	39856,44	5588,98	14334,00	1701,96
média VM A	48546,34	4656,12	139322,29	80,63	32509,14	22511,22	6593,40	22062,03	2114,86
MORB (N)	85340,63	8252717,00	85630,00	1497,11	54379,11	78311,20	21267,30	1272,00	509,15
MORB (T)	81909,18	5050,79	68341,04	1297,29	53087,87	8887,29	15264,59	954,73	360,03
MORB (P)	74895,95	5845,13	69323,76	1471,55	58410,24	86371,50	13984815,00	2158,52	414,58
Manto (ppm)	23800,00	1280,00	63000,00	1050,00	221700,00	26100,00	2590,00	260,00	86,00

Valores médios de alguns elementos das rochas vulcânicas máficas pouco alteradas (VM PA), vulcânicas máficas alteradas (VMA) do depósito Cristalino e basaltos do tipo *MORB* normal (N), transicional (T) e Pluma (P) de Sun *et al*. (1979) referente aos elementos menores e traços.

Amostras (ppm)	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni
média VM PA	32,77	417,67	19,07	218,67	17,23	161,57	405,00
média VM A	23,07	586,80	16,48	185,52	111,72	189,27	388,15
MORB (N)	110,00	8,47	43,00	268,00	375,67	46,00	160,67
MORB (T)	86,25	22,38	45,00	248,50	356,00	<LT	125,50
MORB (P)	132,00	104,00	43,00	290,00	534,00	50,00	150,00
Manto (ppm)	20,30	6,75	16,50	86,00	2520,00	102,00	1860,00

Valores médios de elementos das rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino (RF DC), granito Proterozóico Cigano (GC) do tipo – A, de Dall'Agnol *et al*. (2005); granito Arqueano Velho Salobo (GVS), de Lindenmayer *et al*. (1994) e o Complexo Granítico Estrela (CGE), de Barros *et al*. (1997) normalizados segundo os valores mantélicos de Palmer & O'Neil (2004) referente aos elementos maiores.

Amostras (ppm)	Al	Ti	FeT	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
RF DC	48095,73	2967,53	126801,22	531,15	31441,78	21583,94	5069,65	28789,69	4080,34
GC tipo-A	66850,59	1948375,00	31542,94	361,46	1929,00	10756235,00	21886,05	47323,93	872,80
CGE	128700,00	4000,00	46000,00	280,00	1200,00	17500,00	38400,00	43100,00	860,00
GVS	68279,70	1738,55	22101,04	309,80	1266,51	10005,80	40507,74	39998,6	305,48
Manto (ppm)	23800,00	1280,00	63000,00	1050,00	221700,00	26100,00	2590,00	260,00	86,00

Valores médios de alguns elementos das rochas vulcânicas félsicas do depósito Cristalino (RF DC), granito Proterozóico Cigano (GC) do tipo – A, de Dall' Agnol *et al*. (2005); granito Arqueano Velho Salobo (GVS), de Lindenmayer *et al*. (1994) e o Complexo Granítico Estrela (CGE), de Barros *et al*. (1997) normalizados segundo os valores mantélicos de Palmer & O'Neil (2004) referente aos elementos menores e traços. Abreviação nd: não detectado.

Amostras (ppm)	Sr	Ba	Y	Zr	V	Ni	Cu
RF DC	35,72	566,00	235,23	166,28	108,85	246,67	3747,13
GC tipo-A	169,00	1630,50	51,25	376,25	13,25	14,50	14,50
CGE	76,35	nd	104.60	376.00	nd	nd	nd
GVS	93,00	620,00	105,00	270,00	72,00	6,00	17,00
Manto (ppm)	20,30	6,75	4,37	10,81	86,00	1860,00	20,00

Ficha de Aprovação

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

TÍTULO: Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do depósito cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Alcides da Nóbrega Sial

Aprovada em: _____/_____/_____

PRESIDENTE:

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita_____

Prof. Dr. Raimundo Netuno Villas _____

Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro _____