



**Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia**

**Dissertação de Mestrado**

**O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Bacuri, Província Carajás, Pará:  
implicações de processos metassomáticos em rochas metaultramáficas para a  
evolução do sistema hidrotermal**

*Ivan Pereira Marques*

**Orientadora:** Prof<sup>fa</sup> Dr<sup>a</sup> Lena Virgínia Soares Monteiro

São Paulo

Agosto de 2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Marques, Ivan Pereira

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Bacuri, Província Carajás, Pará: implicações de processos metassomáticos em rochas metaultramáficas para a evolução do sistema hidrotermal / Ivan Pereira Marques. - São Paulo, 2015

150 p.: il

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Monteiro, Lena Virgínia Soares

1. Metalogênese 2. IOCG 3. Carajás 4. Alteração hidrotermal 5. Rochas ultramáficas I. Título



## **Folha de Aprovação**

**Universidade de São Paulo**

**Instituto de Geociências**

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

Área de concentração: Recursos Minerais e Meio Ambiente

**"O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Bacuri, Província Carajás, Pará: implicações de processos metassomáticos em rochas metaultramáficas para a evolução do sistema hidrotermal"**

Ivan Pereira Marques

**Orientadora:** Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lena Virgínia Soares Monteiro

Dedico este trabalho para meu pai Paulo e para minha mãe Ana Maria.

## Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por me dar o privilégio de estudar geologia. Apenas nessa profissão podemos estudar diretamente Sua obra. Olhar para as rochas é olhar para a sombra de Deus.

A minha família, aos meus pais Paulo e Ana Maria, e aos meus irmãos, Luísa e Tiago. Apesar das constantes cobranças em relação ao meu prazo de entrega, agradeço pelo incentivo e apoio.

Aos meus amigos e colegas do banco do saguão. Sem eles provavelmente teria terminado esta dissertação em um prazo muito mais curto. Por outro lado, eu não teria o mesmo gosto pela vida acadêmica, muito provavelmente nem teria seguido esse caminho sem eles.

Aos meus colegas de pós-graduação da Universidade de São Paulo, em especial meus "irmãos" da família Monteiro-Juliani: Angela Suellem Rocha Veloso, Carlos Mário Echeverri Misas, Cláudia Tokashiki, Diego Felipe Gómez Gutierrez, Marcelo Galé, Maria Alexandra Aguja Bocanegra, Mariângela Previato, Silvandira dos Santos Góes Pereira de Jesus e Soraya Damasceno Sousa.

Aos meus colegas do Serviço Geológico do Brasil, em especial os lotados na Gerência de Recursos Minerais de São Paulo (e os que por um momento passaram por lá): Alexandre Alves Oliveira, Arivane Moraes Alves, Eduardo Jorge Pinto Azevedo, Fabrizio Prior Caltabeloti, Débora Pinho Cavalcante Freire, Felipe Brito Mapa, Francisco Ferreira de Campos, Lígia Maria de Almeida Leite, Luana Moreira Florisbal, Luis Carlos Melo Palmeira, Mariane Brumatti, Maurício Pavan Silva, Priscila Aparecida Rocha, Roberto Loreti Junior e Vidyã Vieira de Almeida. Faço um agradecimento especial para minha colega Ana Paula Justo, pelas importantes discussões sobre lâminas e sobre a geologia de Carajás. Agradeço também minha gerente, Elizete Domingues Salvador, sempre muito compreensiva. Sem seu apoio a elaboração desta dissertação seria totalmente inviável.

A Vale S.A. pelo apoio e a seus funcionários: Carlos Marcelo Zacarias, Cássia Teixeira, Dfferson Gomes de Oliveira, Douglas Estebanez, Fernando de Jesus Monteiro de Sousa, Francisco Flávio Pinheiro de Souza, Jairo da Silva Barbosa, Joaci Rodrigo Leite, José Castilho

Santos Silva, Lucas Sena Barros, Sandro Freiras, Warley César Lima Silva, Wilson Lopes de Araújo. Foi um prazer trabalhar com vocês, apesar do curto tempo, sempre foram muito solícitos e atenciosos. Faço um agradecimento especial ao geólogo Fabrício Franco, pelo auxílio em campo. Agradeço também ao geólogo Benevides Aires, que não tive oportunidade de conhecer, mas sei que seu auxílio foi fundamental para a realização dos trabalhos de campo.

A Isaac Jamil Sayeg pela atenção e pelo dia de muito trabalho e esforço ao MEV (com direito a hora extra). Os resultados obtidos nesse dia foram fundamentais para a elaboração desta dissertação.

Ao professor Rainer Aloys Schultz-Güttler pelo incentivo em continuar na área acadêmica.

Ao professor Johann Hans Daniel Schorscher pelas aulas de “Petrogênese, metalogênese e evolução crustal de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos”. Sem essas aulas, muitas ideias aqui apresentadas nessa dissertação não teriam sequer sido cogitadas.

Ao professores responsáveis pelas disciplinas da área de geologia econômica Caetano Juliani, Gustavo Correa de Abreu e João Batista Moreschi. Trabalhar nessas disciplinas como monitor, além de uma honra, foi uma grande oportunidade de aprendizado. Aos dois últimos agradeço também pelas valorosas colocações realizadas durante meu exame de qualificação.

E por fim, agradeço à minha orientadora Lena Virgínia Soares Monteiro. Ser seu aluno foi uma oportunidade ímpar. Nesses três anos tive o privilégio observar seu esforço, dedicação, talento e seriedade. A convivência e as lições aprendidas foram fundamentais para minha formação. Além de orientadora exemplar, é para mim um exemplo de profissional. Muito obrigado por tudo!

“Von allem Geschriebenen liebe ich nur Das, was Einer mit seinem Blute schreibt. Schreibe mit Blut: und du wirst erfahren, dass Blut Geist ist.”

Friedrich Nietzsche: Also Sprach Zarathustra - Die Reden Zarathustra's (VII - Vom Lesen und Schreiben).

“De todo o escrito só me agrada aquilo que uma pessoa escreveu com o seu sangue. Escreve com sangue e aprenderás que o sangue é espírito.”

Friedrich Nietzsche: Assim Falou Zaratustra - Os Discursos De Zaratustra (VII - Ler e Escrever).

## Sumário

Ficha catalográfica .....	II
Folha de Aprovação .....	III
Dedicatória .....	IV
Agradecimentos.....	V
Epígrafe.....	VII
Sumário.....	VIII
Índice de figuras .....	XII
Índice de tabelas.....	XXXIII
Resumo .....	XXXIV
Abstract .....	XXXVI
1. Introdução .....	1
2. Metas e Objetivos.....	3
3. Revisão Bibliográfica.....	3
3.1. Geologia da Província Carajás e contexto geotectônico.....	3
3.2. Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro .....	7
3.3. Ambientes tectônicos relacionados aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro	11
3.4. Alterações hidrotermais nos depósitos óxido de ferro-cobre-ouro .....	13
3.5. Origem dos fluidos nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro.....	14
3.6. Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás .....	15
3.6.1. Principais eventos tectônicos e metalogenéticos.....	19
3.6.2. Características de alguns dos principais depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás .....	20
3.6.2.1. Alvo 118.....	20



3.6.2.2. Bacaba .....	22
3.6.2.3. Cristalino .....	24
3.6.2.4. Igarapé Bahia.....	25
3.6.2.5. Igarapé Cinzento .....	27
3.6.2.6. Salobo.....	28
3.6.2.7. Sossego.....	30
3.6.2.8. Visconde .....	35
3.6.2.9. Síntese sobre as características dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás .....	37
4. Materiais e métodos .....	42
4.1. Análise de testemunhos de sondagens.....	42
4.2. Etapa de campo.....	43
4.3. Petrografia.....	44
4.4. Difração de Raios X.....	45
4.5. Análises por microscopia eletrônica de varredura .....	47
5. Resultados obtidos .....	48
5.1. Geologia do depósito Bacuri .....	48
5.1.1. Trabalhos prévios .....	48
5.1.2. Rochas hospedeiras e estágios de alteração hidrotermal .....	50
5.1.3. Protólitos.....	55
5.1.3.1. Rochas metaultramáficas.....	55
5.1.3.2. Rochas metavulcânicas máficas.....	59
5.1.3.3. Rochas metavulcânicas ácidas .....	60
5.1.3.4. Sienogranito .....	62
5.1.3.1. Monzogranito.....	65
5.1.3.2. Rochas máficas Intrusivas .....	68

5.1.3.2.1. Rochas máficas subvulcânicas .....	68
5.1.3.2.2. Rochas máficas plutônicas.....	69
5.1.3.3. Rochas ácidas subvulcânicas .....	72
5.1.4. Alteração Hidrotermal – Regime Dúctil .....	73
5.1.4.1. Alteração Sódica (Albitização).....	74
5.1.4.2. Alteração Sódica (Escapolitização).....	76
5.1.4.3. Alteração Potássica .....	80
5.1.4.3.1. Alteração Potássica com Biotita .....	81
5.1.4.3.2. Alteração Potássica com Feldspato Potássico .....	86
5.1.4.4. Alteração clorítica .....	88
5.1.5. Alteração Hidrotermal – Regime Rúptil .....	89
5.1.5.1. Silicificação .....	90
5.1.5.2. Mineralização de Cobre .....	93
5.1.5.3. Alteração Potássica com Biotita.....	100
5.1.5.4. Cloritização.....	102
5.1.5.5. Alteração Potássica com Feldspato Potássico .....	104
5.1.5.6. Sericitização.....	105
5.1.5.7. Carbonatização.....	106
5.1.5.8. Epidotização .....	108
5.2. Difração de Raios X.....	110
5.3. Microscopia eletrônica de varredura .....	114
5.3.1. Zonas de alteração hidrotermal em rochas metaultramáficas.....	115
5.3.2. Actinolitos .....	119
5.3.3. Rochas metaultramáficas .....	120
6. Interpretação e discussão dos resultados obtidos.....	127

6.1. Correlação de dados geocronológicos disponíveis na literatura com a geologia observada .....	127
6.1.1. Evolução das rochas hospedeiras do Depósito Bacuri e correlação com outros depósitos.....	127
6.1.2. Zonas de alteração hidrotermal e sua evolução térmica e temporal.....	131
6.2. Fatores relevantes para a mineralização e controles .....	141
7. Conclusões.....	144
8. Referências Bibliográficas.....	146

## Índice de figuras

Figura 1 – (A) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; (B) Subdivisão da Província Carajás nos domínios Rio Maria, ao sul, e Carajás, ao norte; (C) Mapa geológico da porção norte da Província Carajás (Domínio Carajás) e a localização de seus principais depósitos minerais (Vasquez & Rosa-Costa 2008).....	6
Figura 2 - Localização dos principais depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro e de magnetita-apatita (Corriveau, 2006). .....	8
Figura 3 - Ambientes tectônicos de formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro e dos depósitos de magnetita-apatita relacionados com bacias intracontinentais com colapso orogênico, regiões intracontinentais com magmatismo anorogênico e regiões extensionais ao longo de margens continentais relacionadas com zonas de subducção (Hitzman 2000).....	10
Figura 4 - Diagrama esquemático mostrando, a direita, o ambiente tectônico de formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro em crátons pré-cambrianos (em detalhe na Figura 5). Na esquerda, a figura mostra o contexto de formação dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro em ambiente extensional no contexto dos arcos magmáticos continentais, como nos depósitos IOCG andinos (Groves <i>et al.</i> 2010). .....	12
Figura 5 – Detalhe do diagrama esquemático (Figura 4), demonstrando a formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro em ambientes cratônicos. É esquematizada a relação da transferência de voláteis para magmas vinculados com a fusão do manto metassomatizado, <i>underplating</i> e, conseqüentemente fusão da crosta continental (Groves <i>et al.</i> 2010). Esse processo explicaria a associação de magmas félsicos, máficos/ultramáficos ou mesmo alcalinos básicos/ultrabásicos com os sistemas minerais associados aos depósitos IOCG. ....	12
Figura 6 - Perfil esquemático de alteração hidrotermal em depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (Hitzman <i>et al.</i> 1992).....	13
Figura 7 - Esquema mostrando relação entre origem dos fluidos, que incluiriam salmouras bacinais oxidadas ou água do mar, em níveis crustais mais rasos, e fluidos formacionais ou metamórficos em níveis crustais mais profundos, e a distribuição das zonas de alteração hidrotermal de diversos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (Chen 2013). .....	15
Figura 8 - Principais tipos de alteração hidrotermal encontrados nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás. A- Alteração de alta temperatura do depósito Salobo	

com granada, grunerita e magnetita sobreposta por epidoto; B- Magnetita e anfibólio cortado por veio de carbonato tardio; C- Alteração sódico-cálcica típica do corpo de minério Sequeirinho (Depósito do Sossego), sobreposta por epidoto e calcita tardios. D- “Actinolítico” rico em apatita do corpo de minério Sequeirinho; E- Alteração Potássica representada por ortoclásio e sobreposta por clorita e cortada por veios de calcita-fluorita do depósito Alvo 118; F- Cloritização e veios de calcita do depósito Alvo 118; G- Alteração regional controlada por fraturas sódica (albita-magnetita) e sódico-cálcica (actinolita e clorita); H- Veio de escapolita marialítica transversal ao granodiorito das proximidades do depósito do Sossego (Xavier *et al.* 2010). Abreviações: Ab = Albita; Act = Actinolita; Ap = Apatita; Cal = Calcita; Chl = Clorita; Ep = Epidoto; F = Fluorita; Grt = Granada; Gru = Grunerita; Kfs = Feldspato Potássico; Mt = Magnetita; Scp = Escapolita ..... 17

Figura 9 – Amostras representativas de minério dos depósitos de óxido de ferro-cobre ouro da Província Carajás e sua paragênese. A- Minério do depósito Salobo, composto por magnetita e calcopirita disseminada; B- Brecha de minério do depósito Igarapé Bahia, com calcopirita na matriz suportando fragmento de formação ferrífera bandada; C- Rocha vulcânica mineralizada do depósito Cristalino com calcopirita associada com calcita e albita; D- Minério do depósito Alvo 118, composto por calcopirita, calcita, quartzo e clorita; E- Brecha mineralizada do corpo Sequeirinho (depósito Sossego), com calcopirita capeando magnetita, actinolita e clastos de apatita; F- Biotita-escapolita milonito do prospecto Bacaba, cortado por veios com calcopirita, calcita e biotita de granulação grossa; G- Brecha mineralizada do depósito Castanha, com pirrotita dominante, com fragmentos da rocha metavulcânica hospedeira ao redor; H- Magnetita e calcopirita ao longo da foliação milonítica definida pela orientação da clorita, na brecha fracamente mineralizada do depósito Igarapé Bahia (luz refletida); I- Característica paragênese do minério do depósito Igarapé Bahia com magnetita, calcopirita e bornita (luz refletida); J- Associação de hematita, calcopirita, e bornita do depósito Alvo 118 (luz refletida); K- Inclusão de ouro na calcopirita do depósito do Sossego (luz refletida); L- Siegenita e millerita associada com calcopirita na brecha mineralizada do depósito do Sossego (luz refletida) M- Pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita na mineralização do depósito Castanha (luz refletida) (Xavier *et al.* 2010). Abreviações: Ab = Albita; Act = Actinolita; Ap = Apatita; Au = Ouro Nativo; Bo = Bornita; Bt = Biotita; Cal = Calcita; Chl = Clorita; Cpy = Calcopirita; Hm = Hematita; Mi = Millerita; Mt = Magnetita; Po = Pirrotita; Py = Pirita; Sie = Siegenita; Sp = Esfalerita. .... 18

Figura 10 - Dados geocronológicos relativos aos eventos de mineralização dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás e intervalos de idade dos principais eventos magmáticos e tectônicos registrados no Domínio Carajás. Referências: (1) Silva *et al.* (2005); (2) Tassinari *et al.* (2003); (3) Réquia *et al.* (2003); (4) Machado *et al.* (1991); (5) Pimentel *et al.* (2003); (6) Galarza & Macambira (2002); (7) Marshick *et al.* (2005); (8) Galarza *et al.* (2008); (9) Tallarico *et al.* (2005); (10) Tallarico (2003); (11) Neves (2006); (12) Moreto (2013); (13) Marschik *et al.* (2003); (14) Soares *et al.* 2001; (15) Huhn *et al.* (1999b); (16) Silva *et al.* (2012); (17) Moreto *et al.* (2011); (18) Moreto (2013). A = anfibólito; amp = anfibólio; Au = ouro; B = basalto; bn = bornita; bt = biotita; cco = calcocita; cpy = calcopirita; Da = dacito; Di = diorito; FM = rocha metavulcânica félsica; G = granito; GG = granito granofírico; Gb = gabro; Gn = gnaiss; mz = monazita; mgt = magnetita; moly = molibdenita; T = tonalito; tour = turmalina; WR = rocha total; zr = zircão (Figura retirada de Moreto 2013)

..... 19

Figura 11 - Mapa Geológico e perfis da área do depósito Alvo 118 (Torresi *et al.* 2012). mostrando os dois principais corpos de minério (Principal Trend e Trend 2) controlados por estruturas NW. .... 21

Figura 12 - Mapa geológico da região de Serra Dourada, nos arredores da Mina Sossego (corpos Sequeirinho e Sossego), com a localização indicada dos depósitos Bacaba, Bacuri, Castanha e Visconde. O depósito Bacaba é hospedado pelo Tonalito Bacaba e pelo Granito Serra Dourada (Vale S.A., modificado por Moreto 2013). .... 23

Figura 13 - Estágios de alteração hidrotermal e mineralização do Alvo Bacaba (Moreto *et al.* 2011). .... 24

Figura 14 - Mapa geológico do depósito Cristalino Sul (Ribeiro 2008). .... 25

Figura 15 - Mapa geológico e perfil do depósito Igarapé Bahia (Tallarico *et al.* 2000). .... 26

Figura 16 - Mapa geológico do Alvo GT46/Igarapé Cinzento (Modificado de Silva *et al.* 2005). .... 27

Figura 17 - Mapa geológico do depósito Salobo (modificado de Vieira *et al.* 1988; Lindenmayer 1990; Villas & Santos 2001). .... 28

Figura 18 - Alterações hidrotermais características do depósito Salobo, segundo Melo *et al.* (2013). Prancha mostrando a evolução do depósito Salobo da rocha menos alterada em A até a rocha hospedeira da mineralização com alteração posterior à mineralização em I. A- Rocha

gnáissica bandada do embasamento; B- Testemunho de sondagem de rocha gnáissica mostrando foliação milonítica e alteração hidrotermal incipiente; C- Rocha rica em anfibólio, composta por actinolita e titanita cortada por veios de quartzo e albita; D- Rocha rica em anfibólio, composta por actinolita e grunerita, com porfiroblastos idioblásticos de turmalina; E- Rocha rica em grunerita, almandina e biotita com porfiroblastos idioblásticos de grunerita e almandina; F- Rocha rica em grunerita, almandina e biotita com porfiroblastos estirados de grunerita e almandina; G- Minério maciço composto por bornita, calcocita e calcopirita subordinada; H- Rocha rica em grunerita, almandina e biotita cortada por vênulas de feldspato potássico (alteração pós-mineralização, por alteração potássica); I- Rocha com alteração pós-mineralização representada principalmente por alteração potássica e hematita cortada por biotita tardia..... 29

Figura 19 - Sequência paragenética do depósito Salobo (Réquia *et al.* 2003)..... 30

Figura 20 - Mapa geológico simplificado (a) da área do Sossego e localização dos corpos de minério Sequeirinho, Pista, Curral, Baiano e Sossego e distribuição esquemática das zonas de alteração hidrotermal (b) no depósito sossego (Monteiro *et al.* 2008a)..... 32

Figura 21 - Perfil simplificado dos corpos de minério Sossego e Sequeirinho (Monteiro *et al.* 2008b)..... 33

Figura 22 - Perfil esquemático dos corpos de minério Sossego e Sequeirinho, indicando as zonas de alteração hidrotermal (Monteiro *et al.* 2008b)..... 33

Figura 23 - Associações minerais e sequência paragenética da alteração hidrotermal e da mineralização nos corpos de minério Sequeirinho-Pista-Baiano (Retirado de Monteiro 2008a). ..... 34

Figura 24 - Associações minerais e sequência paragenética da alteração hidrotermal e da mineralização nos corpos de minério Sossego-Curral (Monteiro 2008a). ..... 34

Figura 25 - Mapa geológico e perfis do depósito de cobre Visconde (modificado de Vale 2003, em Silva 2013)..... 36

Figura 26 - Estereomicroscópio do Laboratório de Preparação de Amostras do IGc – USP...43

Figura 27 – Descrição de trechos contínuos dos testemunhos de sondagem do Depósito Bacuri, no Galpão da litoteca da Mina do Sossego ..... 44

Figura 28 – Microscópio petrográfico *Olympus BX51* com câmera *Infinity 1* acoplada.....45

Figura 29 – Difrátômetro de pó *D8 Advance*, fabricado pela empresa *Bruker*. ..... 46

Figura 30 - Microscópio eletrônico de varredura acoplado a EDS do Labmev-USP.....	47
Figura 31 - Mapa geológico da porção centro-oeste do Cinturão Sul do Cobre, Província Carajás, na região de Serra Dourada, mostrando a localização da Mina Sossego, a esquerda, e de alguns outros depósitos cupro-auríferos da província (Castanha, Bacaba, Visconde e Bacuri). O depósito Bacuri é representado no canto direito superior do mapa (Vale S.A., modificado por Moreto 2013).....	48
Figura 32 - Perfil geológico esquemático do depósito Bacuri (Vale S.A., modificado por Melo <i>et al.</i> 2014) .....	49
Figura 33 - Evolução paragenética do depósito Bacuri. Bt – biotita; Hm – hematita; Kfs – Feldspato potássico; Mgt – magnetita; Ms – muscovita; Scp - escapolita (Moreto <i>et al.</i> 2015b). .....	50
Figura 34 - Diagrama esquemático do furo de sondagem BRID 10, mostrando a distribuição das rochas hospedeiras e dos principais tipos de alteração hidrotermal do depósito Bacuri. ...	51
Figura 35 - Diagrama esquemático do furo de sondagem BRID 12, mostrando a distribuição das rochas hospedeiras e dos principais tipos de alteração hidrotermal do depósito Bacuri. ...	52
Figura 36 - Perfil do furo BRID 10 ( Vale S.A.) vetorizado, mostrando rochas hospedeiras do depósito Bacuri. ....	53
Figura 37 - Perfil do furo BRID 10, modificado com base em dados obtidos durante a etapa de campo. ....	54
Figura 38 -- Protólito ultramáfico constituído por talco, anfibólio, clinocloro, magnetita e carbonatos. Análises de difração de raios X indicaram predominância de talco e anfibólios nas porções brancas e clinocloro na região esverdeada. ....	56
Figura 39 – Fotomicrografias do contato entre a região esverdeada com a esbranquiçada da rocha ultramáfica. Clorita associada à magnetita (lado esquerdo das fotomicrografias) em contato com zona com talco (minerais incolores com alta cor de interferência) e cristais maiores de anfibólios, representados nesse caso por tremolita. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	56
Figura 40 – Detalhe em lâmina da rocha composta predominantemente por actinolita, em região com alteração hidrotermal incipiente. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	57



Figura 41 - Possível amígdala preenchida por clorita (mineral incolor com baixa cor de interferência), em rocha rica em actinolita (minerais prismáticos com alta cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....	57
Figura 42 - Possível fragmento de rocha metaultramáfica grossa em rocha metaultramáfica mais fina, ambos compostos predominantemente por actinolita. As bordas do possível fragmento estão cloritizadas e com a presença de opacos finos (magnetita). A fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	58
Figura 43 – Rochas metaultramáficas com linhas de opacos (magnetita) definindo uma certa foliação. Nas fotomicrografias inferiores, a linha de magnetita separa porções de rocha metaultramáfica distintas. A parte mais clara, na região superior das imagens, é mais rica em talco e a inferior em anfibólios. Fotomicrografias da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	58
Figura 44 - Amígdalas preenchidas por quartzo recristalizado em possível protólito metavulcânico (manchas brancas maiores, com cerca de 0,5 cm de diâmetro). Os pontos brancos menores são cristais de escapolita. ....	59
Figura 45 – Possível amígdala com agregado policristalino de quartzo e cristais de escapolita hidrotermal em rocha metavulcânica com matriz fina, completamente substituída por biotita fina. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	60
Figura 46 – Rocha ácida com textura fanerítica fina, albitizada pervasivamente (regiões com coloração rosa clara) e com fraturas tardias preenchidas por sericita ou clorita (mineral verde). ....	61
Figura 47 - Rocha metavulcânica com alteração potássica pervasiva representada pela substituição da matriz da rocha por biotita fina, localmente mais concentrada ao longo de planos de foliação milonítica. ....	61
Figura 48 – Amígdala preenchida por quartzo em rocha metavulcânica ácida. A rocha apresenta deformação dúctil e a amígdala se encontra deformada e recristalizada. A direção de estiramento da amígdala não é paralela à foliação lepidoblástica principal, definida pelos cristais de biotita. A matriz se encontra parcialmente substituída por biotita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	61

Figura 49 – Porfiroclasto de feldspato com inclusões de quartzo e magnetita (mineral opaco) e muscovita na borda, em rocha metavulcânica. A rocha é constituída predominantemente por quartzo e clorita fina, que define a foliação que contorna o porfiroclasto. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 62

Figura 50 - Sienogranito, levemente albitizado, com textura fanerítica média. A rocha é composta por quartzo (mineral cinza médio), plagioclásio (branco) e feldspato alcalino (rosa acinzentado claro) e minerais acessórios, principalmente biotita (pontos negros). ..... 63

Figura 51 – Aspectos petrográficos da rocha granítica mostrando que, mesmo nas porções mais preservadas, há evidência de alteração hidrotermal. Nesse exemplo, alguns dos cristais de plagioclásio apresentam-se parcialmente substituídos por feldspato potássico hidrotermal e apresentam uma fraca sericitização posterior. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 63

Figura 52 - Cristal de albita com textura em tabuleiro de xadrez, típica de substituição de microclínio ígneo por albita hidrotermal, em rocha granítica com leve deformação rúptil. Há pequenas fraturas no interior do plagioclásio, preenchidas por sericita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 64

Figura 53 - Pegmatito deformado de maneira dúctil, levemente albitizado próximo as fraturas e nas bordas do cristais de feldspato. .... 65

Figura 54 – Rocha pegmatítica albitizada com grande fenocristal de feldspato intercrescido com quartzo do lado esquerdo da fotografia. .... 65

Figura 55 - Monzogranito com textura fanerítica média, albitizado de maneira pervasiva, deformado moderadamente de maneira dúctil. A rocha é composta predominantemente por quartzo (mineral acinzentado escuro) e feldspatos (minerais brancos). Associado aos planos de foliação ocorre formação de biotita (mineral preto) e quartzo leitoso preenche fraturas tardias. .... 66

Figura 56 – Aspecto geral dos monzogranitos com textura fina em lâmina. Os cristais incolores mais límpidos são quartzo, enquanto os menos límpidos são feldspatos albitizados. O mineral marrom com alta cor de interferência é biotita, que também sofre efeitos da alteração hidrotermal. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 66

- Figura 57 – Cristal de albita hidrotermal, envolto em matriz fina, parcialmente sericitizado. A vênula que corta a matriz abaixo também é predominantemente de sericita. Possivelmente a albita substitui um antigo fenocristal de feldspato ígneo do protólito. Uma evidência disso seriam as inclusões de quartzo, que ocorrem apenas em sua borda, provavelmente agregados da matriz da rocha, durante o desenvolvimento da albita hidrotermal. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....67
- Figura 58 – Detalhe de porfirocristal de feldspato hidrotermalizado (sericitizado), com geminação Carlsbad preservada. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 67
- Figura 59 - Possível dique básico intrudindo rocha monzogranítica albitizada, parcialmente digerida, com contato irregular. Próximo ao contato, a rocha máfica apresenta alteração potássica com biotita mais intensa. Vênulas de clorita cortam os dois litotipos, alterando uma área maior na rocha máfica..... 68
- Figura 60 - Contato entre possível dique de rocha máfica, totalmente alterado por biotita (esquerda) com rocha ácida rica em quartzo (direita). Notar que no contato há formação de sulfetos (calcopirita e pirrotita) e estes ficam restritos à rocha máfica. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....68
- Figura 61 - Porfiroblastos de escapolita (mineral incolor, no centro das fotomicrografias) com cristal de plagioclásio geminado preservado no centro. Os plagioclásios (minerais de coloração cinza) estão parcialmente sericitizados. Ao redor da escapolita há zona com intensa alteração potássica com biotita (mineral marrom). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....69
- Figura 62 - Rocha derivada de protólito máfico com estrutura maciça e textura granular fanerítica fina a média, classificada em campo como gabro. A rocha é cortada por zonas albitizadas (canto direito da fotografia) e vênulas de quartzo (faixas cinza claro). ..... 70
- Figura 63 - Detalhe em lâmina da rocha máfica plutônica, apresentando textura subofítica. O cristal de coloração marrom ao centro representa um antigo clinopiroxênio (alterado para uralita). Cristais de plagioclásio tabulares ocorrem inclusos, em parte, no oikocristal, definindo a textura subofítica. Esses cristais de plagioclásio encontram-se parcialmente saussuritizados, principalmente os mais próximos ao cristal de biotita, formando uma textura

semelhante a uma corona. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....	70
Figura 64 - Cristal de epidoto (mineral amarelo esverdeado) associado com actinolita (mineral com cor de interferência azulada) e clorita fina (mineral com cor e interferência cinza). Essa paragênese, nas rochas máficas, evidência condições de fácies metamórfica de xisto verde..	71
Figura 65 - Cristal de hastingsita hidrotermal (mineral azulado no centro) e núcleo de actinolita preservado (mineral amarelado com alta cor de interferência azul, a esquerda das imagens). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	71
Figura 66 - Quartzo-feldspato pórfiro com intensa alteração potássica, com formação de feldspato potássico hidrotermal. ....	72
Figura 67 - Zona com intensa alteração hidrotermal potássica. Os cristais de feldspato potássico hidrotermal englobam minerais reliquiares da rocha original. Na fotomicrografia há um cristal de quartzo ígneo englobado por feldspato potássico com aspecto turvo, típico da fase hidrotermal na qual microinclusões de hematita estão presentes. No interstício dos grãos de feldspato potássico há a formação de clorita e minerais opacos associados, formados também por alteração hidrotermal. O protólito dessa rocha é um quartzo-feldspato pórfiro, como evidenciado pelo aspecto dos fenocristais reliquiares de quartzo e pela textura granofírica presente. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	73
Figura 68 – Porfiroclasto de feldspato quebrado e envolvido nas bordas por muscovita hidrotermal. A matriz da rocha é composta predominantemente por clorita e biotita hidrotermal fina e orientada. Estão associados à matriz alguns grãos reliquiares de quartzo e feldspato. Notar que os minerais opacos presentes no porfiroblasto de feldspato potássico apresentam orientação ligeiramente diferente da foliação principal da rocha (definida pela clorita). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	74
Figura 69 – Rocha metavulcânica albitizada (parte rosada central) sobreposta por diversas zonas de alteração hidrotermal subsequentes, que incluem <i>fronts</i> de alteração potássica com biotita (lado direito da foto) e de cloritização (parte esquerda central). Podem ser observadas vênulas de quartzo com calcopirita nos trechos com biotita, além de vênulas muito finas com feldspato potássico (cor vermelha mais intensa) cortando a porção albitizada. ....	74

Figura 70 - Pequenos núcleos com cristais de albita (brancos) obliterados pela alteração potássica, representada por finas vênulas escuras de biotita e vênulas mais tardias, e subordinadas, com calcopirita. O adensamento das vênulas com biotita resulta na quase completa obliteração das zonas com alteração sódica com albita e o desenvolvimento de alteração potássica com biotita pervasiva (lado esquerdo central).....	75
Figura 71 - Albita hidrotermal envolvida pela foliação definida pela orientação da clorita hidrotermal. Sericitização e óxidos (minerais escuros no lado direito das fotomicrografias) são observados nos planos de clivagem da albita e em fraturas. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	76
Figura 72 - Rocha sienogranítica albitizada, cortada por vênulas de albita tardia. ....	76
Figura 73 -- Rocha metavulcânica com cristais de escapolita hidrotermal (pontos brancos pequenos) em matriz constituída por biotita parcialmente substituída por clorita. ....	77
Figura 74 - Alteração sódica, em rocha granítica, com escapolita (minerais límpidos com baixa cor de interferência) e muscovita (mineral incolor com alta cor de interferência) bem formadas. Ao redor há zona de alteração com clorita (mineral esverdeado com baixa cor de interferência) e opacos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	77
Figura 75 - Zona de escapolitização representada por cristais fibrosos de escapolita orientados segundo a foliação milonítica. Nota-se também que os cristais de escapolita apresentam extinção ondulante, evidenciando sua deformação e possível formação prévia ou sin-tectônica em relação ao cisalhamento. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	78
Figura 76 - Cristal de hastingsita (mineral azul acinzentado) substituindo actinolita (mineral com alta cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	79
Figura 77 - Escapolita (mineral branco) com hastingsita (mineral azulado no centro). Esses minerais encontram-se envoltos por zona de alteração potássica por biotita (mineral marrom). A hastingsita também se encontra levemente alterada por biotita, indicando sua formação precoce no início da alteração potássica. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	79

Figura 78 - Agregado de anfibólios, com núcleos compostos por actinolita, substituídos por hastingsita, cortando rocha ácida previamente milonitizada. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....	80
Figura 79 - Rocha granítica com alteração fissural com biotita e <i>fronts</i> de alteração potássica com feldspato potássico, conferindo coloração avermelhada à rocha. Vênulas tardias com quartzo e microfalhas também interceptam as zonas com biotita. ....	81
Figura 80 - Cristais de feldspato potássico hidrotermal crescendo sobre aglomerados de biotita, os quais provavelmente substituíram antigos cristais de feldspatos Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	81
Figura 81 - Contato entre diabásio e monzogranito. Nos dois litotipos, a biotita hidrotermal (minerais escuros) tem uma forte associação com a foliação. ....	82
Figura 82 - Rocha ácida milonítica alterada por biotita. A biotita (mineral marrom com forte cor de interferência) define uma foliação, com cristais de quartzo (mineral incolor límpido) e feldspato (mineral incolor amarelado) ao seu redor. O feldspato potássico aparenta ter origem hidrotermal devido ao seu aspecto irregular. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	82
Figura 83 - Vênulas de magnetita (material cinza escuro) em zona de alteração potássica com biotita cortada por zona com clorita (material esverdeado do canto direito superior). ....	83
Figura 84 - Faixas de magnetita (mineral opaco com cor prateada na luz refletida) em rocha com alteração potássica com biotita (mineral marrom com forte cor de interferência). Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	83
Figura 85 - Cristais de hastingsita parcialmente substituídos por biotita em rocha de protólito máfico. O mineral de coloração azul é hastingsita. Associado à hastingsita encontram-se cristais tabulares de feldspato (plagioclásios albitizados em sua maioria). A biotita hidrotermal é representada na imagem pelos cristais marrom-esverdeados, encontrados ao redor da hastingsita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	84
Figura 86 - <i>Front</i> de alteração com formação de biotita (zona mais escura, com grande quantidade de opacos associados) em rocha ultramáfica. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	84

- Figura 87 - Biotita (mineral marrom com halos pleocróicos) com apatita associada (mineral incolor com baixa cor de interferência e opacos associados) ao redor de cristal de carbonatos (mineral incolor com cor anômala de interferência, verde e rosa). Notar que biotita cresce nas clivagens dos carbonatos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 85
- Figura 88 - Cristais de apatita (minerais incolores no centro com cor de interferência cinza), com clorita associada nas bordas (mineral verde claro com cor de interferência cinza), em zona com forte alteração por biotita (mineral marrom), com alguns anfibólios preservados. Os minerais opacos estão fortemente associados com a clorita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 86
- Figura 89 - Alteração potássica pervasiva com feldspato potássico (minerais vermelhos) em rocha milonítica a cataclástica. .... 86
- Figura 90 - Zona de alteração potássica com feldspato potássico, vista ao microscópico. Os cristais de feldspato potássico hidrotermal apresentam um formato irregular e um aspecto “sujo” (mineral de cor acinzentada com polarizadores descruzados). Os grãos mais límpidos são quartzo (mineral de cor branca com polarizadores descruzados). Os feldspatos encontram-se parcialmente sericitizados. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ..... 87
- Figura 91 – Magnetita (mineral opaco prateado na luz refletida) associada com zona de alteração potássica com feldspato potássico (mineral com baixa cor de interferência e coloração amarronzada devido inclusões finas). Ao redor da magnetita há formação de albita (mineral incolor com baixa cor de interferência). Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. .... 87
- Figura 92 - Zona com alteração clorítica (matriz esverdeada), em rocha granítica, cortando zona de alteração potássica (feldspatos rosados) com feldspato potássico prévia. A alteração clorítica apresenta certa orientação e não chega a obliterar totalmente a zona de alteração prévia, preservando núcleos de feldspato. A rocha é cortada por veios de quartzo (vênulas acinzentadas) tardios associados com calcopirita disseminada (mineral dourado, canto esquerdo superior da imagem). ..... 88
- Figura 93 – Contato entre zona de alteração potássica com biotita (parte superior, com cor marrom) e zona de alteração clorítica (parte inferior, verde, com baixa cor de interferência),

em rocha metavulcânica. O contato não é regular, e há resquícios preservados de biotita no interior da zona de alteração clorítica. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida e da direita com luz polarizada cruzada transmitida. ....	89
Figura 94 -- Veio de quartzo (mineral branco), formando brechas com fragmentos da rocha cloritizada. O veio apresenta calcopirita associada (mineral dourado).....	90
Figura 95 - Zona de silicificação, com cristais de clorita (mineral verde), com hábito vermiforme, preservados no interior dos cristais de quartzo. Os cristais de clorita foram englobados de uma rocha adjacente, a qual foi brechada (ver Figura 94). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	91
Figura 96 - Vênula de quartzo cortando rocha metaultramáfica. Na borda da vênula de quartzo (mineral branco com cor de interferência cinza clara) há a formação de opacos (calcopirita predominantemente) em sua borda e de um bolsão de talco, que recorta a vênula. Próximo à borda da rocha metaultramáfica há a formação de minerais opacos e cristais de clorita, muscovita, e tremolita (anfibiólio incolor) e cristais bem formados de biotita. Próximo à vênula de quartzo, a rocha se encontra fortemente alterada por biotita. Em porções mais distais da vênula de sílica, observa-se que a rocha é composta predominantemente por actinolita e talco. Mesmo na região mais alterada por biotita são encontrados cristais de talco dispersos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	92
Figura 97 - Vênula de quartzo (mineral incolor com baixa cor de interferência) em contato com zona com actinolita (mineral verde com alta cor de interferência) e talco (mineral com alta cor de interferência na parte superior da lâmina). A calcopirita (mineral dourado sob a luz refletida) recobre cristais de actinolita e preenche espaços nos cristais de anfibiólio fraturados (região a esquerdas fotomicrografias).....	93
Figura 98 - Calcopirita fina disseminada (mineral opaco dourado na luz refletida) em zona de alteração potássica com biotita (mineral marrom claro com alta cor de interferência) com leve alteração por clorita (mineral esverdeado). Associados com a calcopirita ocorrem cristais finos de magnetita e de hematita (minerais com cor prateada na luz refletida). As fotomicrografias são da mesma lâmina das apresentadas na Figura 68. A fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	93



Figura 99 – Calcopirita (mineral dourado) e pirita (mineral dourado pálido, ao centro) associados à magnetita (mineral cinza). A magnetita nesse caso apresenta evidências de substituição por hematita (regiões cinza mais claras). Fotomicrografia com luz refletida. ....	94
Figura 100 – Pirrotita (mineral dourado rugoso, ao centro) com calcopirita associada (mineral dourado liso) em zona de alteração potássica com biotita (mineral marrom com alta cor de interferência) e alguns cristais de clorita (mineral com cor de interferência cinza). A fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	94
Figura 101 - Cristal de calcopirita (mineral dourado) truncado por bornita (mineral prateado-rosado) e calcocita (mineral branco, pequeno, próximo ao centro). Fotomicrografia com luz refletida.....	95
Figura 102 - Calcopirita (mineral dourado) cortando quartzo fraturado e brechado, associado à estágio de silicificação prévio.....	95
Figura 103 - Vênula de calcopirita (mineral opaco, dourado na luz refletida) com magnetita associada (mineral opaco prateado na luz refletida), cortando zona de silicificação. Fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	96
Figura 104 - Testemunho de sondagem com calcopirita maciça, com pequenos núcleos com clorita e quartzo associados. ....	96
Figura 105 – Calcopirita maciça (mineral dourado na luz refletida) envolvendo cristais de feldspato (mineral incolor com hábito próximo ao tabular) e clorita (mineral com hábito lamelar).....	97
Figura 106 – Calcopirita maciça (mineral dourado na luz refletida) envolvendo resquícios de alteração clorítica (com clorita, mineral verde com baixa cor de interferência) e silicificação (mineral incolor). Fotomicrografias da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	97
Figura 107 - Cristais de magnetita (cinza escuro) e hematita (cinza claro) envoltos por calcopirita (mineral dourado. A hematita parece substituir a magnetita preferencialmente ao longo de fraturas, no entanto, o hábito tabular de um dos cristais de hematita (lado esquerdo inferior) sugere que além da substituição da magnetita preexistente. Houve também formação de hematita diretamente a partir do fluido hidrotermal. Fotomicrografia com luz refletida. ....	98

Figura 108 – Magnetita (mineral cinza escuro) com núcleo e sobrecrecimento de hematita. Ao redor há calcopirita maciça (mineral dourado). A orientação das inclusões ou fraturas na magnetita parece delinear um núcleo de magnetita, que foi substituído por hematita, e posteriormente foi sobrecrecido por uma borda de magnetita. Fotomicrografia com luz refletida. ....	98
Figura 109 - Pequena vênula de biotita com calcopirita cortando zona de silicificação. Ocorre calcopirita disseminada na rocha máfica (pequenos pontos dourados). ....	99
Figura 110 - Contato entre rocha máfica e rocha félsica. Próximo ao contato há formação de calcopirita (mineral amarelado). ....	99
Figura 111 – Núcleos de clorita (mineral incolor com baixa cor de interferência) recobertos por calcopirita (mineral dourado na luz refletida). Possivelmente se trata de um pseudomorfo de um anfibólio, alterado para clorita. A matriz da rocha é composta por biotita (mineral marrom esverdeado) associada a talco (mineral de alta cor de interferência). Fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	100
Figura 112 - Alteração potássica fissural a pervasiva, em rocha ácida previamente albitizada, com cristalização de biotita nas fissuras e em finas redes de fraturas. ....	100
Figura 113 – Vênulas de biotita grossa cortando rocha com matriz alterada por biotita fina. Os cristais incolores, com cor de interferência cinza são de apatita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	101
Figura 114 - Alteração com biotita em forma fractal, em fraturas, em rocha metaultramáfica composta predominantemente por actinolita (minerais com alta cor de interferência). Notar que associados a essas zonas de alteração, há a formação de bolsões de minerais opacos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	101
Figura 115 - Minerais opacos (magnetita) intercrecidos com clorita (mineral esverdeado com cor de interferência cinza) e tremolita (anfibólio incolor com alta cor de interferência) em zona de alteração do tipo potássica com biotita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	102
Figura 116 - Alteração potássica (cor escura conferida pela presença de biotita) obliterada por processos de cloritização (cor verde), próximo a veio de quartzo (mineral branco) com	

calcopirita. A biotita é parcialmente cloritizada nessas zonas. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....	102
Figura 117 – Alteração fissural por clorita (mineral verde com cor de interferência baixa). As vênulas de clorita cortam feldspato, que é sericitizado ao redor dessas vênulas. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). .....	103
Figura 118 - Zona de cloritização (porção verde clara) associada com calcopirita (mineral dourado) cortando rocha com alteração potássica (com biotita) e alteração sódica reliquiar (pseudomorfos de escapolita na matriz da rocha). .....	103
Figura 119 - Alteração potássica fissural (parte rosada) com feldspato potássico associado com albita (feldspato róseo claro), quartzo (mineral branco) e, subordinadamente, calcopirita (pontos escuros cor bronze). As vênulas de feldspato potássico cortam rocha previamente cloritizada. ....	104
Figura 120 - Vênula de feldspato potássico (centro das fotomicrografias) cortando rocha ácida vulcânica fina milonitizada e cloritizada (regiões esverdeadas com baixa cor de interferência associada com minerais opacos). A vênula é cortada posteriormente por carbonato (cristais com alta cor de interferência, região mais clara na imagem com polarizadores cruzados). Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	104
Figura 121 - Rocha granítica com forte alteração sericítica, cortada por vênula com quartzo e feldspato potássico tardio. ....	105
Figura 122 – Rocha metavulcânica ácida sericitizada. Notar que a sericita (matriz fina ao redor dos cristais com alta cor de interferência) não chega a substituir totalmente os cristais de feldspato da matriz e o porfiroclasto de feldspato (minerais incolores acinzentados). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	105
Figura 123 – Vênula de sericita, em zona de alteração fissural micrométrica, cortando um cristal de plagioclásio em rocha granítica. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita). ....	106
Figura 124 - Trecho de testemunho de sondagem mineralizado com calcopirita (mineral dourado) cortando veio de quartzo de um evento de silicificação prévio. Notar que a região de	

alteração sericitica pervasiva (canto esquerdo superior da foto, coloração verde) não é mineralizada.....	106
Figura 125 - Veio tardio de calcita (mineral branco), cortando rocha máfica com alteração potássica com biotita.....	107
Figura 126 - Vênula de carbonato cortando rocha granítica com alteração potássica prévia. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	107
Figura 127 - Zona de sericitização pervasiva. No centro das imagens há carbonato sobre essa zona de alteração, indicando que a carbonatização é tardia. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	108
Figura 128 - Epidoto (mineral com coloração verde clara) em veio de brecha em rocha metavulcânica fina com alteração potássica com biotita pervasiva. A brecha corta vênulas tardias de feldspato potássico (mineral vermelho) e albita (mineral rosa claro). .....	108
Figura 129 - Vênula de epidoto (mineral verde, com alta cor de interferência), com textura de preenchimento de espaços vazios, cortando rocha com intensa alteração potássica pervasiva com feldspato potássico (minerais com baixa cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	109
Figura 130 - Vênula de epidoto (mineral escuro com alta cor de interferência) com carbonato (mineral claro com alta cor de interferência) nas bordas sendo truncada por outra vênula de epidoto. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	109
Figura 131 - Vênula de epidoto (mineral escuro com alta cor de interferência) truncando vênula carbonática (mineral claro com alta cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).....	110
Figura 132 - Trecho do testemunho de sondagem do material supostamente metaultramáfico do qual foram preparados os materiais para análise por difração de pó de raios X. Esse trecho foi escolhido por apresentar uma boa separação entre os trechos esverdeados (rico em clorita) e esbranquiçados (rico em talco).....	110
Figura 133 – Resultados da difração de raios X, do material branco do protólito supostamente ultramáfico. Foram discriminados os minerais talco $[Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2]$ , riebeckita $[Na_2(Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2)_5Si_8O_{22}(OH)_2]$ e a flúor-edenita $(NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}F_2)$ .....	111

Figura 134 - Resultados da difração de raios X, do material verde do protólito supostamente ultramáfico. Foram discriminados os minerais clinocloro $[(Mg,Fe^{2+})_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8]$ , talco $[Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2]$ , calcita $(CaCO_3)$ , dolomita $[CaMg(CO_3)_2]$ e magnesioferrita $(MgFe^{3+}_2O_4)$ .....	112
Figura 135 - Magnetita associada a clorita (lâmina petrográfica do material no qual foi realizada a análise por difração de raios X). Os minerais menores, com alta cor de interferência, são cristais de actinolita. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.....	113
Figura 136 - Detalhe das zonas cloríticas com magnetita. Os minerais menores, com alta cor de interferência, são cristais de actinolita. Os cristais esverdeados, com baixa cor de interferência (cinza), são clorita. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	113
Figura 137 - Vênula de carbonato (parte superior, cor de interferência alta, verde e rosa) em contato com rocha de protólito ultramáfico. Na região inferior, é observada magnetita associada ao clinocloro. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida. ....	114
Figura 138 - Pirita com inclusão de calcopirita no seu interior. A matriz é composta por anfibólio, talco, carbonatos e cristais de magnetita dispersos. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.....	114
Figura 139 - Contato de vênula de quartzo com zona de alteração hidrotermal. Notar que são preservados núcleos de antofilita em meio a actinolita, que é por sua vez substituída por biotita formada posteriormente. Os minerais em branco são sulfetos e estão detalhados adiante (Figura 140). Legenda: Act = Actinolita; Ath = Antofilita; Bt = Biotita; Qtz = Quartzo. ....	116
Figura 140 - Detalhe de sulfeto formado em zona de alteração hidrotermal. Notar que como observado na petrografia, o sulfeto é predominantemente composto por calcopirita, mas ao MEV é possível observar de bornita, que tem um teor de cobre superior à da calcopirita, em fraturas ou em sua borda. Legenda: Act = Actinolita; Bn = Bornita; Ccp = Calcopirita; Qtz = Quartzo. ....	117

- Figura 141 - Detalhe dos cristais de actinolita, mostrando zoneamento composicional. São encontrados núcleos de antofilita preservados no meio dos cristais. Notar que os núcleos dos cristais de actinolita são mais ricos em ferro. As setas indicam os teores em peso. Legenda: Act = Actinolita; Ath = Antofilita; Mag = Magnetita; Qtz = Quartzo..... 118
- Figura 142 - Detalhe de contato entre zona com actinolita e com biotita. Cristais de antofilita são preservados em meio à biotita, e ocorrem parcialmente cloritizados. Legenda: Act=Actinolita; Ath=Antofilita; Bt=Biotita; Chl=Clorita; Qtz=Quartzo. .... 119
- Figura 143 - Actinolitito observado ao MEV. Notar que os núcleos dos principais cristais são de actinolita, mas há tremolita, magnetita e clorita nos interstícios e nas bordas desses cristais. Legenda: Act = Actinolita; Chl = Clorita; Mag = Magnetita; Tr = Tremolita..... 120
- Figura 144 - Detalhe de região de rocha metaultramáfica rica em óxidos. O retângulo amarelo pontilhado marca a região onde foram analisados os óxidos. Legenda: Bt = Biotita; Chl = Clorita; Tlc = Talco..... 121
- Figura 145 - Óxidos encontrados nas rochas metaultramáficas analisados ao MEV. Foram encontrados predominantemente óxidos de ferro e titânio (magnetita predominante com hematita associada e ilmenita). Legenda: Hem = Hematita; Ilm = Ilmenita; Mag = Magnetita. .... 122
- Figura 146 - Contato entre as zonas da rocha metaultramáfica rica em clorita com óxidos e da zona rica em anfibólios. O retângulo amarelo marca região em que foram estudados sulfetos em detalhe. Legenda: Chl = Clorita; Tr = Tremolita. .... 123
- Figura 147 - Detalhe dos sulfetos de níquel e cobalto encontrados próximos à tremolita. Legenda: Pn = Pentlandita; (Co,Ni)<sub>3</sub>S<sub>4</sub> = Siegenita. .... 124
- Figura 148 - Detalhe da região das rochas metaultramáficas ricas em talco, anfibólio e carbonatos. Notar que os carbonatos não se apresentam puros Os minerais em branco são sulfetos e óxidos, e estão detalhados adiante (Figura 149). Legenda: Ath = Antofilita; Cal = Calcita; Dol = Dolomita; Tlc = Talco. .... 125
- Figura 149 - Detalhe dos sulfetos e óxidos encontrados em rocha metaultramáfica. Legenda: Ccp = Calcopirita, Ilm = Ilmenita; Mag = Magnetita; Py = Pirita; NiS<sub>2</sub> = Vaesita. .... 126
- Figura 150 - Principais protólitos encontrados no Depósito Bacuri: A – Rocha monzogranítica; B – Sienogranito (Granito Serra Dourada); C – Quartzo-feldspato pórfiro; D

– Fácies pegmatítica do Granito Serra Dourada; E – Rocha metavulcânica básica; F – Metadiabásio; G – Rocha metaultramáfica. Os testemunhos apresentam 4,5cm de largura. . 128

Figura 151 – Principais zonas de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri: A - Rocha ácida albitizada (alteração sódica), cortada por vênulas de feldspato potássico; B – Rocha máfica com escapolita e biotita (alteração sódica e potássica); C - Rocha com alteração potássica com biotita ao redor de vênulas de sílica em rocha máfica (alteração potássica); D – Rocha ácida cortada por vênula de albita com alteração por feldspato potássico (alteração potássica), E – Rocha com alteração potássica com feldspato potássico sobreposta por cloritização posterior; F – Zona de alteração clorítica, cortada por silicificação, e por sulfetos (calcopirita predominante); G – Rocha granítica (Granito Serra Dourada) albitizada previamente cortada por fraturas com sericitização ao redor; H – Rocha máfica cortada por vênulas de albita com feldspato potássico. Essas vênulas são cortadas por uma brecha preenchida por epidoto. .... 133

Figura 152 - Diagrama esquemático das principais fases de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri associadas à deformação dúctil. Em preto são marcados os minerais formados, e em vermelho os minerais consumidos. A espessura do traço indica a quantidade de minerais formados ou consumidos. .... 134

Figura 153 - Diagrama esquemático das principais fases de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri associadas à deformação rúptil. Em preto são marcados os minerais formados, e em vermelho os minerais consumidos. A espessura do traço indica a quantidade de minerais formados. .... 135

Figura 154 – Esquema montado em campo mostrando relação entre zonas de alteração hidrotermal e litologia hospedeira, com predominância de alteração sódica com albita nas rochas félsicas, sobreposta por cloritização próximo ao contato com o gabro. Notar que o gabro próximo a esse contato também apresenta alteração potássica com feldspato potássico, sobreposta por cloritização. GRA – Rocha granítica; GBA – “Gabro” (rocha máfica); Ab – Albitização, Chl – Cloritização; Ser – Sericitização, Kfs – Alteração potássica por feldspato potássico. O diâmetro dos testemunhos de sondagem é de 4,5 cm. .... 136

Figura 155 - Zonamento mineral produzido por metassomatismo em corpos de rocha ultramáfica com < 3m long em pelitos metamorfisados em baixo grau de Unst, Shetland Islands, Reino Unido (Read 1934 em Winter 2010). .... 139

Figura 156 - Representação esquemática das reações entre principais minerais silicáticos e fluxo de componentes associado com metassomatismo de um corpo ultramáfico em Grafton,

Vermont, EUA. Transporte de elementos entre diferentes zonas são indicados por setas na parte superior da figura. Setas entre os campos minerais indicam reações isoquímicas (setas verticais) e metassomáticas (setas horizontais), segundo Sanford (1982). A linha vertical pontilhada divide os campos da rocha ultramáfica, a esquerda, e de gnaisses félsicos a direita. Ath = antofilita; Carb = carbonato; Ms = muscovita. .... 140

Figura 157 - Principais estilos de mineralização do Depósito Bacuri: A – Pequenos pontos de calcopirita disseminada associado à alteração potássica com biotita. B – Calcopirita disseminada cortando zona de silicificação prévia; C - Calcopirita em vênulas, associadas com alteração clorítica; D - Calcopirita maciça cortando zona clorítica e silicificação prévia. .... 142

Figura 158 - Relação entre solubilidade de cobre em soluções hidrotermais em função da temperatura e da pressão, e da salinidade e do pH (Liu & McPhail, 2005). .... 143



## Índice de tabelas

Tabela 1 - Características principais dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro do cinturão sul do cobre .....	38
---	----

## Resumo

O depósito Bacuri é hospedado por rochas derivadas de protólitos ígneos, vulcânicos e intrusivos, com características químicas contrastantes, desde ultramáficas até félsicas. As rochas metavulcânicas que hospedam o depósito podem ser relacionadas com remanescentes de terrenos *greenstone belt* mesoarqueanos. Sequência de rochas metavulcânicas, incluindo metaultramáficas (antofilita-tremolita-clorita xistos), foram intrudidas por magmas máficos (gabros e microgabros, possivelmente neoarqueanos) e félsicos (Granito Serra Dourada, mesoarqueano, além de monzogranito e diques de quartzo-feldspato pórfiros). As rochas hospedeiras do depósito encontram-se intensamente hidrotermalizadas. O gradiente químico entre os litotipos hospedeiros do depósito representou um fator crucial para a geração de uma vasta gama de distintas zonas de alteração hidrotermal vinculadas a processos metassomáticos.

As zonas de alteração hidrotermal apresentam grande variabilidade composicional, de estilo e de temperatura de formação. Entre as extensivas zonas de alteração hidrotermal pervasivas foram reconhecidas nos granitoides e gabros alteração sódica (albitização e escapolitização), potássica (com biotita e feldspato potássico), cloritização, silicificação e sericitização. Vênulas tardias de clorita, biotita, feldspato potássico, albita, epidoto e calcita são controladas por estruturas rúpteis.

Nas rochas metaultramáficas, as zonas de alteração hidrotermal apresentam semelhança com aquelas originadas por processos metassomáticos do tipo *blackwall*. Corpos de actinolitos monominerálicos e zonas com actinolita, tremolita, clinocloro e biotita-(apatita) foram reconhecidos nas rochas progressivamente mais proximais aos granitoides ou aos condutos (e.g. zonas de cisalhamento) pelos quais circularam os fluidos hipersalinos.

A mineralização cuprífera do depósito Bacuri tem a calcopirita como principal mineral de minério, com pirita, pirrotita, vaesita, Co-pentlandita e siegenita subordinados. Associado ao minério cuprífero, o depósito apresenta uma quantidade significativa de magnetita. Essa característica também é observada nos outros depósitos da Província Carajás, considerados como da classe dos “depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro”. O reconhecimento e o estudo

detalhado dos processos e produtos gerados por eventos metassomáticos e de alteração hidrotermal é fundamental para o entendimento da gênese dos depósitos cupríferos da Província Carajás. O avanço nesse campo do conhecimento geológico pode se apresentar como peça chave para a descoberta de novos depósitos nessa importante província mineral.

## Abstract

The Bacuri deposit is hosted by rocks derived from volcanic and intrusive igneous protoliths, with widely contrasting chemical characteristics, from ultramafic to felsic composition. The metavolcanic host rocks may be related to remnants of Mesoarchean greenstone belts. The metavolcanic rocks, including those of metaultramafic character (anthophyllite-tremolite-chlorite schists), have been intruded by mafic (gabbros and microgabbros) and felsic (Serra Dourada granite, monzogranite and quartz-feldspar porphyry) magmas. These host rocks are intensely hydrothermally altered. The chemical gradient among the host lithotypes was a crucial factor to generate a wide range of distinct metasomatic-hydrothermal alteration zones.

The hydrothermal alteration zones exhibit great variability in composition, style, and formation temperature. Extensive and pervasive hydrothermal alteration in the granitoids and gabbros include sodic (albite-scapolite), potassic (biotite and K-feldspar), and chlorite, as well as silicification and sericitization. Late chlorite, biotite, K-feldspar, albite, epidote, and calcite veinlets are controlled by brittle structures.

The metaultramafic rocks underwent hydrothermal alteration similar to those of blackwall zones formed due to metasomatic processes. Monomineralic actinolite and alteration zones with actinolite, tremolite, clinocllore, and biotite-(apaite) have been recognized in rocks progressively close to granitoids or channels (e.g. shear zones) for hypersaline fluid circulation.

The copper mineralization of the Bacuri deposit has the chalcopyrite as the principal ore mineral, with subordinate pyrite, pyrrhotite, vaesite, Co-pentlandite and siegenite. A significant amount of magnetite occurs associated with the copper ore. This feature is also observed in other deposits of the Carajás Province, attributed to the iron oxide-copper-gold deposits (IOCG) class.

The recognition and the detailed study of the processes and products generated by metasomatic and hydrothermal alteration events are fundamental to understand the genesis of copper deposits in Carajás Province. The advancement in this field of geological knowledge may be a key factor to discovery new deposits in this important mineral province.

## 1. Introdução

O depósito de cobre Bacuri se localiza na Província Mineral de Carajás, no Cinturão Sul do Cobre (Moreto *et al.* 2015b), a cerca de 9 km a ENE da Mina do Sossego. Atualmente em lavra, essa mina representa um depósito de óxido ferro-cobre-ouro de classe mundial. Embora o depósito Bacuri seja considerado um alvo satélite da Mina do Sossego, a associação de sua origem com o mesmo sistema hidrotermal que originou Sossego não é ainda clara. Isto se deve à escassez de informações geológicas e poucos estudos sistemáticos prévios (e.g. Melo *et al.* 2014).

O depósito Bacuri se localiza ao longo de uma zona de cisalhamento regional WNW-ESSE, denominada Zona de Cisalhamento Canaã (Pinheiro *et al.* 2013), com aproximadamente 60 km de extensão. Nessa zona de cisalhamento são conhecidos vários outros depósitos cupro-auríferos com significativa quantidade de magnetita, atribuídos à mesma tipologia. Entre tais depósitos destacam-se, além de Sossego (355 Mt @ 1,5 % Cu e 0,28 g/t Au; Oliveira *et al.* 2000), Cristalino (482 Mt @ 0,65% Cu e 0,06 g/t Au; NCL Brasil 2005, em Moreto 2013) e Alvo 118 (170 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 g/t Au; Rigon *et al.* 2000), e outros depósitos (e.g., Castanha, Bacaba, Jatobá e Visconde) em avaliação pela VALE.

Importantes avanços no conhecimento dos depósitos cupro-auríferos do Cinturão Sul do Cobre da Província Carajás têm sido alcançados. Entre esses avanços, inclui-se a proposição de modelos descritivos, nos quais é identificada: associação do minério com extensas zonas de alteração hidrotermal alcalina (sódica e/ou potássica); enriquecimento em ETR (elementos terras raras), Co, Ni, Pd e U; formação de magnetita seguida por sulfetação; além da associação com zonas de cisalhamento e com fluidos hipersalinos (Réquia *et al.*, 2003; Dreher *et al.* 2008; Monteiro *et al.*, 2008a; 2008b; Xavier *et al.*, 2010).

No entanto, embora compartilhem essas características, os atributos geológicos de todos esses depósitos são altamente variáveis: são hospedados por rochas de distinta natureza (e.g. migmatito, granitoides TTG, granito, quartzo pórfiro, gabro e rochas metavulcanossedimentares); apresentam predominância de diferentes tipos de alteração hidrotermal (e.g. alteração sódico-cálcica intensa no Corpo Sequeirinho do depósito Sossego

e alteração potássica e clorítica predominante no Alvo 118); e registram diferentes idades de mineralização.

Estudos geocronológicos (U-Pb LA-MC-ICPMS e Re-Os NTIMS) realizados por Moreto *et al.* (2015a, 2015b) e Silva *et al.* (2015) revelaram um importante evento de formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro em ca. 2,70 Ga. Esse evento seria responsável pela gênese dos depósitos Sossego (corpos de minério Sequeirinho-Pista), Bacaba e Visconde. Adicionalmente, eventos hidrotermais de idade paleoproterozoica foram identificados nos depósitos Bacaba (ca. 2,05 Ga), Sossego (corpos de minério Sossego-Curral; ca. 1,90-1,87 Ga; Moreto *et al.*, 2015a) e Alvo 118 (ca. 1,88 Ga; Tallarico (2003). Dessa forma, diferentes idades em um mesmo depósito (e.g. Sossego) apontam para múltiplos episódios de atividade hidrotermal, cuja importância relativa para a formação das maiores reservas de minério cupro-aurífero deve ser melhor compreendida.

Em relação ao depósito Bacuri, estudos prévios evidenciam sua formação em ca. 2.70 Ga (Moreto *et al.*, 2015b). Contudo, suas zonas de alteração hidrotermal com forte alteração potássica com biotita e cloritização e associação das zonas mineralizadas com brechas associadas a estruturas rúpteis apontam em outra direção. Essas características são análogas aos corpos de minério (e.g. corpo de minério Sossego-Curral) ou depósitos (e.g. Alvo 118) paleoproterozoicos, que têm sido considerados como formados em níveis crustais mais rasos (Torresi *et al.*, 2012). Isso pode sugerir uma evolução também complexa e multiepisódica para o Depósito Bacuri, o que justifica o estudo detalhado de suas paragêneses minerais.

Adicionalmente, amostragem de novos furos de sondagem permitiu o reconhecimento de rochas metaultramáficas, não identificadas em estudos prévios (e.g. Melo *et al.* 2014). Essas rochas seriam hospedeiras do depósito Bacuri e a sua caracterização é importante para o entendimento do contexto geológico desse depósito na região. Essa contribuição poderá levar a uma compreensão mais aprofundada da natureza dos processos atuantes no Cinturão Sul do Cobre, com relevância para a formação dos depósitos cupro-auríferos.

Assim, o presente trabalho visa contribuir aos estudos metalogenéticos relativos aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás. As informações geradas por esse e sua correlação com outros trabalhos na região podem possibilitar a proposição de

modelos genéticos e prospectivos de alto impacto para a indústria mineral. Esses modelos podem levar à identificação de critérios diagnósticos associados aos depósitos de classe mundial, e possibilitar novas descobertas.

## 2. Metas e Objetivos

Esta Dissertação de Mestrado tem como objetivo a reconstituição da história evolutiva do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Bacuri. Partindo desse pressuposto, pretende-se correlacionar sua evolução aos eventos magmáticos e tectônicos registrados na Província Carajás, a partir da caracterização das:

- I. Rochas hospedeiras, incluindo a natureza do protólitos;
- II. Paragênese detalhada das associações de alteração hidrotermal, seus tipos e distribuição;
- III. Associação de minério e associação da mineralização com eventos de alteração hidrotermal, visando à identificação de evidências de múltiplos pulsos de fluidos e sobreposições de eventos de mineralização;
- IV. Evolução do sistema hidrotermal e suas relações com a evolução geológica da Província Mineral de Carajás

## 3. Revisão Bibliográfica

### 3.1. Geologia da Província Carajás e contexto geotectônico

A Província Carajás localiza-se na região norte do Brasil, na porção meridional do Cráton Amazônico (Figura 1), e apresenta idade predominantemente arqueana (Santos 2003). É considerada, de acordo com a definição das províncias geogronológicas do Cráton Amazônico proposta Tassinari & Macambira (2004), como parte da Província Amazônia Central. Nos trabalhos de Santos *et al.* (2000), Santos (2003) e Vasquez & Rosa-Costa (2008),

a Província Carajás foi individualizada e subdividida em Domínio Rio Maria e Domínio Carajás.

O Domínio Rio Maria, localizado no sul da Província Carajás, apresenta predominância de faixas de *greenstone belts* strictu sensu e magmatismo mesoarqueano tonalítico-trondjemítico-granodiorítico (TTG), sanukitoide e granítico (Oliveira *et al.* 2009; 2010; Almeida *et al.* 2010; 2011). Os *greenstone belts* desse domínio apresentam idade mesoarqueana e são orientados na direção E-W, NW-SE e NE-SW. Apresentam rochas metavulcânicas ultramáficas a máficas na base, com textura *spinifex* e estruturas *pillow lava* reliquiares. No topo da sequência ocorrem rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias e metassedimentares clásticas e químicas. Além das rochas arqueanas, no Domínio Rio Maria são reconhecidas bacias sedimentares paleoproterozoicas, além de granitos, diques félsicos e máficos relacionados a um evento magmático anorogênico do Orosiriano (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

O Domínio Carajás localiza-se ao norte da Província Carajás, com estruturação geral E-W e WNW-ESSE (Vasquez & Rosa-Costa 2008). As rochas mais antigas do domínio são granulitos mesoarqueanos (Complexo Pium), com 3,0 Ga, que seriam fragmentos reliquiares da crosta inferior (Pidgeon *et al.* 2000). No embasamento do domínio também ocorrem ortognaisses, migmatitos e granitoides do Complexo Xingu. Essas rochas apresentam idade de migmatização em ca. 2,86 Ga (Machado *et al.* 1991). No entanto, nas áreas atribuídas ao Complexo Xingu também foram reconhecidos granitoides com idades variadas, de 3,00 Ga até 2,05 Ga (Santos 2003). Justamente por essa discrepância há controvérsias sobre a posição estratigráfica de alguns corpos. Rochas desse complexo seriam encontradas, de acordo com Santos (2003), em três domínios de duas províncias distintas: Província Transamazonas (Domínio Bacajá) e na Província Carajás (Domínios Carajás e Rio Maria).

Rochas noríticas neoarqueanas (Diopsídio Norito Pium; Vasquez & Rosa Costa 2008) ocorrem associadas aos granulitos do Complexo Pium. No Domínio Carajás, ocorrem *greenstone belts sensu lato*, neoarqueanos, constituídos por metabasaltos e metavulcânicas e metavulcanoclásticas intermediárias a félsicas e formações ferríferas bandadas. Segundo os mesmos autores, esses *greenstones belts* seriam distintos daqueles reconhecidos no Domínio Rio Maria por serem mais jovens e não apresentarem komatiitos em sua associação de rochas. Esses *greenstone belts* corresponderiam aos grupos Grão Pará, Igarapé Salobo,



São Félix e São Sebastião, que compõem o Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988) com ca. 2,76 Ga (Machado *et al.*, 1991).

No Domínio Carajás ocorrem também, contemporâneos aos *greenstone belts*, corpos máfico-ultramáficos acamadados (Complexo Luanga) e intenso magmatismo granítico subalcalino tipo A e cálcio-alcálico. Intrusões de granitos alcalinos do tipo A intracontinentais paleoproterozoicas, representada pelo Granito Serra do Carajás, também são conhecidas nesse domínio (Machado *et al.* 1991).

A Província Carajás representa uma das principais províncias metalogênicas do país. É conhecida tradicionalmente pelos seus depósitos gigantes de ferro e manganês com enriquecimento supérgeno (Grainger *et al.* 2008). Apresenta também depósitos de Ni-EGP, Au-EGP, Cr, Au, Cu-Au, além da maior concentração conhecida de depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG, Hitzman *et al.*, 1992).

A maior parte dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás está localizada ao longo ou próximas a zonas de cisalhamento regionais que definem o contato entre rochas metavulcanossedimentares (Supergrupo Itacaiúnas) e rochas do Complexo Xingu. Segundo Xavier *et al.* (2010), os depósitos IOCG representam importantes alvos de pesquisa mineral devido ao aumento de sua importância econômica. Esse aumento se deu principalmente a partir do ano de 2004, no início da operação da primeira mina de classe mundial de cobre na região, a Mina do Sossego, operada pela Vale S.A. Adicionalmente, em 2011, a maior mina de cobre do país, a Mina de Salobo, também iniciou suas operações em Carajás.

Além da Mina do Sossego (355 Mt com 1,1 % Cu e 0,28 g/t Au; Oliveira *et al.* 2000) e de Salobo (1112,6 Mt com 0,72% Cu e 0,38 g/t Au; Vale S.A., 2012), são conhecidos diversos outros depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro na Província Carajás. A exploração de alguns desses depósitos já é planejada para um futuro próximo. Entre os mais conhecidos podem ser citados os depósitos de Cristalino (500 Mt, 1,0% Cu e 0,3 g/t Au; Ribeiro 2008), Igarapé Bahia/Alemão (219 Mt, 1,4% Cu e 0,86 g/t Au; Tallarico *et al.* 2005), Gameleira (100 Mt, 0,7% Cu; Rigon *et al.* 2000), e Alvo 118 (170 Mt, 1,0 % Cu e 0,3 g/t Au; Rigon *et al.* 2000). Existem ainda outros depósitos de ferro-cobre-ouro em fase de avaliação, entre eles destacam-se Igarapé Cinzento/Alvo GT46, Castanha, Bacaba, Jatobá, Visconde, Borrachudos, Cristalino 88, Paulo Afonso, Polo, Furnas e Bacuri.

Embora a Província Carajás apresente a maior concentração conhecida de depósitos de óxido ferro-cobre-ouro de classe mundial, não há, ainda, um modelo genético único que possa explicar todas as peculiaridades de cada um desses depósitos. A adoção de modelos já propostos para depósitos dessa classe em outras regiões do mundo não parece ser compatível com os atributos dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás, que podem refletir a evolução única dessa província metalogenética.

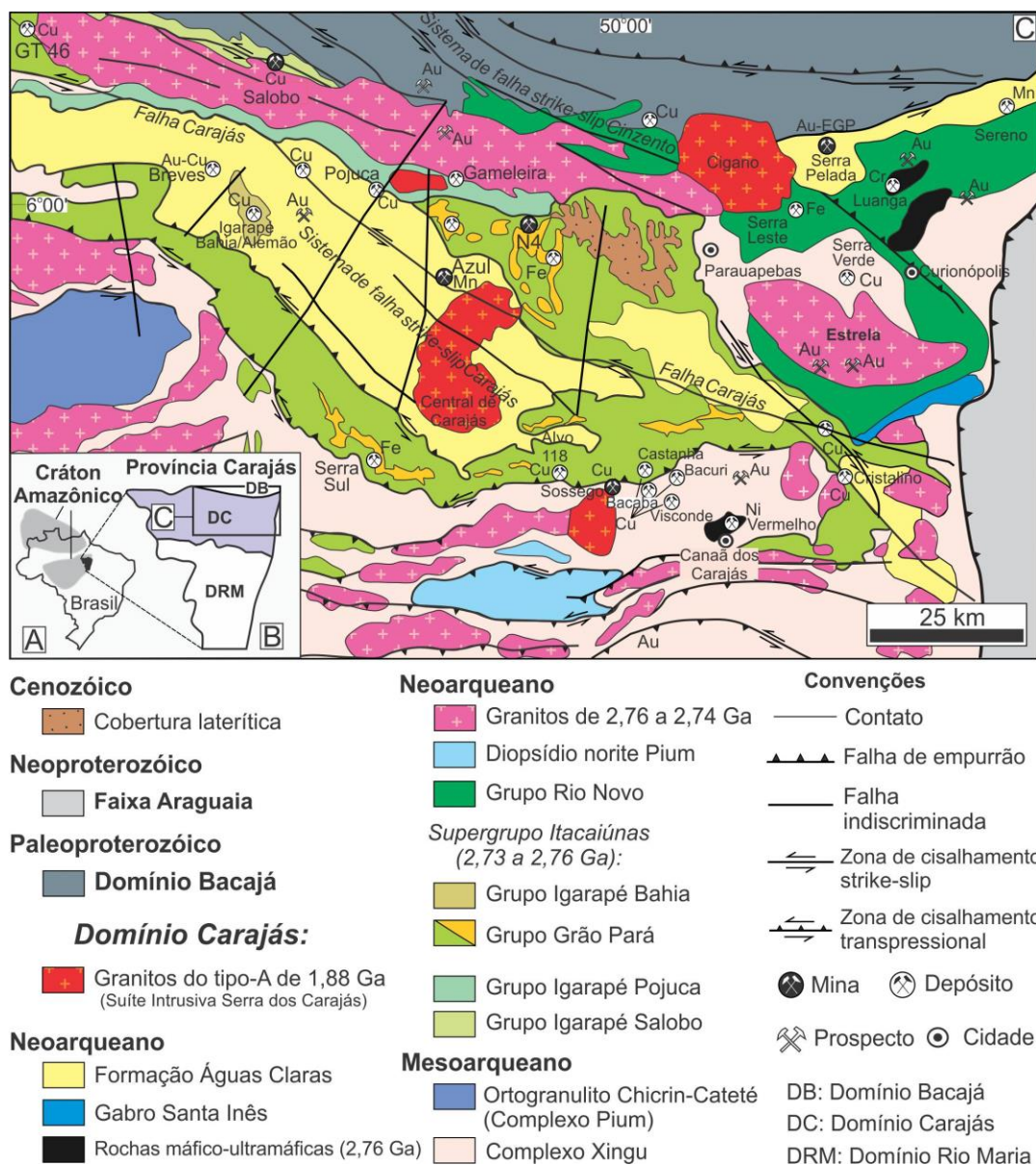


Figura 1 – (A) Localização da Província Carajás no Crátão Amazônico; (B) Subdivisão da Província Carajás nos domínios Rio Maria, ao sul, e Carajás, ao norte; (C) Mapa geológico da porção norte da Província Carajás (Domínio Carajás) e a localização de seus principais depósitos minerais (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

### 3.2. Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro

Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, definidos por Hitzman *et al.* (1992), são associados a um sistema mineral responsável por uma classe variada de depósitos minerais. Dessa forma, entende-se que o sistema mineral inclui depósitos de tipologia distinta, por exemplo, depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro e de magnetita-apatita, porém esses depósitos poderiam ser relacionados a processos genéticos comuns. Nesse caso específico, eles são fundamentalmente controlados pela química dos fluidos hidrotermais. Esses depósitos são caracterizados por grandes quantidades de óxidos de ferro precipitados hidrotermalmente (magnetita e/ou hematita) com sulfetos de cobre e ouro associados.

Segundo Hitzman (2000), os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro se tornaram alvos relevantes da exploração mineral, levando à descoberta e desenvolvimento de vários depósitos desse tipo pelo mundo (Figura 2). Entretanto, mesmo com essas descobertas, ainda faltam conhecimentos em relação a aspectos genéticos que possam distinguir os depósitos produtivos dos subeconômicos ou estéreis. Sobre esse aspecto da viabilidade econômica, Barton & Jonhson (2004) cita que as mineralizações economicamente viáveis apresentam uma paragênese específica. Essas mineralizações seriam dominadas por calcopirita ± bornita tardia, as quais ocorreriam dentro ou próximo a acumulações de óxido de ferro.

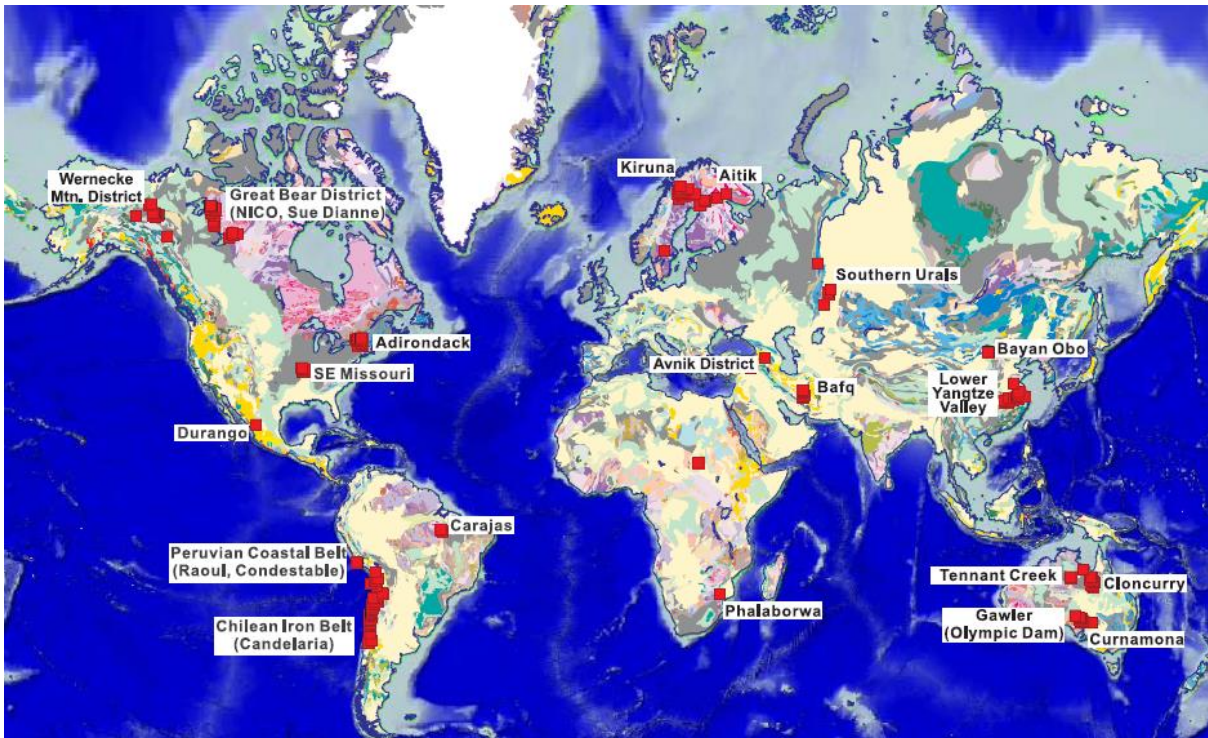


Figura 2 - Localização dos principais depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro e de magnetita-apatita (Corriveau, 2006).

Hitzman *et al.* (1992), Hitzman (2000), Barton & Johnson (2004) e Williams *et al.* (2005) citam algumas das características diagnósticas de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro consensuais entre os pesquisadores. Essas características incluem: zona extensa de alteração hidrotermal rica em álcalis; grande volume de hematita ou magnetita, ambos com baixo conteúdo de titânio; um conjunto de elementos menores distintivos (elementos terras raras, Co, Ag,  $\pm$ U, P); e um proeminente controle estrutural. Outras características dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro não são consenso entre os pesquisadores, tais como as características dos fluidos formadores desses depósitos. Esse tema será discutido adiante, no tópico 3.6 (Origem dos fluidos nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro).

Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro têm similaridades genéticas com os depósitos de magnetita-apatita (conhecidos também como “Tipo Kiruna”). Segundo Hitzman (2000), esses dois tipos de depósito representam membros finais de uma série contínua e poderiam ser associados a um mesmo sistema mineral. Esse mesmo autor ressalta diversas características importantes desses dois tipos de depósitos, que incluem: idade, ambiente tectônico favorável, associação com atividade ígnea, associação com evaporitos, controle

estrutural, morfologia, mineralogia, alteração e composição dos fluidos mineralizantes. Essas características, segundo o autor supracitado, serão detalhadas a seguir:

**Idade:** não é possível definir uma idade mais favorável à formação dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro. Os depósitos conhecidos ocorrem desde o Plioceno (El Laco no Chile e Rio Grande na Argentina) até o Arqueano (depósitos da Província Carajás, por exemplo, Salobo).

**Ambiente Tectônico:** são conhecidos três ambientes tectônicos favoráveis para a gênese desses depósitos, representados por bacias intracontinentais com colapso orogênico, regiões intracontinentais com magmatismo anorogênico e regiões extensionais ao longo de margens continentais relacionadas com zonas de subducção (Figura 3).

**Associação com atividade ígnea:** a maior parte dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro e de magnetita-apatita está associada espacialmente e temporalmente a importantes eventos magmáticos. Especificamente no caso dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, esses depósitos podem não aparentar uma associação direta a uma intrusão específica e a composição dos magmas relacionados não é determinante para a formação dos depósitos.

**Associação com Evaporitos:** uma parte dos distritos hospedeiros dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro aparenta conter fácies de evaporitos marinhos ou lacustres com halita.

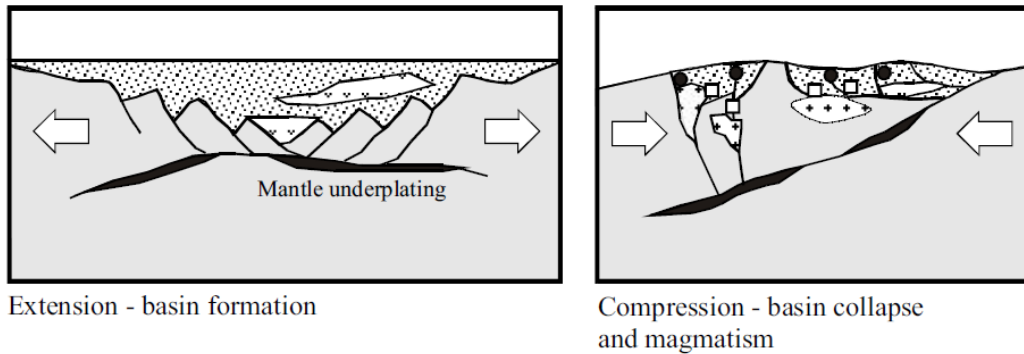
**Controle Estrutural:** os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro estão localizados em zonas de falhas (de baixo ou alto grau de mergulho), que geralmente se abrem a partir de falhas maiores, de escala crustal.

**Morfologia:** Os depósitos apresentam uma morfologia diversa, desde camadas *stratabound* até zonas de brechas irregulares em *stockwork*. Aparentemente, todos os depósitos são formados pela substituição da rocha hospedeira. Raramente os fluidos mineralizantes aparentam terem atingidos a superfície e formado precipitados de óxidos.

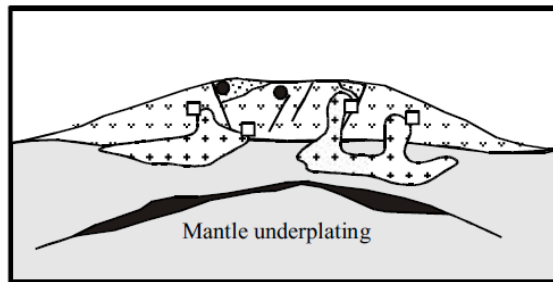
**Mineralogia:** Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro são caracterizados pela abundância de minerais de óxido de ferro, magnetita e hematita, e pela relativa ausência de sulfetos de ferro. Podem conter também quantidades relevantes de carbonatos e minerais portadores de Ba, P ou F. Alguns depósitos apresentam concentrações de U, Ag, Mo, Co, As,

e Zn. Provavelmente essas concentrações são controladas pela composição química das rochas encaixantes. Quase todos os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro apresentam concentrações anômalas de elementos de terras raras, em apatita ou em outros minerais portadores de terras raras.

### Orogenic Basin Collapse



### Anorogenic Magmatism



### Subduction-Related Continental Margin

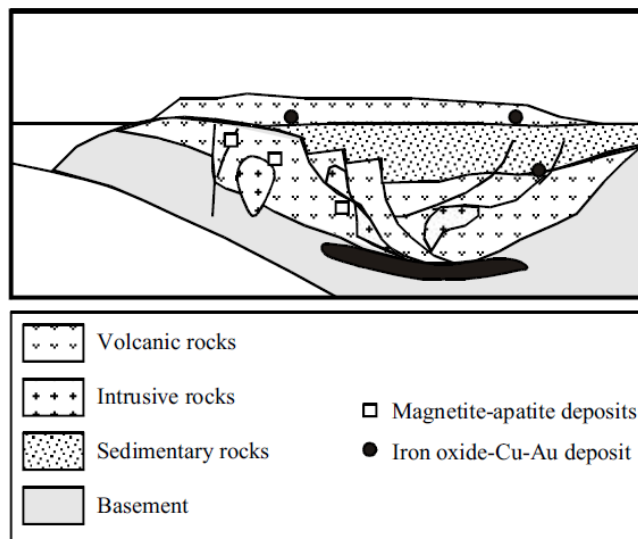


Figura 3 - Ambientes tectônicos de formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro e dos depósitos de magnetita-apatita relacionados com bacias intracontinentais com colapso orogênico, regiões intracontinentais com magmatismo anorogênico e regiões extensionais ao longo de margens continentais relacionadas com zonas de subducção (Hitzman 2000).

**Alteração hidrotermal:** As rochas hospedeiras da mineralização geralmente são intensamente hidrotermalizadas. A exata mineralogia de alteração depende da litologia hospedeira, da natureza do fluido hidrotermal, da razão fluido-rocha e do nível crustal. Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro estão associados a zonas de alteração sódica-potássica, potássica ou hidrolítica, dependendo da contribuição relativa de águas magmáticas, formacionais ou meteóricas.

**Composição dos fluidos mineralizantes:** A formação dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro pode ter relação com a reação retrógrada de fluidos responsáveis pela formação dos depósitos de magnetita-apatita ou pela mistura de fluidos similares aos formadores dos depósitos de magnetita-apatita (fluidos com temperatura acima de 250 °C, relativamente salinos, oxidados, pobres em enxofre e aquosos) com outros fluidos salinos, oxidados, com sulfetos, de baixa temperatura e com conteúdo significativo de CO<sub>2</sub>.

### 3.3. Ambientes tectônicos relacionados aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro

Em relação aos ambientes tectônicos favoráveis aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, sugeridos por Hitzman (2000; Figura 3), um modelo semelhante foi proposto por Groves *et al.* (2010). No entanto, esse modelo destaca a associação desses depósitos com bacias de retro-arco ou margens de blocos cratônicos (Figura 4), acima do manto litosférico subcontinental previamente metassomatizado. Segundo os mesmos autores, o metassomatismo do manto (Figura 5), devido à atividade de plumas mantélicas ou subducção prévia, teria um papel crucial na formação desses depósitos. Os magmas gerados a partir da fusão do manto metassomatizado causariam *underplating* e fusão da crosta, possibilitando a geração de magmas enriquecidos em Cu, Au e voláteis. Pirajno & Santosh (2015) citam os riftes intracontinentais como ambiente muito favorável para a formação de depósitos gigantes de óxido de ferro-cobre-ouro. A abertura desses riftes, segundo os mesmo autores, estaria relacionada com plumas mantélicas.





### 3.4. Alterações hidrotermais nos depósitos óxido de ferro-cobre-ouro

Segundo Hitzman (2000), as rochas hospedeiras dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro geralmente são intensamente alteradas hidrotermalmente. A assembleia mineral específica dessas alterações depende da litologia hospedeira, da natureza dos fluidos hidrotermais, da razão fluido/rocha e do nível crustal. Esses depósitos estão associados a zonas de alteração sódica ou sódico-cálcica (albita-actinolita-magnetita), potássica (feldspato potássico-sericita-magnetita-quartzo  $\pm$  biotita-actinolita-clorita) e sericítica (ou hidrolítica, com sericita-hematita-carbonato-clorita  $\pm$  quartzo), que refletem um padrão vertical das zonas de alteração hidrotermal (Figura 6). Essas zonas de alteração, especialmente a sódica inicial e a sódico-cálcica, tendem a ser muito extensas (dezenas a centenas de quilômetros quadrados). O padrão de distribuição espacial das zonas de alteração hidrotermal também resulta em sobreposição de tipos de alteração hidrotermal como resultado de telescopagem.

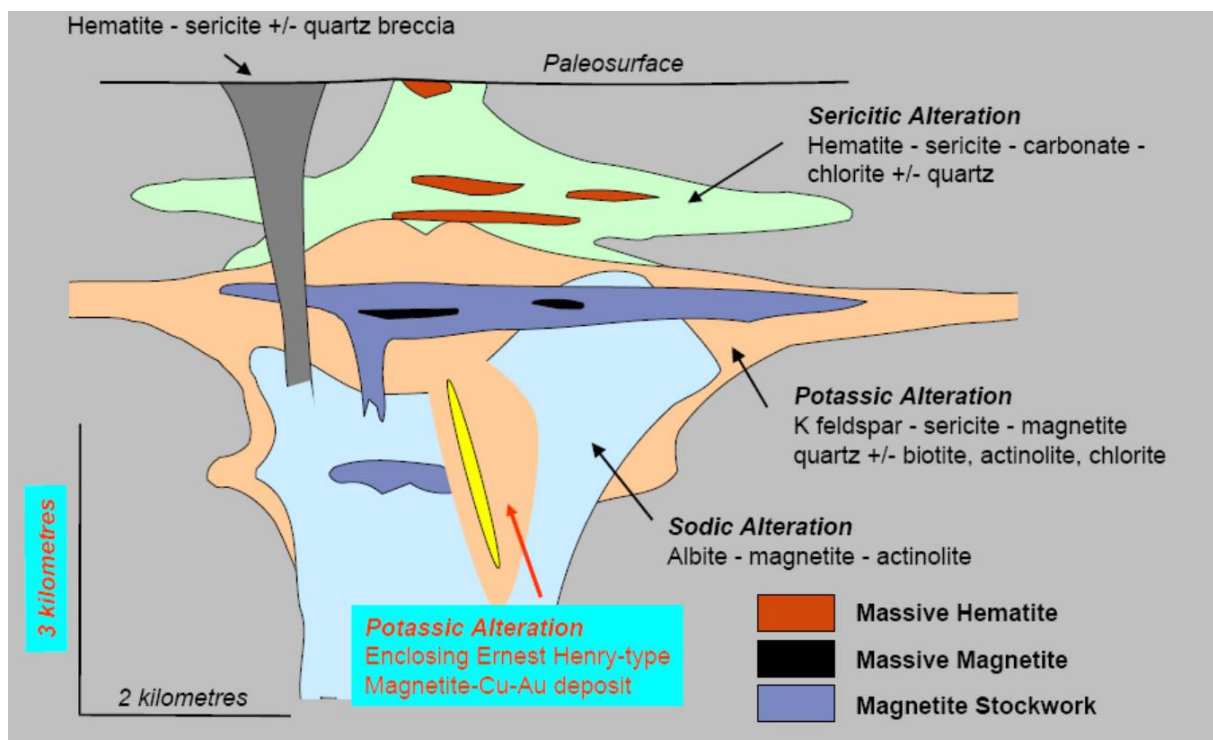


Figura 6 - Perfil esquemático de alteração hidrotermal em depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (Hitzman *et al.* 1992).

### 3.5. Origem dos fluidos nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro

A origem dos fluidos nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro é um ponto controverso na classe dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro. Williams *et al.* (2005) citam que há diversas linhas de pesquisa sobre as possíveis origens possíveis dos fluidos formadores dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (Figura 7). Entre essas origens são cogitadas desde aquelas puramente ígneas, passando por metamórficas e até bacinais, admitindo-se mistura entre esses componentes. Barton & Johnson (1996) defendem que fluidos tenham relação com evaporitos. Segundo esses autores, a teoria é embasada pela associação com minerais evaporíticos e a correlação dos depósitos com cinturões áridos ou bacias com evaporitos. Além disso, a alteração sódica extensa e dados geoquímicos também apontariam para essa origem. Já Pollard (2006) considera que os fluidos formadores dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro tenham origem predominantemente magmática. Segundo esse autor, há uma forte associação temporal e espacial entre magmatismo e a mineralização dos depósitos. A presença de CO<sub>2</sub> possibilitaria processos de desmistura (*unmixing*) de uma fase fluida do magma a pressões elevadas e também explicaria a alta salinidade dos fluidos aquosos responsáveis pela alteração sódica. A diminuição da atividade de sódio do fluido após a formação da albita (e escapolita) hidrotermal favoreceria o aumento da atividade de K e alteração potássica subsequente. Uma terceira hipótese é levantada por Sillitoe (2003) para a origem dos fluidos, em depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro nos Andes. Nesses depósitos há evidências que favorecem uma hipótese de origem magmático-metamórfica. A formação dos fluidos metamórficos acompanharia o metamorfismo de baixo grau, o qual ocorreria durante a subsidência das bacias de intra-arco. Essa subsidência também favoreceria a circulação de água marinha ou a dissolução de evaporitos.

Chiaradia *et al.* (2006) investigaram a origem desses fluidos em diversos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, baseado em dados de isótopos de cloro e estrôncio. Esses autores chegam à conclusão que esses dados indicam fluidos mistos (bacinais e magmáticos). Em alguns depósitos (Gameleira e El Romeral), esses dados apontariam para uma contribuição predominantemente evaporítica (alta razão molar Cl/Br ( $\geq 4,000$ ) e valores próximos ao zero de  $\delta^{37}\text{Cl}$ ). Chen (2013) cita a presença de fontes de enxofre como um fator

relevante para a formação de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro “*sensu stricto*”. Essas fontes de enxofre estariam relacionadas com fontes não magmáticas de fluidos, como salmouras bacinais ou derivadas da assimilação de rochas sedimentares pelo magma.

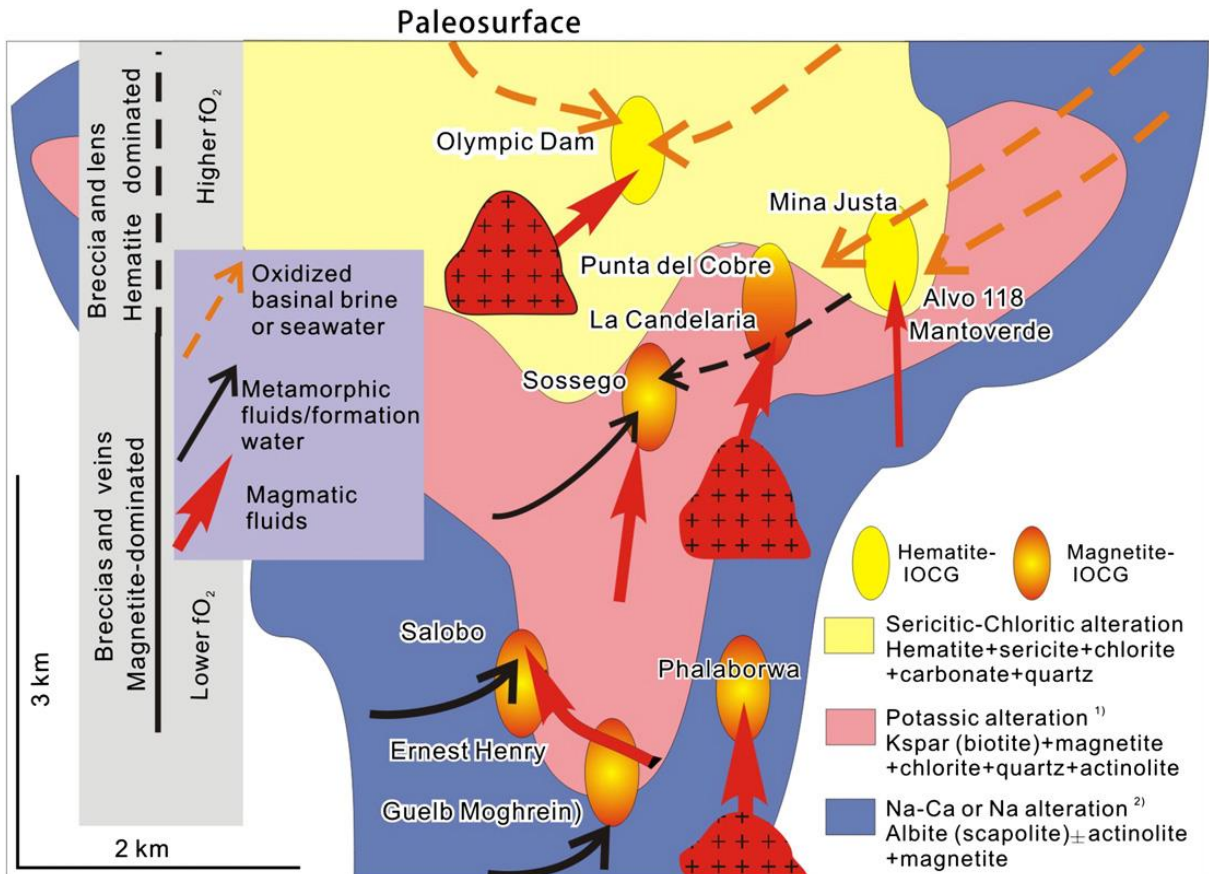


Figura 7 - Esquema mostrando relação entre origem dos fluidos, que incluiriam salmouras bacinais oxidadas ou água do mar, em níveis crustais mais rasos, e fluidos formacionais ou metamórficos em níveis crustais mais profundos, e a distribuição das zonas de alteração hidrotermal de diversos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (Chen 2013).

### 3.6. Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás

A vinculação dos depósitos cupro-auríferos com expressiva quantidade de magnetita da Província Carajás com a classe dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro foi proposta primeiramente por Huhn & Nascimento (1997). Esses autores citam semelhanças entre as mineralizações de cobre e ouro de Carajás e a classe dos depósitos de óxido de ferro-cobre-

ouro, tais como: a associação magnetita-calcopirita; salinidade elevada (>20%) e alta temperatura dos fluidos (>350 °C); e processos de alteração hidrotermal (albitização precoce e potassificação tardia). Essa associação demonstraria um grande potencial metalogenético da Província Carajás para abrigar depósitos gigantes de cobre (>100 Mt).

Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás caracterizam-se por extensas zonas de alteração hidrotermal, nas quais as rochas hospedeiras desses depósitos foram profundamente modificadas. As alterações hidrotermais têm estilos distintos ao redor dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás.

Segundo Xavier *et al.* (2010), essas diferenças se dão devido às diferentes litologias hospedeiras das mineralizações e por níveis distintos de profundidades da alteração hidrotermal na época de formação desses depósitos. Devido a esse fator, há uma grande variedade de tipos e estilos de alteração hidrotermal nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás (Figura 8). Os processos de alteração desenvolveram-se desde condições de alta temperatura, produzindo associações cálcio-sódicas, passando por alterações potássicas e cloríticas, e terminando em alterações tardias de baixa temperatura, hidrolíticas.

Assim como as alterações hidrotermais, as mineralizações dos depósitos de óxidos de ferro-cobre-ouro da Província Carajás apresentam estilos e paragêneses variáveis (Figura 9). Dentre os diversos minerais de minério, podemos citar hematita e magnetita, e sulfetos como calcopirita, pirrotita, bornita, pirita, siegenita e esfalerita. Nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás o ouro pode ser encontrado na forma de elemento nativo (Figura 9 - K).

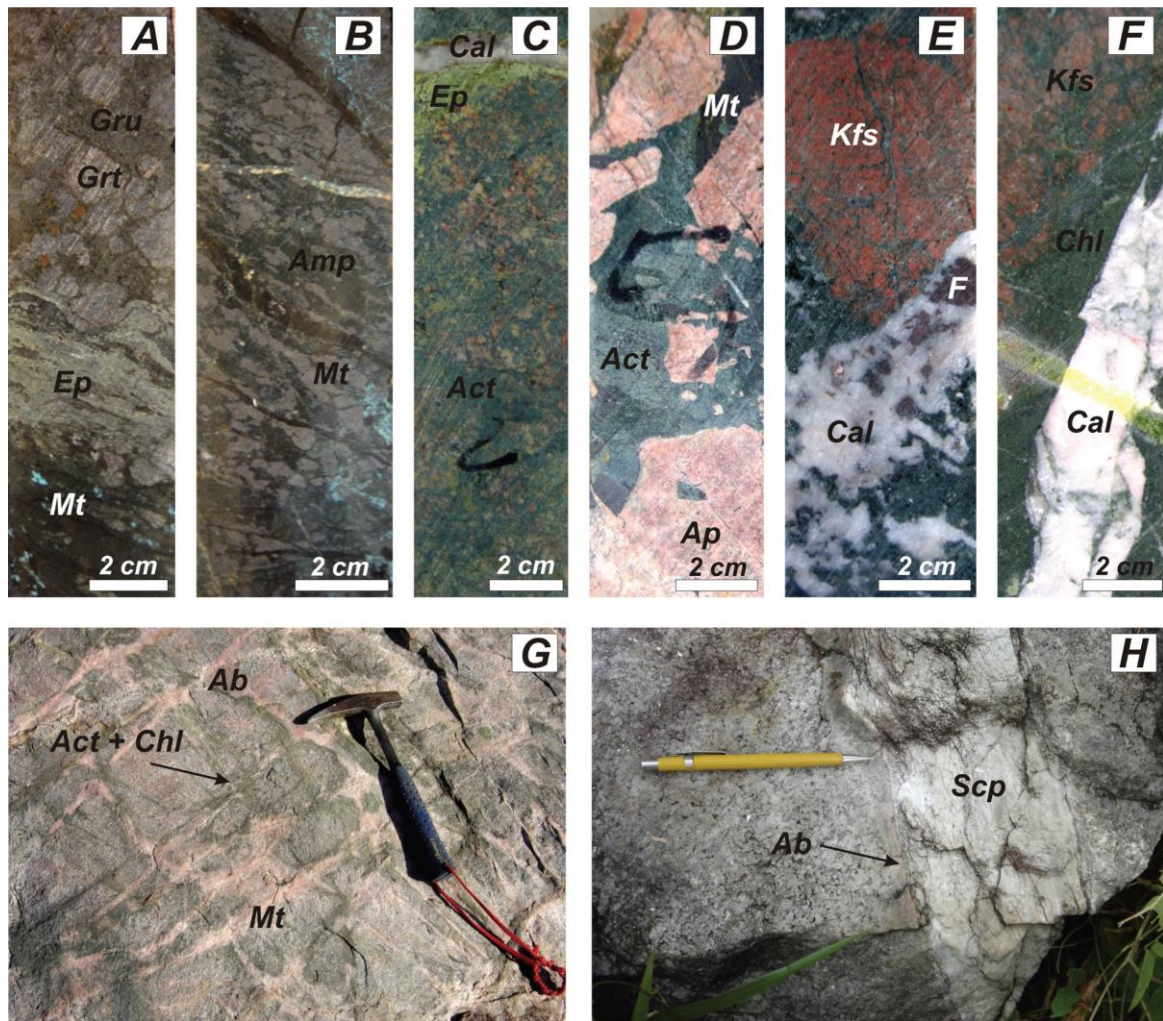


Figura 8 - Principais tipos de alteração hidrotermal encontrados nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás. A- Alteração de alta temperatura do depósito Salobo com granada, grunerita e magnetita sobreposta por epidoto; B- Magnetita e anfibólio cortado por veio de carbonato tardio; C- Alteração sódico-cálcica típica do corpo de minério Sequeirinho (Depósito do Sossego), sobreposta por epidoto e calcita tardios. D- "Actinolito" rico em apatita do corpo de minério Sequeirinho; E- Alteração Potássica representada por ortoclásio e sobreposta por clorita e cortada por veios de calcita-fluorita do depósito Alvo 118; F- Cloritização e veios de calcita do depósito Alvo 118; G- Alteração regional controlada por fraturas sódica (albita-magnetita) e sódico-cálcica (actinolita e clorita); H- Veio de escapolita marialítica transversal ao granodiorito das proximidades do depósito do Sossego (Xavier *et al.* 2010). Abreviações: Ab = Albita; Act = Actinolita; Ap = Apatita; Cal = Calcita; Chl = Clorita; Ep = Epidoto; F = Fluorita; Grt = Granada; Gru = Grunerita; Kfs = Feldspato Potássico; Mt = Magnetita; Scp = Escapolita

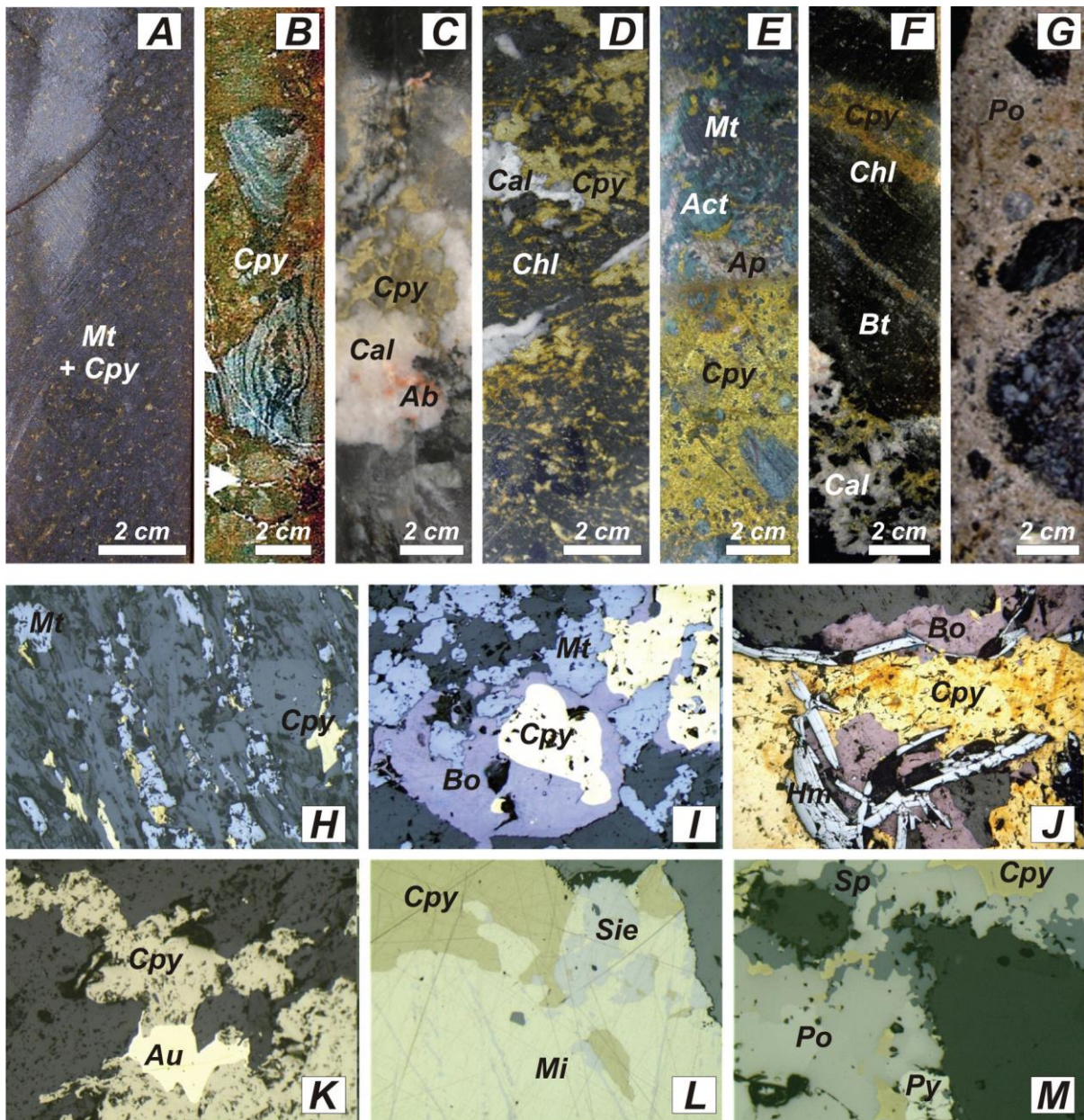


Figura 9 – Amostras representativas de minério dos depósitos de óxido de ferro-cobre ouro da Província Carajás e sua paragênese. A- Minério do depósito Salobo, composto por magnetita e calcopirita disseminada; B- Brecha de minério do depósito Igarapé Bahia, com calcopirita na matriz suportando fragmento de formação ferrífera bandada; C- Rocha vulcânica mineralizada do depósito Cristalino com calcopirita associada com calcita e albita; D- Minério do depósito Alvo 118, composto por calcopirita, calcita, quartzo e clorita; E- Brecha mineralizada do corpo Sequeirinho (depósito Sossego), com calcopirita capeando magnetita, actinolita e clastos de apatita; F- Biotita-escapolita milonito do prospecto Bacaba, cortado por veios com calcopirita, calcita e biotita de granulação grossa; G- Brecha mineralizada do depósito Castanha, com pirrotita dominante, com fragmentos da rocha metavulcânica hospedeira ao redor; H- Magnetita e calcopirita ao longo da foliação milonítica definida pela orientação da clorita, na brecha fracamente mineralizada do depósito Igarapé Bahia (luz refletida); I- Característica paragênese do minério do depósito Igarapé Bahia com magnetita, calcopirita e bornita (luz refletida); J- Associação de hematita, calcopirita, e bornita do depósito Alvo 118 (luz refletida); K- Inclusão de ouro na calcopirita do depósito do Sossego (luz refletida); L- Siegenita e millerita associada com calcopirita na brecha mineralizada do depósito do Sossego (luz refletida) M- Pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita na mineralização do depósito Castanha (luz refletida) (Xavier *et al.* 2010). Abreviações: Ab = Albita; Act = Actinolita; Ap = Apatita; Au = Ouro Nativo; Bo = Bornita; Bt = Biotita; Cal = Calcita; Chl = Clorita; Cpy = Calcopirita; Hm = Hematita; Mi = Millerita; Mt = Magnetita; Po = Pirrotita; Py = Pirita; Sie = Siegenita; Sp = Esfalerita.

### 3.6.1. Principais eventos tectônicos e metalogenéticos

No geral, os dados geocronológicos da Província Carajás mostram uma boa correlação entre as mineralizações da província e os eventos magmáticos e deformacionais (Figura 10). Os eventos magmáticos principais dessa província seriam a colocação de granitos anorogênicos em 1,88 Ga; do granito Old Salobo em  $2,573 \pm 2$  Ga (U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991); e a instalação de granitos arqueanos em 2,74 Ga. Os grandes eventos deformacionais são predominantemente arqueanos, representados por zonas de cisalhamento dúcteis e eventos transtrativos e transpressivos (Santos *et al.* 2010).

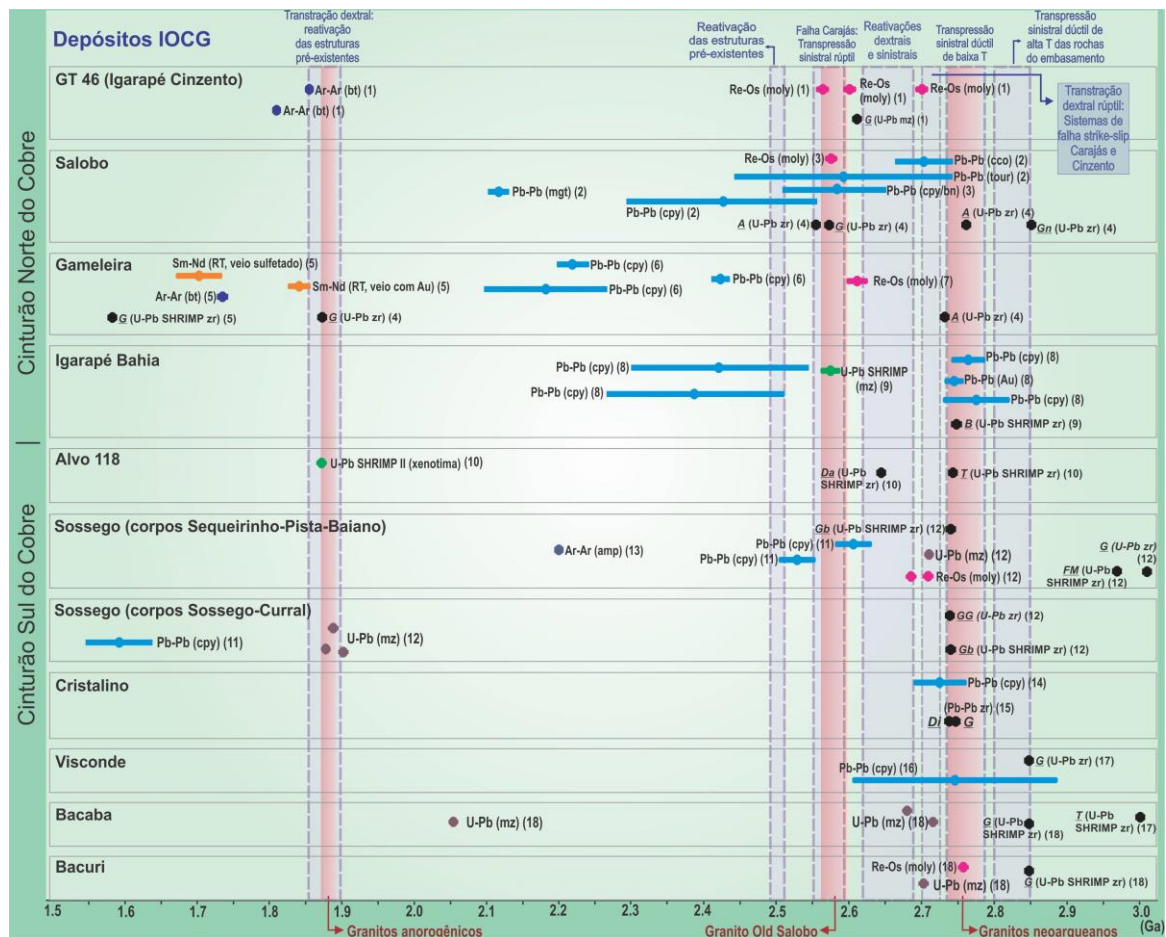


Figura 10 - Dados geocronológicos relativos aos eventos de mineralização dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás e intervalos de idade dos principais eventos magmáticos e tectônicos registrados no Domínio Carajás. Referências: (1) Silva *et al.* (2005); (2) Tassinari *et al.* (2003); (3) Réquia *et al.* (2003); (4) Machado *et al.* (1991); (5) Pimentel *et al.* (2003); (6) Galarza & Macambira (2002); (7) Marshick *et al.* (2005); (8) Galarza *et al.* (2008); (9) Tallarico *et al.* (2005); (10) Tallarico (2003); (11) Neves (2006); (12) Moreto (2013); (13) Marschik *et al.* (2003); (14) Soares *et al.* 2001; (15) Huhn *et al.* (1999b); (16) Silva *et al.* (2012); (17) Moreto *et al.* (2011); (18) Moreto (2013). A = anfíbolito; amp = anfíbolio; Au = ouro; B = basalto; bn = bornita; bt = biotita; cco = calcocita; cpy = calcopirita; Da = dacito; Di = diorito; FM = rocha metavulcânica félsica; G = granito; GG = granito granofírico; Gb = gabro; Gn = gnaiss; mz = monazita; mgt = magnetita; moly = molibdenita; T = tonalito; tour = turmalina; WR = rocha total; zr = zircão (Figura retirada de Moreto 2013)

## 3.6.2. Características de alguns dos principais depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás

### 3.6.2.1. Alvo 118

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo 118 (170 Mt com 1,0% Cu, 0,3 g/t Au; Torresi 2012) localiza-se na porção setentrional do Domínio Carajás, próximo ao contato das rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas (ca. 2,76 Ga; DOCEGEO, 1988; Machado *et al.*, 1991; Trendall *et al.*, 1998) com o embasamento (Complexo Xingu, com  $2,974 \pm 15$  Ma, segundo Machado *et al.* 1991). O depósito é hospedado por rochas metavulcânicas máficas e félsicas (Supergrupo Itacaiúnas), cortadas por intrusões de rochas granitoides e gabroicas (Figura 11), segundo Torresi *et al.* (2012). Tallarico (2003), pelo método SHRIMP em zircão, obteve idades nessas rochas de  $2,743 \pm 3$  Ma (tonalito),  $2,654 \pm 9$  Ma (dique de riolito) e  $2,654 \pm 9$  Ma (dique de dacito).

Essas rochas sofreram processos de alteração hidrotermal que resultaram no desenvolvimento de zoneamento hidrotermal em direção ao corpo de minério, com zonas com predominância de **(1)** alteração sódica, fracamente desenvolvida, com albita e escapolita; **(2)** alteração potássica (caracterizada por biotita e feldspato potássico); **(3)** alteração clorítica pervasiva, associada espacialmente a quartzo, carbonato e sulfetos, que preenchem veios e *stockworks*; **(4)** alteração quartzo-sericítica posterior à mineralização (Torresi *et al.* 2012).

A associação de minério é dominada por calcopirita (~60%), bornita (~10%), hematita (~20%) e magnetita (~10%). A mineralização apresenta, subordinadamente, calcocita, ouro nativo, teluretos de Au-Ag (por exemplo, petzita, stutzita, hessita, altaita), galena, cassiterita, apatita rica em flúor, xenotímio, monazita, britholita-(Y) e minerais do grupo da gadolinita (Torresi *et al.* 2012). Essa mineralização foi datada em  $1,868 \pm 7$  Ma (veio de quartzo + calcopirita) e  $1,869 \pm 7$  (minério de Cu-Au maciço) Ma pelo método SHRIMP Pb–Pb em xenotímio, em veios de quartzo com calcopirita e minério maciço de cobre e ouro, respectivamente (Tallarico 2003).



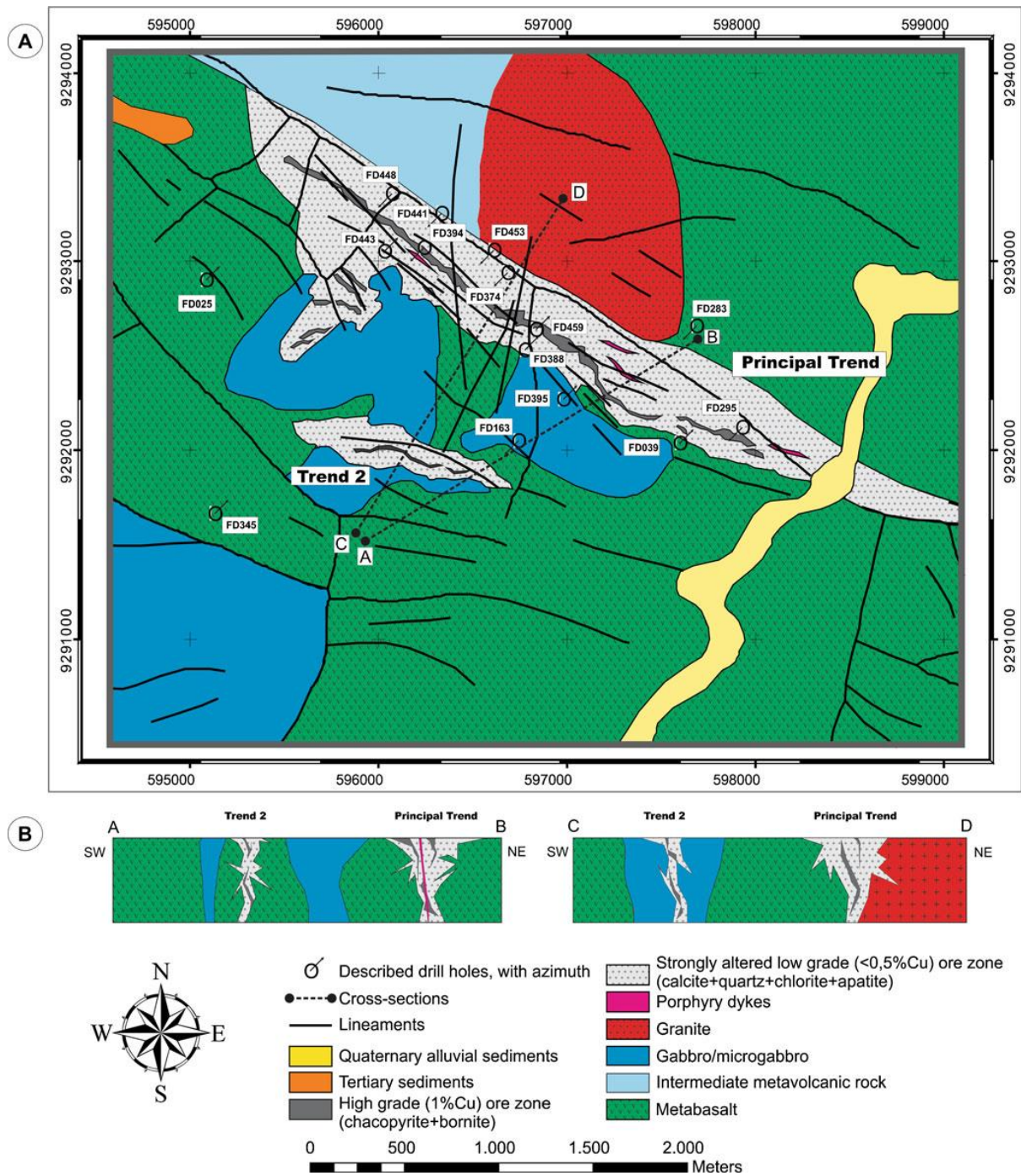


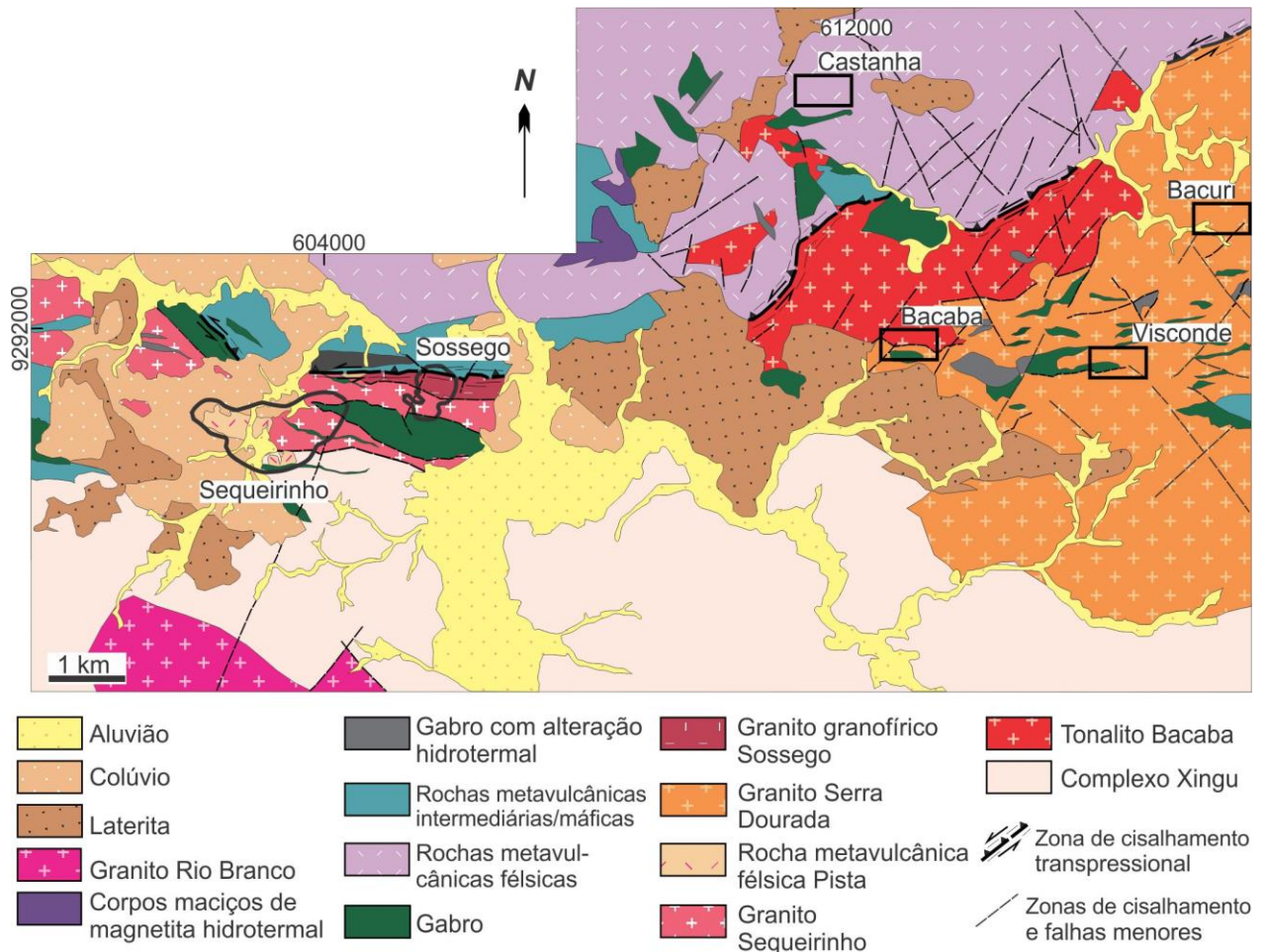
Figura 11 - Mapa Geológico e perfis da área do depósito Alvo 118 (Torresi *et al.* 2012). mostrando os dois principais corpos de minério (Principal Trend e Trend 2) controlados por estruturas NW.

### 3.6.2.2. Bacaba

O Alvo Bacaba (Figura 12) localiza-se a 7 km a ENE do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Sossego, sendo considerado satélite deste depósito. A mineralização é hospedada em rochas granitoides, representadas pelo Granito Serra Dourada e pelo Tonalito Bacaba, cortadas por corpos de gabro (Moreto *et al.* 2011). O Granito Serra Dourada foi datado em  $2.848 \pm 5,5$ , pelo método U–Pb SHRIMP IIe em zircão (Moreto *et al.* 2015b). O Tonalito Bacaba foi datado em  $3.001.2 \pm 4$  Ma (MSWD=1.8),  $2.990.9 \pm 6$  Ma (MSWD=1.9), e  $3.005 \pm 9$  Ma (MSWD=2.2) pelo mesmo método (Moreto *et al.* 2011).

Os minerais de minério são a calcopirita, bornita e calcocita. Subordinadamente, o depósito apresenta galena, melonita, hessita, altaíta, magnetita, hematita, uraninita, cassiterita, ferberita, allanita, apatita, monazita e cheralita. Isso reflete a assinatura geoquímica caracterizada por Cu-Fe-Ni-Te-Ag-Pb-U-Sn-W-ETR-Th-P. A mineralização foi datada por  $2.720 \pm 15$  Ma (U–Pb LA-MC-ICP-MS em monazita, hospedada pelo Granito Serra Dourada albitizado) e em  $2.681 \pm 20$  Ma e  $2.060 \pm 9.6$  Ma (monazita em corpos de minério hospedados pelo Tonalito Bacaba; Moreto *et al.* 2015b).

Exceto pela notável abundância de escapolita, o Alvo Bacaba possui uma sequência hidrotermal semelhante a do depósito do Sossego. Isso sugere que o depósito pode representar uma porção diferente do mesmo sistema hidrotermal (Augusto *et al.* 2008).



**Figura 12 - Mapa geológico da região de Serra Dourada, nos arredores da Mina Sossego (corpos Sequeirinho e Sossego), com a localização indicada dos depósitos Bacaba, Bacuri, Castanha e Visconde. O depósito Bacaba é hospedado pelo Tonalito Bacaba e pelo Granito Serra Dourada (Vale S.A., modificado por Moreto 2013).**

No geral, a alteração hidrotermal do Alvo Bacaba é intensa, obliterando parcialmente a totalmente as características originais das rochas encaixantes. Essas zonas de alteração hidrotermal são geralmente verticalizadas, controladas por zonas de cisalhamento rúptil-dúctil e pela geometria dos corpos de gabro (Augusto *et al.* 2008). Uma síntese da evolução dos diversos estágios de alteração hidrotermal e da mineralização do Alvo Bacaba pode ser observado na Figura 13.

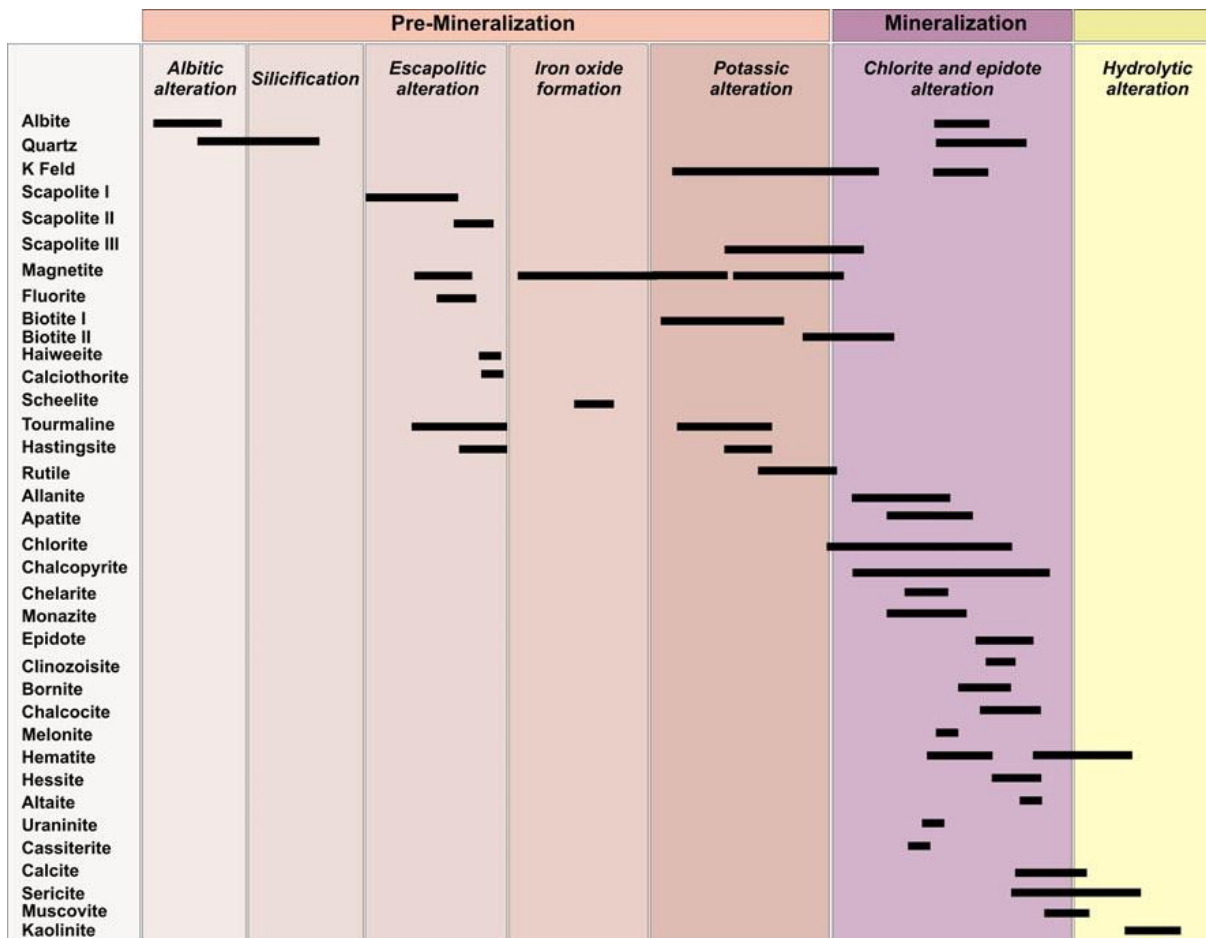


Figura 13 - Estágios de alteração hidrotermal e mineralização do Alvo Bacaba (Moreto *et al.* 2011).

### 3.6.2.3. Cristalino

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Cristalino (Figura 14) localiza-se no sudeste do Domínio Carajás. O depósito é hospedado em uma sequência metavulcanossedimentar atribuída ao Supergrupo Itacaiúnas, que registra metamorfismo em fácies xisto verde alto a anfíbolito baixo (Huhn *et al.* 1999a). Segundo Ribeiro (2008), os principais minerais de minério do depósito Cristalino são a calcopirita, magnetita, pirita, cobaltita, millerita, vaesita, bravoíta e ouro, com ilmenita, hematita e calcocita subordinadas. O minério ocorre em brechas, *stockwork*, disseminado, *stringer* e maciço. A sequência metavulcanossedimentar apresenta uma formação ferrífera no topo, atribuída ao Grupo Grão Pará (ca. 2,76 Ga; Machado *et al.* 1991) do Supergrupo Itacaiúnas. Corpos de composição granítica, diorítica e quartzo diorítica cortam a sequência

metavulcanossedimentar e podem estar relacionados à mineralização cuprífera. A mineralização foi datada, por Soares *et al.* (2001), em  $2,719 \pm 36$  Ma pelo método Pb-Pb em calcopirita.

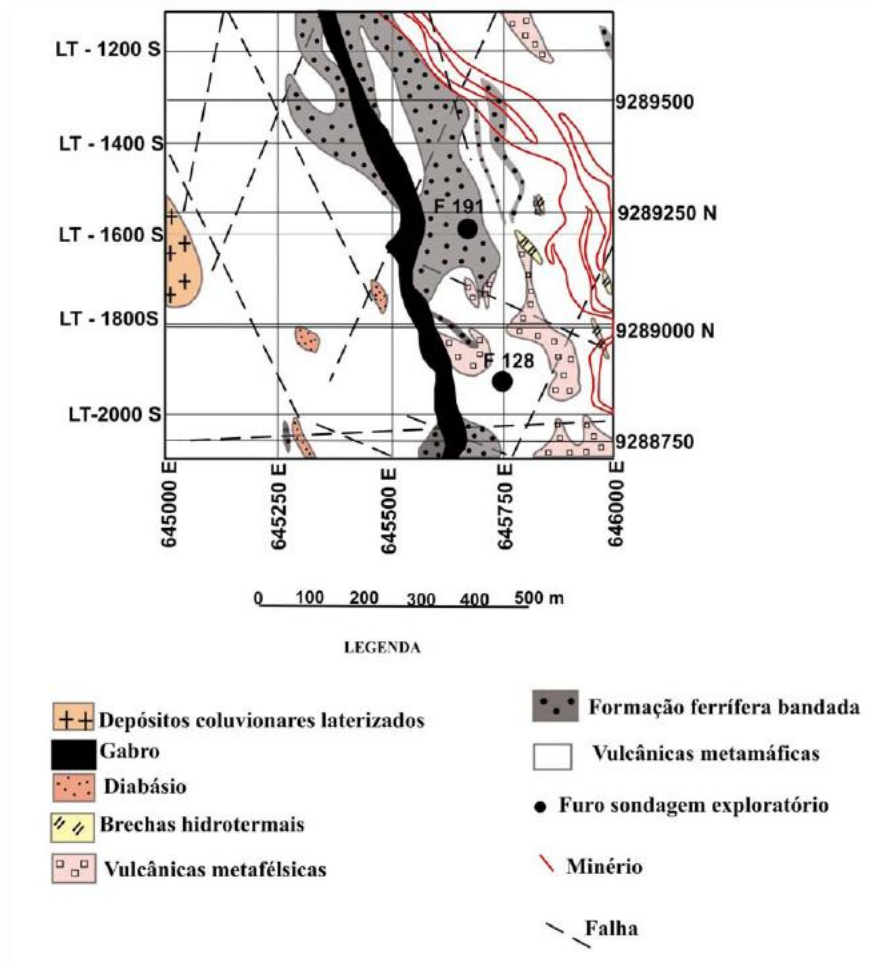


Figura 14 - Mapa geológico do depósito Cristalino Sul (Ribeiro 2008)

### 3.6.2.4. Igarapé Bahia

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Igarapé Bahia (Figura 15) é hospedado pelas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Igarapé Bahia. Esse grupo compreende as rochas neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas, metamorfasadas em fácies xisto verde inferior. A mineralização é hospedada em brechas, situada entre basaltos cloritizados, associados à hialoclastitos, formação ferrífera bandada e *chert* na lapa e turbiditos finos na capa (Dreher *et al.* 2008).

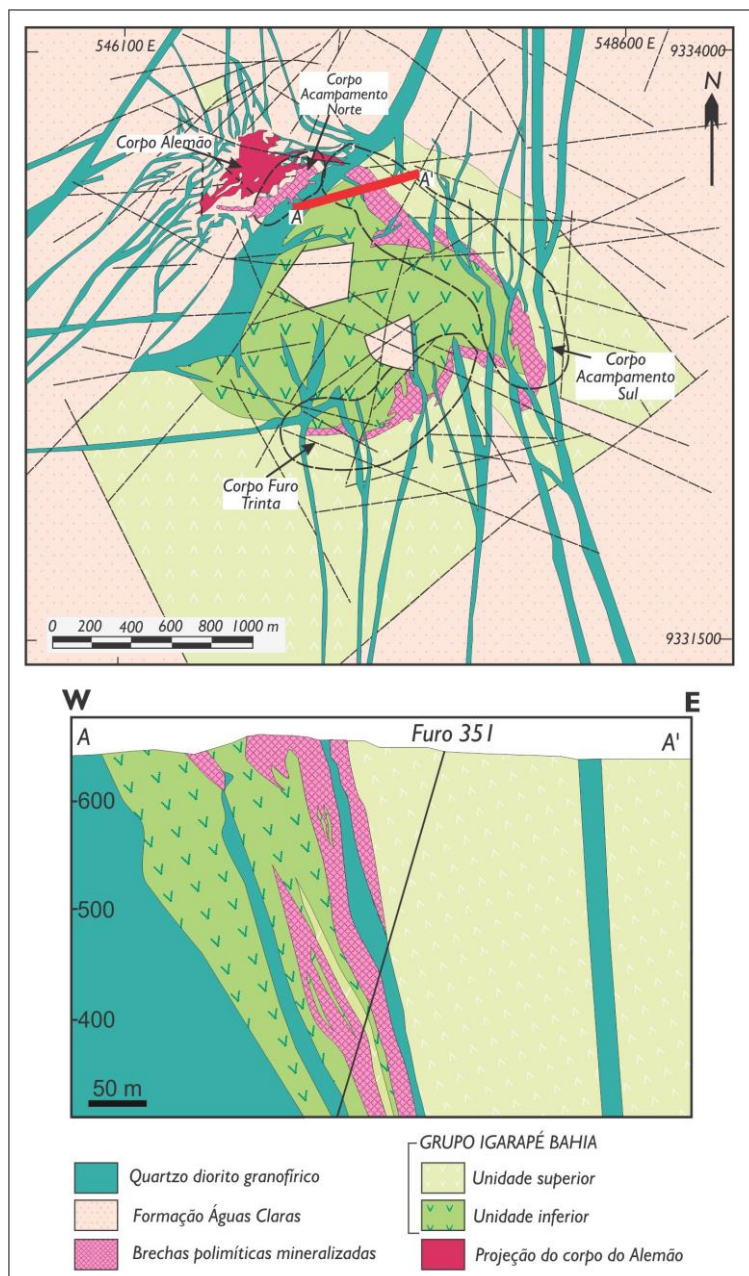


Figura 15 - Mapa geológico e perfil do depósito Igarapé Bahia (Tallarico *et al.* 2000).

A mineralização é confinada à matriz de granulação fina das brechas que inclui calcopirita disseminada a maciça. Subordinadamente, junto à calcopirita, ocorrem magnetita, ouro, minerais de U e de elementos terras raras leves, e outros sulfetos, como a bornita, molibdenita, cobaltita, digenita e pirita. Os minerais de ganga incluem siderita, clorita, anfibólio, turmalina, quartzo, estilpnomelano, epidoto e apatita. Ocorre no depósito um estilo de mineralização menos importante, representado por veios tardios de quartzo, calcita e calcopirita (Dreher *et al.* 2008)

### 3.6.2.5. Igarapé Cinzento

Segundo Silva *et al.* (2005), o Alvo GT46/Igarapé Cinzento (Figura 16) localiza-se no setor noroeste da Serra dos Carajás. Esse depósito é hospedado na sequência de rochas metavulcanossedimentares neoarqueanas do Grupo Grão Pará (Supergrupo Itacaiúnas). A mineralização nesse depósito consiste em sulfetos de cobre (calcopirita, bornita, covelita e calcocita) com magnetita associada.

As rochas hospedeiras da mineralização sofreram metassomatismo ferro-potássico, devido à interação com o fluido mineralizante. O estudo de inclusões fluidas e isótopos de S e O indicam que esses fluidos apresentavam origem magmática-hidrotermal, com provável fonte granítica (Silva *et al.* 2005).



Figura 16 - Mapa geológico do Alvo GT46/Igarapé Cinzento (Modificado de Silva *et al.* 2005).

### 3.6.2.6. Salobo

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo (Figura 17) é hospedado em rochas de idade neoarqueana do Grupo Igarapé Salobo, Supergrupo Itacaiúnas ( $2761 \pm 3$  Ga, segundo Machado *et al.* 1991). O Grupo Igarapé Salobo, definido por Docege (1988), consiste em uma sequência de anfibolitos, formação ferrífera, metagrauvaca e quartzito. Essa sequência tem espessura variável, de 300 a 600 m, com direção aproximada N70W e mergulho subvertical. São reconhecidos também no depósito quartzitos, atribuídos à Formação Cinzento, e ortognaisses. Dentro desse grupo de gnaisses, o Gnaiss Cascata seria a principal rocha hospedeira do depósito (Melo 2014) Esse gnaiss foi datado pelo mesmo autor, com idades de  $2.763 \pm 4,4$  Ma (MSWD = 1,7) pelo método U-Pb SHRIMP IIe em zircão. As idades obtidas foram interpretadas como idade de cristalização. Na área do depósito ocorrem duas intrusões graníticas, o *Old Salobo* e o *Young Salobo*. *Old Salobo* representa um granito alcalino, peraluminoso, datado em  $2.573 \pm 2$  Ma, pelo método U-Pb em zircão (Machado *et al.* 1991). Já o *Young Salobo*, representa um sill de sienito, alcalino, metaluminoso e anorogênico, datado em  $1880 \pm 80$  Ma, pelo método Rb–Sr em rocha total (Cordani 1981).

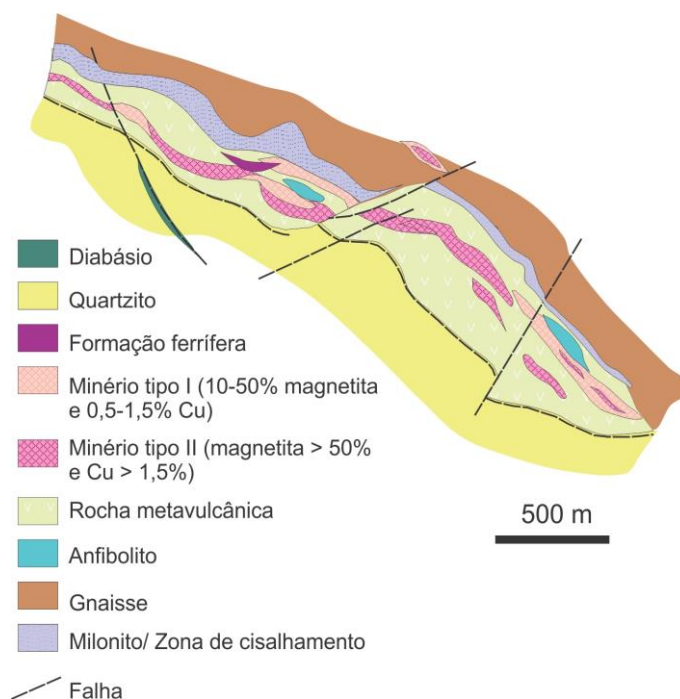
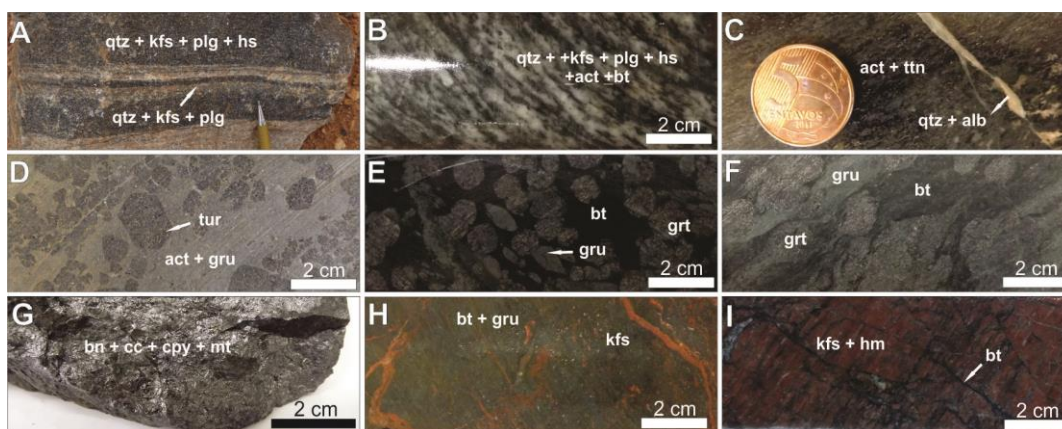


Figura 17 - Mapa geológico do depósito Salobo (modificado de Vieira *et al.* 1988; Lindenmayer 1990; Villas & Santos 2001).



O metassomatismo alcalino é reconhecido nas rochas anfibolíticas hospedeiras do depósito Salobo. Isso é expresso por uma alteração sódica fraca sobreposta por uma alteração potássica intensa ( $\leq 4,6\%$   $K_2O$ ). Um aumento significativo no teor de ferro ( $\leq 35\%$ ) acompanha essa alteração potássica nos anfibolitos. A associação mineral de alteração hidrotermal (Figura 18) inclui granada almandina, biotita e grunerita, com turmalina e magnetita subordinadas (Réquia *et al.* 2003; Melo *et al.*, 2013). A mineralização foi datada por Réquia *et al.* (2003) em  $2.576 \pm 8$  Ma e  $2.562 \pm 8$  Ma, pelo método Re-Os em molibdenita associada aos sulfetos de cobre.



**Figura 18 - Alterações hidrotermais características do depósito Salobo, segundo Melo *et al.* (2013).** Prancha mostrando a evolução do depósito Salobo da rocha menos alterada em A até a rocha hospedeira da mineralização com alteração posterior à mineralização em I. A- Rocha gnáissica bandada do embasamento; B- Testemunho de sondagem de rocha gnáissica mostrando foliação milonítica e alteração hidrotermal incipiente; C- Rocha rica em anfibólio, composta por actinolita e titanita cortada por veios de quartzo e albita; D- Rocha rica em anfibólio, composta por actinolita e grunerita, com porfiroblastos idioblásticos de turmalina; E- Rocha rica em grunerita, almandina e biotita com porfiroblastos idioblásticos de grunerita e almandina; F- Rocha rica em grunerita, almandina e biotita com porfiroblastos estirados de grunerita e almandina; G- Minério maciço composto por bornita, calcocita e calcopirita subordinada; H- Rocha rica em grunerita, almandina e biotita cortada por vênulas de feldspato potássico (alteração pós-mineralização, por alteração potássica); I- Rocha com alteração pós-mineralização representada principalmente por alteração potássica e hematita cortada por biotita tardia.

O minério do depósito Salobo é caracterizado pela grande quantidade de magnetita com disseminações de calcopirita, bornita e calcocita (Figura 19). O minério desse depósito apresenta, além de Cu e Au, altos teores de Ag, As, F, Mo, U, Co e elementos de terras raras leves e baixas concentrações de Zn, Pb, V e Ba (Réquia *et al.* 2003). Dois tipos de corpos de

minério são distinguíveis: o minério tipo I (magnetita >50%, Cu >1,5%) e minério tipo II (10–50% de magnetita, com 0,5–1.5% de Cu).

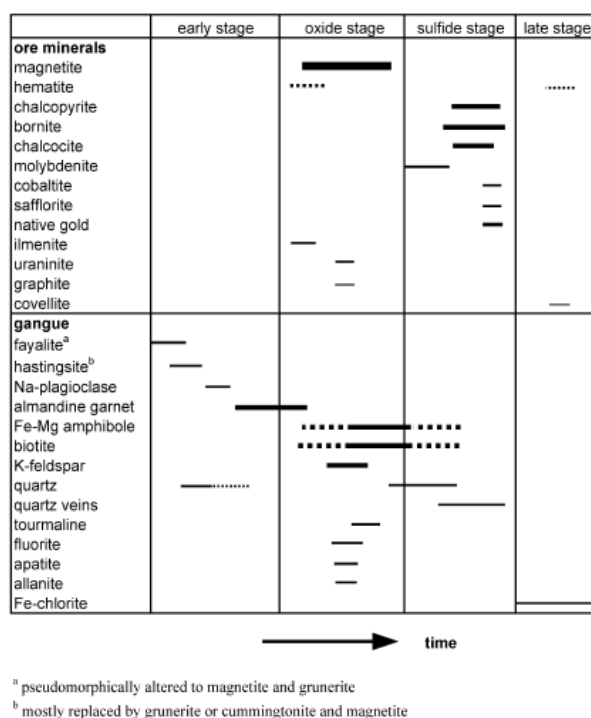


Figura 19 - Sequência paragenética do depósito Salobo (Réquia *et al.* 2003).

### 3.6.2.7. Sossego

Segundo Monteiro *et al.* (2008a; 2008b) o depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego consiste em um agrupamento de corpos de minério (Figura 20 e Figura 21), denominados de Pista-Sequeirinho-Baiano e Sossego-Curral. Esses corpos de minério apresentam assembleias minerais distintas e são separados por uma falha de alto ângulo. O depósito é localizado ao longo de uma zona de cisalhamento WNW–ESSE que define o contato entre as unidades metavulcanossedimentares com migmatitos. As rochas metavulcanossedimentares pertencem ao Supergrupo Itacaiúnas, com aproximadamente 2,76 Ga (Docegeo 1988). Os migmatitos, de composição tonalítica à trondhjemitica, pertencem ao Complexo Xingu, de aproximadamente 2,97 Ga (Machado *et al.* 1991). O depósito é hospedado por granitos (e.g. Granito Sequeirinho; ca. 3,0 Ga), granitos granofíricos (ca. 2,74 Ga), gabro (ca. 2,74 Ga) e rochas metavulcânicas félsicas (2,97 Ga; U-Pb Shrimp em zircão; Moreto *et al.*, 2015a).

As rochas hospedeiras dos corpos de minério Pista-Sequeirinho-Baiano registraram alteração regional sódica (albita-hematita) e, posteriormente, sódico-cálcica (rica em actinolita) com a formação de corpos maciços de magnetita com apatita (Figura 22). Esses dois estágios de alteração revelam associação com estruturas dúcteis (Figura 23). Esses corpos são cortados por zonas restritas espacialmente de alteração potássica (biotita e feldspato potássico) que grada em zonas mais externas para a alteração clorítica. Os sulfetos se precipitaram primeiramente nesse estágio de alteração potássica e, posteriormente, de forma mais expressiva, concomitantemente à formação de uma associação de calcita-quartzo-epidoto-clorita. Esses sulfetos podem ser encontrados deformados ou não deformados (Monteiro *et al.* 2008a).

Os sulfetos dos corpos de minério Sossego-Curral não se apresentam deformados. Esses corpos apresentam uma alteração albitica fracamente desenvolvida e alteração cálcico-sódica subsequente muito mal desenvolvida. Esses corpos ainda apresentam alteração potássica intensa, relacionada à fase de deformação rúptil, que formaram as brechas (Figura 24). Como no caso dos outros corpos de minério do depósito Sossego, Sossego-Curral tem os sulfetos precipitados primeiramente concomitantemente com a alteração potássica e posteriormente em uma assembleia de calcita-quartzo-epidoto-clorita (Monteiro *et al.* 2008a).

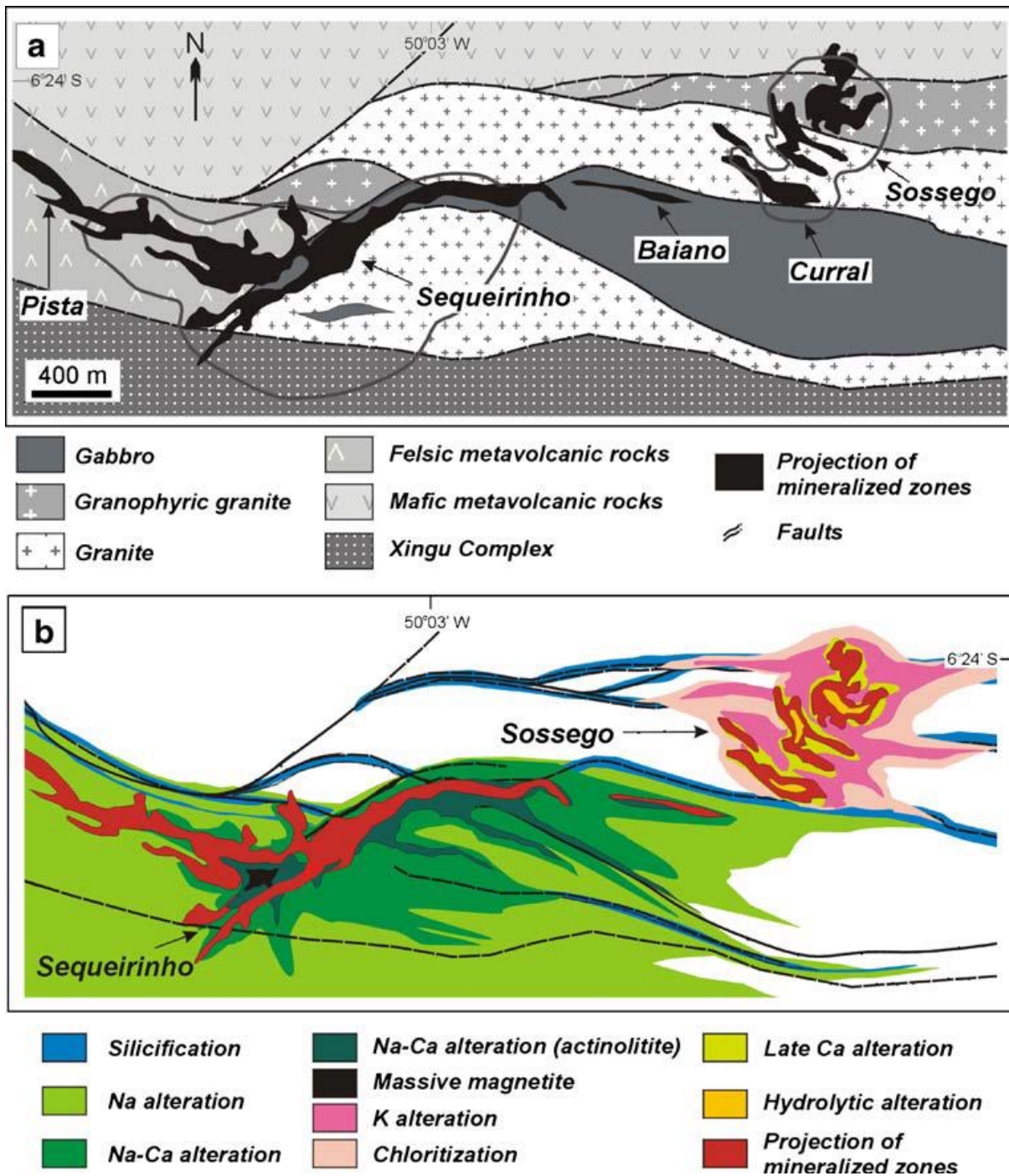


Figura 20 - Mapa geológico simplificado (a) da área do Sossego e localização dos corpos de minério Sequeirinho, Pista, Curral, Baiano e Sossego e distribuição esquemática das zonas de alteração hidrotermal (b) no depósito Sossego (Monteiro *et al.* 2008a).

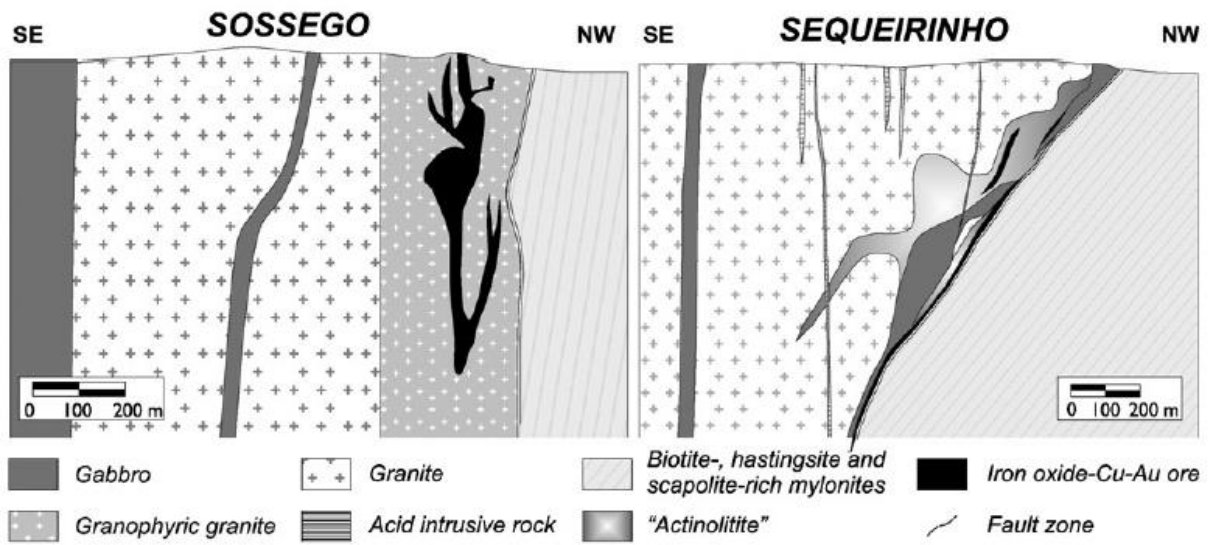


Figura 21 - Perfil simplificado dos corpos de minério Sossego e Sequeirinho (Monteiro *et al.* 2008b)

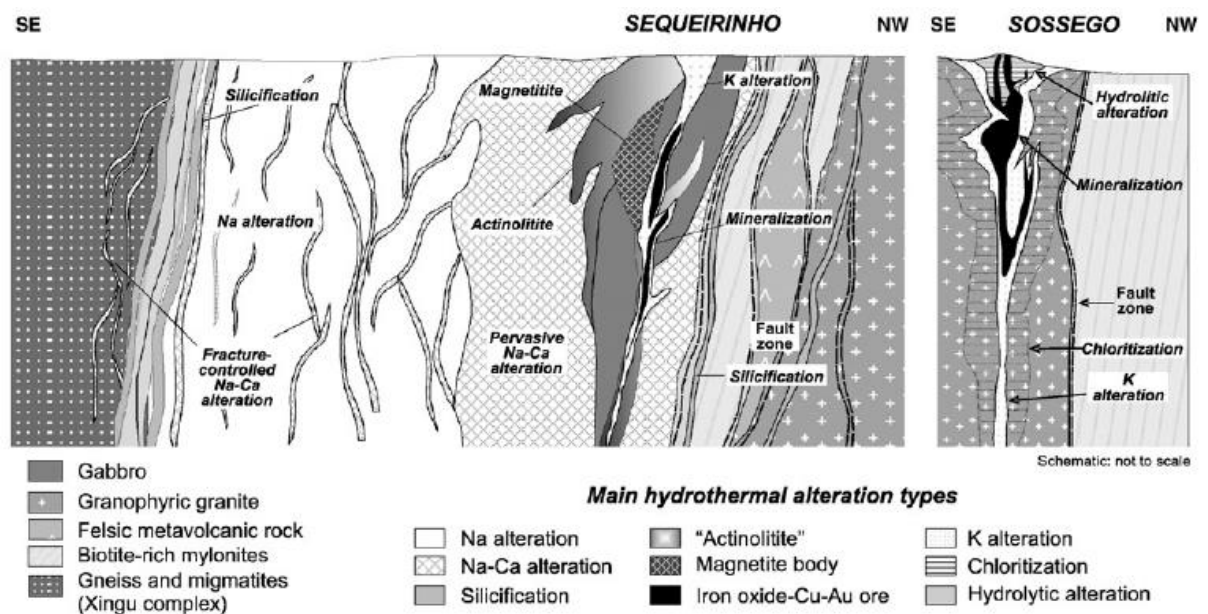


Figura 22 - Perfil esquemático dos corpos de minério Sossego e Sequeirinho, indicando as zonas de alteração hidrotermal (Monteiro *et al.* 2008b).

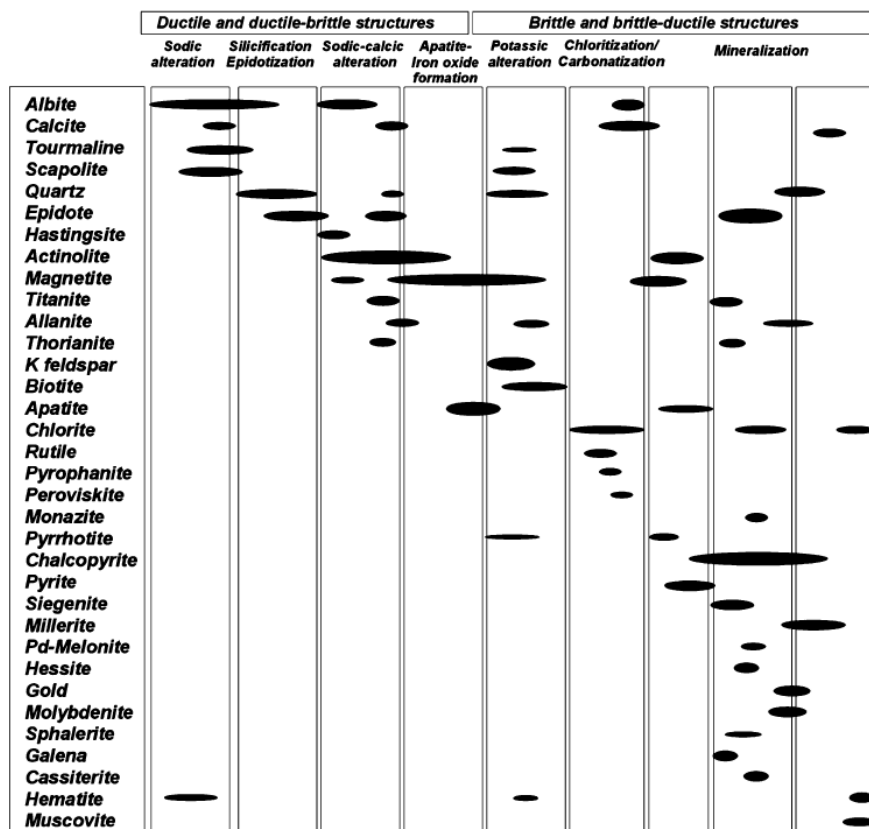


Figura 23 - Associações minerais e sequência paragenética da alteração hidrotermal e da mineralização nos corpos de minério Sequeirinho-Pista-Baiano (Retirado de Monteiro 2008a).

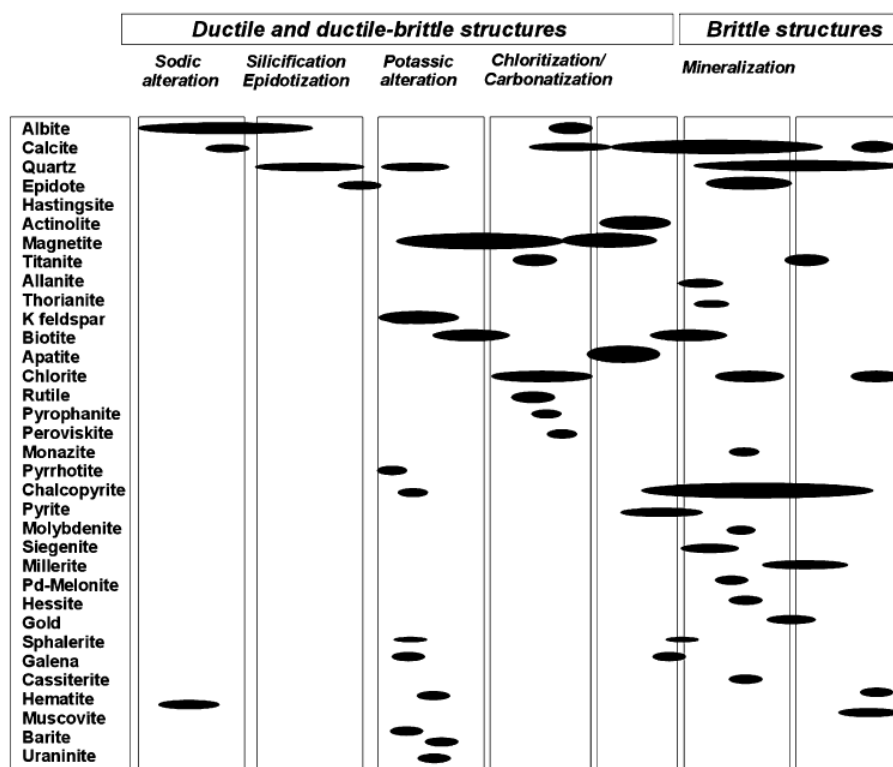


Figura 24 - Associações minerais e sequência paragenética da alteração hidrotermal e da mineralização nos corpos de minério Sossego-Curral (Monteiro 2008a).

### 3.6.2.8. Visconde

O depósito Visconde localiza-se no contato entre o Supergrupo Itacaiúnas e o embasamento. Na região do depósito (Figura 25) ocorrem riodacitos, gabrodioritos e o Granito Serra Dourada (ca. 2,84 Ga; U-Pb Shrimp em zircão; Moreto 2013). Essas rochas se apresentam fortemente alteradas e deformadas. Segundo Silva *et al.* (2015), a alteração hidrotermal evoluiu de sódico-cálcica (formação de albita, escapolita e anfibólios) para potássica (formação de feldspato potássico e de Cl-biotita). Após esses eventos, a alteração retornou ao caráter sódico-cálcico de mais baixa temperatura (formação de albita, epidoto, apatita, turmalina e fluorita) e, por fim, assumiu caráter cálcio-magnésiano (formação de clinocloro, actinolita, carbonatos e talco subordinado). Rochas da Suíte Intrusiva Planalto são identificadas no local, porém sem feições de alteração (Craveiro *et al.* 2012a). O granito não mineralizado, denominado Granito Visconde, foi datado por Silva (2013) em  $2746 \pm 7$  Ma, por evaporação de Pb em zircão.

Segundo Craveiro *et al.* (2012a), a mineralização de Cu-Au é controlada por estruturas rúpteis e está relacionada com os estágios tardios do sistema hidrotermal (principalmente alteração potássica e a cálcico-magnésiana). Calcopirita e bornita associadas com pirita, apatita, escapolita, actinolita, turmalina, calcita, gipsita e fluorita representam a principal paragênese do minério. Em zonas brechadas mineralizadas ocorrem calcopirita e bornita, associadas com molibdenita, pirita e pentlandita. A mineralização foi datada por Silva (2013) em  $2.736 \pm 100$  Ga e  $2.729 \pm 150$  Ga, pelo método Pb-Pb, por lixiviação e dissolução total em calcopirita.

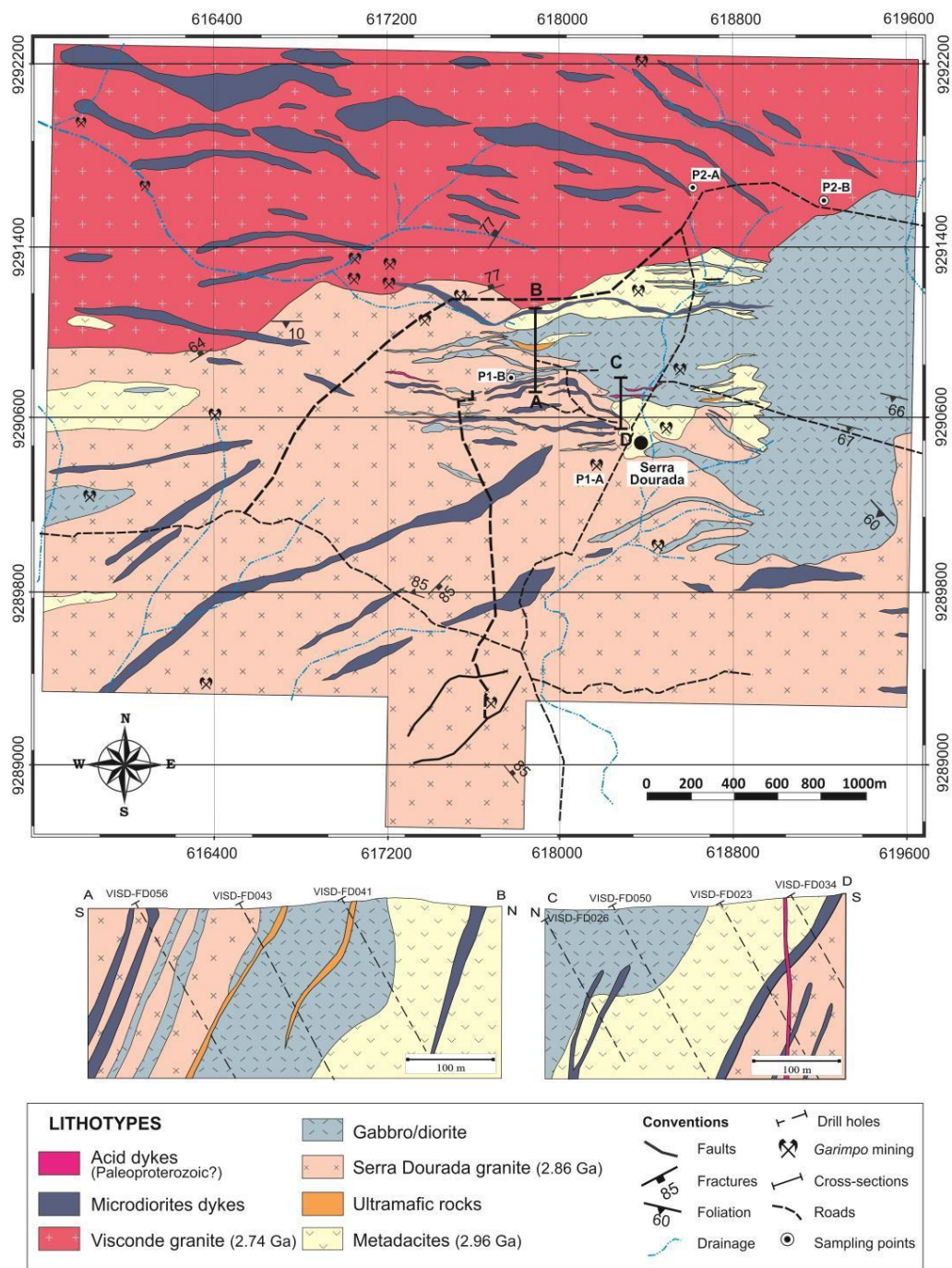


Figura 25 - Mapa geológico e perfis do depósito de cobre Visconde (modificado de Vale 2003, em Silva 2013)



### 3.6.2.9. Síntese sobre as características dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás

Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás apresentam características intrínsecas variáveis entre si. Exemplos dessas diferenças seriam os estilos e tipos de alterações hidrotermais e a composição do minério. Essas diferenças são possivelmente um reflexo da instalação de sistemas hidrotermais em diferentes níveis crustais. Porém, entre as grandes semelhanças entre si, os fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal e pelas mineralizações são muito salinos. A alta salinidade desses fluidos poderia ter relação com evaporitos marinhos. Xavier *et al.* (2008) levanta essa hipótese nos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás (especificamente Igarapé Bahia e Salobo) com base em estudos de isótopos de boro em turmalina. Os resultados obtidos sugerem que as salmouras desses depósitos seriam derivadas, em parte, de evaporitos marinhos ou de água do mar evoluída. Essas salmouras possivelmente sofreram processos de mistura com fluidos hidrotermais de outras origens, como por exemplo, fluidos de origem magmática ou metamórfica, ou de fluidos formacionais profundos.

As características gerais dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro localizados no Cinturão Sul do Cobre, podem ser observadas na Tabela 1. Essa tabela sintetiza dados descritivos dos depósitos, tais como rocha hospedeira, alteração hidrotermal, morfologia e mineralogia da mineralização. Também compila alguns dados analíticos, como o resultado de inclusões fluidas, isótopos estáveis (O, C, H e S) e idades da mineralização com base em isótopos radiogênicos.

**Tabela 1 - Características principais dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro do cinturão sul do cobre**

	<b>Sequeirinho-Pista-Baiano</b>	<b>Sossego-Curral</b>
<b>Reserva</b>	85% de 355 Mt, com 1,1% Cu, 0,28 g/t Au. (1)	15% de 355 Mt, com 1,1% Cu, 0,28 g/t Au. (1)
<b>Rochas hospedeiras</b>	Granito Sequeirinho (ca. 3,0 Ga - 24), gabronoritos (ca. 2,74 Ga - 24), rocha metavulcânica félsica Pista (ca. 2,96 Ga - 24). (2) (3)	Granito granofírico Sossego (ca. 2,74 Ga - 24), gabro (ca. 2,74 Ga - 24). (2) (3)
<b>Alteração hidrotermal</b>	Alteração sódica (albita-hematita). Alteração sódio-cálcica (rica em actinolita) associada com formação de magnetita-(apatita). Alteração potássica e clorítica pouco desenvolvida. (2)	Alteração potássica e clorítica bem desenvolvida. Alteração hidrolítica tardia. Alteração sódica e sódico-cálcica pouco desenvolvida (2)
<b>Morfologia do minério</b>	Brecha, disseminações ao longo da foliação milonítica, veios e brechas em <i>stockwork</i> . (2)	Chaminés de brechas subverticais, veios. (2)
<b>Mineralogia do minério</b>	Calcopirita, magnetita, pirrotita, pirita. Menores molibdenita, esfalerita, siegenita, millerita, ouro, Pd-melonita, galena, cassiterita e hessita. (2)	Calcopirita, magnetita, pirita, e menores siegenita, millerita, hessita, Pd-melonita, molibdenita, ouro e cassiterita. (2)
<b>Assinatura geoquímica do minério</b>	Cu-Fe-Au-Ni-Co-Pd-Se-V-P-ETRL (elementos terras raras leves), com baixo conteúdo de Ti e U. Relativamente enriquecido em Co, Ni, Pd, V, e Se em comparação com Sossego-Curral. (4)	Cu-Fe-Au-Ni-Co-Pd-Se-V-P-ETRL. Relativamente enriquecido em Au, Pb, Sn, Rb, Y, e Nb em comparação com Sequeirinho-Pista-Baiano. (4)
<b>Inclusões fluidas (T=°C; salinidade =wt% eq. NaCl)</b>	Estágio Na-Ca: Ti= -76 a -63 (L-V-S) e -63 a -53 (L-V); TH <sub>(s)LV-L</sub> = 122 a 229 (LVS), e 116 a 250 (L-V); Salinidade= 29 a 53 (L-V-S) e 3 a > 23 (LV). (4)	Mineralização: Ti= -65 (L-V-S) e -66 a -45 (L-V); TH <sub>(s)LV-L</sub> = 102 a 312 (L-V); Salinidade= 26 a 70 (L-V-S) e 0,2 a > 23 (LV). (4)
<b>Isótopos estáveis: O em silicatos e óxidos (‰)</b>	Estágios iniciais de alteração: Fluidos de alta T (> 550 °C), e $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 6,9$ ; Mineralização: fluidos de baixa T (~300 °C), e $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 18$ . (2)	Estágios iniciais de alteração: Fluidos de alta T (400 °C), e $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 5,5$ a 8,4; Mineralização: fluidos de baixa T (~275°C), e $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 0,4$ a 1,9. (2)
<b>Isótopos estáveis: O (SMOW) e C (PDB) em carbonatos (‰)</b>	Brecha mineralizada: $\delta^{13}\text{C} = -6,44$ a -4,77; $\delta^{18}\text{O} = 5,6$ a 7,43; $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = -2,6$ a 1,9; $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3} = -6,1$ a -3,4 (T=230 °C). (2)	Brecha mineralizada: $\delta^{13}\text{C} = -6,03$ a -4,73; $\delta^{18}\text{O} = 5,12$ a 8,46; $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = -0,6$ a 4,5; $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3} = -4,8$ a -2,7 (T=275 °C). (2)
<b>Isótopos estáveis: H em silicatos (‰)</b>	Estágio Na-Ca: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -50$ a -34 (T=550 °C); Mineralização: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -47$ a -37 (actinolita; T=400 °C). (2)	Mineralização: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -67$ a -36 (actinolita; T=400 °C); Estágio pós-mineralização: -40 a -30 (clorita; T=250 °C). (2)
<b>Isótopos estáveis: S (CDT) em sulfetos (‰)</b>	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 2,2$ a 6,1. (2)	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 3,8$ a 7,6. (2)
<b>Idade da Mineralização (Ma)</b>	2.710 ± 11, molibdenita (Re-Os TIMS); 2.712 ± 4,7, monazita hidrotermal (U-Pb LA-MC-ICPMS). (3) (24)	1.878,9 ± 4,1; 1.889,8 ± 8,5 e 1.904 ± 5,2, monazita hidrotermal (U-Pb LA-MC-ICPMS). (3) (24)

**Tabela 1 - Continuação**

	<b>Cristalino</b>	<b>Alvo 118</b>
<b>Reserva</b>	482 Mt com 0,65% Cu e 0,06 g/t Au. (5)	170 Mt com 1,0% Cu e 0,3 g/t Au. (9)
<b>Rochas hospedeiras</b>	Rochas metavulcânicas ácidas, intermediárias e máficas (Supergrupo Itacaiúnas), BIF e Diorito Cristalino. (6)	Rochas metavulcânicas máficas e félsicas, tonalito e gabro. (10) (11)
<b>Alteração hidrotermal</b>	Alteração potássica, sódica (albita-escapolita), e clorítica. Formação de Carbonato, apatita e magnetita. Associada com formação de sericita, turmalina e allanita. (6)	Alteração potássica, por óxido de ferro, e clorítica (bem desenvolvida), formação de carbonatos. Alteração sódica pouco desenvolvida. (11)
<b>Morfologia do minério</b>	Brecha, <i>stockwork</i> , fraturas, ao longo de foliações e disseminações. (6)	Brecha, veios, <i>stockwork</i> . (11)
<b>Mineralogia do minério</b>	Calcopirita, pirita, magnetita, bravoíta, cobaltita, millerita, vaesita e ouro. (6)	Calcopirita, hematita > magnetita, bornita, pirita. (11)
<b>Assinatura geoquímica do minério</b>	Cu-Fe-Co-Ni-Ba-Pb-K e P. (7)	Fe-Cu-Au-Ag-Y-Ni-Sn-Be-Co-ETR-Pb-U-Bi. (12)
<b>Inclusões fluidas (T=°C; salinidade =wt% eq. NaCl)</b>	Sem dados	Ti= -61 a -40 (L-V-S) e -40 a -17 (L-V); TH <sub>(S)</sub> LV-L= 219 a 330 (LVS), e 127 a 257 (L-V); Salinidade= 33 a 40 (L-V-S) e 1 a 14 (LV). (11)
<b>Isótopos estáveis: O em silicatos e óxidos (%)</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Isótopos estáveis: O (SMOW) e C (PDB) em carbonatos (%)</b>	Brecha mineralizada: $\delta^{13}\text{C} = -7,2$ a $-4,8$ ; $\delta^{18}\text{O} = 8,2$ a $9,3$ . (7)	Brecha mineralizada: $\delta^{13}\text{C} = -8,1$ a $-5$ ; $\delta^{18}\text{O} = 4,9$ a $16,5$ ; veios mineralizados: $\delta^{13}\text{C} = -7,3$ a $-4,3$ ; $\delta^{18}\text{O} = 6,2$ a $7,9$ ; amostras de estéril: $\delta^{13}\text{C} = -7,5$ a $-1,7$ ; $\delta^{18}\text{O} = 3,9$ a $9$ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ responsável pela mineralização em Cu-Au = $-1$ a $7,5$ . (11)
<b>Isótopos estáveis: H em silicatos (%)</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Isótopos estáveis: S (CDT) em sulfetos (%)</b>	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 0,6$ a $1,5$ . (7)	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 5,1$ a $6,3$ . (11)
<b>Idade da Mineralização (Ma)</b>	$2.700 \pm 29$ , calcopirita e pirita (lixiviação Pb-Pb) (8)	$1.868 \pm 7$ ; xenotímio hidrotermal (U-Pb SHRIMP). (10)

**Tabela 1 - Continuação**

	<b>Bacaba</b>	<b>Castanha</b>
<b>Reserva</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Rochas hospedeiras</b>	Granito Serra Dourada, Tonalito Bacaba, e gabro (localmente porfírico). (13) (14)	Pórfiro quartzo-feldspático Castanha e gabro. (17)
<b>Alteração hidrotermal</b>	Alteração sódica bem desenvolvida (albita e escapolita), formação de óxido de ferro, alteração potássica, clorítica e epidotização. (13) (14)	Alteração sódica (albita e escapolita), alteração sódico-cálcica bem desenvolvida e formação de magnetita, alteração potássica, formação de turmalina, clorita e carbonato. (17)
<b>Morfologia do minério</b>	Veios e zonas de substituição associadas com foliação milonítica. (13) (14)	Veios, vênulas, <i>stockwork</i> , e brechas controladas estruturalmente. (17)
<b>Mineralogia do minério</b>	Calcopirita, bornita, covellita, calcocita, magnetita, hematita, associados com melonita, hessita, altaíta, uraninita, cassiterita, e ferberita. (13)	Calcopirita, pirrotita, pirita, magnetita, pentlandita, esfalerita, molibdenita, e marcasita. (17)
<b>Assinatura geoquímica do minério</b>	Cu-Fe-Co-Ni-ETRL-P-Y-Yb-U. (15)	Cu-Fe-Ni-Co-Zn-Mo. (17)
<b>Inclusões fluidas (T=°C; salinidade =wt% eq. NaCl)</b>	Pós-alteração potássica: Ti= 1) -79 a -62, 2) -79 a -63, 3) -73 a -65; TH <sub>(s)LV-L</sub> = 1) 162 a 210, 3) 145 a 175; Salinidade= 1) 11 a 54, 2) 30 a 36, 3) 13 a 20. (16)	Estágios iniciais: TH <sub>(s)LV-L</sub> = 179 a 278 (LVS); Estágios tardios: Ti= -72 a -59 (L-V-S) e -65 a -45 (L-V); TH <sub>(s)LV-L</sub> = 101 a 414 (LVS), e 66 a 257 (L-V); Salinidade= 22 a 34. (19)
<b>Isótopos estáveis: O em silicatos e óxidos (‰)</b>	Alteração carbonática: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 1,3$ a $10,8$ (T=225 °C); Alteração potássica: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 4,8$ a $7,2$ (T=420-450 °C); Alteração sericítica: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 2$ a $7,8$ (T=370 °C). (17)	Alteração carbonática: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 4.2$ a $8.9$ (T=400 °C); Alteração calico-sódica: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 7.2$ a $8.2$ (T=345 °C); alteração potássica: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 4.9$ a $8.4$ (T=440-525 °C); alteração sericítica: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = 3.9$ a $9$ (T=500-525 °C). (17)
<b>Isótopos estáveis: O (SMOW) e C (PDB) em carbonatos (‰)</b>	Alteração carbonática: $\delta^{13}\text{C} = -5,9$ a $-3,63$ ; $\delta^{18}\text{O} = 8,31$ a $17,33$ ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3} = -4,9$ a $-2,7$ (T=225 °C). (17)	Alteração carbonática: $\delta^{13}\text{C} = -7.01$ a $-3.34$ ; $\delta^{18}\text{O} = 8.07$ a $10.88$ ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3} = -4.6$ a $-0.9$ (T=400 °C). (17)
<b>Isótopos estáveis: H em silicatos (‰)</b>	Alteração potássica: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -62$ a $-40$ (T=420 °C); Alteração sericítica: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -25$ a $-9$ (T=370 °C). (17)	Alteração sódico-cálcica: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -74$ a $-70$ (T=345 °C); alteração potássica: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -62$ a $-52$ (T=440-525 °C); alteração sericítica: $\delta\text{D}_{\text{fluido}} = -57$ a $-53$ (T=525 °C). (17)
<b>Isótopos estáveis: S (CDT) em sulfetos (‰)</b>	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 1,3$ a $5,4$ . (17)	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 0,1$ a $3$ . (17)
<b>Idade da Mineralização (Ma)</b>	2.716,4 ± 8,4; 2.681 ± 11, monazita hidrotermal (U-Pb LA-MC-ICPMS). (3)	Sem dados

**Tabela 1 - Continuação**

	<b>Bacuri</b>	<b>Visconde</b>
<b>Reserva</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Rochas hospedeiras</b>	Granito Serra Dourada, Pórfiro Bacuri, gabro (19) e rochas metaultramáficas (20)	Granito Serra Dourada, rochas félsicas subvulcânicas, rochas vulcânicas e intrusivas máficas, e rocha metaultramáfica. (21)
<b>Alteração hidrotermal</b>	Alteração sódica (albita e escapolita), alteração potássica, turmalina, clorita (bem desenvolvida) e formação de sericita. (19)	Alteração sódica, sódico-cálcica (bem desenvolvida), formação de magnetita, alteração potássica e clorítica, formação de carbonatos. (21)
<b>Morfologia do minério</b>	Disseminado, ao longo de foliações miloníticas, veios e vênulas. (19)	Brecha, veios e vênulas, disseminações. (21)
<b>Mineralogia do minério</b>	Calcopirita, magnetita, pirita, melonita, altaíta, galena e cheralita. (19)	Calcopirita, bornita, pirita, magnetita, calcocita, digenita, molibdenita, magnesita. (21)
<b>Assinatura geoquímica do minério</b>	Cu-Fe-Ni-Pb-Te-Th-P. (19)	Cu-Fe-ETR-Ni-Co-Mo-Ca-P-Mg-Nb-Tb-Y-Zn-Se-Au. (21)
<b>Inclusões fluidas (T=°C; salinidade =wt% eq. NaCl)</b>	Sem dados	Alteração sódico-cálcica: TH (s)LV-L= 160-480, salinidade= 25-58; estágio tardio I: TH (s)LV-L= 160-350, salinidade= 8-30; estágio tardio II: TH (s)LV-L= <300, salinidade= 6-19. (22)
<b>Isótopos estáveis: O em silicatos e óxidos (%)</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Isótopos estáveis: O (SMOW) e C (PDB) em carbonatos (%)</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Isótopos estáveis: H em silicatos (%)</b>	Sem dados	Sem dados
<b>Isótopos estáveis: S (CDT) em sulfetos (%)</b>	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 0.8$ to 1.1. (17)	Zona mineralizada: $\delta^{34}\text{S} = 1.5$ . (17)
<b>Idade da Mineralização (Ma)</b>	2.758 ± 11, molibdenita (Re-OS TIMS); 2.703.0 ± 5,8, monazita hidrotermal (U-Pb LA-MC-ICPMS). (3) (25)	2.747 ± 140, calcopirita (lixiviação Pb-Pb). (23)
<p>(1) Oliveira <i>et al.</i> 2000; (2) Monteiro <i>et al.</i> 2008a; (3) Moreto 2013; (4) Carvalho 2009, em Moreto 2013; (5) NCL Brasil 2005, em Moreto 2013; (6) Huhn <i>et al.</i> 1999a; (7) Ribeiro 2008; (8) Soares <i>et al.</i> 2001; (9) Rigon <i>et al.</i> 2000; (10) Tallarico 2003; (11) Torresi <i>et al.</i> 2012; (12) Moreto <i>et al.</i> 2009, em Moreto 2013; (13) Augusto <i>et al.</i> 2008; (14) Moreto <i>et al.</i> 2011; (15) Roscito 2009, em Moreto 2013; (16) Melo 2010, em Moreto 2013; (17) Pestilho 2011, em Moreto 2013; (18) Pestilho 2008, em Moreto 2013; (19) Melo <i>et al.</i> 2014; (20) Marques &amp; Monteiro 2014; (21) Craveiro <i>et al.</i> 2012a; (22) Craveiro <i>et al.</i> 2012b, em Moreto 2013; (23) Silva <i>et al.</i> 2012; (24) Moreto <i>et al.</i> (2015a); (25) Moreto <i>et al.</i> (2015b). Tabela modificada de Moreto 2013.</p>		

## 4. Materiais e métodos

### 4.1. Análise de testemunhos de sondagens

A análise de testemunhos de sondagens do depósito Bacuri foi o ponto de partida do projeto, já que este estudo possibilitou um primeiro contato com o material proveniente da área de estudo. Além desse primeiro contato, foi possível definir parte das relações das rochas encaixantes da mineralização e os processos e estilos de alteração hidrotermal por quais essas rochas passaram. Esse material também serviu como base para outros estudos, como por exemplo, material para a confecção de lâminas delgadas para análise ao microscópio, com luz polarizada e refletida, e análises por difração de raios X.

Os testemunhos de sondagens do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro do Bacuri foram cedidos pela empresa Vale S.A. previamente à orientadora, no ano de 2011. Foram disponibilizadas oitenta e quatro amostras de testemunhos de sondagem, provenientes de cinco furos distintos, com até 391,42 metros de profundidade. Apesar dessas amostras não representarem testemunhos contínuos, elas são bem representativas do depósito. As amostras apresentam os diversos litotipos encontrados no depósito, segundo os perfis de sondagem cedidos pelo Vale S.A., incluindo trechos fortemente mineralizados.

A sistemática de estudo consistiu na observação desse material, primeiramente a olho nu, com enfoque na observação das relações entre as diversas feições texturais e estruturais de alteração hidrotermal e do protólitos menos alterados. Após essa observação preliminar, os testemunhos foram observados com auxílio de estereomicroscópio (Figura 26) do Laboratório de Preparação de Amostras do IGc – USP (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo), com aumento de 6,5 a 45 vezes. Essa observação com maior detalhe foi fundamental para uma melhor caracterização da mineralogia das rochas hospedeiras do minério e das diversas zonas de alteração hidrotermal.



**Figura 26 - Estereomicroscópio do Laboratório de Preparação de Amostras do IGc – USP.**

#### 4.2. Etapa de campo

Uma etapa de campo foi realizada durante os dias 28 a 31 de julho de 2014, na Mina do Sossego, operada pela mineradora Vale S.A. Na litoteca dessa mina estão armazenados os testemunhos de sondagem dos furos exploratórios do depósito Bacuri. Nessa etapa foram descritos trechos contínuos de três furos distintos, BRID 10, BRID 12 e o trecho inicial do BRID 15. O furo BRID 12 já havia sido amostrado previamente pela orientadora. A sigla BRID é utilizada na identificação dos furos de sondagem desse depósito pela empresa Vale S.A, e se refere à sondagem rotativa diamantada.

Os objetivos dessa etapa foram a descrição de trechos contínuos de testemunhos de sondagem e a coleta de material para análises. A descrição de trechos contínuos (Figura 27) facilitou a observação da distribuição dos litotipos hospedeiros da mineralização e sua relação com as zonas de alteração hidrotermal. O material coletado nessa etapa de campo somou-se com o material coletado previamente pela orientadora.



**Figura 27 – Descrição de trechos contínuos dos testemunhos de sondagem do Depósito Bacuri, no Galpão da litoteca da Mina do Sossego**

### 4.3. Petrografia

A partir dos testemunhos de sondagem, foram confeccionadas lâminas delgadas e delgadas-polidas, no IGc - USP. As lâminas foram preparadas em diversas etapas, a partir de material previamente coletada pela orientadora e de novas amostras coletadas na etapa de campo. No total, foram preparadas sessenta lâminas delgadas padrão, com 0,3 mm de espessura. Destas lâminas, trinta e cinco são recobertas com lamínulas, e vinte e cinco passaram pelo processo de polimento fino. As lâminas delgadas-polidas têm com objetivo estudar os minerais opacos, que nesse caso são minerais de minério em sua maioria. Esse conjunto de lâminas somou-se ao acervo de dezesseis lâminas delgadas-polidas, preparadas previamente na Universidade de Campinas (UNICAMP). A coleção estudada possui, portanto, um total de setenta e seis lâminas delgadas, sendo quarenta e um dessas polidas. O objetivo



dessa análise foi estudar a mineralogia em detalhe e as relações paragenéticas dos minerais hidrotermais e fases de minério do depósito Bacuri, assim como suas texturas e microestruturas. Esse tipo de estudo levou a um melhor entendimento da evolução desse depósito, considerando as observações pretéritas, realizadas nos testemunhos de sondagem.

As lâminas foram analisadas no microscópio polarizador da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na Superintendência Regional de São Paulo (SUREG-SP). As lâminas foram observadas na luz polarizada simples, luz polarizada cruzada e luz refletida. O modelo do microscópio utilizado para essa análise foi o *Olympus BX51* (Figura 28). As lâminas foram fotografadas nesse mesmo microscópio, utilizando a câmera acoplada *Infinity 1* (Figura 28). O *software* da própria câmera, *Infinity Analyze* (LUMENERA 2012), foi utilizado na obtenção das imagens e de suas respectivas escalas.



**Figura 28 – Microscópio petrográfico *Olympus BX51* com câmera *Infinity 1* acoplada.**

#### 4.4. Difração de Raios X

Com o objetivo de auxiliar a caracterização mineralógica das amostras realizadas com a petrografia, foram realizadas duas análises por difração de pó de raios X. A difração de

raios X foi realizada no Laboratório de Difração de Raios X (LDRX) do IGc – USP. O equipamento utilizado para essa análise foi o difratômetro de pó *D8 Advance*, fabricado pela *Bruker*. As análises foram realizadas com passos de 0,020°, com um segundo por passo, partindo de 3° até 65°. As amostras foram preparadas no próprio LDRX, onde foram pulverizadas em cadinhos de ágata do próprio laboratório. O material analisado foi preparado a partir de testemunhos de sondagem, a partir dos quais haviam sido preparadas lâminas polidas previamente. Esse material provém de testemunhos de sondagem do furo BRID 9, na metragem de 90,20 m e de 92,95 m.



**Figura 29 – Difratômetro de pó *D8 Advance*, fabricado pela empresa *Bruker*.**

Segundo Will (2006), o princípio da difração de raios X se baseia na interação dos raios X com os elétrons dos átomos. Dependendo do ajuste atômico, as interferências entre os raios dispersados são construtivas quando a diferença de trajetória entre dois raios difratados diferem por um número inteiro de comprimento de onda. Essa condição seletiva é descrita pela lei de Bragg. A lei de Bragg pode ser descrita matematicamente como  $2d\sin\theta=n\lambda$ , em que:  $\lambda$  representa o comprimento de onda do raio incidente,  $n$  um número inteiro,  $d$  o espaçamento entre os planos atômicos e  $\theta$  é o ângulo de Bragg, que é a metade do ângulo entre o raio incidente e refletido.

#### 4.5. Análises por microscopia eletrônica de varredura

As análises ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado a EDS (Espectrômetro de Energia Dispersiva de Raios X) foram realizadas no dia 28/05/2015. Essas análises ocorreram no Labmev (Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura) do IGC-USP (Figura 30). Foram realizadas 78 análises pontuais com o EDS e obtidas imagens de elétrons retroespalhados.



Figura 30 - Microscópio eletrônico de varredura acoplado a EDS do Labmev-USP.

O MEV utilizado foi produzido por *LEO Electron Microscopy Ltd, Cambridge, England*, e o seu modelo é *LEO440 i*. Os parâmetros utilizados no MEV nas análises foram: tensão de aceleração (EHT): 20kV (quilovolts); *I probe* com 2,0 nA (nanoamperes); distância de trabalho (WD) de 25 mm (milímetros). Já o EDS apresenta detector de estado sólido Si(Li), da marca *Oxford Instruments Ltd, Oxford, England*. Os parâmetros utilizados pelo EDS nas análises foram: tempo de aquisição de 100 s (segundos); tempo de processamento (*Process Time*) em 4; tempo morto (*Dead Time*) de aproximadamente 18%; contagem média de 3,15 kcounts/s (milhares de contagem por segundo). O conjunto de equipamentos possui também detectores de Elétrons Secundários (SE) e de Elétrons Retroespalhados (QBSD)

O material analisado foram lâminas delgadas-polidas, previamente descritas, de material de possível origem ultramáfica, e possíveis zonas de alteração dessas rochas. O material foi recoberto com carbono, com uma camada de 15 nm (nanômetro) de espessura,

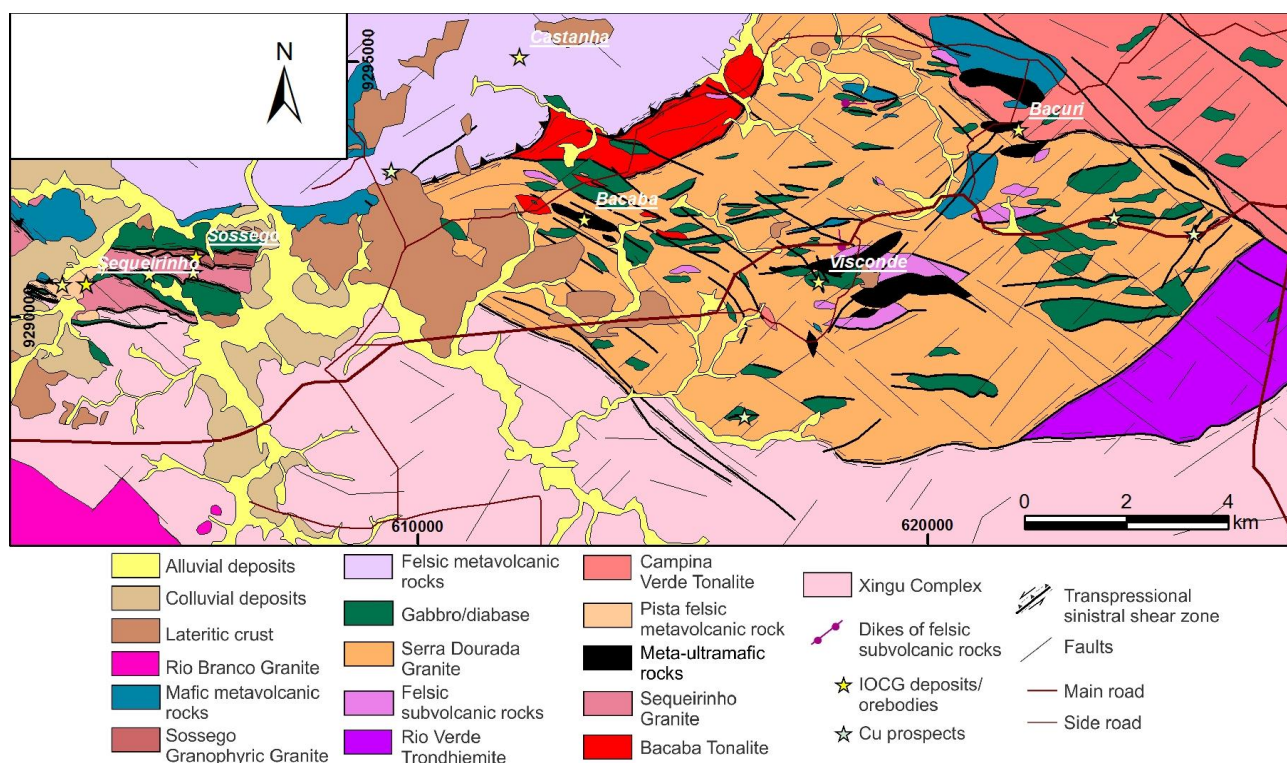
e com uma densidade de  $2,25 \text{ g/cm}^3$  (gramas por centímetro cúbico). Os objetivos principais dessas análises foram de adquirir imagens de elétrons retroespalhados e de se obter a composição de silicatos, óxidos e sulfetos.

## 5. Resultados obtidos

### 5.1. Geologia do depósito Bacuri

#### 5.1.1. Trabalhos prévios

Segundo Melo *et al.* (2014), o Depósito Bacuri (Figura 31) situa-se em uma zona de cisalhamento dúctil WNW-ESE (Zona de Cisalhamento Canaã). O depósito é hospedado pelo Granito Serra Dourada, pelo Pórfiro Bacuri e por gabros subordinados (Figura 32). A mineralização no depósito foi controlada pelo desenvolvimento de uma falha transcorrente NE-SW, subsidiária a Zona de Cisalhamento Canaã.



**Figura 31 - Mapa geológico da porção centro-oeste do Cinturão Sul do Cobre, Província Carajás, na região de Serra Dourada, mostrando a localização da Mina Sossego, a esquerda, e de alguns outros depósitos cuproauríferos da província (Castanha, Bacaba, Visconde e Bacuri). O depósito Bacuri é representado no canto direito superior do mapa (Vale S.A., modificado por Moreto 2013).**

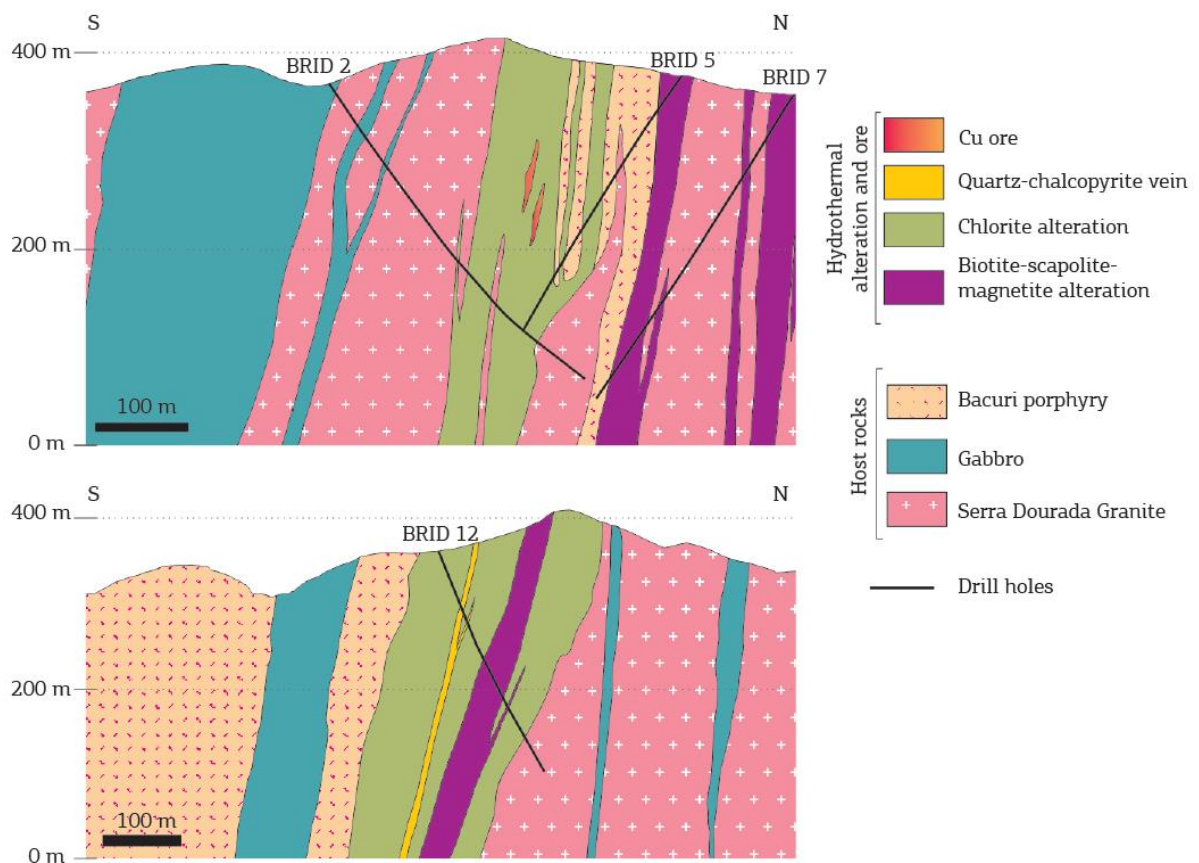


Figura 32 - Perfil geológico esquemático do depósito Bacuri (Vale S.A., modificado por Melo *et al.* 2014)

As rochas desse depósito apresentam intensa alteração hidrotermal, com albita, escapolita-magnetita e feldspato potássico. Essa alteração evoluiu para estágios de alteração com biotita-escapolita e magnetita. Essas alterações são sobrepostas por alteração clorítica intensa, silicificação e veios de quartzo (Figura 33). O minério, composto por calcopirita, pirita e magnetita, ocorre na forma de brechas, veios e disseminado (Melo *et al.* 2014).

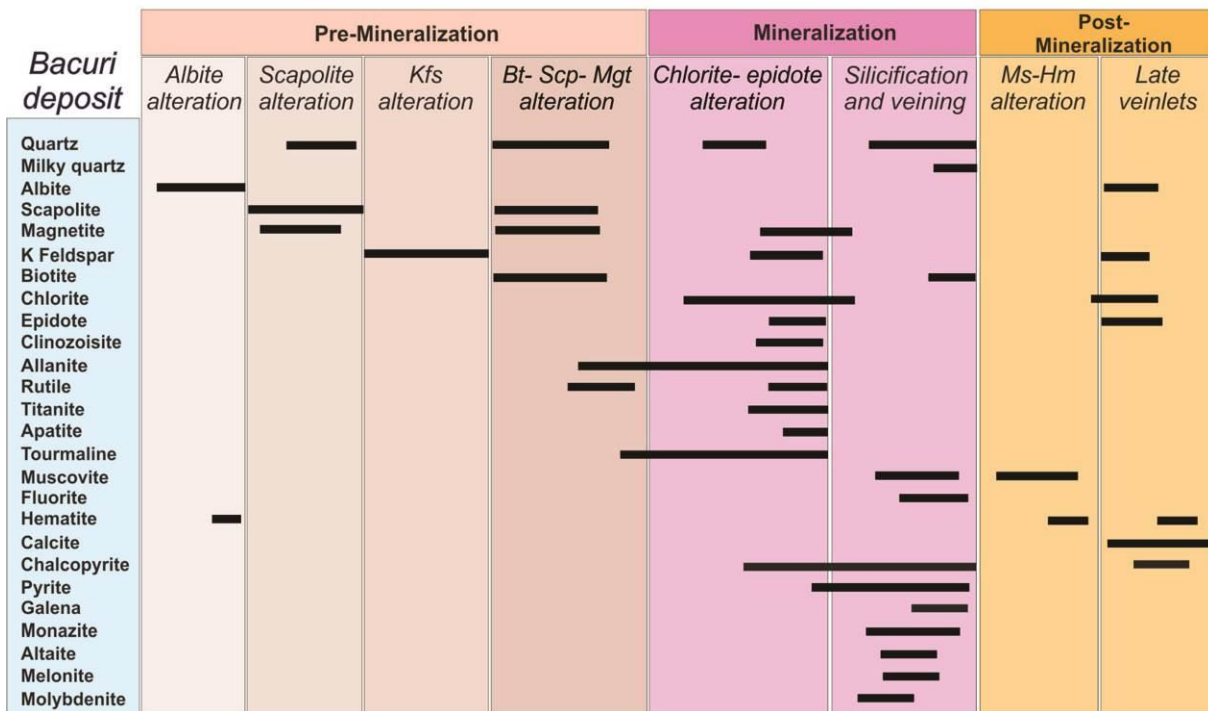


Figura 33 - Evolução paragenética do depósito Bacuri. Bt – biotita; Hm – hematita; Kfs – Feldspato potássico; Mgt – magnetita; Ms – muscovita; Scp - escapolita (Moreto *et al.* 2015b).

### 5.1.2. Rochas hospedeiras e estágios de alteração hidrotermal

Para um melhor entendimento da distribuição espacial das rochas e zonas de alteração encontradas no depósito foram elaborados diagramas esquemáticos (Figura 34 e Figura 35). Esses diagramas representam a síntese das informações obtidas a partir dos testemunhos descritos em campo. Também foi elaborado um perfil esquemático do furo BRID 10, com base em dados fornecidos pela Vale S.A (Figura 36 e Figura 37). Trabalhos prévios de descrição em amostras de testemunhos representativos do depósito, realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do IGc – USP, auxiliaram nesses resultados. Dados de trechos contínuos, descritos previamente pela orientadora desse estudo no ano de 2011, também foram levados em consideração.

# BRID 10

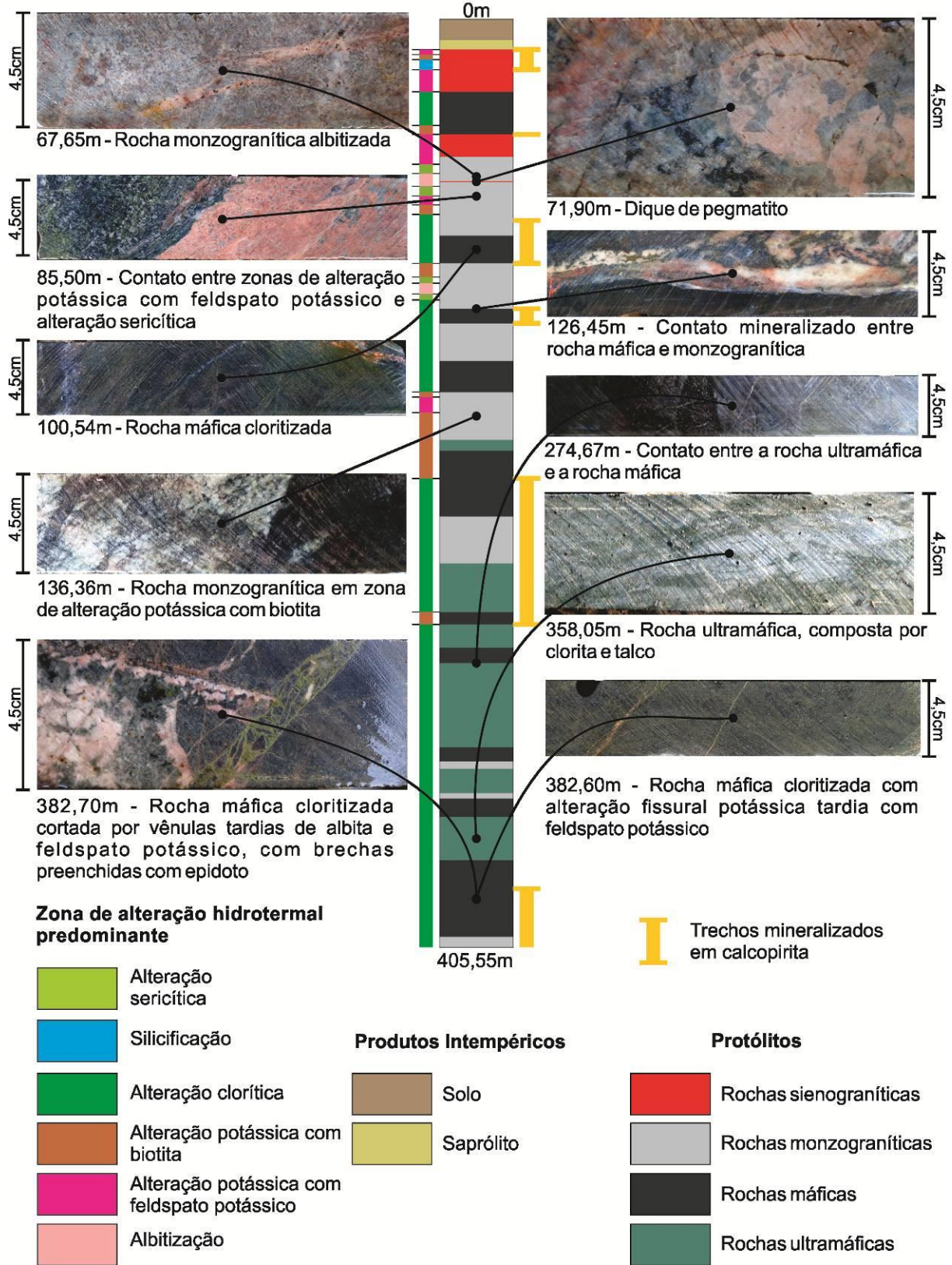


Figura 34 - Diagrama esquemático do furo de sondagem BRID 10, mostrando a distribuição das rochas hospedeiras e dos principais tipos de alteração hidrotermal do depósito Bacuri.

## BRID 12

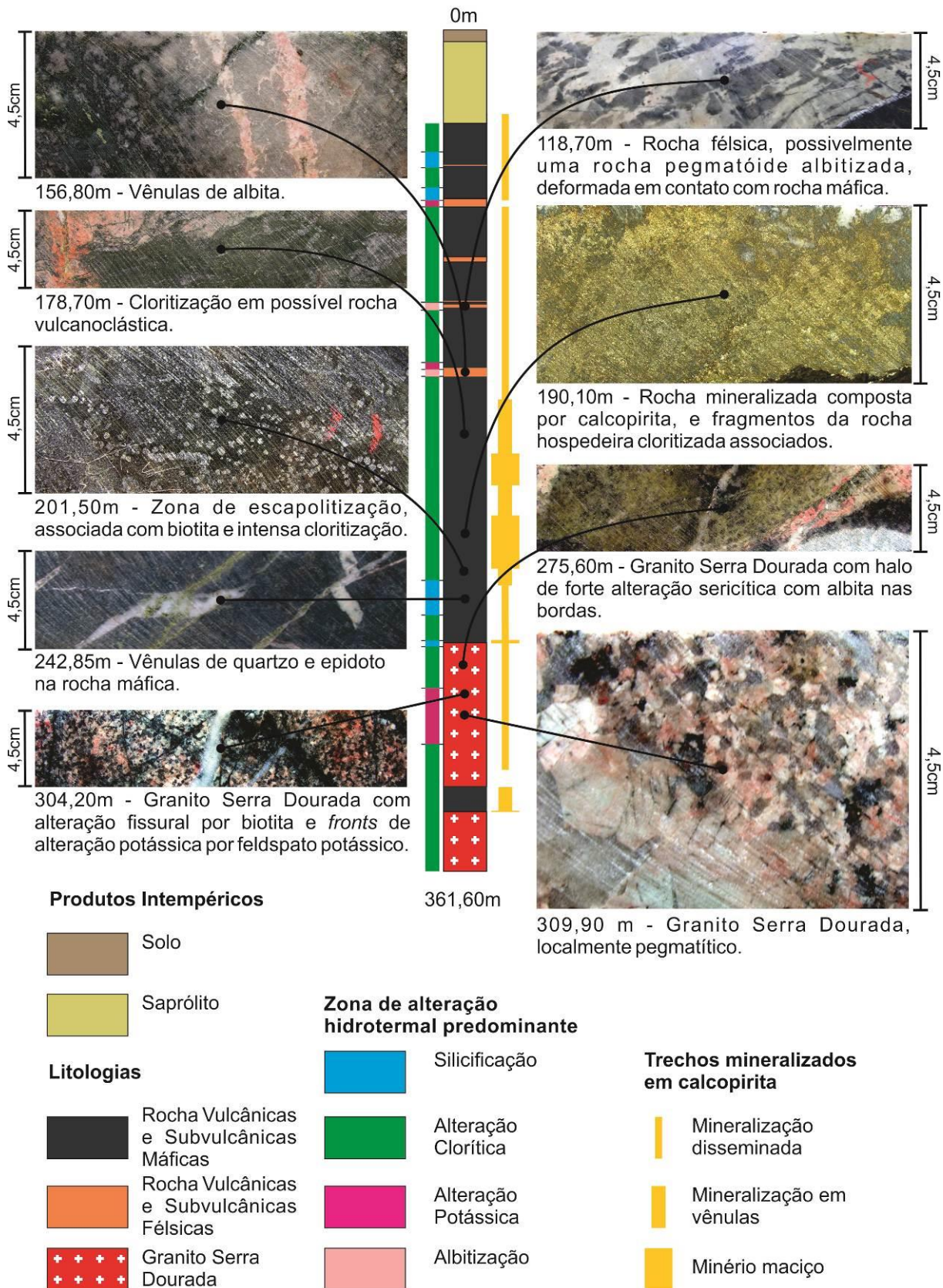


Figura 35 - Diagrama esquemático do furo de sondagem BRID 12, mostrando a distribuição das rochas hospedeiras e dos principais tipos de alteração hidrotermal do depósito Bacuri.



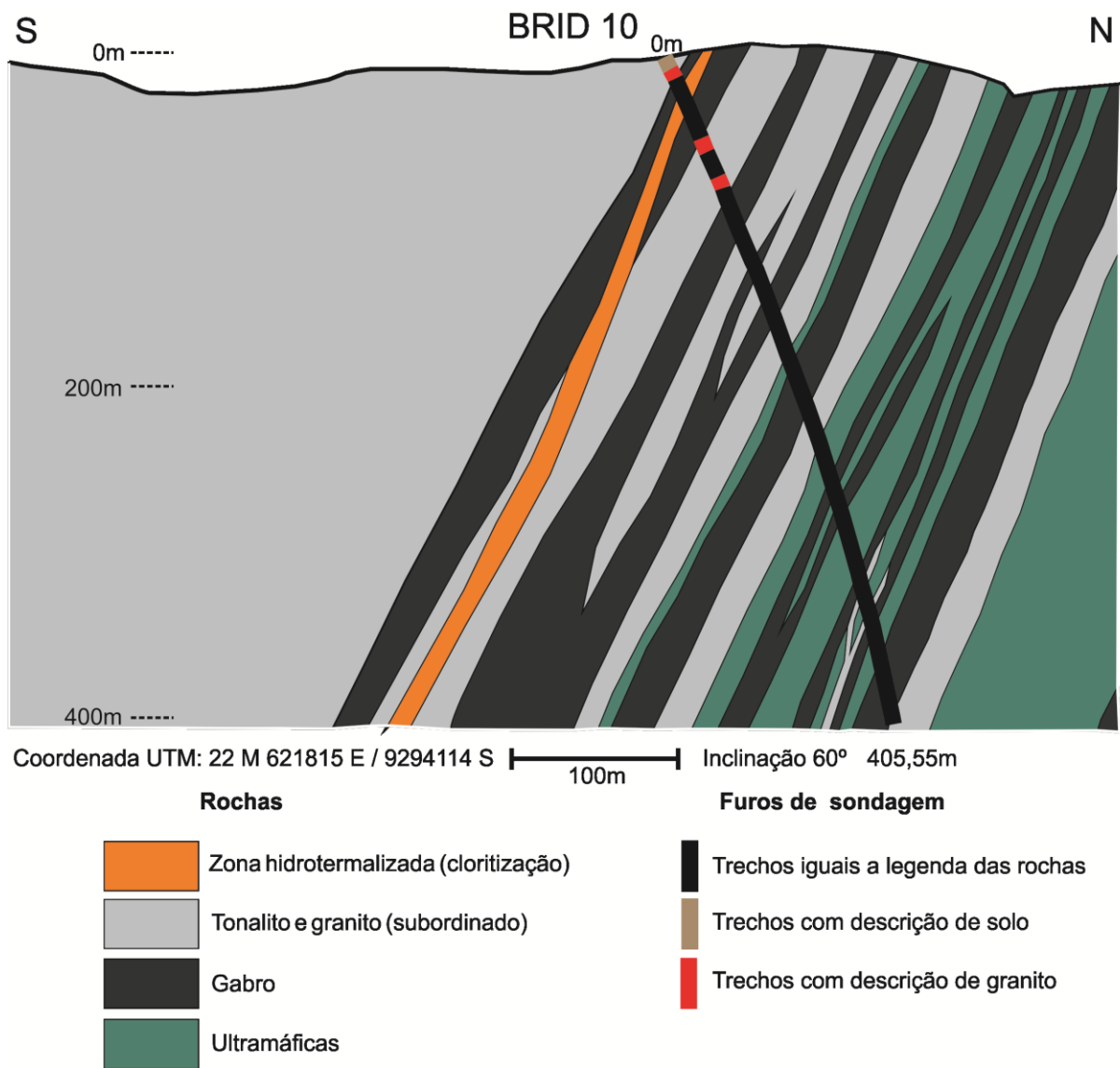
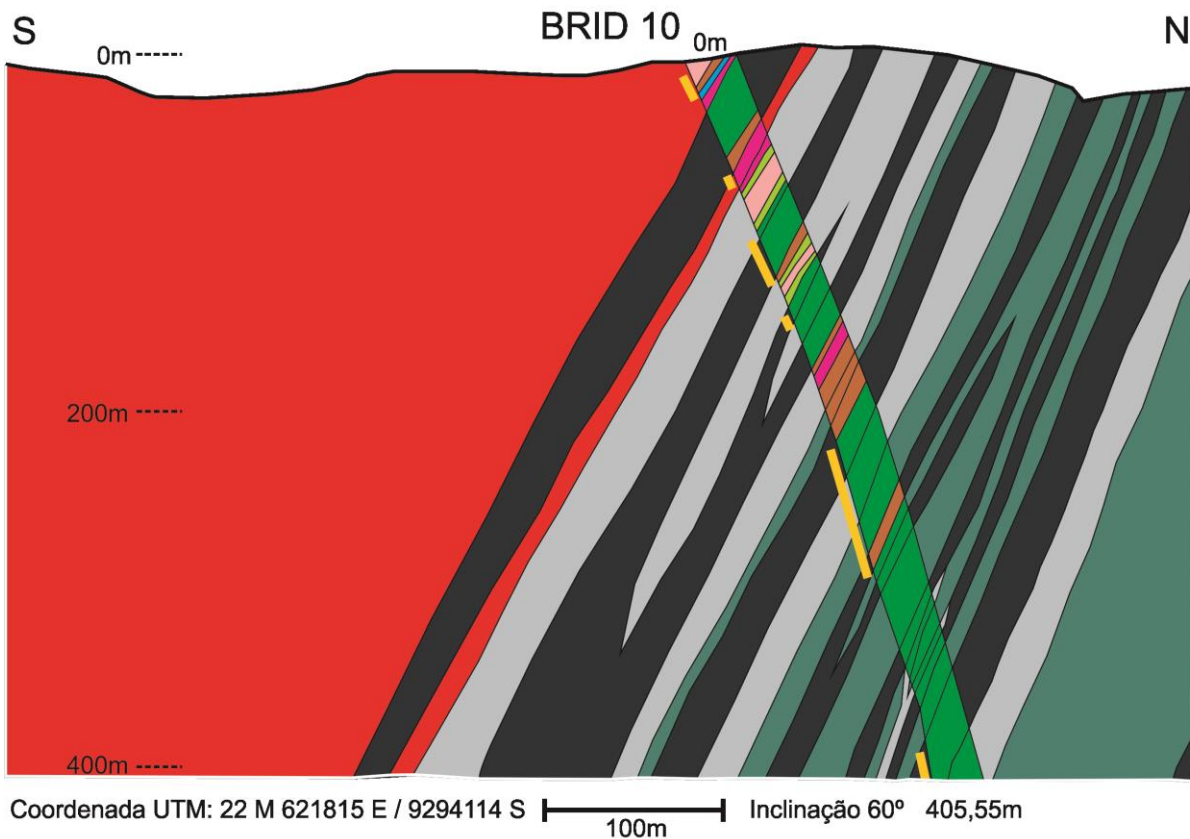


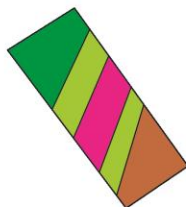
Figura 36 - Perfil do furo BRID 10 ( Vale S.A.) vetorizado, mostrando rochas hospedeiras do depósito Bacuri.



**Zona de alteração hidrotermal predominante**

- Alteração sericítica
- Silicificação
- Alteração clorítica
- Alteração potássica com biotita
- Alteração potássica com feldspato potássico
- Albitização

**Alteração hidrotermal ao redor do furo de sondagem**



I Trechos mineralizados em calcopirita

**Protólitos**

- Rochas sienograníticas
- Rochas monzograníticas
- Rochas máficas
- Rochas ultramáficas

Figura 37 - Perfil do furo BRID 10, modificado com base em dados obtidos durante a etapa de campo.

O material observado nesses dois furos é bastante compatível com o encontrado em amostras de outros furos do Depósito Bacuri. Levando em consideração esse fato, é possível extrapolar observações feitas nesses dois furos. Essa extrapolação pode ser feita para características encontradas em trechos descontínuos e feições microscópicas, observadas na petrografia. Com base nesses diagramas esquemáticos, é possível observar também diferenças na distribuição das rochas e sua relação com as zonas de alteração hidrotermal e

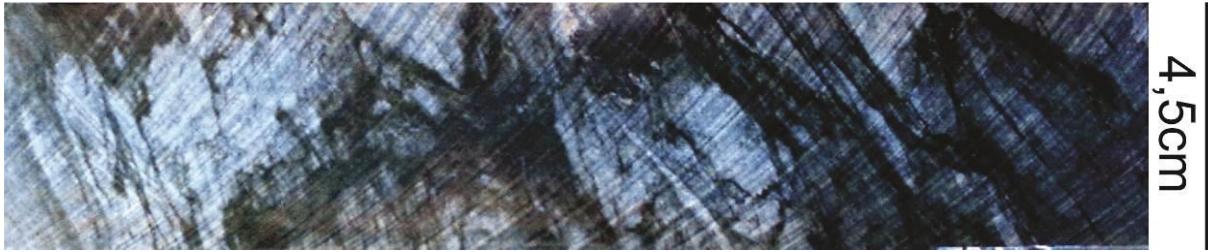
a mineralização. Essas diferenças, e sua interpretação, serão discutidas nos próximos tópicos.

### 5.1.3. Protólitos

O Depósito Bacuri é hospedado por rochas ígneas, de natureza vulcânica, subvulcânica e plutônica. Os furos de sondagem estudados foram de caráter exploratório, realizados com o objetivo de interceptarem as zonas mineralizadas, ou um bom potencial. Devido a esse fator, o material recuperado tende a apresentar forte alteração hidrotermal, dificultando o reconhecimento do protólito. A identificação dos protólitos foi realizada com base em porções dos testemunhos nas quais a alteração hidrotermal não foi tão intensa a ponto de mascarar totalmente sua natureza. Essas rochas apresentam características químicas distintas entre si, variando desde rochas ácidas até rochas ultramáficas. Essas rochas serão apresentadas em uma possível ordem cronológica, da mais antiga para a mais recente. Os aspectos que levaram a essa interpretação e sua correlação com a literatura, de maneira mais aprofundada, serão abordados no tópico Evolução das rochas hospedeiras do Depósito Bacuri 6.1.1.

#### 5.1.3.1. Rochas metaultramáficas

No depósito Bacuri foi caracterizada uma rocha cujo protólito foi interpretado como ultramáfico (Figura 38). Essa rocha apresenta porções distintas: uma esverdeada, rica em clorita, e outra esbranquiçada, rica em talco (Figura 39). A suposição de se tratar de uma rocha metaultramáfica deveu-se à presença de talco. Para confirmar essa interpretação, foram realizadas análises de difração de raios X de materiais provenientes dessas rochas, que confirmaram a presença de talco e anfibólios nas porções esbranquiçadas e clinocloro com magnesioferrita e carbonatos associados nas zonas esverdeadas. As análises por MEV mostraram, no entanto, que a “magnesioferrita” se tratava apenas de magnetita. Essas análises são apresentadas em detalhe no tópico 5.2 e 5.3.

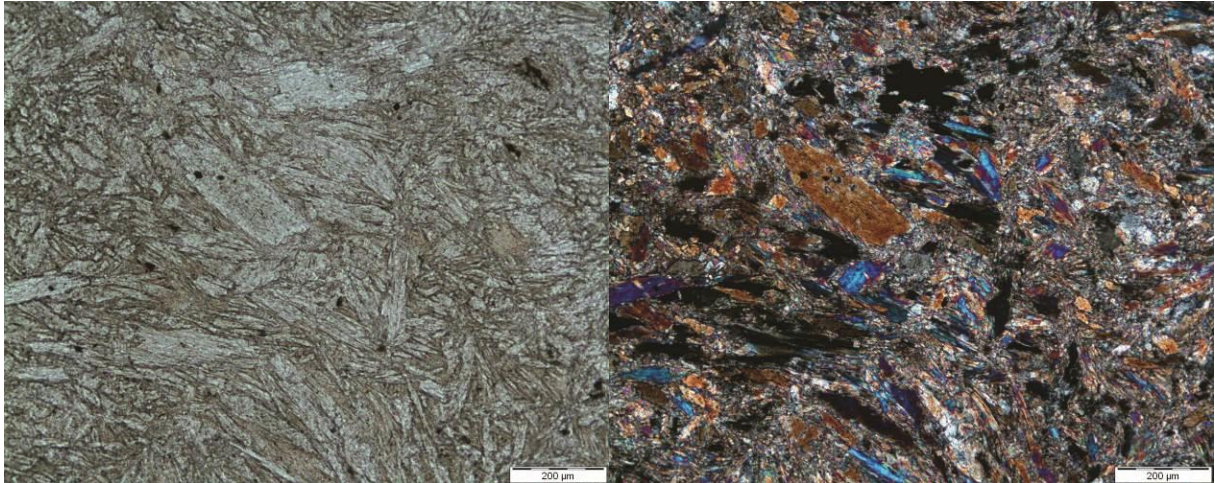


**Figura 38 -- Protólito ultramáfico constituído por talco, anfibólio, clinocloro, magnetita e carbonatos. Análises de difração de raios X indicaram predominância de talco e anfibólios nas porções brancas e clinocloro na região esverdeada.**



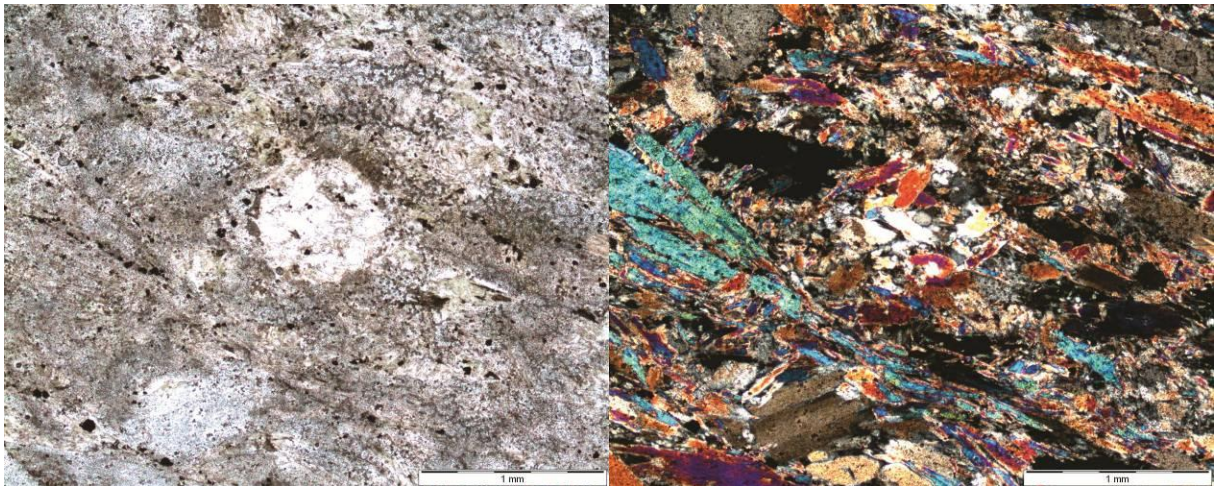
**Figura 39 – Fotomicrografias do contato entre a região esverdeada com a esbranquiçada da rocha ultramáfica. Clorita associada à magnetita (lado esquerdo das fotomicrografias) em contato com zona com talco (minerais incolores com alta cor de interferência) e cristais maiores de anfibólios, representados nesse caso por tremolita. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**

Com os dados obtidos em campo, foram identificadas variações composicionais nas rochas derivadas de protólitos ultramáficos. Em alguns casos, a rocha metaultramáfica é composta predominantemente por actinolita, com magnetita e clinocloro subordinados. Nos testemunhos descritos, foi encontrado apenas um pequeno trecho com essa característica, com cerca de 60 centímetros de comprimento. Devido à alta quantidade de actonlita observada em lâmina, essa rocha pode ser descrita como um actinolitito (Figura 40). Essas rochas podem apresentar correlação com rochas encontradas no corpo Sequeirinho do depósito Sossego, descritas por Monteiro *et al.* (2008b).



**Figura 40 – Detalhe em lâmina da rocha composta predominantemente por actinolita, em região com alteração hidrotermal incipiente. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Nas rochas metaultramáficas são encontradas feições arredondadas em lâmina semelhantes a amígdalas (Figura 41). A presença de amígdalas é comum em rochas vulcânicas com resfriamento rápido. Essa feição também poderia ser um indicador do caráter vulcânico dessas rochas.



**Figura 41 - Possível amígdala preenchida por clorita (mineral incolor com baixa cor de interferência), em rocha rica em actinolita (minerais prismáticos com alta cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Também ocorre a presença de fragmentos, de rochas metaultramáficas, com cristais bem formados, no interior de rochas com a mesma composição, com textura mais fina (Figura 42). A composição, nesses casos não é variável, exceto ao redor dos possíveis fragmentos, onde há ocorrência de clorita associada com magnetita.

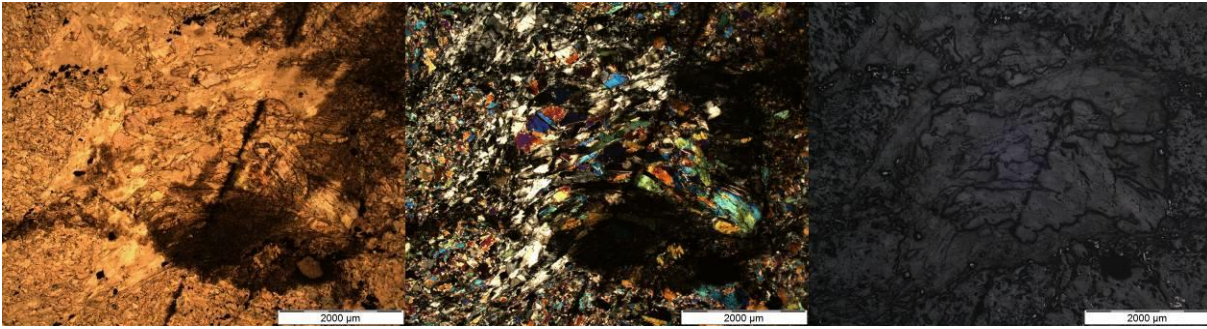


Figura 42 - Possível fragmento de rocha metaultramáfica grossa em rocha metaultramáfica mais fina, ambos compostos predominantemente por actinolita. As bordas do possível fragmento estão cloritizadas e com a presença de opacos finos (magnetita). A fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

Em algumas das lâminas estudadas, é possível observar foliação nas rochas metaultramáficas, definidas pela orientação de concentrações de magnetita e evidenciada pela variação composicional da rocha (Figura 43). Essa feição é observada em lâmina, e macroscopicamente é possível notar que a foliação ocorre crenulada e dobrada. Essa foliação pode ser metamórfica, e é definida pela orientação da magnetita formada durante a serpentinização de olivina no início do metamorfismo.

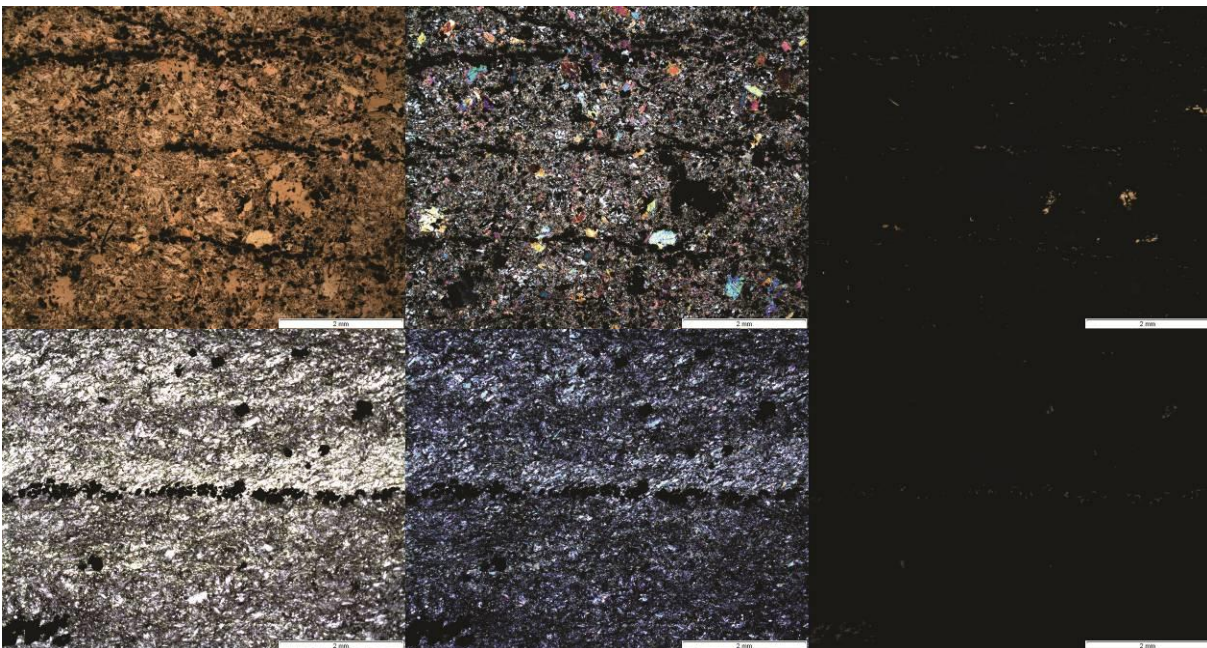


Figura 43 – Rochas metaultramáficas com linhas de opacos (magnetita) definindo uma certa foliação. Nas fotomicrografias inferiores, a linha de magnetita separa porções de rocha metaultramáfica distintas. A parte mais clara, na região superior das imagens, é mais rica em talco e a inferior em anfibólios. Fotomicrografias da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

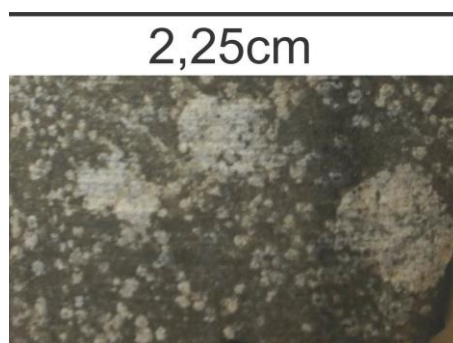
Infelizmente não foi possível diagnosticar a presença de textura spinifex, que comprovaria a origem vulcânica dessas rochas. Essas rochas não são descritas como hospedeiras do depósito por Melo (2011) e Melo *et al.* (2014). Todavia, Melo (2011) cita que existem lentes de rochas metaultramáficas na região próxima ao depósito Bacuri, associadas com zonas de cisalhamento.

Devido à intensa alteração hidrotermal, as rochas ultramáficas hospedeiras do depósito Bacuri apresentam paragênese mineral pouco comuns para rochas com sua composição química. É possível classificar essas alterações como do tipo *blackwall*, já que provavelmente associa-se à metassomatismo resultante dos grandes gradientes químicos das rochas ultramáficas e suas encaixantes.

#### 5.1.3.2. Rochas metavulcânicas máficas

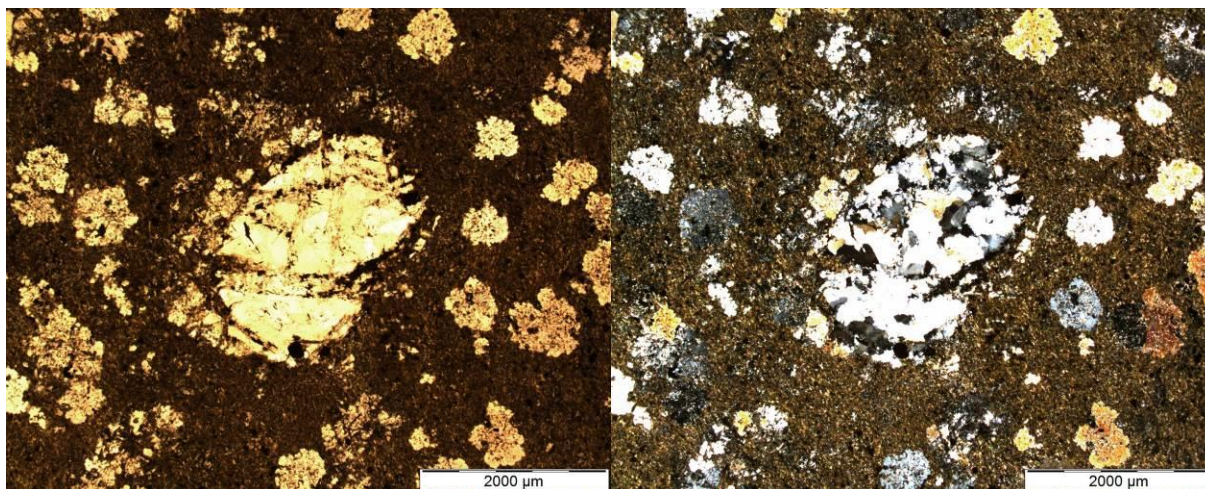
O Depósito Bacuri apresenta outras rochas com texturas e estruturas típicas de rochas vulcânicas. Devido à alteração hidrotermal, há mudanças significativas na química das rochas. Por se tratar de um sistema aberto é difícil definir com precisão qual seria a composição original dos protólitos das rochas hospedeiras do depósito.

A natureza efusiva da rocha vulcânica máfica que hospeda o Depósito Bacuri é evidenciada por diversas feições características. Uma dessas feições observadas é a presença de amígdalas (Figura 44), preenchidas por quartzo. Na literatura essa rocha não é descrita no depósito por Melo (2011) e Melo *et al.* (2014), embora Melo (2011) descreva lentes de rochas metavulcânicas máficas na região do depósito.



**Figura 44 - Amígdalas preenchidas por quartzo recristalizado em possível protólito metavulcânico (manchas brancas maiores, com cerca de 0,5 cm de diâmetro). Os pontos brancos menores são cristais de escapolita.**

Na análise petrográfica, é possível observar que o quartzo que preenche as amígdalas apresenta-se recristalizado (Figura 45). Porfiroblastos de escapolita, encontrados em grande parte dessas rochas, também são possivelmente derivados da substituição de fenocristais de feldspato presentes no protólito.



**Figura 45 – Possível amígdala com agregado policristalino de quartzo e cristais de escapolita hidrotermal em rocha metavulcânica com matriz fina, completamente substituída por biotita fina. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Por apresentar cristais muito finos, as rochas com protólito vulcânico máfico são muito suscetíveis à alteração hidrotermal. Geralmente, essas rochas estão fortemente associadas com zonas de alteração potássica com biotita. Essa relação se deve à composição das rochas máficas, rica em minerais ferromagnesianos. Possivelmente, a interação dos mesmos fluidos com outros litotipos não formariam zonas de alteração tão expressivas como as encontradas nas rochas metavulcânicas máficas.

### 5.1.3.3. Rochas metavulcânicas ácidas

As texturas são a principal característica macroscópica que indica o caráter vulcânico de algumas rochas. Essas rochas apresentam textura afanítica a fanerítica fina em sua matriz (Figura 46). Essa não é uma feição que determina o caráter vulcânico das rochas, pois há no depósito zonas miloníticas, podendo gerar rochas com textura semelhante a olho nu.



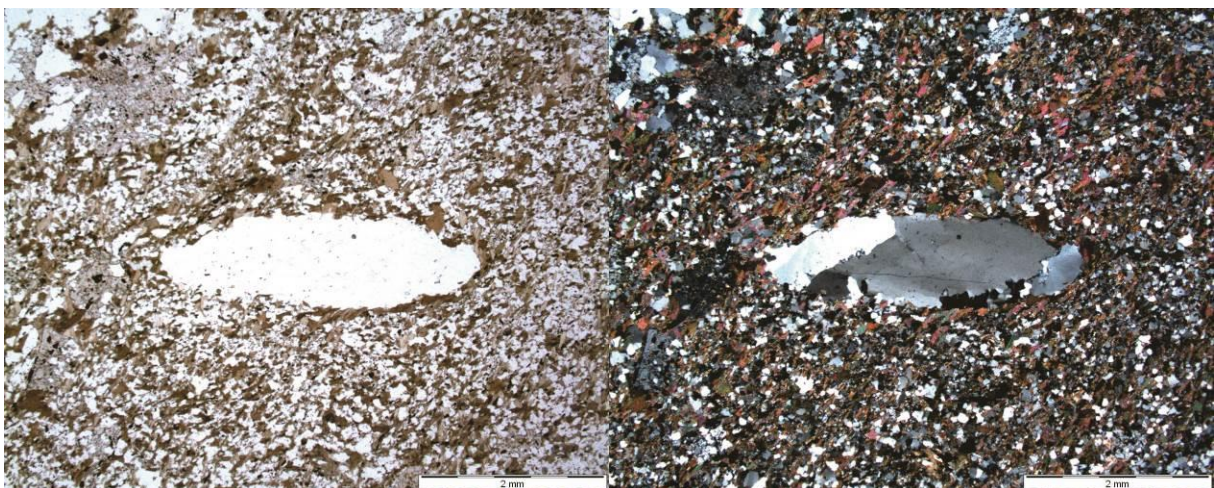


**Figura 46 – Rocha ácida com textura fanerítica fina, albitizada pervasivamente (regiões com coloração rosa clara) e com fraturas tardias preenchidas por sericita ou clorita (mineral verde).**

Em algumas das rochas, mesmo com intensa alteração hidrotermal (Figura 47), é possível observar a presença de porfirocristais de feldspato e amígdalas de quartzo (Figura 48). Os profirocristais e amígdalas também sofrem efeitos da deformação, e dependendo da sua composição, também da alteração hidrotermal. Mesmo assim, muitos preservam características originais da rocha em seus núcleos, em contraste com a sua matriz.

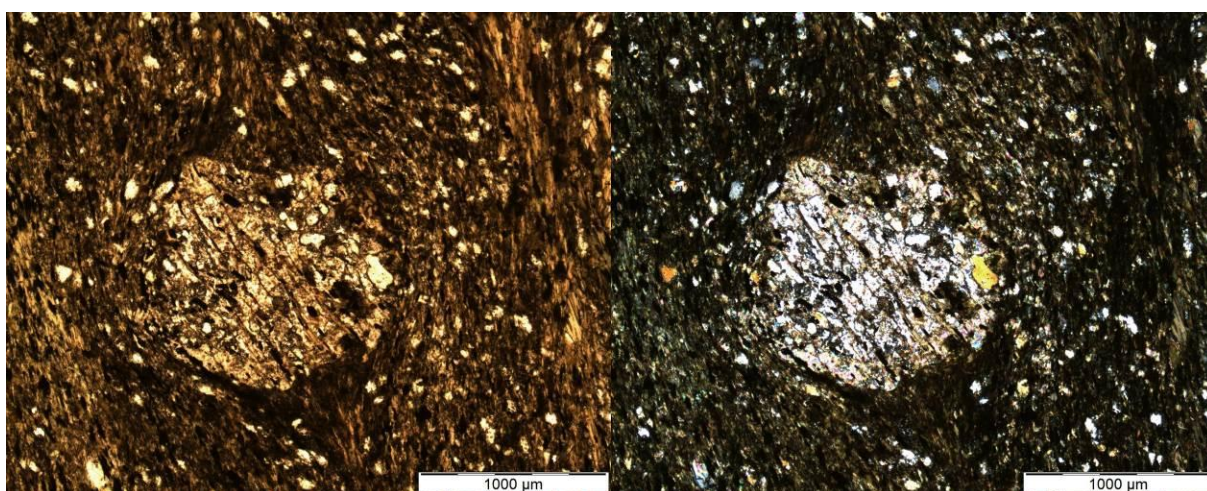


**Figura 47 - Rocha metavulcânica com alteração potássica pervasiva representada pela substituição da matriz da rocha por biotita fina, localmente mais concentrada ao longo de planos de foliação milonítica.**



**Figura 48 – Amígdala preenchida por quartzo em rocha metavulcânica ácida. A rocha apresenta deformação dúctil e a amígdala se encontra deformada e recristalizada. A direção de estiramento da amígdala não é paralela à foliação granolepidoblástica principal, definida pelos cristais de biotita. A matriz se encontra parcialmente substituída por biotita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

É difícil definir a mineralogia da matriz na maioria das rochas vulcânicas. No exemplo abaixo (Figura 49), são preservados poucos cristais de quartzo e feldspato na matriz da rocha, devido à intensa deformação e alteração hidrotermal. Nesse caso, a deformação é evidenciada pela foliação milonítica anastomosada, definida pela orientação da biotita fina, a qual se apresenta parcialmente cloritizada. Especificamente no depósito, não há rochas vulcânicas ácidas descritas. Essa rocha possivelmente foi denominada no trabalho de Melo (2011) como Dacito Bacuri. No contexto regional, na Mina do Sossego, são descritas rochas metavulcânicas félsicas, que hospedam o corpo de minério Pista.



**Figura 49 – Porfiroclasto de feldspato com inclusões de quartzo e magnetita (mineral opaco) e muscovita na borda, em rocha metavulcânica. A rocha é constituída predominantemente por quartzo e clorita fina, que define a foliação que contorna o porfiroclasto. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

#### 5.1.3.4. Sienogranito

Além dos monzogranitos, outro litotipo com características plutônicas ácidas é encontrado no depósito Bacuri. Essas rochas, quando mais preservadas da alteração hidrotermal e da deformação, aparentam ter composições sienograníticas (Figura 50). Como características gerais, esse granito apresenta cor rósea, estrutura maciça preservada, caráter isótropo, textura fanerítica média a grossa. Sua composição mineralógica aproximada média é de 45% de feldspato potássico, 30% de quartzo, 20% de plagioclásio e 5% de biotita. Com

base nessa composição, podemos classificá-lo como um sienogranito. Esse litotipo corresponderia na literatura ao Granito Serra Dourada.



Figura 50 - Sienogranito, levemente albitizado, com textura fanítica média. A rocha é composta por quartzo (mineral cinza médio), plagioclásio (branco) e feldspato alcalino (rosa acinzentado claro) e minerais acessórios, principalmente biotita (pontos negros).

Ao microscópio, é possível observar que mesmo nas regiões mais preservadas dos sienogranitos, essas rochas apresentam algum tipo de alteração hidrotermal (Figura 51). Nesses litotipos menos hidrotermalizados há substituição parcial dos feldspatos ígneos por albita e por feldspato potássico hidrotermal, além de sericitização posterior.

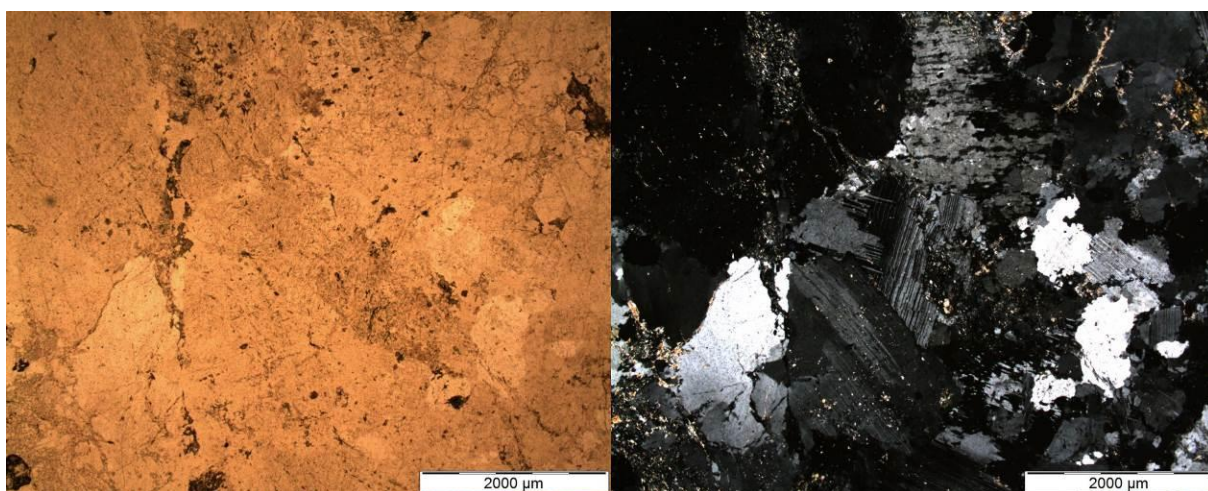
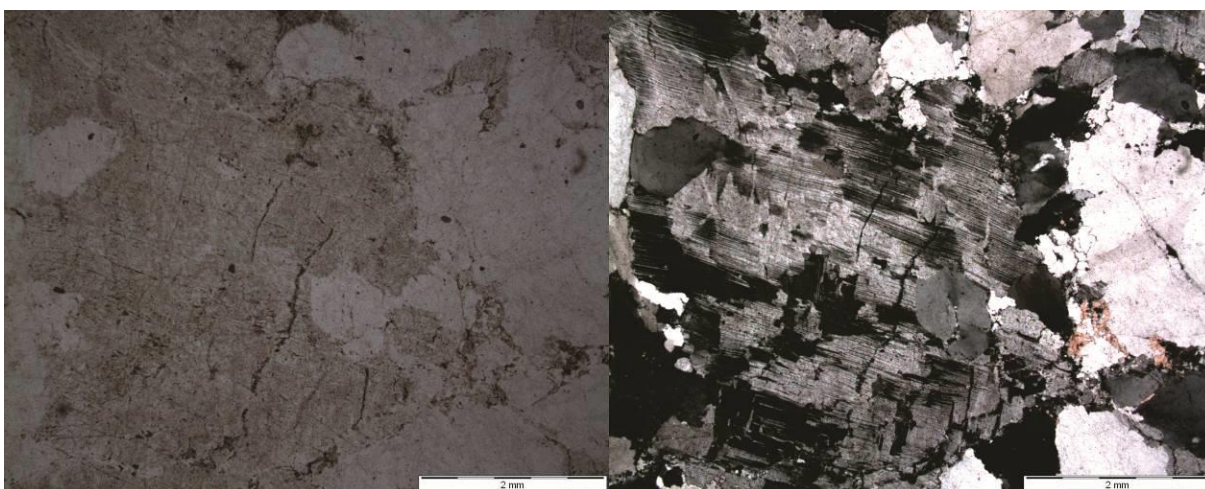


Figura 51 – Aspectos petrográficos da rocha granítica mostrando que, mesmo nas porções mais preservadas, há evidência de alteração hidrotermal. Nesse exemplo, alguns dos cristais de plagioclásio apresentam-se parcialmente substituídos por feldspato potássico hidrotermal e apresentam uma fraca sericitização posterior. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

Além da alteração hidrotermal, mesmo nas regiões mais preservadas é possível notar que os sienogranitos sofreram alguma deformação (Figura 52). O cristal de plagioclásio apresenta efeitos da deformação dútil, deformando sua geminação em lamelas. Há fraturas, formadas por alívio de tensão ou por uma deformação dútil, que são preenchidas por sericita. Geralmente, nesse litotipo, as zonas de alteração hidrotermal estão associadas a zonas de fraturas ou próximo aos seus contatos. Nesse último caso, as zonas de alteração hidrotermal são mais extensas, principalmente quando as rochas encaixantes desse litotipo não são rochas ácidas.



**Figura 52 - Cristal de albita com textura em tabuleiro de xadrez, típica de substituição de microclínio ígneo por albita hidrotermal, em rocha granítica com leve deformação dútil. Há pequenas fraturas no interior do plagioclásio, preenchidas por sericita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Fácies pegmatíticas ocorrem associadas ao Granito Serra Dourada. Os pegmatitos podem (Figura 53) ou não (Figura 54) apresentar deformação evidente. Mesmo assim, em ambos os casos, apresentam efeitos visíveis da alteração hidrotermal. Em ambas as condições, os pegmatitos encontrados no depósito são pouco evoluídos e constituídos basicamente por feldspato e quartzo, com mica associada, indicando que podem estar próximos do corpo granítico do qual se originaram (London 2008).



Figura 53 - Pegmatito deformado de maneira dúctil, levemente albitizado próximo as fraturas e nas bordas do cristais de feldspato.



Figura 54 – Rocha pegmatítica albitizada com grande fenocristal de feldspato intercrescido com quartzo do lado esquerdo da fotografia.

#### 5.1.3.1. Monzogranito

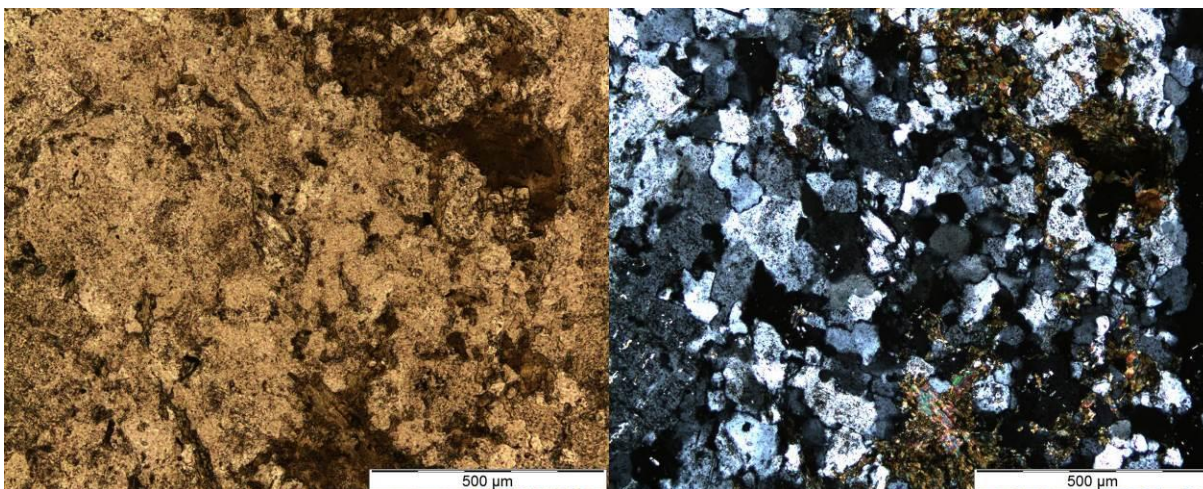
No Depósito Bacuri ocorrem rochas ácidas com características plutônicas. Nas porções mais preservadas da alteração hidrotermal, esse litotipo geralmente apresenta coloração branca acinzentada (Figura 55). Geralmente apresenta textura fanerítica fina a média, equigranular a porfirítica, e estrutura maciça. A deformação pós-magmática pode dar a essas rochas um aspecto orientado.



4,5cm

**Figura 55 - Monzogranito com textura fanerítica média, albitizado de maneira pervasiva, deformado moderadamente de maneira dúctil. A rocha é composta predominantemente por quartzo (mineral acinzentado escuro) e feldspatos (minerais brancos). Associado aos planos de foliação ocorre formação de biotita (mineral preto) e quartzo leitoso preenche fraturas tardias.**

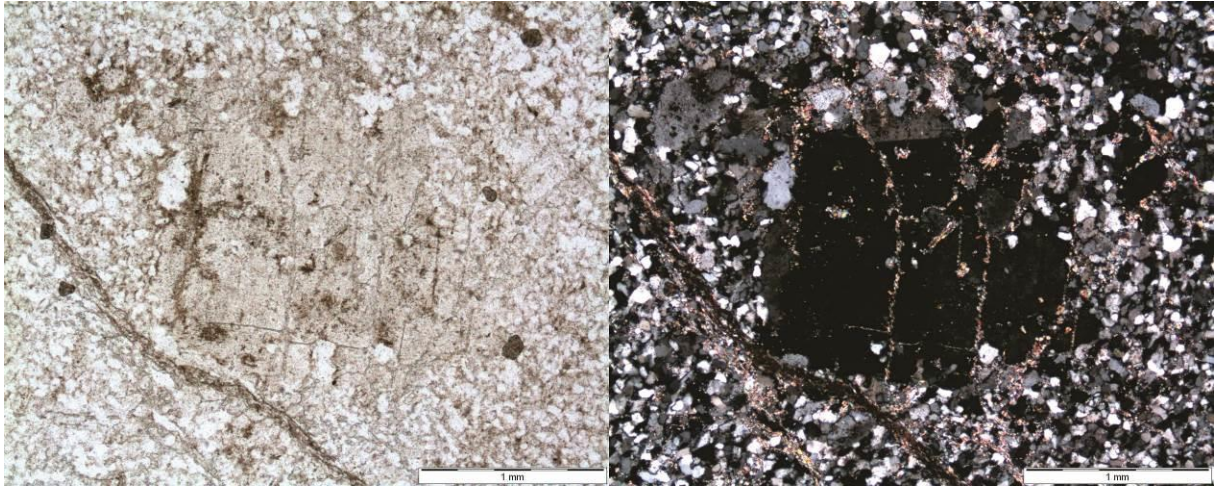
Macroscopicamente, a rocha é composta predominantemente por plagioclásio e quartzo. Isso se for considerado comparativamente a cor rosa dos feldspatos potássicos no sienogranitos. Porém, ao microscópio, é possível observar que uma parte significativa dos feldspatos brancos presentes são feldspatos potássicos, apesar da intensa alteração hidrotermal (Figura 56).



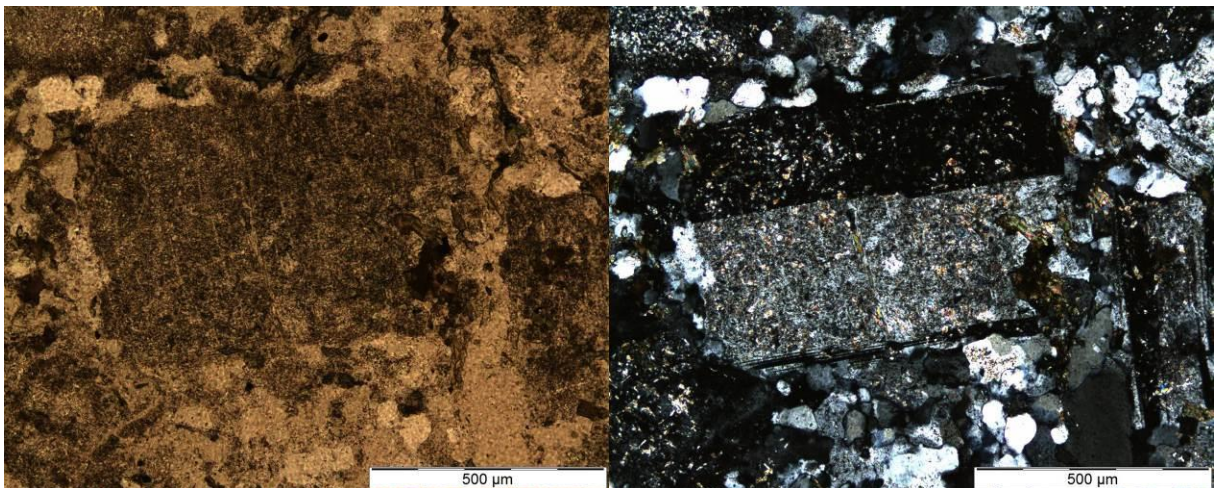
**Figura 56 – Aspecto geral dos monzogranitos com textura fina em lâmina. Os cristais incolores mais límpidos são quartzo, enquanto os menos límpidos são feldspatos albitizados. O mineral marrom com alta cor de interferência é biotita, que também sofre efeitos da alteração hidrotermal. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Apesar da intensa alteração hidrotermal, são preservadas características originais da rocha, como porfirocristais (Figura 57), em alguns casos até mesmo ocorrem geminados (Figura 58). A composição mineralógica original aproximada média desse litotipo seria de 45% de plagioclásio, 20% de quartzo, 25% de feldspato alcalino e 10% de minerais acessórios, principalmente biotita, o que corresponderia a um monzogranito. Esse litotipo

corresponderia no trabalho de Melo (2011) ao Dacito Bacuri. Melo *et al.* (2014) renomeia esta rocha como Pórfiro Bacuri. Segundo esses autores, essa rocha apresenta composição dacítica e seria intrusiva no Granito Serra Dourada. Esses dois trabalhos prévios consideram essa rocha como a principal hospedeira da mineralização do depósito Bacuri.



**Figura 57 – Cristal de albita hidrotermal, envolto em matriz fina, parcialmente sericitizado. A vênula que corta a matriz abaixo também é predominantemente de sericita. Possivelmente a albita substituiu um antigo fenocristal de feldspato ígneo do protólito. Uma evidência disso seriam as inclusões de quartzo, que ocorrem apenas em sua borda, provavelmente agregados da matriz da rocha, durante o desenvolvimento da albita hidrotermal. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**



**Figura 58 – Detalhe de porfirocristal de feldspato hidrotermalizado (sericitizado), com geminação Carlsbad preservada. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

### 5.1.3.2. Rochas máficas Intrusivas

#### 5.1.3.2.1. Rochas máficas subvulcânicas

As rochas subvulcânicas máficas (Figura 59) apresentam muita semelhança com as plutônicas equivalentes. Em campo, sua identificação é baseada nas relações de contato com as rochas encaixantes desse litotipo. Sua granulação mais fina do que a de seus equivalentes plutônicos também é uma feição indicativa de suas características subvulcânicas. Essas rochas corresponderiam às que foram classificadas por Melo (2011) como intrusivas máficas, e por Melo *et al.* (2014) como diques de gabro. É importante ressaltar que são encontradas zonas mineralizadas com sulfetos de cobre no contato entre as rochas máficas subvulcânicas (microgabros) e as graníticas. (Figura 60).



Figura 59 - Possível dique básico intrudindo rocha monzogranítica albitizada, parcialmente digerida, com contato irregular. Próximo ao contato, a rocha máfica apresenta alteração potássica com biotita mais intensa. Vênulas de clorita cortam os dois litotipos, alterando uma área maior na rocha máfica.

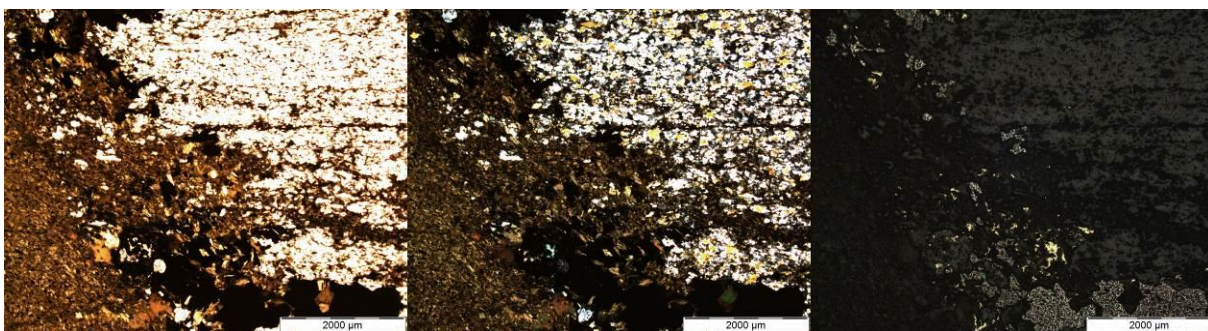


Figura 60 - Contato entre possível dique de rocha máfica, totalmente alterado por biotita (esquerda) com rocha ácida rica em quartzo (direita). Notar que no contato há formação de sulfetos (calcopirita e pirrotita) e estes ficam restritos à rocha máfica. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

Além da alteração potássica com biotita, é possível perceber indícios de outras zonas de alteração nessas rochas. Por exemplo, são encontrados porfiroblastos escapolita



hidrotermal nessas rochas (Figura 61). A escapolita se desenvolve sobre fenocristais de plagioclásio presente nos protólitos. É possível notar que a escapolita não se encontra em equilíbrio com a zona de alteração potássica subsequente. Por esse motivo são em parte consumidos, principalmente nas bordas, na formação dessas outras zonas de alteração hidrotermal.

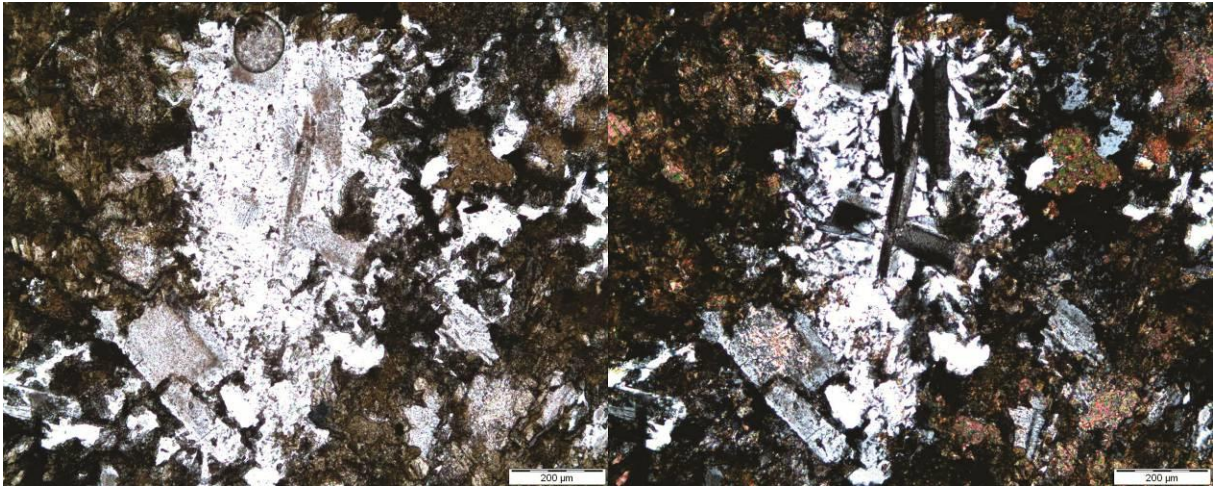


Figura 61 - Porfiroblastos de escapolita (mineral incolor, no centro das fotomicrografias) com cristal de plagioclásio geminado preservado no centro. Os plagioclásios (minerais de coloração cinza) estão parcialmente sericitizados. Ao redor da escapolita há zona com intensa alteração potássica com biotita (mineral marrom). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

#### 5.1.3.2.2. Rochas máficas plutônicas

Algumas das rochas com características máficas apresentam cristais mais bem desenvolvidos que os litotipos similares (Figura 62). Essas rochas aparentam serem correlatas às rochas subvulcânicas máficas, porém menos expostas à alteração hidrotermal ou em porções mais internas do dique, distais em relação ao contato com as rochas encaixantes, o que pode ter levado à sua melhor preservação de processos metassomáticos. Assim como as subvulcânicas máficas, essas rochas corresponderiam às classificadas por Melo (2011) como intrusivas máficas, e por Melo *et al.* (2014) como diques de gabro. Ao microscópio (Figura 63), é possível observar que rocha apresenta a textura subofítica preservada (MacKenzie *et al.* 1982).



Figura 62 - Rocha derivada de protólito máfico com estrutura maciça e textura granular fanerítica fina a média, classificada em campo como gabro. A rocha é cortada por zonas albitizadas (canto direito da fotografia) e vênulas de quartzo (faixas cinza claro).

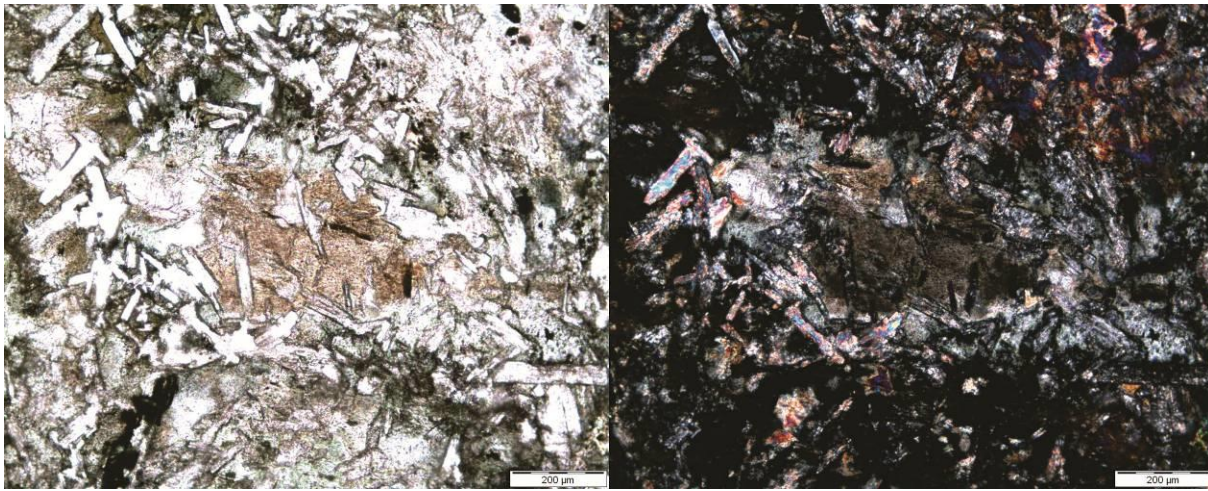
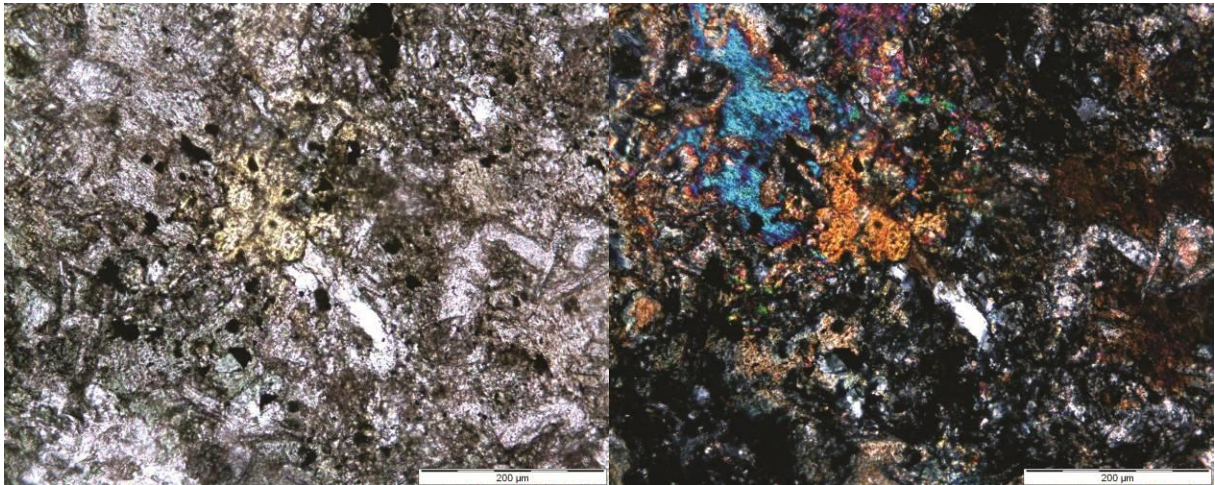


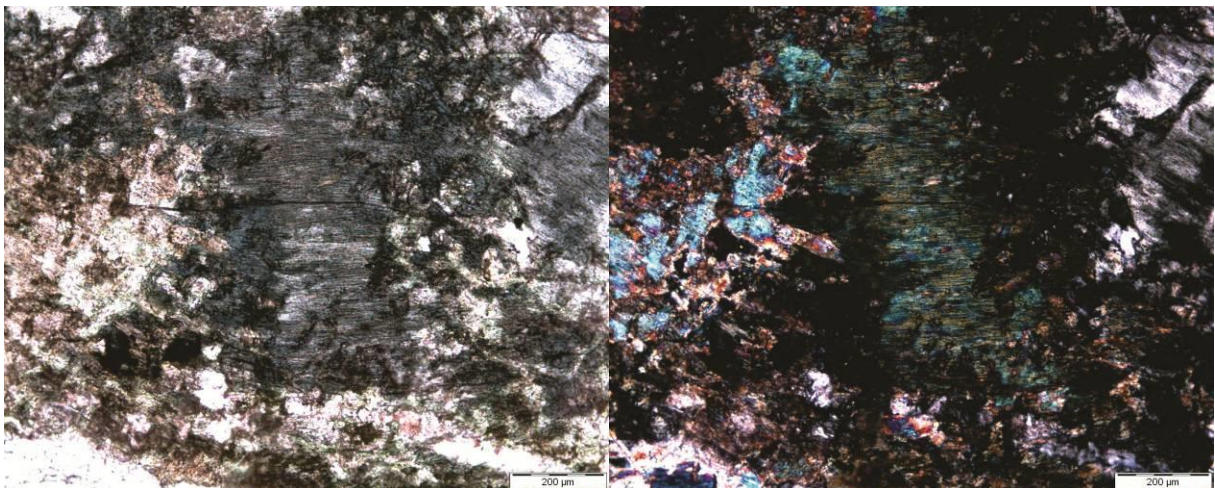
Figura 63 - Detalhe em lâmina da rocha máfica plutônica, apresentando textura subofítica. O cristal de coloração marrom ao centro representa um antigo clinopiroxênio (alterado para uralita). Cristais de plagioclásio tabulares ocorrem inclusos, em parte, no oikocristal, definindo a textura subofítica. Esses cristais de plagioclásio encontram-se parcialmente saussuritizados, principalmente os mais próximos ao cristal de biotita, formando uma textura semelhante a uma corona. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

Mineralogicamente, essas rochas apresentam as características de uma rocha básica metamorfisada em fácies xisto verde, devido à presença de actinolita e epidoto (Figura 64). Possivelmente essa fácies metamórfica seja representativa das condições às quais as rochas hospedeiras do depósito Bacuri foram submetidas, desconsiderando o sistema químico aberto, causado pela alteração hidrotermal.



**Figura 64 - Cristal de epidoto (mineral amarelo esverdeado) associado com actinolita (mineral com cor de interferência azulada) e clorita fina (mineral com cor e interferência cinza). Essa paragênese, nas rochas máficas, evidência condições de fácies metamórfica de xisto verde.**

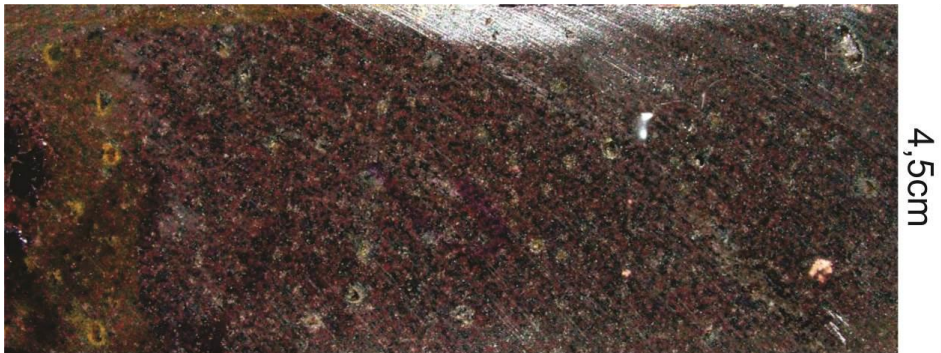
Algo peculiar a essas rochas e às rochas subvulcânicas máficas, que apresentam cristais de actinolita maiores, é a substituição de suas bordas por hastingsita (Figura 65). Essa feição só é observável quando nessas rochas não há uma forte substituição por biotita. Nesses casos, essa feição é obliterada pela alteração potássica com biotita. Essa feição será discutida em detalhe no capítulo 5.1.4.2.



**Figura 65 - Cristal de hastingsita hidrotermal (mineral azulado no centro) e núcleo de actinolita preservado (mineral amarelado com alta cor de interferência azul, a esquerda das imagens). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

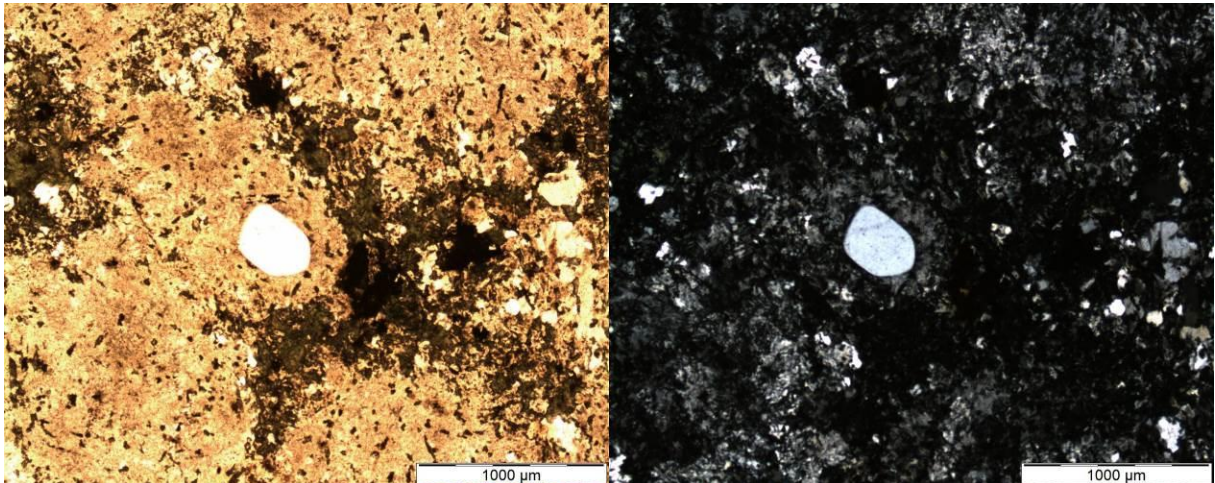
### 5.1.3.3. Rochas ácidas subvulcânicas

No depósito Bacuri foram caracterizadas rochas subvulcânicas ácidas. As rochas desse grupo ocorrem de forma restrita, geralmente na forma de diques de poucos metros (<1 a 3m). Um exemplo desse conjunto de rochas é o quartzo-feldspato pórfiro (Figura 66), que se apresenta fortemente hidrotermalizado. Melo (2011) e Melo *et al.* (2014) não classificam essa rocha como hospedeira do depósito. Porém, na região, são descritos rocha semelhante, classificada no trabalho de Melo (2011) como diques de quartzo-feldspato pórfiro.



**Figura 66 - Quartzo-feldspato pórfiro com intensa alteração potássica, com formação de feldspato potássico hidrotermal.**

Com a petrografia, é possível notar nesses litotipos a presença de fenocristais de quartzo preservados (Figura 67), envolvidos por feldspato potássico hidrotermal. Esse feldspato hidrotermal apresenta tipicamente finas inclusões de hematita que conferem cor vermelha à rocha. A formação de feldspato potássico hidrotermal substitui porfirocristais de feldspato potássico ígneos originais. Essa reação faz com que percam o seu formato regular. Os feldspatos hidrotermais são consumidos parcialmente em outras zonas de alteração hidrotermais. No exemplo, há formação de clorita entre os grãos de feldspato hidrotermal. Adicionalmente, texturas granofíricas de intercrescimento de quartzo e feldspato estão preservadas nessa rocha, evidenciando também sua colocação rasa.



**Figura 67 - Zona com intensa alteração hidrotermal potássica. Os cristais de feldspato potássico hidrotermal englobam minerais reliquias da rocha original. Na fotomicrografia há um cristal de quartzo ígneo englobado por feldspato potássico com aspecto turvo, típico da fase hidrotermal na qual microinclusões de hematita estão presentes. No interstício dos grãos de feldspato potássico há a formação de clorita e minerais opacos associados, formados também por alteração hidrotermal. O protólito dessa rocha é um quartzo-feldspato pórfiro, como evidenciado pelo aspecto dos fenocristais reliquias de quartzo e pela textura granofírica presente. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

#### 5.1.4. Alteração Hidrotermal – Regime Dúctil

Parte das zonas de alteração hidrotermal está fortemente associada a zonas miloníticas. Ao microscópio, é possível notar que há aspectos texturais que indicam associação entre a deformação dúctil e a alteração hidrotermal. Há zonas fortemente foliadas com o núcleo dos porfirocristais preservados. Dependendo da composição química do porfiroblastos, podem ser formados outros minerais em sua borda, além da mineralogia da alteração hidrotermal principal, como por exemplo, muscovita (Figura 68). Essa feição, associado à matriz fina alterada e orientada, seria um exemplo da interação com fluidos hidrotermais durante os processos de deformação.

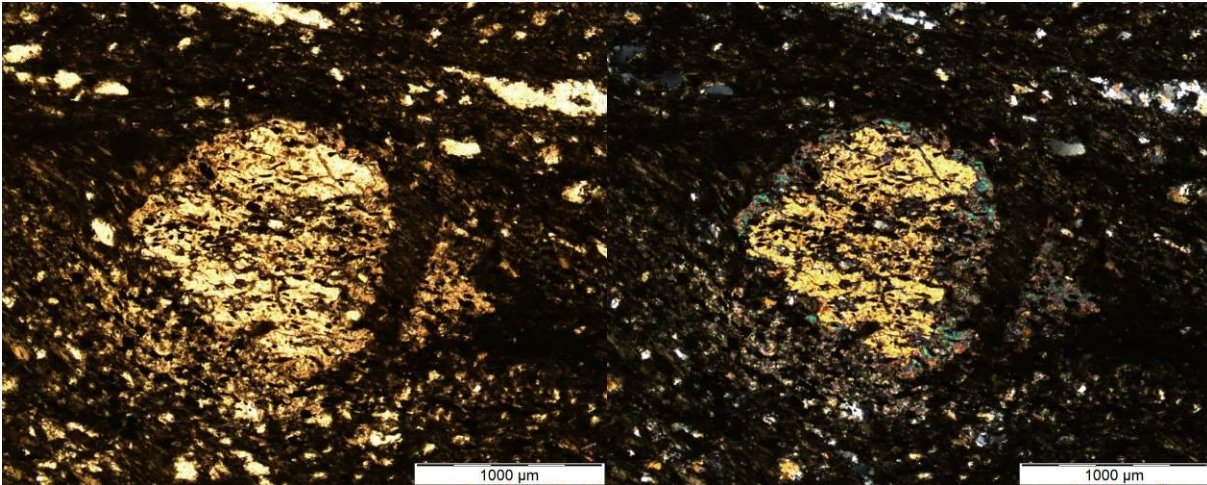


Figura 68 – Porfiroclasto de feldspato quebrado e envolvido nas bordas por muscovita hidrotermal. A matriz da rocha é composta predominantemente por clorita e biotita hidrotermal fina e orientada. Estão associados à matriz alguns grãos reliquiares de quartzo e feldspato. Notar que os minerais opacos presentes no porfiroblasto de feldspato potássico apresentam orientação ligeiramente diferente da foliação principal da rocha (definida pela clorita). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

#### 5.1.4.1. Alteração Sódica (Albitização)

No depósito Bacuri, a alteração hidrotermal é caracterizada por uma fase inicial de albitização das rochas. Por essa razão, as zonas com alteração sódica geralmente apresentam evidências da sobreposição de outros estágios de alteração hidrotermal (Figura 46 e Figura 69).



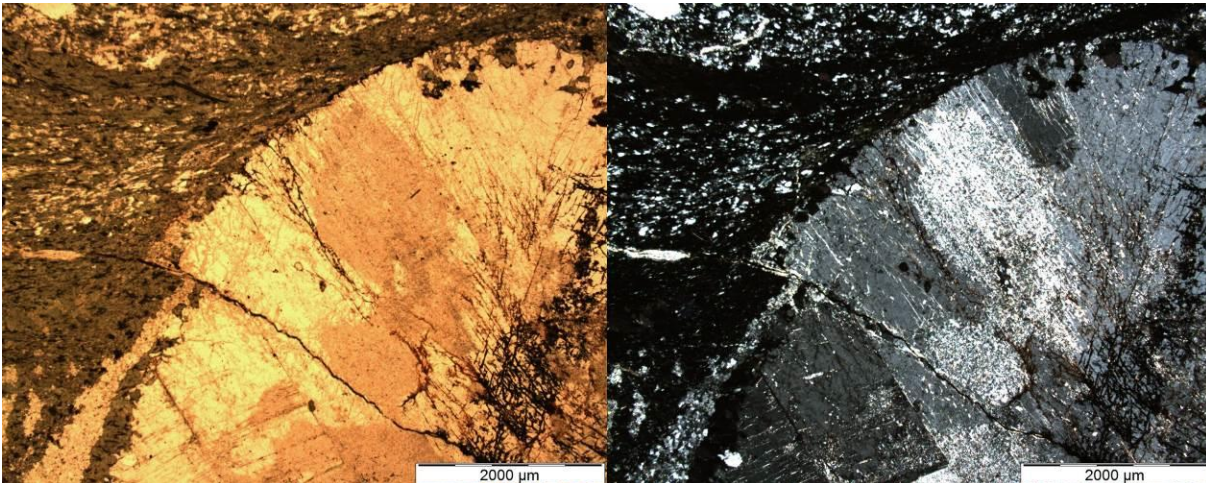
Figura 69 – Rocha metavulcânica albitizada (parte rosada central) sobreposta por diversas zonas de alteração hidrotermal subsequentes, que incluem *fronts* de alteração potássica com biotita (lado direito da foto) e de cloritização (parte esquerda central). Podem ser observadas vênulas de quartzo com calcopirita nos trechos com biotita, além de vênulas muito finas com feldspato potássico (cor vermelha mais intensa) cortando a porção albitizada.

Devido a essa sobreposição, essa alteração hidrotermal bem desenvolvida e preservada é restrita a pequenos trechos dos testemunhos de sondagem. Em alguns casos, é possível observar apenas núcleos constituídos por cristais de albita reliquias. Esses cristais são comumente envolvidos por outras zonas de alteração hidrotermal, principalmente por *network* de vênulas com biotita ou por porções com alteração pervasiva com biotita (Figura 70).



**Figura 70** - Pequenos núcleos com cristais de albita (brancos) obliterados pela alteração potássica, representada por finas vênulas escuras de biotita e vênulas mais tardias, e subordinadas, com calcopirita. O adensamento das vênulas com biotita resulta na quase completa obliteração das zonas com alteração sódica com albita e o desenvolvimento de alteração potássica com biotita pervasiva (lado esquerdo central).

Microscopicamente, é possível observar outros efeitos da alteração hidrotermal posterior à formação dos cristais de albita hidrotermal (Figura 71). Esses cristais apresentam além do truncamento de suas bordas por outras zonas de alteração hidrotermal, alterações internas. As alterações internas nos cristais podem ser representadas pela formação de óxidos no seu interior, assim como sua sericitização. Essas alterações ocorrem preferencialmente nos planos de clivagens dos cristais de albita. Mesmo ocorrendo dessa forma restrita, essa alteração pode refletir em características macroscópicas das rochas. Alguns desses cristais de albita hidrotermal apresentam coloração rósea em amostras macroscópicas. Isso se deve à presença de óxido de ferro nas clivagens da albita hidrotermal. Essa coloração rosada pode levar à classificação errônea da albita como feldspato potássico, o que pode dificultar a descrição das zonas de alteração do depósito.



**Figura 71 - Albita hidrotermal envolvida pela foliação definida pela orientação da clorita hidrotermal. Sericitização e óxidos (minerais escuros no lado direito das fotomicrografias) são observados nos planos de clivagem da albita e em fraturas. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Além da fase principal de albitização das rochas, existem estágios tardios com formação de albita. Por exemplo, há formação de albita em vênulas tardias, associadas à deformação rúptil, preenchendo fraturas (Figura 72). Também ocorre albitização como halo ao redor de algumas intrusões graníticas tardias e pegmatitos, formando halos ao seu redor. Distalmente, esses halos evoluem para zonas com sericitização. Essas duas informações foram obtidas pela compilação dos dados dos furos de sondagens (Figura 34).



**Figura 72 - Rocha sienogranítica albitizada, cortada por vênulas de albita tardia.**

#### 5.1.4.2. Alteração Sódica (Escapolitização)

A escapolitização das rochas do Depósito Bacuri é caracterizada pela formação de cristais de escapolita na matriz da rocha (série da escapolita: Marialita  $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$  - Meionita  $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$ ). Nos testemunhos de sondagem do Depósito Bacuri, a escapolita

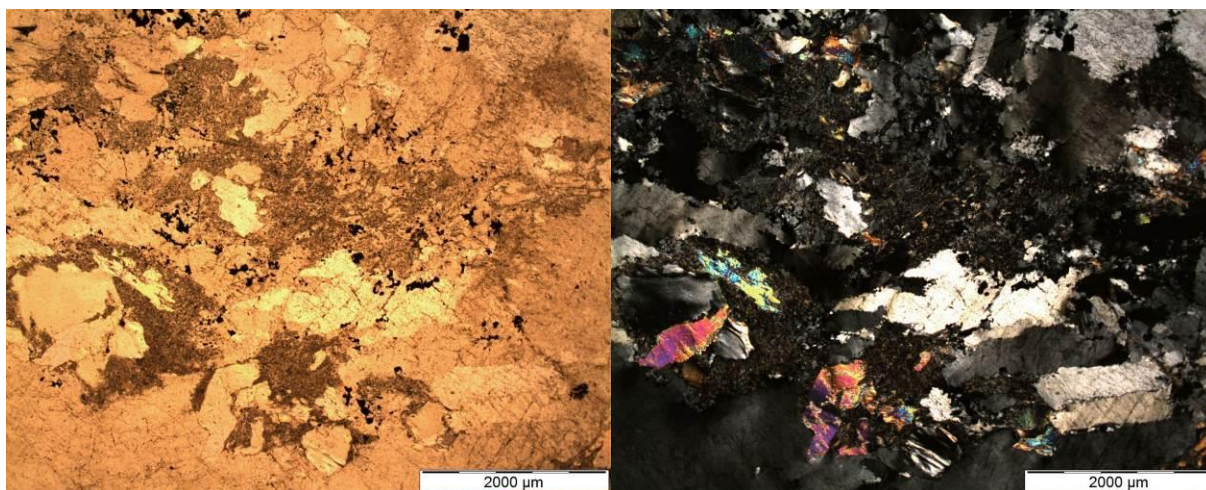


geralmente ocorre como pequenos cristais com base de formato quadrado, com coloração branca (Figura 73).



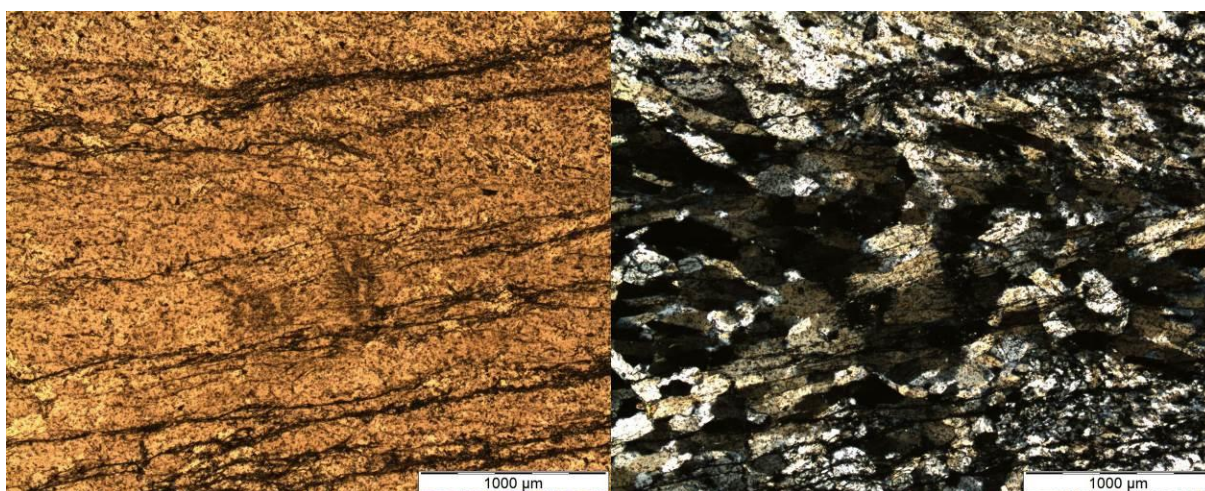
**Figura 73 -- Rocha metavulcânica com cristais de escapolita hidrotermal (pontos brancos pequenos) em matriz constituída por biotita parcialmente substituída por clorita.**

A alteração sódica (Figura 74) representaria um estágio temporalmente intermediário entre a albitização (alteração sódica) e a alteração potássica (com a formação de biotita e feldspato potássico). É possível identificar a composição marialítica da escapolita no Depósito Bacuri devido a sua baixa birrefringência, próxima ao quartzo (marialita  $\delta = 0.007 - 0.009$ , meionita  $\delta = 0.034 - 0.038$  e quartzo  $\delta = 0.009$ , sendo  $\delta$  birrefringência máxima; Mindat 2015a, 2015b e 2015c). Em alguns casos, a escapolita substitui megacristais de feldspato preexistentes e associa-se a muscovita hidrotermal grossa.



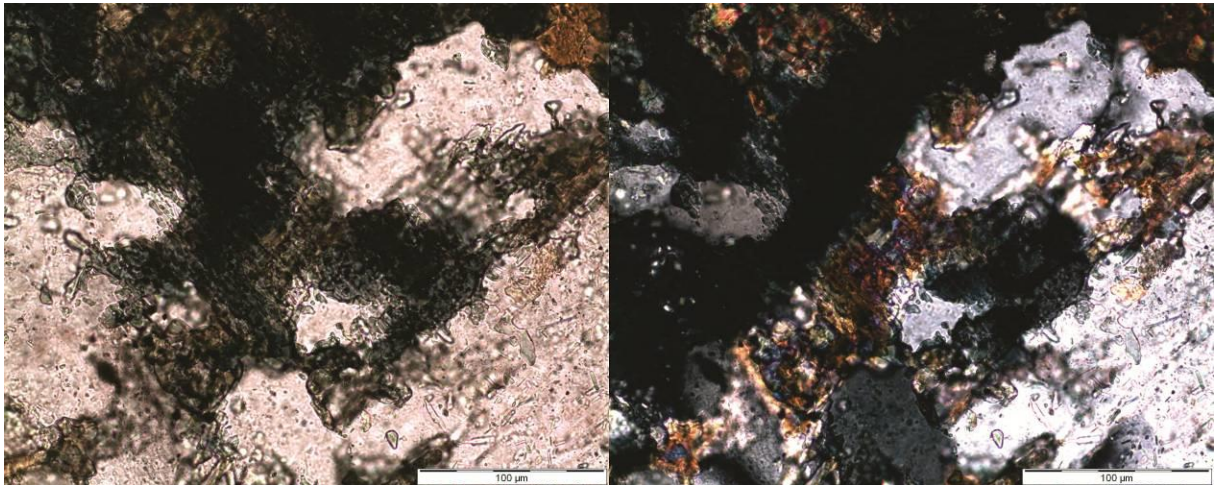
**Figura 74 - Alteração sódica, em rocha granítica, com escapolita (minerais límpidos com baixa cor de interferência) e muscovita (mineral incolor com alta cor de interferência) bem formadas. Ao redor há zona de alteração com clorita (mineral esverdeado com baixa cor de interferência) e opacos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

A escapolita também ocorre em vênulas e veios, com um hábito próximo ao fibroso (Figura 75). Nas zonas escapolitizadas também podem ser observados cristais fibrosos de escapolita orientados segundo a foliação milonítica. Esses cristais de escapolita apresentam extinção ondulante, evidenciando sua deformação e possível formação prévia ou sin-tectônica em relação ao cisalhamento e à milonitização.



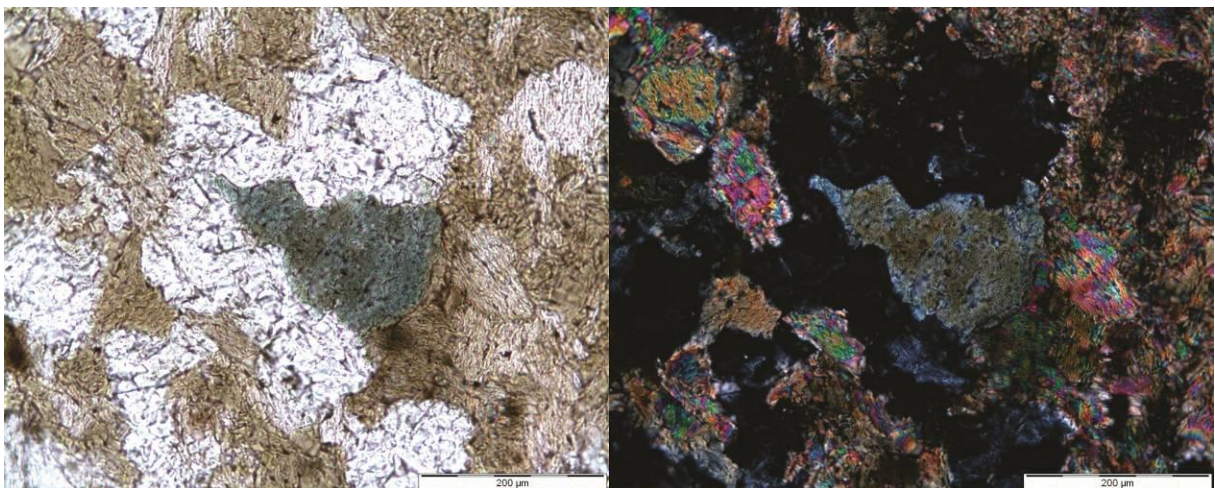
**Figura 75 - Zona de escapolitização representada por cristais fibrosos de escapolita orientados segundo a foliação milonítica. Nota-se também que os cristais de escapolita apresentam extinção ondulante, evidenciando sua deformação e possível formação prévia ou sin-tectônica em relação ao cisalhamento. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

O final da alteração sódica e o início da alteração potássica tem relação temporal com a formação de hastingsita em rochas com protólitos máficos subvulcânicos e plutônicos. Se for considerada a composição química da hastingsita descrita por Monteiro *et al.* (2008b) na Mina Sossego, essa possibilidade é coerente. Na mina do Sossego foram descritas potássio-cloro-hastingsita  $(\{K\}\{Ca_2\}\{Fe_4^{2+}Fe^{3+}\}(Al_2Si_6O_{22})(Cl,OH)_2)$ . Feições petrográficas indicam que a hastingsita (Figura 76) é produto da alteração hidrotermal da actinolita  $(\{Ca_2\}\{Mg_{4.5-2.5}Fe_{0.5-2.5}\}(Si_8O_{22})(OH)_2)$ , e evidencia aumento da atividade de potássio no fluido hidrotermal.



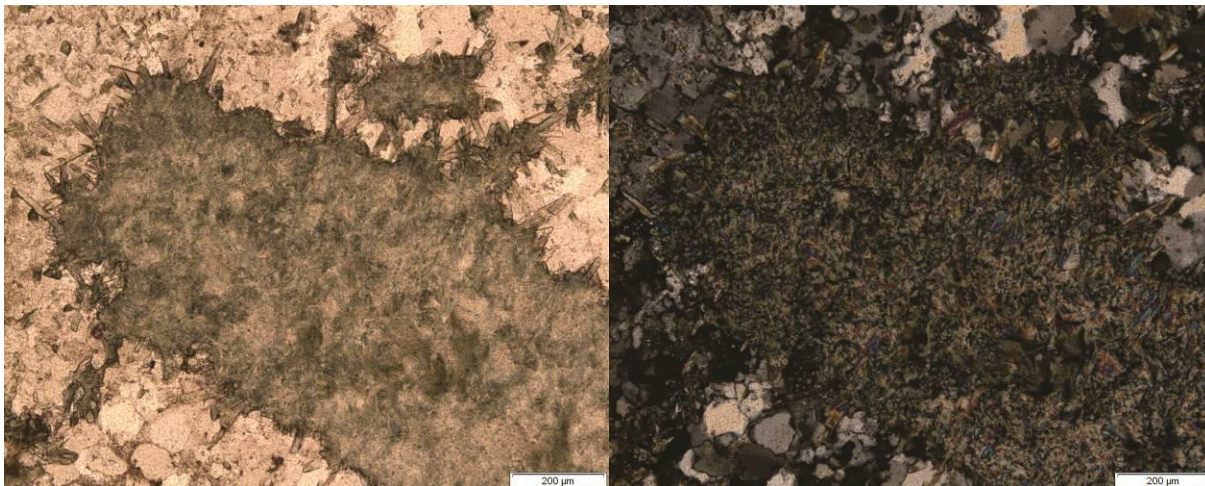
**Figura 76 - Cristal de hastingsita (mineral azul acinzentado) substituindo actinolita (mineral com alta cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

A presença de cloro em sua composição poderia ser relacionada com o final do estágio de alteração sódica, já que ocorre a formação de escapolita. Já o potássio seria proveniente do início da alteração potássica, que será descrita em detalhes adiante (5.1.4.3). Além da correlação com outros depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás, há feições petrográficas que indicam essa relação. Um exemplo seria a ocorrência de hastingsita na interface dos cristais de escapolita e zonas de alteração por biotita (Figura 77).



**Figura 77 - Escapolita (mineral branco) com hastingsita (mineral azulado no centro). Esses minerais encontram-se envoltos por zona de alteração potássica por biotita (mineral marrom). A hastingsita também se encontra levemente alterada por biotita, indicando sua formação precoce no início da alteração potássica. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

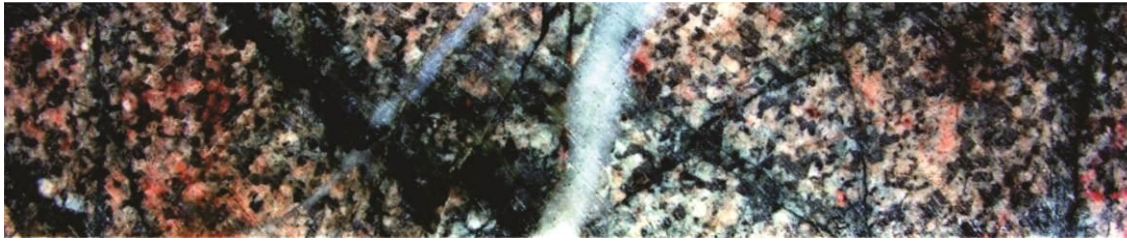
Agregados de anfibólios finos também ocorrem próximo às rochas milonitizadas e escapolitizadas. Esses agregados apresentam cristais fibrosos de hastingsita, com núcleos preservados de actinolita (Figura 78). Os agregados de hastingsita englobam cristais da rocha encaixante.



**Figura 78 - Agregado de anfibólios, com núcleos compostos por actinolita, substituídos por hastingsita, cortando rocha ácida previamente milonitizada. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

#### 5.1.4.3. Alteração Potássica

Podemos separar a alteração potássica em dois subtipos distintos. O primeiro é representado pela formação de biotita. Já o segundo pela formação e alteração de feldspatos prévios por feldspato potássico (ortoclásio) hidrotermal. Esses dois subtipos de alteração potássica podem ocorrer associados (Figura 79), porém, o estágio com biotita é predominante nos trechos dos testemunhos de sondagem com protólitos máficos e ultramáficos. Já as zonas de alteração potássica com feldspato potássico estão geralmente associadas às rochas graníticas. É importante ressaltar que as zonas com biotita, apesar desse relativo controle petrológico e mineralógico, são mais abundantes do que as com feldspato potássico.



4,5cm

Figura 79 - Rocha granítica com alteração fissural com biotita e *fronts* de alteração potássica com feldspato potássico, conferindo coloração avermelhada à rocha. Vênulas tardias com quartzo e microfalhas também interceptam as zonas com biotita.

Ao microscópio, o estágio principal de formação de biotita aparenta ser anterior ao feldspato potássico (Figura 80). Em alguns casos, feldspato potássico sobrecresce aglomerados de biotita. Possivelmente essa biotita substituiu um feldspato prévio. Apesar de pontual, esse é um forte indício que a alteração potássica iniciou-se no Depósito Bacuri com a formação de biotita.

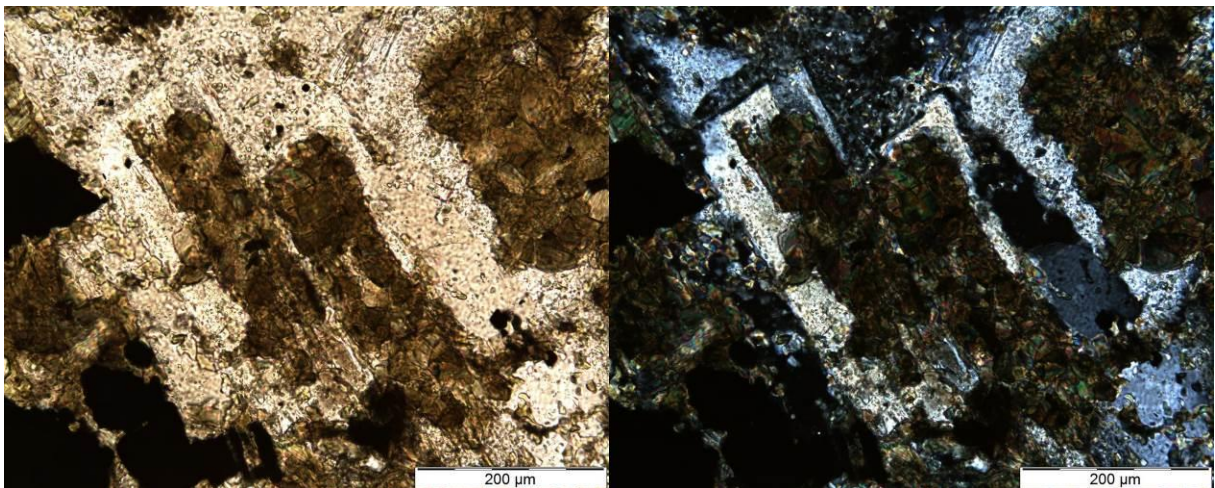


Figura 80 - Cristais de feldspato potássico hidrotermal crescendo sobre aglomerados de biotita, os quais provavelmente substituíram antigos cristais de feldspatos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

#### 5.1.4.3.1. Alteração Potássica com Biotita

A alteração potássica com biotita ocorre em dois estilos principais: pervasivo e fissural. No caso da alteração pervasiva (Figura 81), esse processo está geralmente associado à deformação dúctil, em zonas miloníticas (Figura 82). Nessas zonas, a rocha pode ser classificada como protomilonito a milonito, com a biotita hidrotermal definindo a foliação.



Figura 81 - Contato entre diabásio e monzogranito. Nos dois litotipos, a biotita hidrotermal (minerais escuros) tem uma forte associação com a foliação.

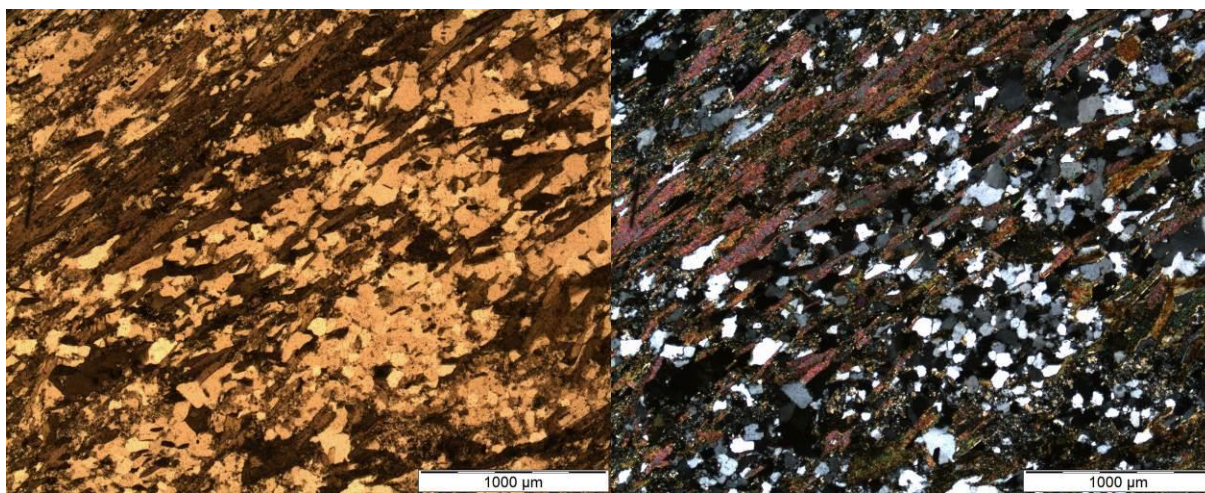


Figura 82 - Rocha ácida milonítica alterada por biotita. A biotita (mineral marrom com forte cor de interferência) define uma foliação, com cristais de quartzo (mineral incolor límpido) e feldspato (mineral incolor amarelado) ao seu redor. O feldspato potássico aparenta ter origem hidrotermal devido ao seu aspecto irregular. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

Em muitos casos, as zonas de alteração potássica com biotita estão associadas com a formação de magnetita. A magnetita é facilmente distinguível nos testemunhos de sondagem por suas propriedades magnéticas e sua cor acinzentada (Figura 83). No Depósito Bacuri, a magnetita é a fase de óxido de ferro predominante. Ao microscópio é possível observar vênulas de magnetita associadas à zona de alteração potássica com biotita sem sulfetos associados (Figura 84).



Figura 83 - Vênulas de magnetita (material cinza escuro) em zona de alteração potássica com biotita cortada por zona com clorita (material esverdeado do canto direito superior).

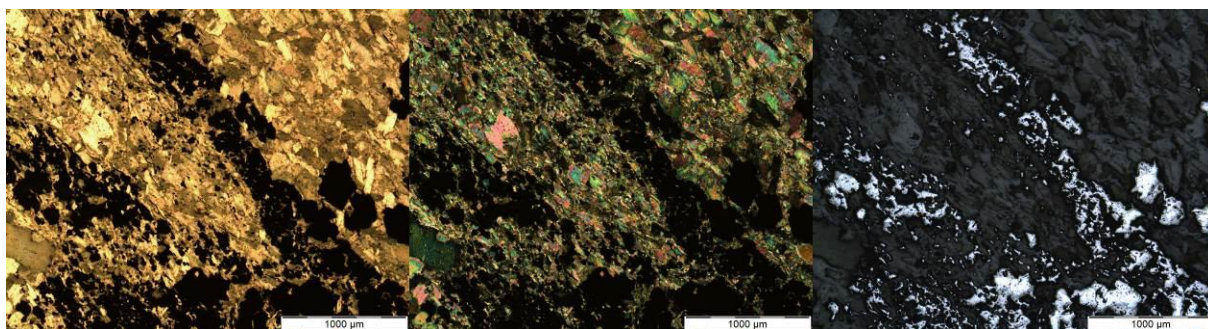


Figura 84 - Faixas de magnetita (mineral opaco com cor prateada na luz refletida) em rocha com alteração potássica com biotita (mineral marrom com forte cor de interferência). Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

Em zonas de alteração com biotita menos intensa, é possível notar que parte da biotita provém da alteração de anfibólios. Citando como exemplo, as rochas com protólito básico, a hastingsita é substituída por biotita em suas bordas (Figura 85). O mesmo ocorre com outros anfibólios, como a actinolita.

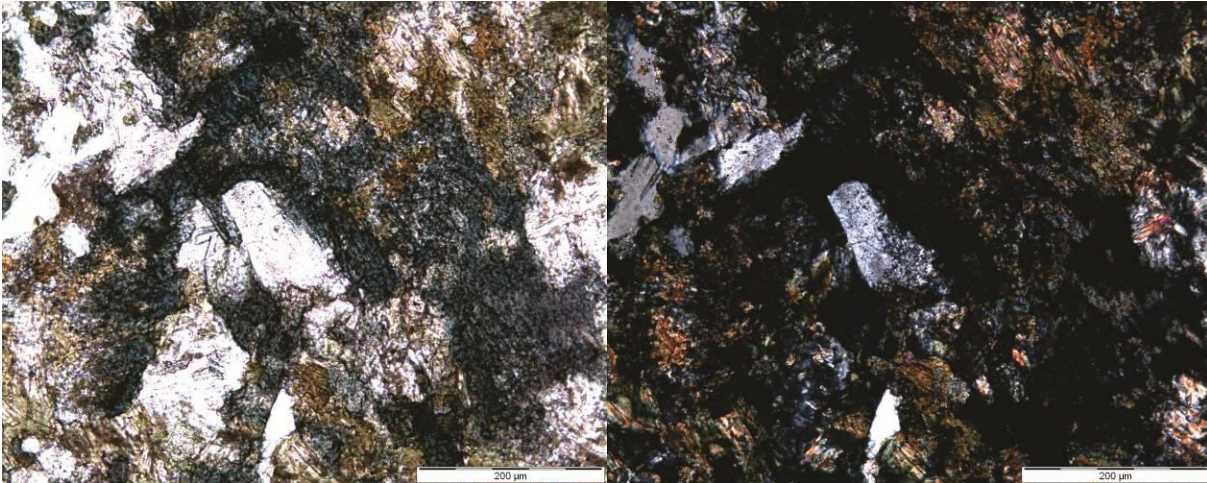


Figura 85 - Cristais de hastingsita parcialmente substituídos por biotita em rocha de protólito máfico. O mineral de coloração azul é hastingsita. Associado à hastingsita encontram-se cristais tabulares de feldspato (plagioclásios albitizados em sua maioria). A biotita hidrotermal é representada na imagem pelos cristais marrom-esverdeados, encontrados ao redor da hastingsita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

É comum em rochas metaultramáficas a alteração potássica com biotita, com substituição da matriz da metaultramáfica por biotita (Figura 86). Essa alteração ocorre como *fronts*, ou até mesmo substituindo totalmente a rocha. Geralmente, a biotita formada nesse contexto é associada com magnetita.

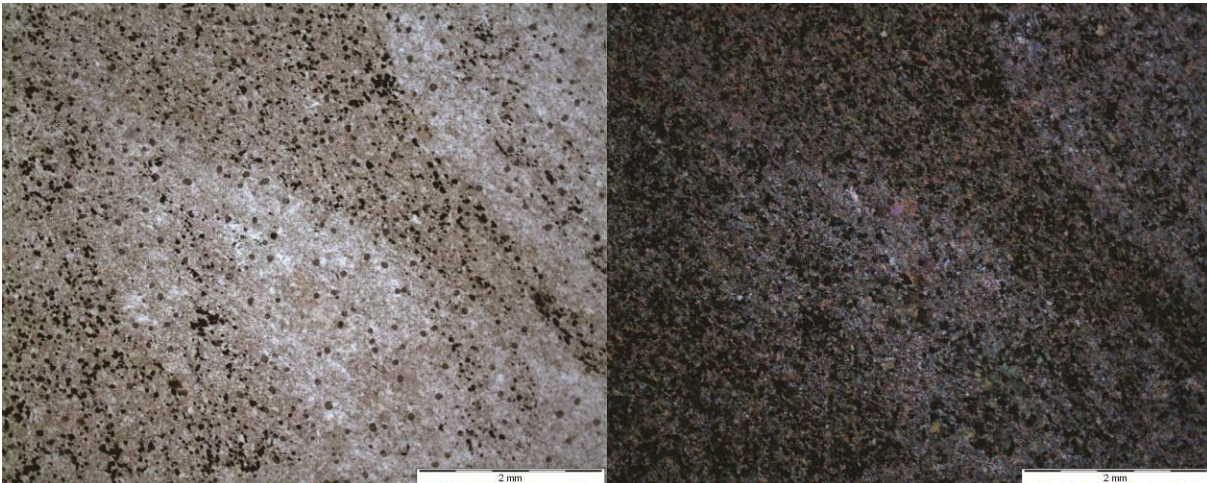
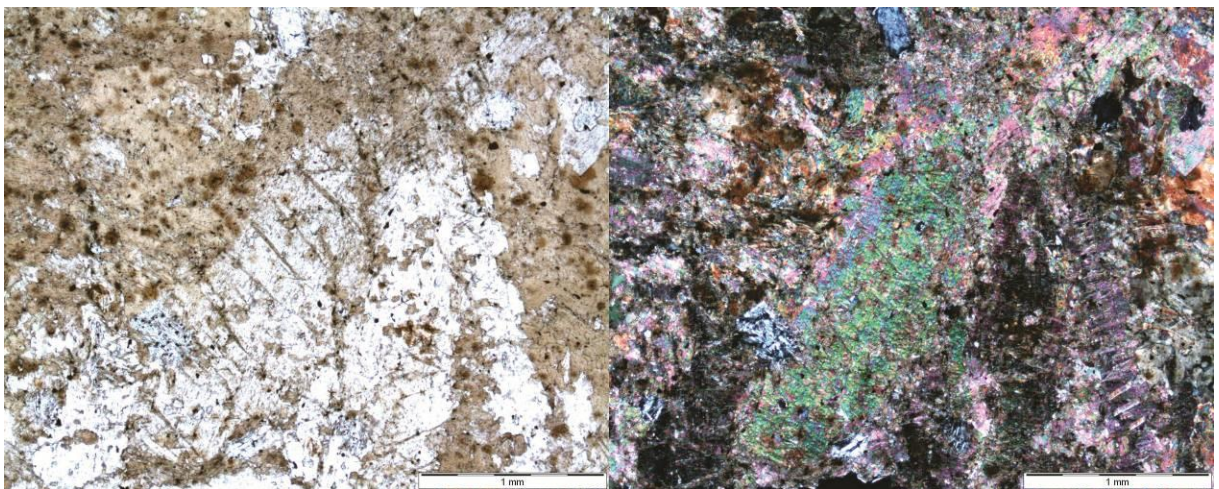


Figura 86 - *Front* de alteração com formação de biotita (zona mais escura, com grande quantidade de opacos associados) em rocha ultramáfica. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

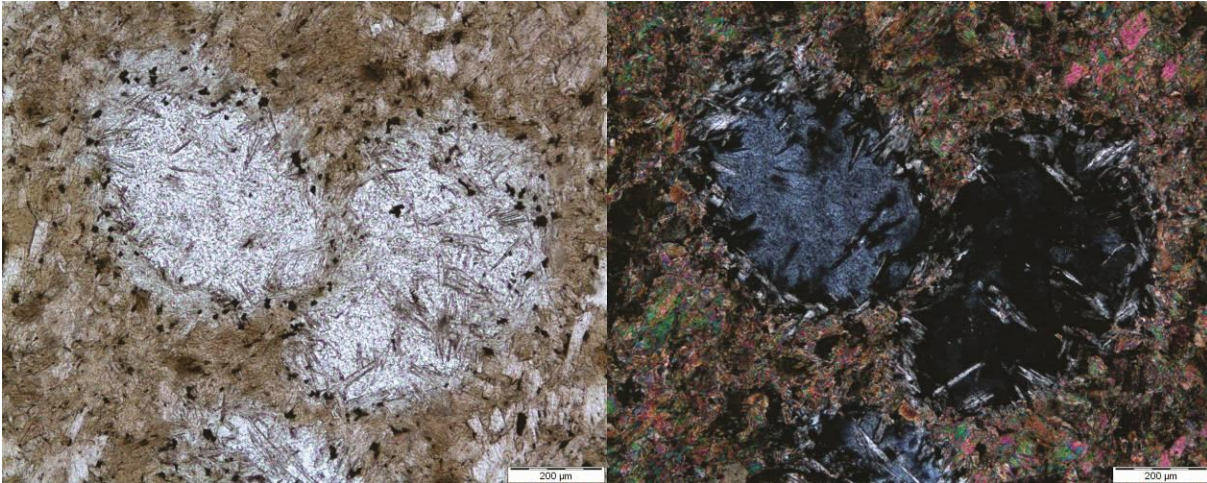


Em alguns casos, essa substituição da rocha metaultramáfica por biotita não é total, e são preservados alguns dos minerais constituintes originais desse litotipo. Um exemplo disso é a substituição parcial de carbonatos por biotita (Figura 87). Nesses casos, é possível observar que a substituição dos minerais ocorre inicialmente nas suas bordas e clivagens. Nota-se que a biotita formada nesse processo apresenta muitos halos pleocróicos, se comparado com a biotita encontrada em outras regiões do depósito. Possivelmente, essa alta radioatividade é proveniente de minerais acessórios, como monazita ou zircão, e seriam constituídos de elementos radioativos lixiviados das rochas ácidas associadas.



**Figura 87 - Biotita (mineral marrom com halos pleocróicos) com apatita associada (mineral incolor com baixa cor de interferência e opacos associados) ao redor de cristal de carbonatos (mineral incolor com cor anômala de interferência, verde e rosa). Notar que biotita cresce nas clivagens dos carbonatos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Cristais de apatita são encontrados dispersos nas rochas metaultramáficas em zonas de alteração potássica com biotita. Devido à sua composição, esse mineral também é indicador do metassomatismo entre as rochas metaultramáficas e suas encaixantes. A apatita geralmente ocorre associada a outros minerais, como clorita e opacos (Figura 88).



**Figura 88** - Cristais de apatita (minerais incolores no centro com cor de interferência cinza), com clorita associada nas bordas (mineral verde claro com cor de interferência cinza), em zona com forte alteração por biotita (mineral marrom), com alguns anfibólios preservados. Os minerais opacos estão fortemente associados com a clorita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

#### 5.1.4.3.2. Alteração Potássica com Feldspato Potássico

A alteração potássica com feldspato potássico, assim como a alteração potássica com biotita, também ocorre de forma pervasiva e fissural. Quando a alteração está associada ao regime dúctil, a alteração ocorre geralmente de forma pervasiva. Nesses casos, o feldspato potássico substitui a rocha original em zonas miloníticas (Figura 89). O feldspato potássico hidrotermal pode ser distinguido dos outros feldspatos pela forte coloração avermelhada que apresenta.



**Figura 89** - Alteração potássica pervasiva com feldspato potássico (minerais vermelhos) em rocha milonítica a cataclástica.

Ao microscópio, o feldspato potássico hidrotermal apresenta características peculiares, como seu formato irregular e aspecto “sujo” (Figura 90). Esse aspecto é causado por inclusões finas dispersas em seu interior, e algumas dessas inclusões são finos cristais de

hematita. A hematita inclusa nesses cristais é a causa da cor vermelha intensa do feldspato potássico hidrotermal quando observado macroscopicamente.

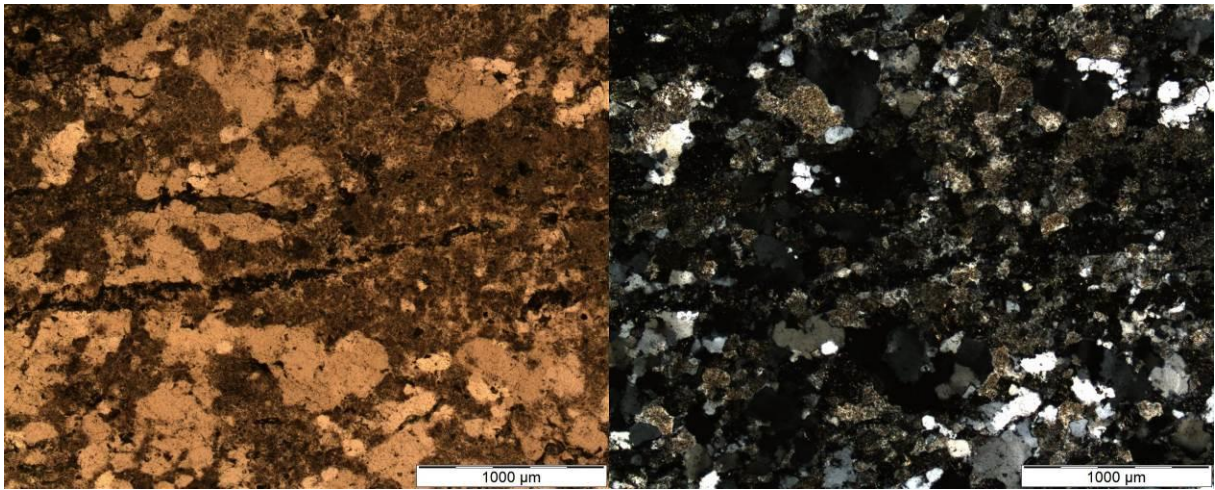


Figura 90 - Zona de alteração potássica com feldspato potássico, vista ao microscópio. Os cristais de feldspato potássico hidrotermal apresentam um formato irregular e um aspecto “sujo” (mineral de cor acinzentada com polarizadores descruzados). Os grãos mais límpidos são quartzo (mineral de cor branca com polarizadores descruzados). Os feldspatos encontram-se parcialmente sericitizados. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

Assim como na alteração potássica com biotita, ocorre magnetita associada à zona de alteração potássica com feldspato potássico. Em lâmina é possível observar que a magnetita geralmente ocorre intercrescida com o feldspato potássico (Figura 91). Essa feição contrasta com o observado nas zonas de alteração potássica com biotita, nas quais a magnetita delimitava planos de foliação com a biotita.

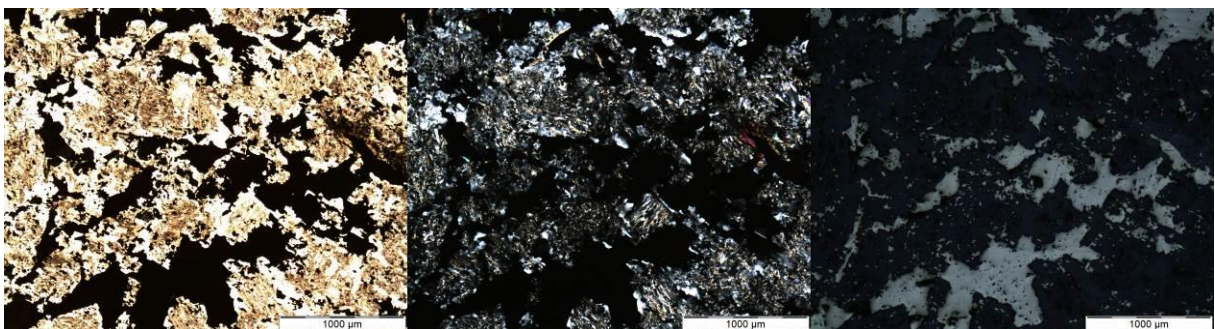
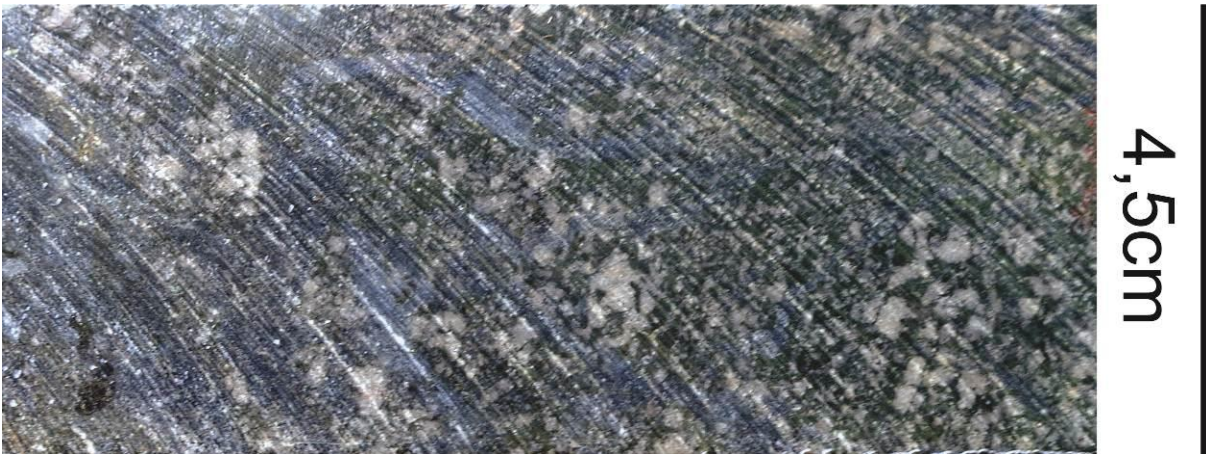


Figura 91 – Magnetita (mineral opaco prateado na luz refletida) associada com zona de alteração potássica com feldspato potássico (mineral com baixa cor de interferência e coloração amarronzada devido inclusões finas). Ao redor da magnetita há formação de albita (mineral incolor com baixa cor de interferência). Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

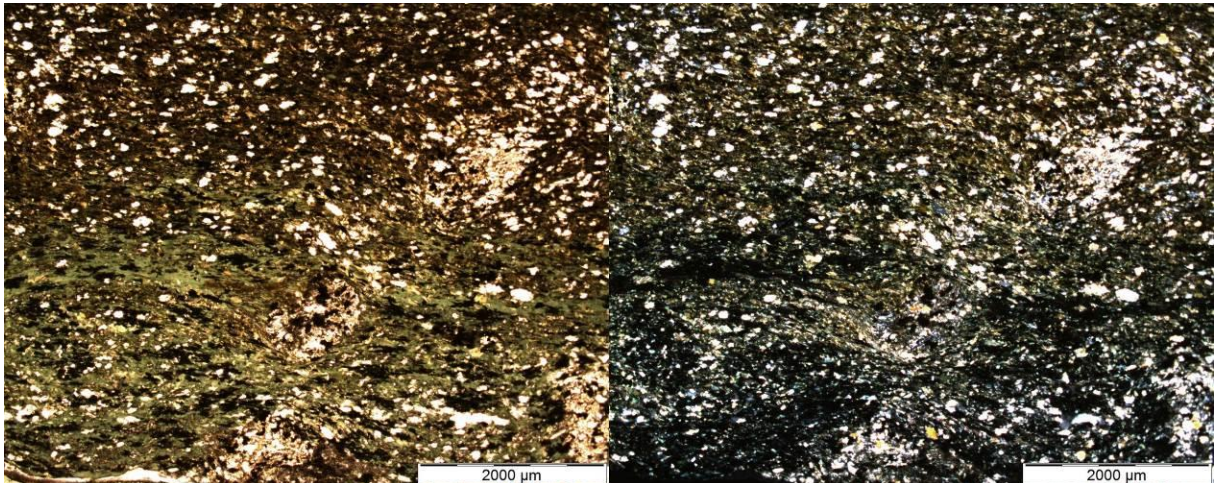
#### 5.1.4.4. Alteração clorítica

Assim como a alteração potássica, a alteração clorítica também ocorre associada aos regimes dúctil e rúptil de deformação. Frequentemente, a cloritização oblitera zonas de alteração potássica prévias (Figura 92). Essa associação é encontrada nos dois tipos de alteração potássica.



**Figura 92 - Zona com alteração clorítica (matriz esverdeada), em rocha granítica, cortando zona de alteração potássica (feldspatos rosados) com feldspato potássico prévia. A alteração clorítica apresenta certa orientação e não chega a obliterar totalmente a zona de alteração prévia, preservando núcleos de feldspato. A rocha é cortada por veios de quartzo (vênulas acinzentadas) tardios associados com calcopirita disseminada (mineral dourado, canto esquerdo superior da imagem).**

Ao microscópio é possível notar, em muitos casos, que as zonas de alteração pervasivas com clorita ocorrem interdigitadas com zonas de alteração potássica com biotita. Nessas situações, há formação de clorita verde escura ao microscópio (Figura 93), que é um indicador de seu alto conteúdo de ferro (Tröger 1979). Possivelmente essa clorita é derivada de antigos cristais de biotita, alterados. Isso explicaria seu alto conteúdo de ferro, comparado com clorita encontrada em outras situações.



**Figura 93 – Contato entre zona de alteração potássica com biotita (parte superior, com cor marrom) e zona de alteração clorítica (parte inferior, verde, com baixa cor de interferência), em rocha metavulcânica. O contato não é regular, e há resquícios preservados de biotita no interior da zona de alteração clorítica. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida e da direita com luz polarizada cruzada transmitida.**

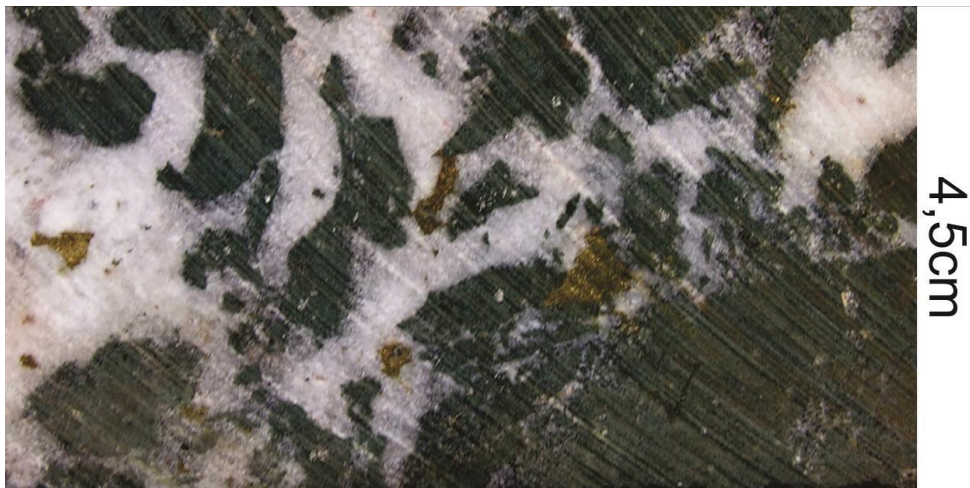
A cloritização apresenta certa relação com a mineralização. A mineralização geralmente se sobrepõe a esse estágio de alteração hidrotermal, em alguns casos de maneira fraca, com crescimento de calcopirita sobre a zona cloritizada, que é parcialmente preservada. Com o avanço da mineralização sobre as zona de alteração clorítica, há casos nos quais apenas resquícios da alteração clorítica ficam preservados entre os minerais de minério. Essa relação será tratada adiante, no tópico 5.1.2.6, referente às mineralizações.

#### 5.1.5. Alteração Hidrotermal – Regime Rúptil

O regime rúptil de deformação no Depósito Bacuri é tardio em relação ao regime dúctil. Em vez de alterar pervasivamente trechos dos testemunhos de sondagem, essas zonas são restritas a pequenas zonas de brechas, ou preenchem fraturas centimétricas a milimétricas. Esse regime é importante na gênese do Depósito Bacuri, pois está fortemente relacionado com a fase principal de mineralização.

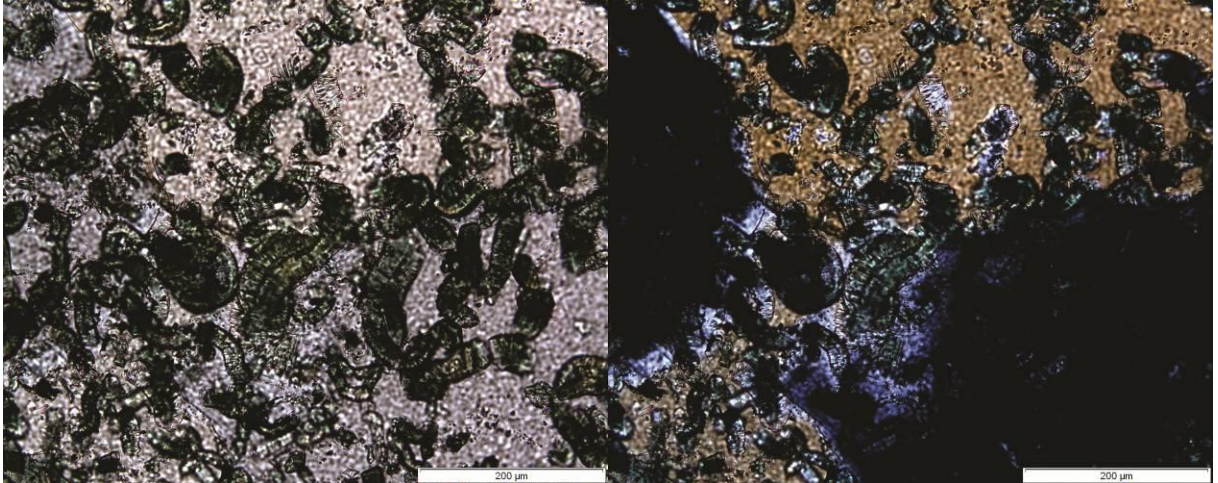
### 5.1.5.1. Silicificação

O Depósito Bacuri, aparentemente, apresenta mais de um estágio de silicificação. É possível inferir isso, pois alguns veios e vênulas de quartzo estão relacionados a outros tipos de alteração, como a alteração potássica e a cloritização, além da própria mineralização. Porém, a fase principal de silicificação está relacionada ao regime rúptil de deformação. Algumas das zonas silicificadas ou veios de quartzo evoluíram para brechas hidráulicas (Figura 94), por vezes mineralizadas, obliterando zonas de alteração hidrotermal pretéritas. Em outros casos, os veios de quartzo são aparentemente estéreis e não se associam a halos de silicificação da rocha encaixante, apenas a interceptam. Alguns desses veios de quartzo mais tardios apresentam associação com carbonatos.



**Figura 94 -- Veio de quartzo (mineral branco), formando brechas com fragmentos da rocha cloritizada. O veio apresenta calcopirita associada (mineral dourado).**

Na petrografia, é possível observar que em alguns intervalos a silicificação foi muito intensa, chegando a transpassar totalmente zonas de alteração pretéritas. É possível identificar essas feições com base em minerais reliquias dessas zonas de alteração, preservados no interior, ou no interstício dos grãos de quartzo formados devido à da silicificação (Figura 95).



**Figura 95 - Zona de silicificação, com cristais de clorita (mineral verde), com hábito vermiforme, preservados no interior dos cristais de quartzo. Os cristais de clorita foram englobados de uma rocha adjacente, a qual foi brechada (ver Figura 94). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Vênulas tardias de quartzo que cortam as rochas metaultramáficas também mostram grande reatividade com essas rochas. É possível observar zoneamento entre a vênula de quartzo e a rocha encaixante (Figura 96). Próximo à vênula de quartzo ocorrem sulfetos (calcopirita predominantemente) e uma zona rica em talco relativamente fino. Essa zona rica em talco recorta a vênula de quartzo. Após essa zona rica em talco fino, há cristais bem formados de clorita, talco e tremolita, com sulfetos associados. Ao redor da vênula, a rocha se encontra fortemente alterada por biotita. Essas relações genéticas exemplificam a forte reatividade entre as rochas metaultramáficas e rochas mais ricas em sílica.



Figura 96 - Vênula de quartzo cortando rocha metaultramáfica. Na borda da vênula de quartzo (mineral branco com cor de interferência cinza clara) há a formação de opacos (calcopirita predominantemente) em sua borda e de um bolsão de talco, que recorta a vênula. Próximo à borda da rocha metaultramáfica há a formação de minerais opacos e cristais de clorita, talco, e tremolita (anfibólio incolor) e cristais bem formados de biotita. Próximo à vênula de quartzo, a rocha se encontra fortemente alterada por biotita. Em porções mais distais da vênula de sílica, observa-se que a rocha é composta predominantemente por actinolita e talco. Mesmo na região mais alterada por biotita são encontrados cristais de talco dispersos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

Sob a luz refletida, é possível notar que entre os minerais opacos formados nesse contexto, a ampla predominância é de calcopirita. A calcopirita nesse contexto recobre os cristais de actinolita e preenche fraturas nesses anfibólios. Essa relação mostra sua formação posterior ao crescimento dos anfibólios (Figura 97).

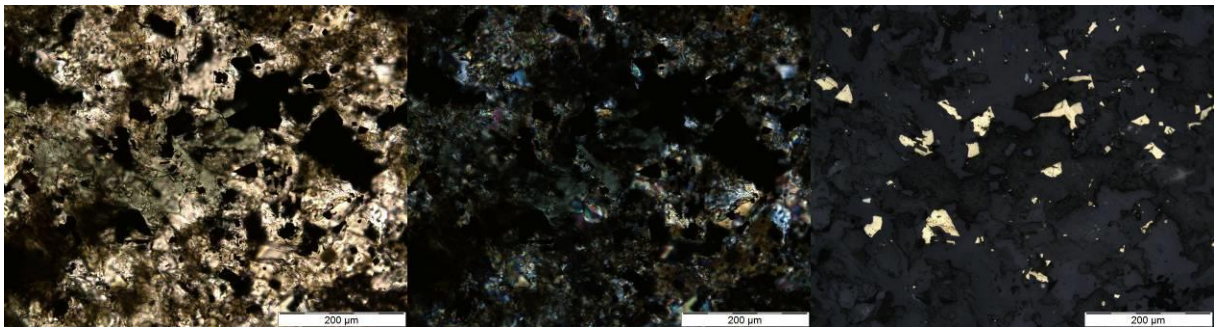




**Figura 97 - Vênula de quartzo (mineral incolor com baixa cor de interferência) em contato com zona com actinolita (mineral verde com alta cor de interferência) e talco (mineral com alta cor de interferência na parte superior da lâmina). A calcopirita (mineral dourado sob a luz refletida) recobre cristais de actinolita e preenche espaços nos cristais de anfibólio fraturados (região a esquerdas fotomicrografias).**

#### 5.1.5.2. Mineralização de Cobre

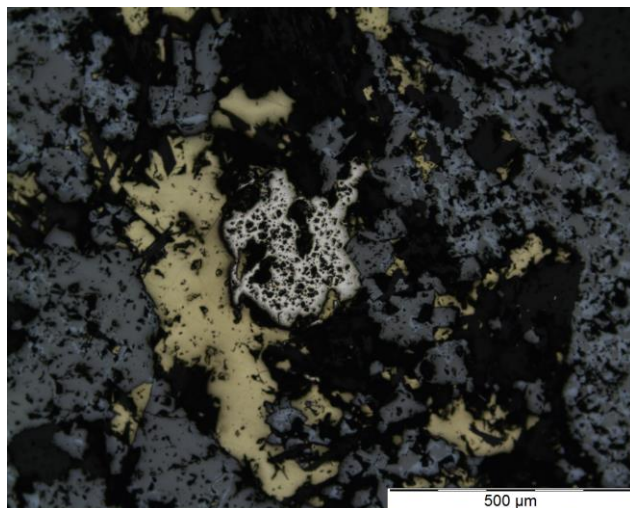
A mineralização de cobre do Depósito Bacuri é representada por sulfetos de cobre, principalmente por calcopirita. Há precipitação de calcopirita e pirrotita, de maneira disseminada, já no regime dúctil de deformação (Figura 98). Geralmente estão associados com óxidos de ferro (magnetita predominante).



**Figura 98 - Calcopirita fina disseminada (mineral opaco dourado na luz refletida) em zona de alteração potássica com biotita (mineral marrom claro com alta cor de interferência) com leve alteração por clorita (mineral esverdeado). Associados com a calcopirita ocorrem cristais finos de magnetita e de hematita (minerais com cor prateada na luz refletida). As fotomicrografias são da mesma lâmina das apresentadas na Figura 68. A fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**

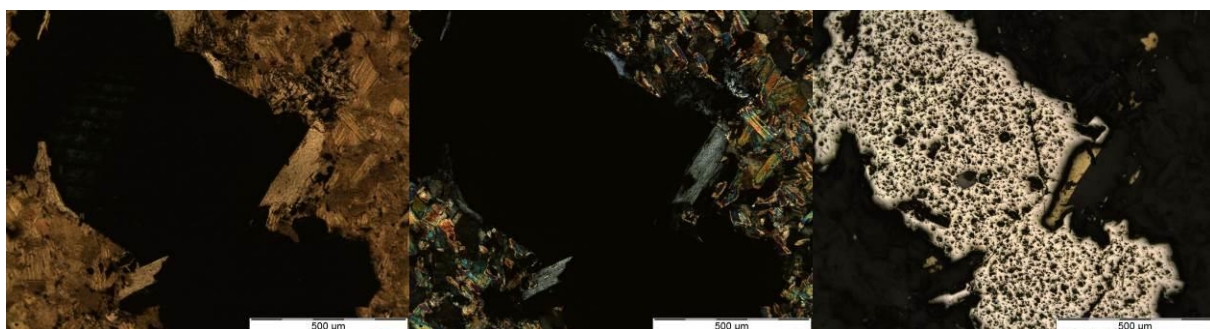
Porém a fase principal de mineralização está fortemente associada ao regime de deformação rúptil. A calcopirita pode ocorrer praticamente pura, mas em muitos casos está associada a outras fases minerais, tais como: pirita, pirrotita e óxidos, como a magnetita e a

hematita (Figura 99 e Figura 100). Os sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, bornita e calcocita) podem ocorrer de modo independente dos óxidos, ou apresentar alguma associação.



**Figura 99 – Calcopirita (mineral dourado) e pirita (mineral dourado pálido, ao centro) associados à magnetita (mineral cinza). A magnetita nesse caso apresenta evidências de substituição por hematita (regiões cinza mais claras). Fotomicrografia com luz refletida.**

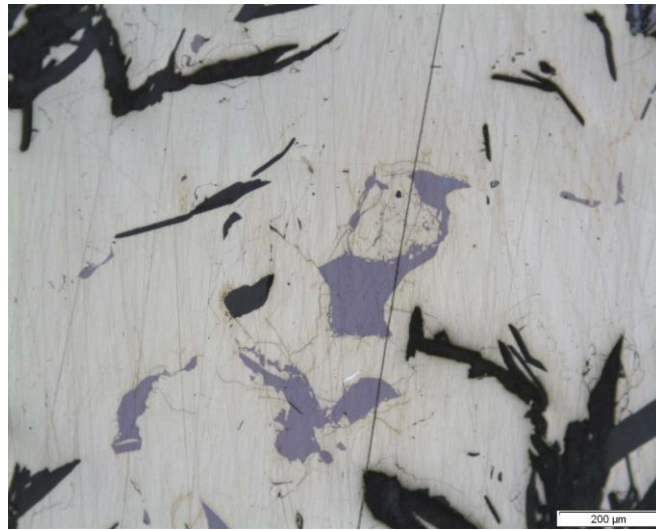
Em algumas situações específicas, outros sulfetos chegam a ser mais abundantes que a calcopirita. Nesses casos, os sulfetos têm a tendência de ocorrer de maneira mais disseminada. Mesmo assim, esses sulfetos geralmente apresentam uma forte associação com a calcopirita, a qual ocorre na forma de inclusões ou exsoluções associados aos planos de clivagem dos outros sulfetos (Figura 100).



**Figura 100 – Pirrotita (mineral dourado rugoso, ao centro) com calcopirita associada (mineral dourado liso) em zona de alteração potássica com biotita (mineral marrom com alta cor de interferência) e alguns cristais de clorita (mineral com cor de interferência cinza). A fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**

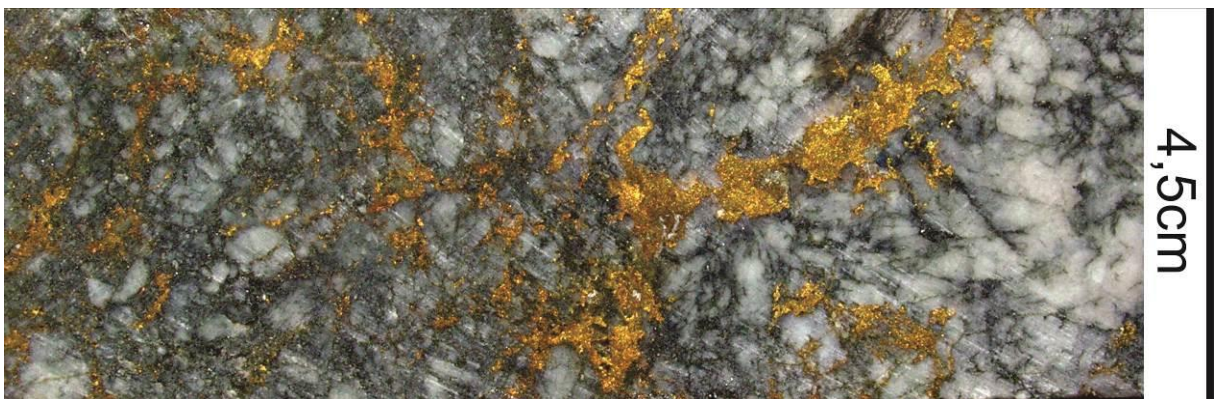
Com a análise petrográfica em luz refletida foi possível comprovar a ampla predominância de calcopirita nos trechos mineralizados. Alguns dos outros sulfetos ocorrem

apenas como inclusões na calcopirita. Como exemplo, foi encontrado bornita e calcocita no interior de cristais de calcopirita (Figura 101).

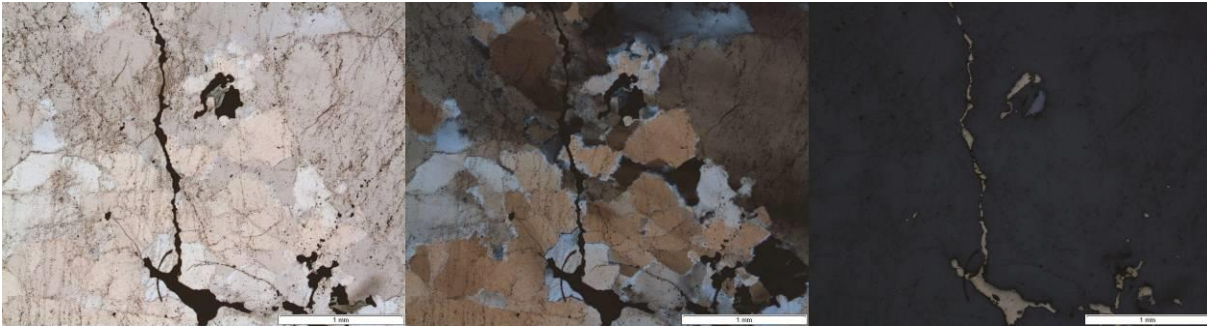


**Figura 101 - Cristal de calcopirita (mineral dourado) truncado por bornita (mineral prateado-rosado) e calcocita (mineral branco, pequeno, próximo ao centro). Fotomicrografia com luz refletida**

As vênulas de sulfetos, compostas predominantemente por calcopirita, cortam zonas de alteração hidrotermal prévias (Figura 102). Essas zonas de alteração correspondem principalmente às zonas de silicificação e cloritização. A zona de minério maciço do depósito apresenta uma forte relação temporal e espacial com as zonas de silicificação. Ao microscópio, é possível observar em detalhe a mineralização obliterando zonas silicificadas (Figura 103).



**Figura 102 - Calcopirita (mineral dourado) cortando quartzo fraturado e brechado, associado à estágio de silicificação prévio.**

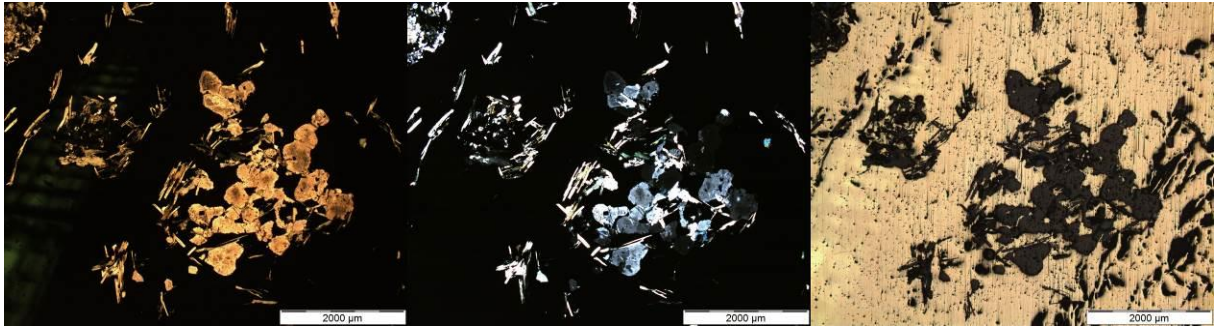


**Figura 103 - Vênula de calcopirita (mineral opaco, dourado na luz refletida) com magnetita associada (mineral opaco prateado na luz refletida), cortando zona de silicificação. Fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**

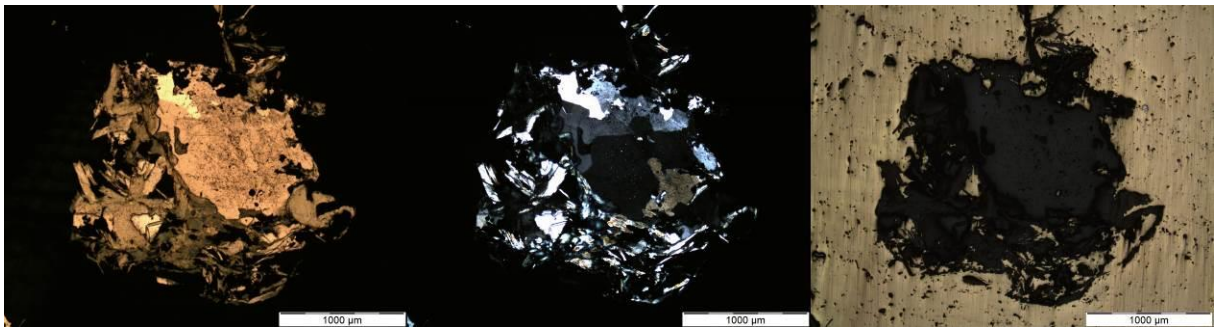
Alguns trechos dos testemunhos de sondagem do Depósito Bacuri são constituídos por sulfetos maciços, com calcopirita predominante (Figura 104). Nesses casos, ao microscópio, é possível observar que as zonas de calcopirita maciça envolvem zonas de alteração clorítica e de silicificação pretéritas. São observados núcleos com clorita, feldspato e quartzo hidrotermais preservados no interior da zona com calcopirita maciça (Figura 105 e Figura 105 –Figura 106).



**Figura 104 - Testemunho de sondagem com calcopirita maciça, com pequenos núcleos com clorita e quartzo associados.**



**Figura 105 – Calcopirita maciça (mineral dourado na luz refletida) envolvendo cristais de feldspato (mineral incolor com hábito próximo ao tabular) e clorita (mineral com hábito lamelar)**



**Figura 106 – Calcopirita maciça (mineral dourado na luz refletida) envolvendo resquícios de alteração clorítica (com clorita, mineral verde com baixa cor de interferência) e silicificação (mineral incolor). Fotomicrografias da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**

Óxidos de ferro também estão fortemente associados às zonas mineralizadas com calcopirita maciça (Figura 107). Apesar do óxido de ferro predominante ser a magnetita, são encontrados na petrografia pequenos cristais de hematita, geralmente no núcleo de cristais de magnetita (Figura 108), mas alguns podem até ser mesmo precipitados a partir do fluido hidrotermal.

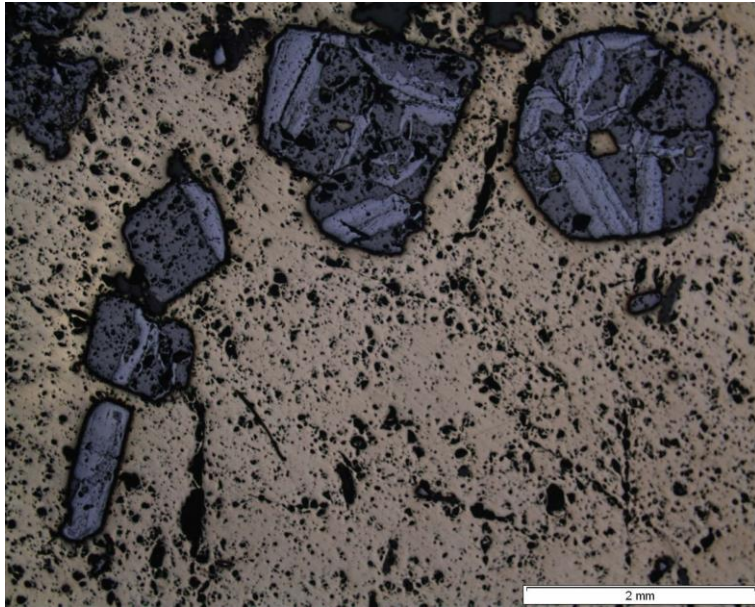


Figura 107 - Cristais de magnetita (cinza escuro) e hematita (cinza claro) envolvidos por calcopirita (mineral dourado). A hematita parece substituir a magnetita preferencialmente ao longo de fraturas, no entanto, o hábito tabular de um dos cristais de hematita (lado esquerdo inferior) sugere que além da substituição da magnetita preexistente. Houve também formação de hematita diretamente a partir do fluido hidrotermal. Fotomicrografia com luz refletida.

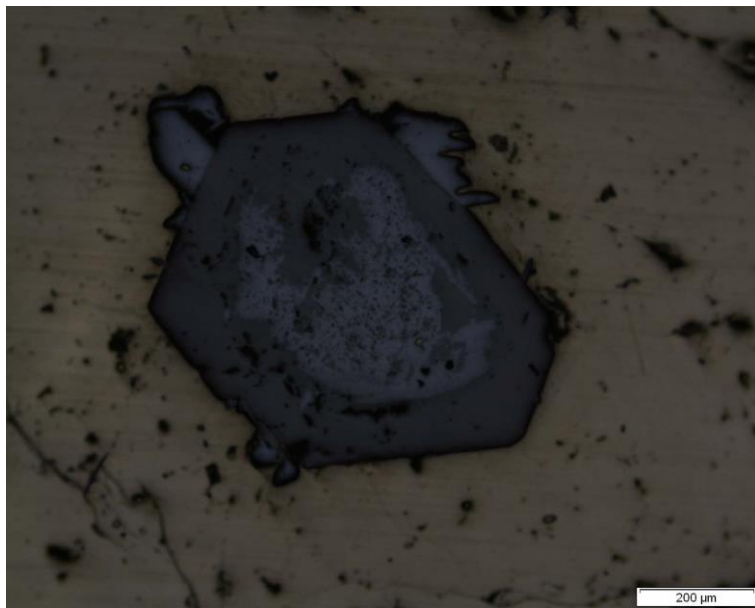


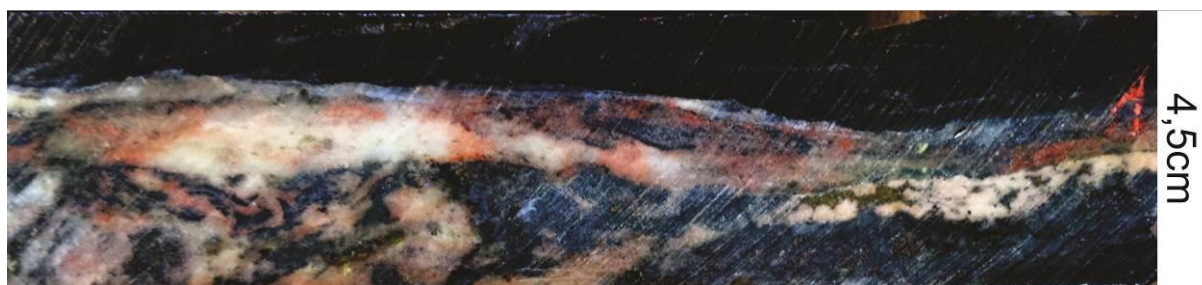
Figura 108 – Magnetita (mineral cinza escuro) com núcleo e sobrecrecimento de hematita. Ao redor há calcopirita maciça (mineral dourado). A orientação das inclusões ou fraturas na magnetita parece delinear um núcleo de hematita, que foi substituído por magnetita, e posteriormente foi sobrecrecido por uma borda de hematita. Fotomicrografia com luz refletida.

Após a fase principal de mineralização, a calcopirita ainda ocorre associada a zonas rúpteis, em vênulas tardias (Figura 109). Nessas ocorrências, os minerais de minério encontram-se de forma disseminada e em pequena quantidade. O principal mineral de minério nesses casos é a calcopirita e geralmente está associada com magnetita.



**Figura 109** - Pequena vênula de biotita com calcopirita cortando zona de silicificação. Ocorre calcopirita disseminada na rocha máfica (pequenos pontos dourados).

É importante ressaltar que há fatores além da alteração hidrotermal que favorecem a formação de zonas mineralizadas. Por exemplo, há formação de calcopirita no contato entre rochas metaultramáficas e metamáficas com rochas félsicas (Figura 110). Diferenças químicas entre as rochas e a descontinuidades presentes podem ser facilitadores dos processos de mineralização.



**Figura 110** - Contato entre rocha máfica e rocha félsica. Próximo ao contato há formação de calcopirita (mineral amarelado).

Em rochas metaultramáficas, a calcopirita aparentemente substitui anfibólios preexistentes na matriz das rochas metaultramáficas. A matriz nesse caso é totalmente alterada para outros minerais, como a biotita, mas a calcopirita forma um pseudomorfo dos cristais de anfibólio (Figura 111).

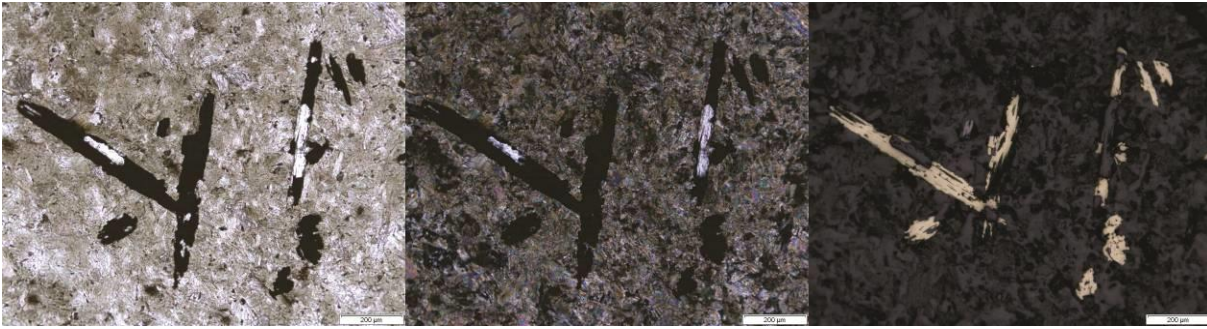


Figura 111 – Núcleos de clorita (mineral incolor com baixa cor de interferência) recobertos por calcopirita (mineral dourado na luz refletida). Possivelmente se trata de um pseudomorfo de um anfibólio, alterado para clorita. A matriz da rocha é composta por biotita (mineral marrom esverdeado) associada a talco (mineral de alta cor de interferência). Fotomicrografia da esquerda foi feita com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

#### 5.1.5.3. Alteração Potássica com Biotita

Há zonas de alteração potássica com biotita mais tardia, em relação às apresentadas no tópico 5.1.4.3.1, associadas à deformação dútil, formando alterações de estilo fissural. Em certos casos, a alteração pode inclusive chegar a formar um halo de alteração ao redor da fissura (Figura 112). Porém, em outros casos, há apenas formação de biotita preenchendo fraturas.

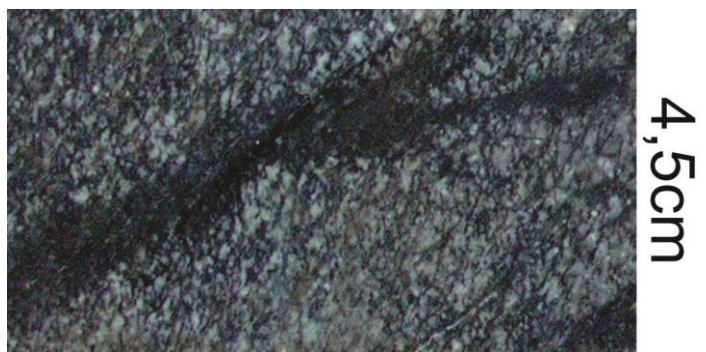
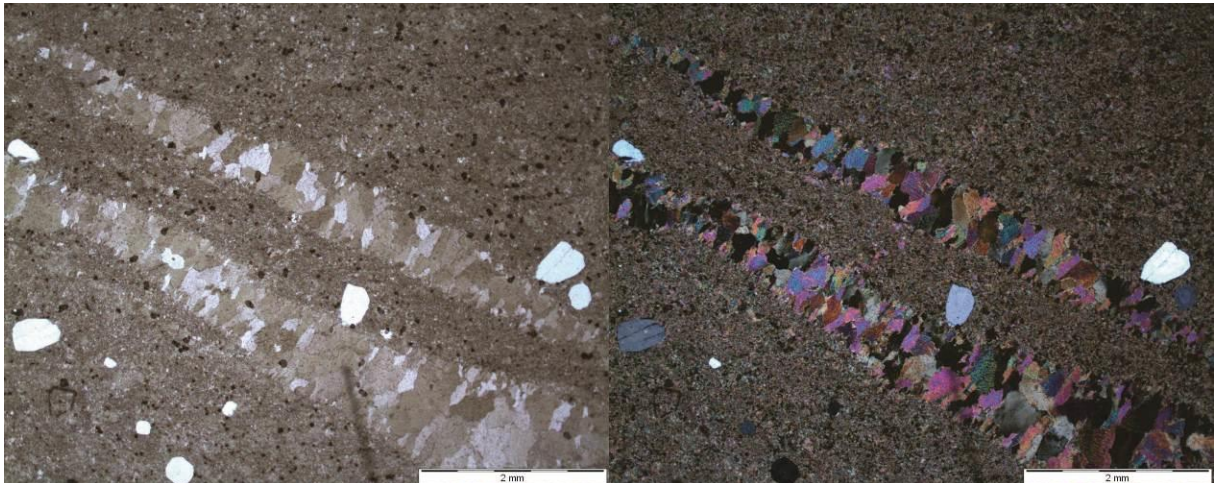


Figura 112 - Alteração potássica fissural a pervasiva, em rocha ácida previamente albitizada, com cristalização de biotita nas fissuras e em finas redes de fraturas.

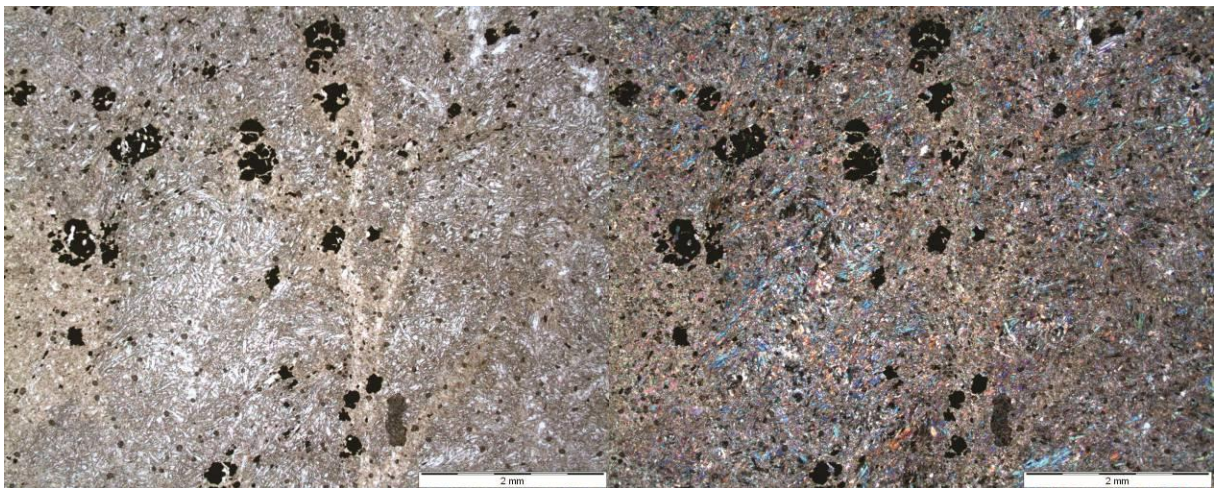
Fraturas com biotita podem apresentar cristais bem desenvolvidos e em alguns casos é possível observar cristais de biotita sem auxílio de lupa. As vênulas de biotita mais grossa cortam inclusive zonas pretéritas de alteração potássica com biotita (Figura 113). Os cristais de biotita bem formados alcançam cinco milímetros de diâmetro, no seu plano de clivagem.





**Figura 113** – Vênulas de biotita grossa cortando rocha com matriz alterada por biotita fina. Os cristais incolores, com cor de interferência cinza são de apatita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

A alteração com biotita fissural também ocorre nas rochas metaultramáficas. Nessas fraturas ocorre substituição da rocha por biotita nas fraturas e na rocha encaixante, com clorita e magnetita associadas (Figura 114). Os agregados de magnetita encontram-se concentrados em alguns pontos, formando bolsões.



**Figura 114** - Alteração com biotita em forma fractal, em fraturas, em rocha metaultramáfica composta predominantemente por actinolita (minerais com alta cor de interferência). Notar que associados a essas zonas de alteração, há a formação de bolsões de minerais opacos. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

A magnetita, quando encontrada em bolsões é comumente intercrescida com clorita e tremolita (Figura 115). Nesse contexto, a magnetita intercrescida com outros minerais formam estruturas arborescentes. Essa feição é formada durante a alteração hidrotermal da rocha metaultramáfica, devido ao contexto em que é encontrada.

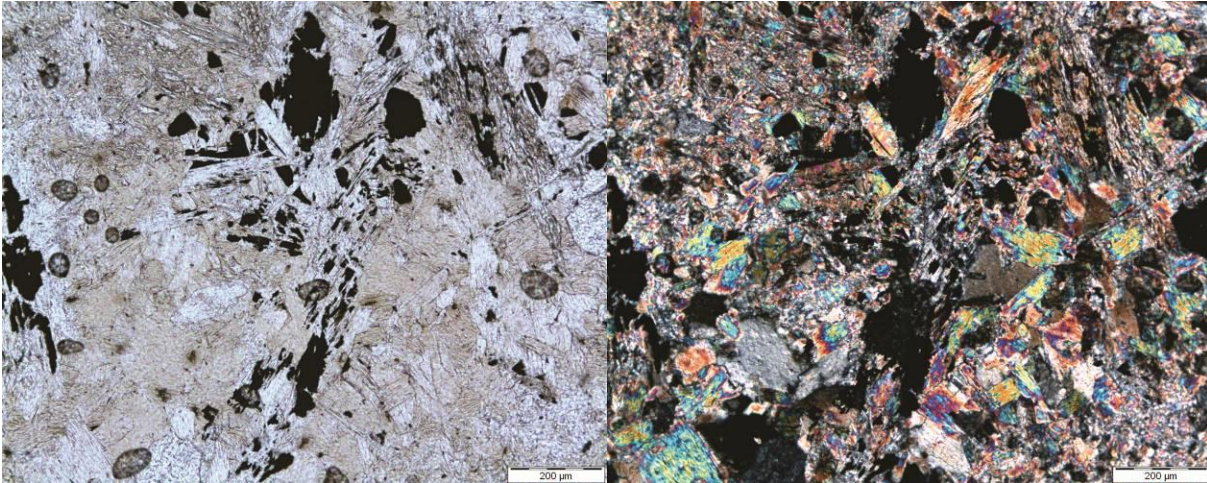


Figura 115 - Minerais opacos (magnetita) intercrescidos com clorita (mineral esverdeado com cor de interferência cinza) e tremolita (anfíbólio incolor com alta cor de interferência) em zona de alteração do tipo potássica com biotita. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

#### 5.1.5.4. Cloritização

A alteração clorítica também pode estar associada a fraturas (Figura 116). Próximo às fraturas, a alteração clorítica oblitera outras zonas pretéritas de alteração hidrotermal. Ao microscópio, é possível observar que a cloritização fissural está associada à sericitização (Figura 117).

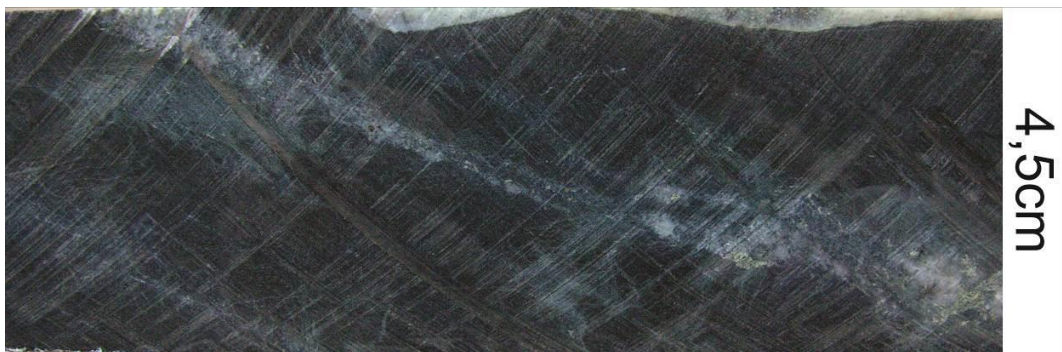
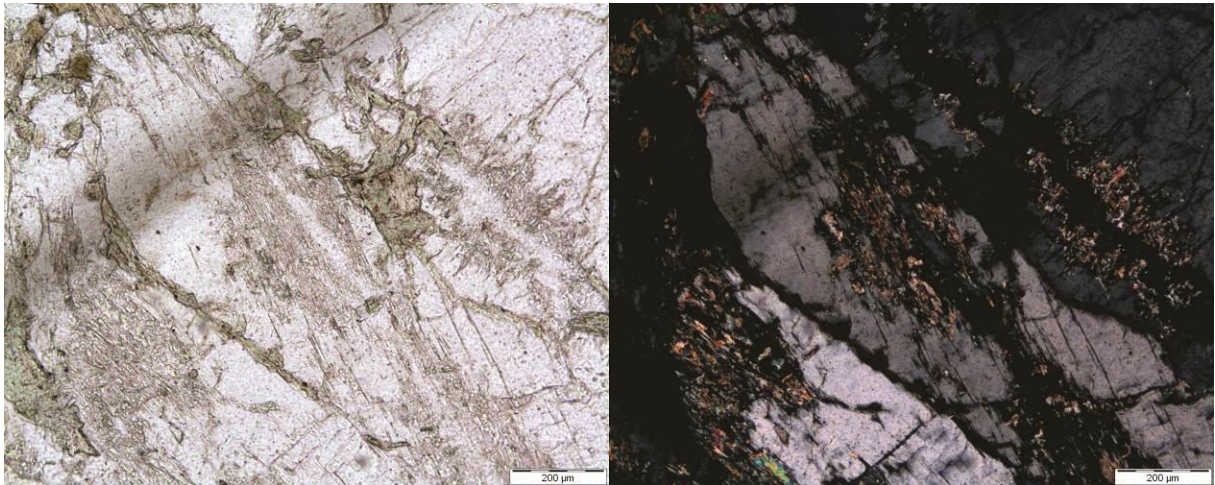
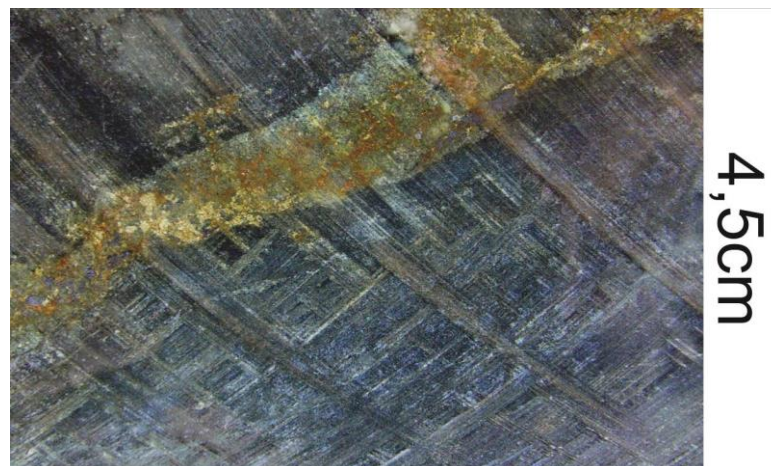


Figura 116 - Alteração potássica (cor escura conferida pela presença de biotita) obliterada por processos de cloritização (cor verde), próximo a veio de quartzo (mineral branco) com calcopirita. A biotita é parcialmente cloritizada nessas zonas. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).



**Figura 117 – Alteração fissural por clorita (mineral verde com cor de interferência baixa). As vênulas de clorita cortam feldspato, que é sericitizado ao redor dessas vênulas. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Essas zonas tardias de alteração com clorita apresentam relação com a mineralização em vênulas. Associado à alteração clorítica fissural, em alguns casos há formação de vênulas com calcopirita com até dois centímetros de espessura (Figura 118). Às vezes, diversas dessas vênulas de alteração clorítica com calcopirita aparecem localizadas em pequenos trechos dos testemunhos de sondagem.



**Figura 118 - Zona de cloritização (porção verde clara) associada com calcopirita (mineral dourado) cortando rocha com alteração potássica (com biotita) e alteração sódica reliquiar (pseudomorfos de escapolita na matriz da rocha).**

#### 5.1.5.5. Alteração Potássica com Feldspato Potássico

A alteração potássica controlada por estruturas rúpteis é relacionada com estágios mais tardios de alteração hidrotermal. Esse estágio de alteração ocorre na forma de fraturas preenchidas por feldspato potássico. Em alguns casos, as zonas com feldspato potássico invadem planos de foliação das rochas encaixantes das vênulas (Figura 119). As vênulas de feldspato potássico podem estar associadas a outros minerais, tais como albita, quartzo, calcopirita, clorita, biotita, sericita e carbonato (Figura 120).



Figura 119 - Alteração potássica fissural (parte rosada) com feldspato potássico associado com albita (feldspato róseo claro), quartzo (mineral branco) e, subordinadamente, calcopirita (pontos escuros cor bronze). As vênulas de feldspato potássico cortam rocha previamente cloritizada.

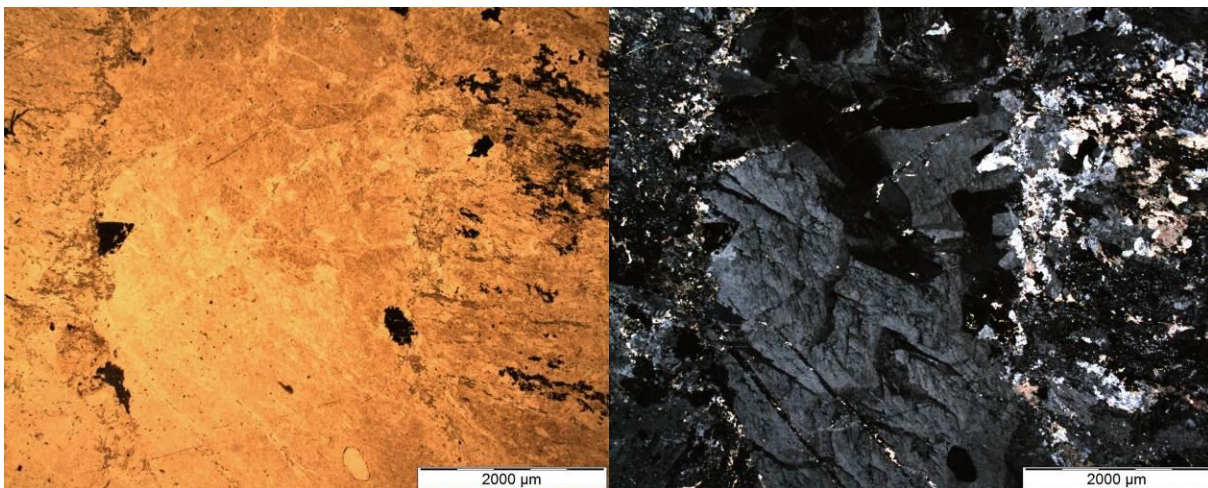


Figura 120 - Vênula de feldspato potássico (centro das fotomicrografias) cortando rocha ácida vulcânica fina milonitizada e cloritizada (regiões esverdeadas com baixa cor de interferência associada com minerais opacos). A vênula é cortada posteriormente por carbonato (cristais com alta cor de interferência, região mais clara na imagem com polarizadores cruzados). Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

#### 5.1.5.6. Sericitização

A alteração sericítica ocorre de forma restrita no Depósito Bacuri. Essa alteração pode ocorrer de forma fissural em pequenos trechos, próximo a fraturas e veios tardios de quartzo (Figura 121). Essa feição, mesmo quando se encontra relativamente bem desenvolvida, não é intensa ao ponto de consumir toda a rocha encaixante.

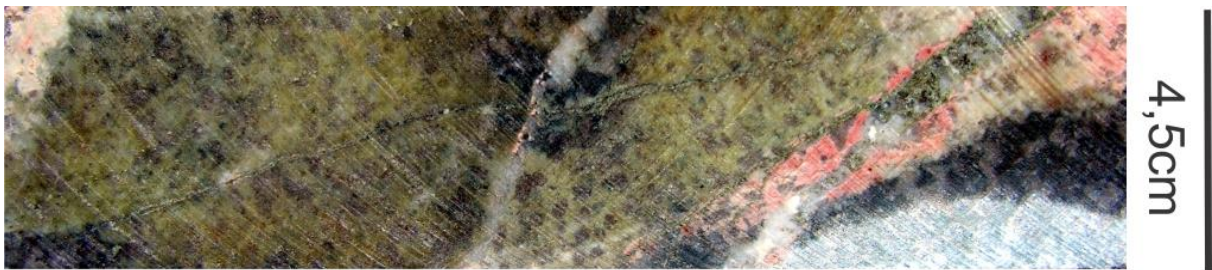


Figura 121 - Rocha granítica com forte alteração sericítica, cortada por vênula com quartzo e feldspato potássico tardio.

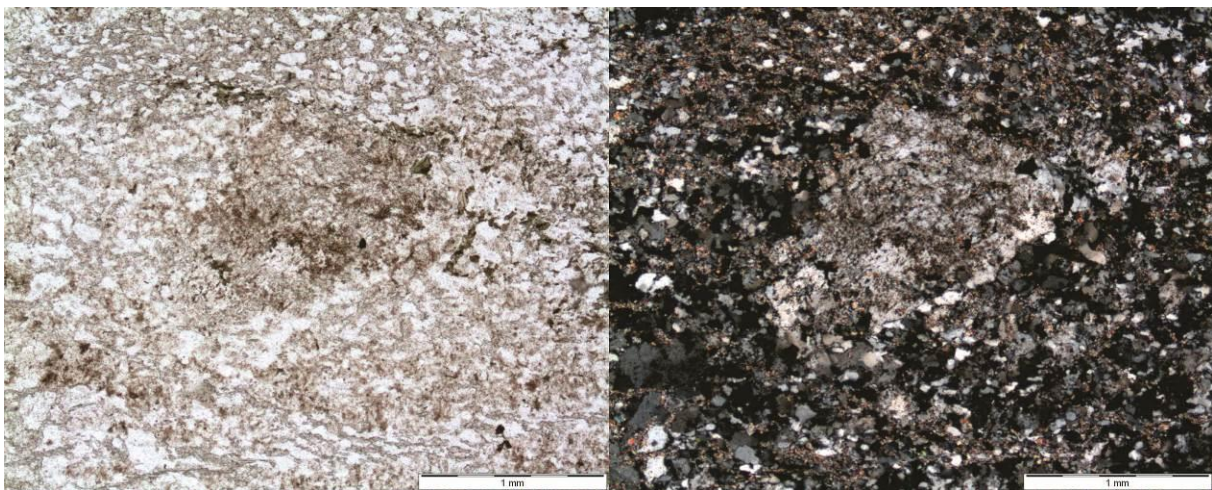


Figura 122 – Rocha metavulcânica ácida sercitizada. Notar que a sericita (matriz fina ao redor dos cristais com alta cor de interferência) não chega a substituir totalmente os cristais de feldspato da matriz e o porfiroclasto de feldspato (minerais incolores acinzentados). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

A alteração sericítica se sobrepõe às outras feições de alteração hidrotermal, anteriormente citadas, inclusive à mineralização (Figura 124). Essa feição demonstra que a alteração sericítica é uma das fases finais de alteração hidrotermal do depósito. Geralmente

essa alteração ocorre preenchendo fraturas tardias, muitas dessas microscópicas (Figura 123).

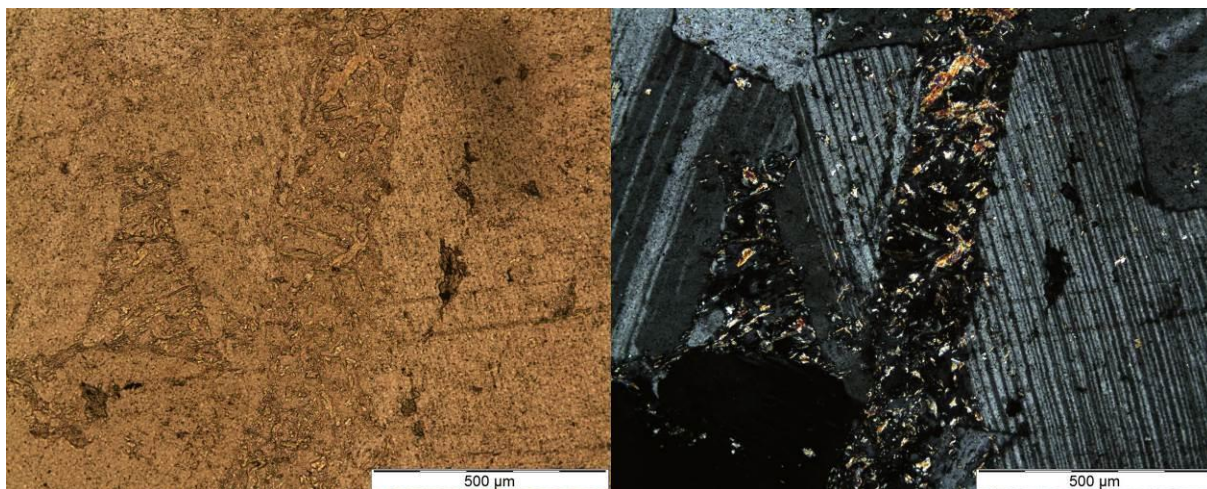


Figura 123 – Vênula de sericita, em zona de alteração fissural micrométrica, cortando um cristal de plagioclásio em rocha granítica. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

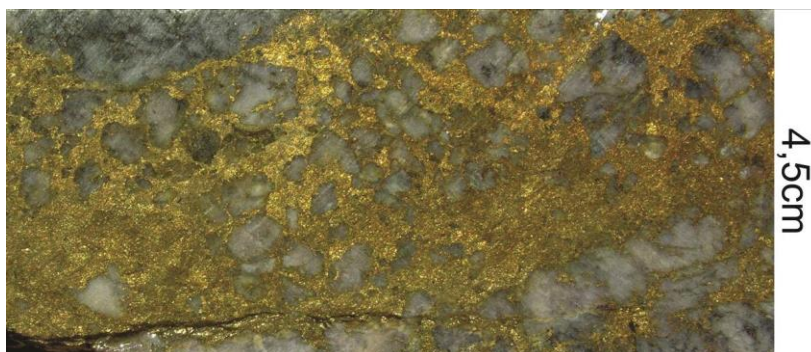


Figura 124 - Trecho de testemunho de sondagem mineralizado com calcopirita (mineral dourado) cortando veio de quartzo de um evento de silicificação prévio. Notar que a região de alteração sericítica pervasiva (canto esquerdo superior da foto, coloração verde) não é mineralizada.

#### 5.1.5.7. Carbonatização

Os veios carbonáticos presentes no Depósito Bacuri aparentam ser tardios e de baixa temperatura, já que cortam as rochas do depósito sem apresentar halos de alteração associados (Figura 125). Poucas amostras apresentam esse tipo de material, que em alguns casos chega a englobar partes da rocha encaixante. Na petrografia é possível observar que há pouca interação entre as vênulas de carbonato e a rocha encaixante (Figura 126).



Figura 125 - Veio tardio de calcita (mineral branco), cortando rocha máfica com alteração potássica com biotita.

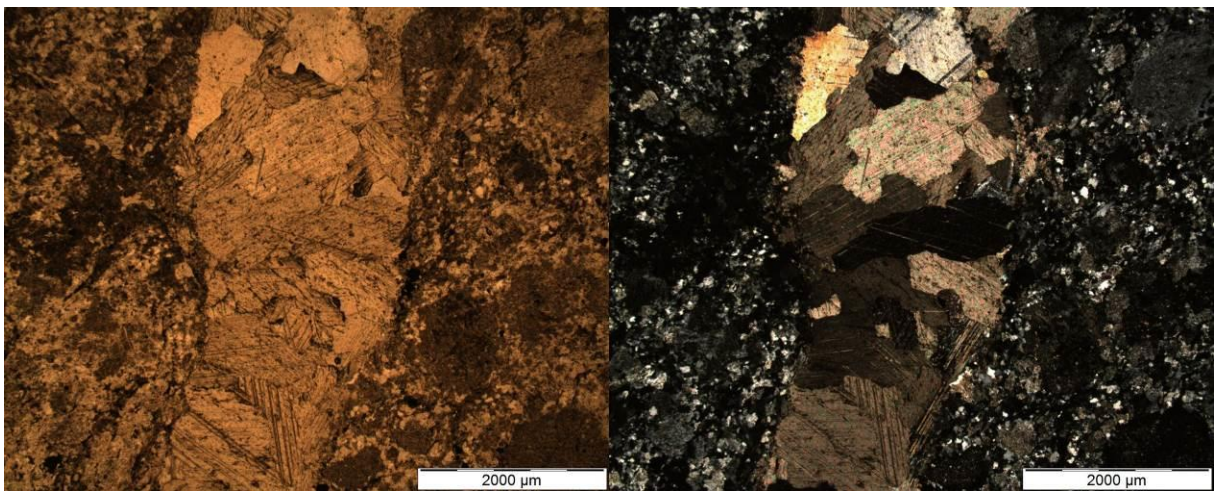


Figura 126 - Vênula de carbonato cortando rocha granítica com alteração potássica prévia. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

Ao microscópio é possível observar que há algumas feições de interação da carbonatização com as fases tardias de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri. Alguns cristais de carbonato são encontrados associados a outras zonas tardias de alteração, como a sericitização (Figura 127).

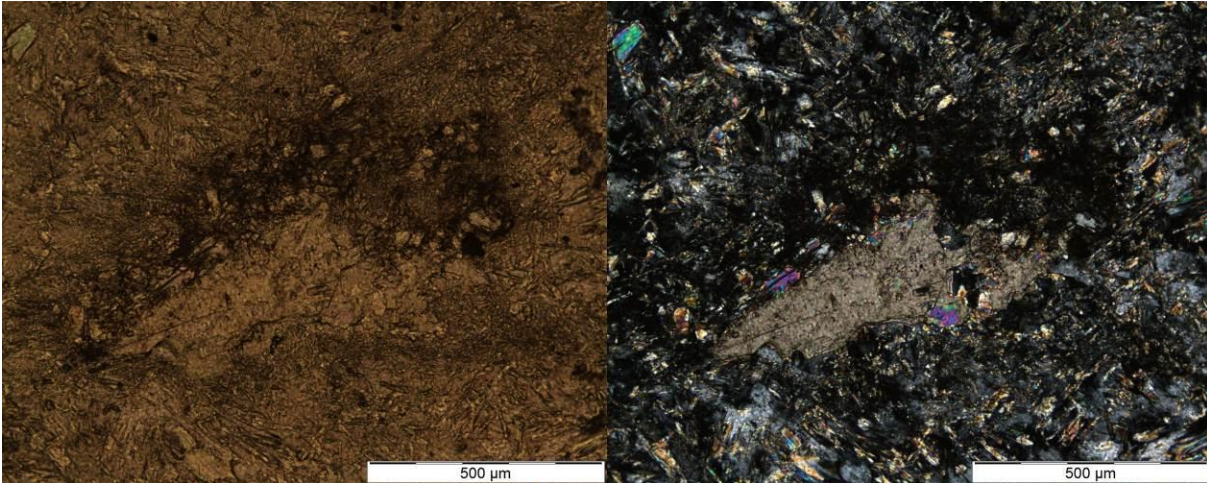


Figura 127 - Zona de sericitização pervasiva. No centro das imagens há carbonato sobre essa zona de alteração, indicando que a carbonatização é tardia. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

#### 5.1.5.8. Epidotização

Há algumas ocorrências de epidoto (Figura 128) nas rochas do Depósito Bacuri. O estilo mais comum desse estágio de alteração hidrotermal nos testemunhos de sondagem observados é fissural, preenchendo fraturas e brechas, de espessura centimétrica a milimétrica. Esse estágio da alteração hidrotermal é tardio e também apresenta pouca interação com as rochas encaixantes (Figura 129).

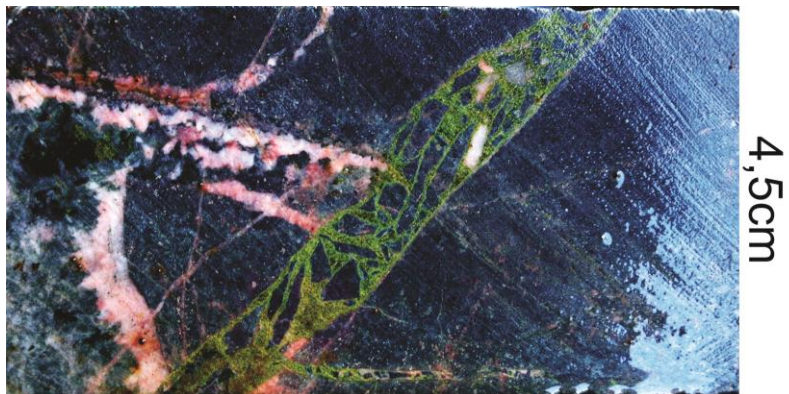
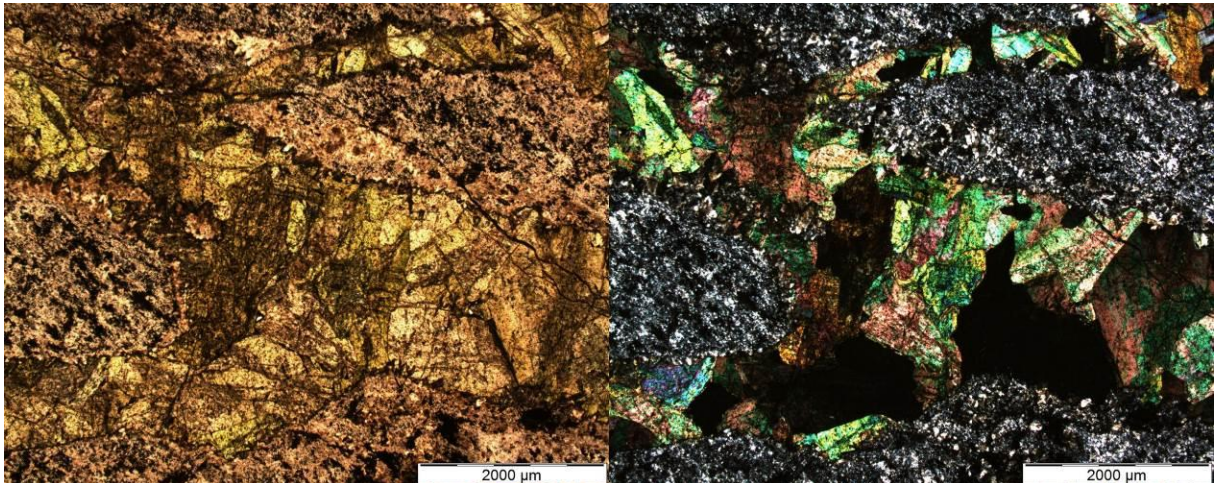


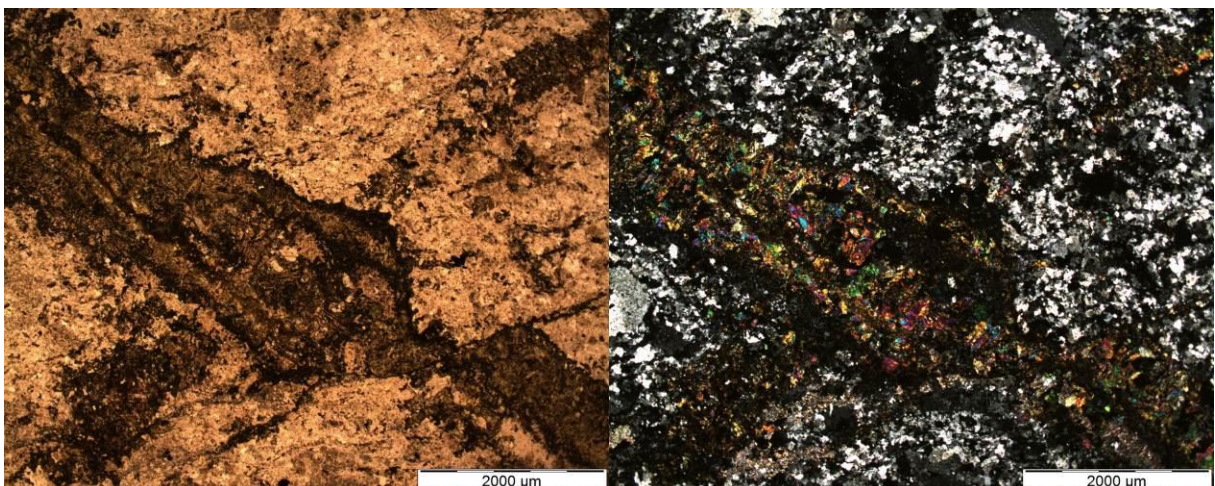
Figura 128 - Epidoto (mineral com coloração verde clara) em veio de brecha em rocha metavulcânica fina com alteração potássica com biotita pervasiva. A brecha corta vênulas tardias de feldspato potássico (mineral vermelho) e albita (mineral rosa claro).





**Figura 129 - Vênula de epidoto (mineral verde, com alta cor de interferência), com textura de preenchimento de espaços vazios, cortando rocha com intensa alteração potássica pervasiva com feldspato potássico (minerais com baixa cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

Ao microscópio, é possível observar que as zonas com epidotização apresentam uma relação temporal com as zonas de carbonatização. As vênulas de epidoto apresentam, em alguns casos, carbonato em suas bordas (Figura 130) ou chegam a cortá-las (Figura 131). Essas feições de correlação temporal indicam que a epidotização é mais tardia, relativamente, que os eventos de carbonatização.



**Figura 130 - Vênula de epidoto (mineral escuro com alta cor de interferência) com carbonato (mineral claro com alta cor de interferência) nas bordas sendo truncada por outra vênula de epidoto. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).**

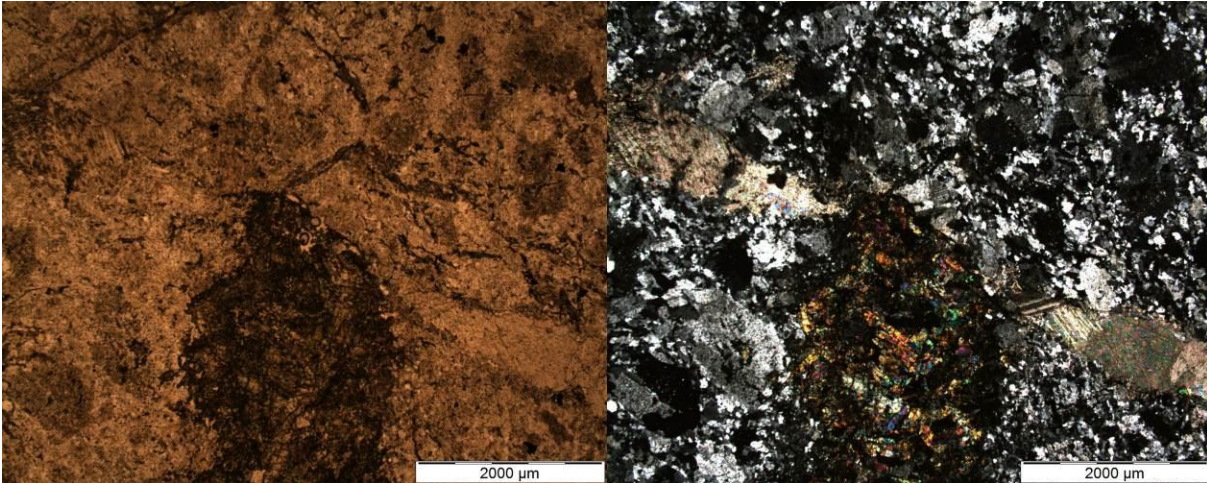


Figura 131 - Vênula de epidoto (mineral escuro com alta cor de interferência) truncando vênula carbonática (mineral claro com alta cor de interferência). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (esquerda) e cruzados (direita).

## 5.2. Difração de Raios X

As análises por difração de pó de raios X foram realizadas em material obtido do suposto protólito ultramáfico (Figura 132). Foram realizadas duas análises distintas nesse material. Uma análise foi realizada com o material esbranquiçado e outra a partir do material esverdeado.



Figura 132 - Trecho do testemunho de sondagem do material supostamente metaultamáfico do qual foram preparados os materiais para análise por difração de pó de raios X. Esse trecho foi escolhido por apresentar uma boa separação entre os trechos esverdeados (rico em clorita) e esbranquiçados (rico em talco).

A primeira análise da difração de raios X (Figura 133) foi realizada no material esbranquiçado do litotipo ultramáfico (Figura 132). Nessa análise foram identificados talco  $[Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2]$ , flúor-edenita ( $NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}F_2$ ) e, em menor quantidade, riebeckita  $[Na_2(Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2)_5Si_8O_{22}(OH)_2]$ .

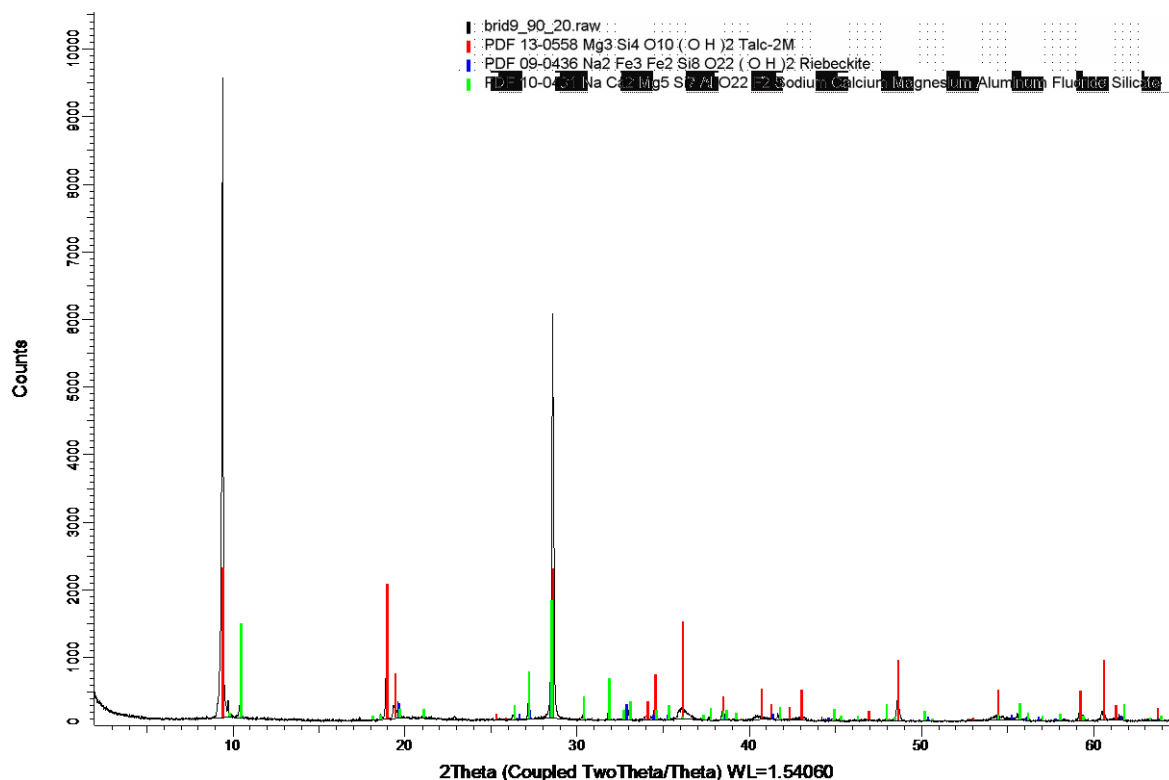


Figura 133 – Resultados da difração de raios X, do material branco do protólito supostamente ultramáfico. Foram discriminados os minerais talco  $[Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2]$ , riebeckita  $[Na_2(Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2)_5Si_8O_{22}(OH)_2]$  e a flúor-edenita ( $NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}F_2$ ).

Já a segunda análise de difração de raios X (Figura 134) foi realizada no material verde constituinte do protólito ultramáfico (Figura 132). Esse material apresenta vênulas do material branco. Nessa análise foram discriminados os minerais clinocloro  $[(Mg,Fe^{2+})_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8]$ , talco  $[Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2]$ , calcita ( $CaCO_3$ ), dolomita  $[CaMg(CO_3)_2]$  e magnesioferrita ( $MgFe^{3+}_2O_4$ ).

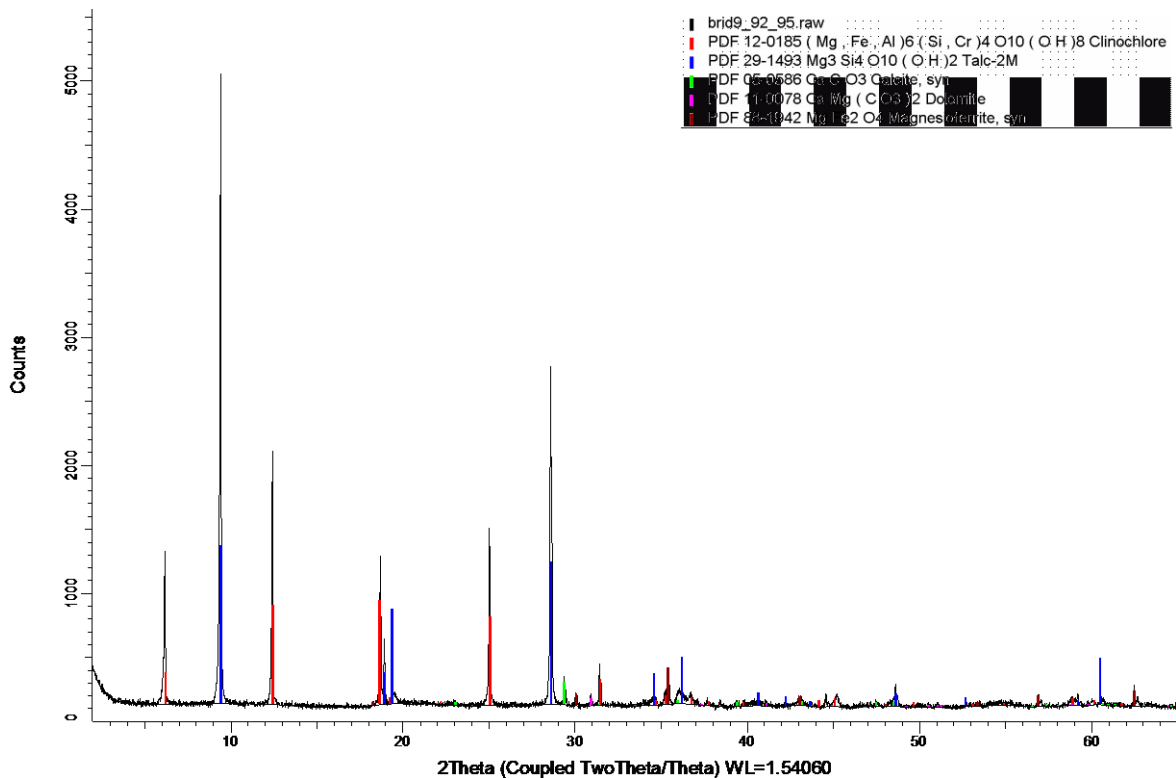
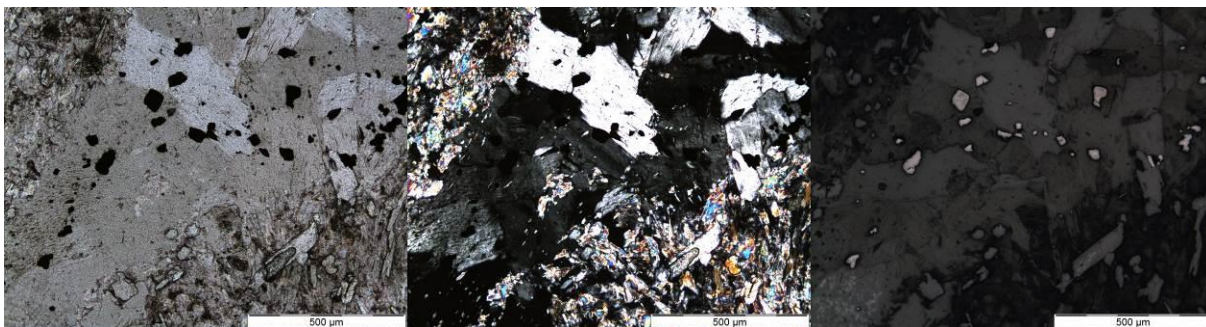
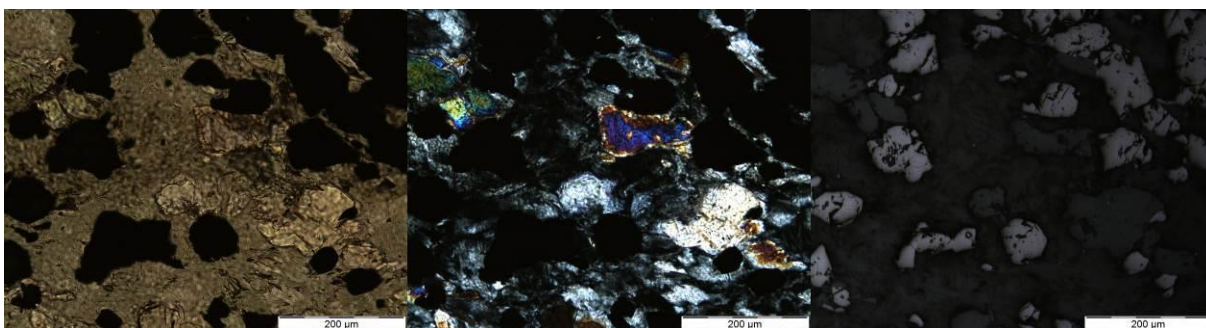


Figura 134 - Resultados da difração de raios X, do material verde do protólito supostamente ultramáfico. Foram discriminados os minerais clinocllore  $[(Mg,Fe^{2+})_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8]$ , talco  $[Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2]$ , calcita  $(CaCO_3)$ , dolomita  $[CaMg(CO_3)_2]$  e magnesioferrita  $(MgFe^{3+}_2O_4)$ .

A petrografia do material analisado corroborou em parte com os dados obtidos por difração de raios X. Foi identificado um mineral opaco, semelhante à magnetita, que poderia se tratar da magnesioferrita (Figura 135 e Figura 136). Estudos ao MEV posteriores confirmaram que se tratava apenas de magnetita. Esse estudo está detalhado no tópico 5.3. Os anfibólios caracterizados pela difração de raios X também não foram encontrados na petrografia, nem ao MEV. Em relação ao material verde, a petrografia mostra que há talco associado nas bordas das vênulas de clorita.

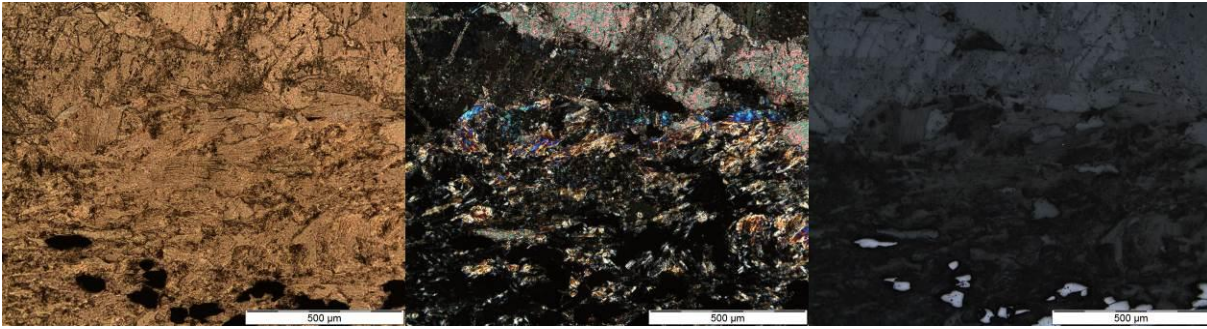


**Figura 135 - Magnetita associada a clorita (lâmina petrográfica do material no qual foi realizada a análise por difração de raios X). Os minerais menores, com alta cor de interferência, são cristais de actinolita. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**



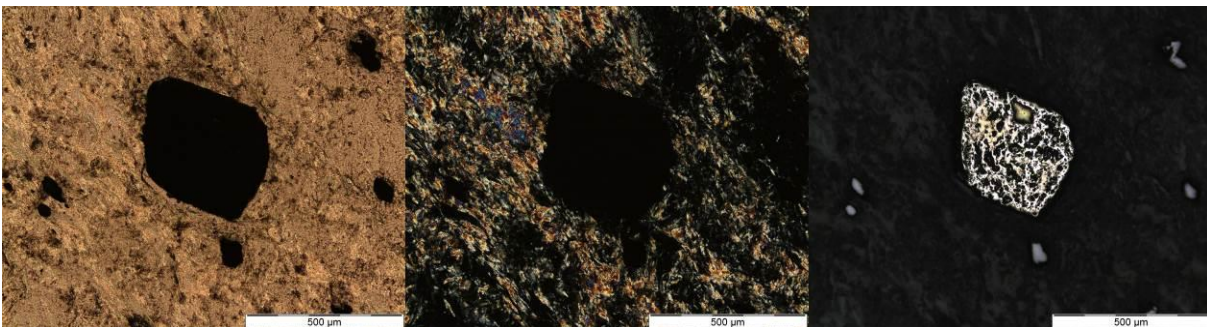
**Figura 136 - Detalhe das zonas cloríticas com magnetita. Os minerais menores, com alta cor de interferência, são cristais de actinolita. Os cristais esverdeados, com baixa cor de interferência (cinza), são clorita. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.**

Outro dado importante observado na petrografia é a presença de vênulas tardias de carbonato (Figura 137). Uma possível interação entre as rochas e as vênulas é a presença de dois tipos diferentes de carbonato, calcita e dolomita, como foi demonstrado no resultado da difração de raios X. Na petrografia, é observado mudanças na cor de interferência do carbonato, podendo ser diagnóstico dessa feição. Essa feição também foi observada ao MEV, que será detalhada no tópico 5.3.



**Figura 137** - Vênula de carbonato (parte superior, cor de interferência alta, verde e rosa) em contato com rocha de protólito ultramáfico. Na região inferior, é observada magnetita associada ao clinocloro. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida.

Ainda nas lâminas do material analisado por difração de raios X, foram encontrados outros materiais associados a essa rocha que não foram discriminados nessa análise. Por exemplo, foram encontrados sulfetos disseminados, como a pirita e calcopirita, em pequena quantidade (Figura 138).



**Figura 138** - Pirita com inclusão de calcopirita no seu interior. A matriz é composta por anfibólio, talco, carbonatos e cristais de magnetita dispersos. Fotomicrografia da esquerda com luz polarizada simples transmitida, do centro com luz polarizada cruzada transmitida e da direita com luz refletida

### 5.3. Microscopia eletrônica de varredura

Esse capítulo refere-se a uma síntese dos resultados obtidos nas sessões de MEV. Para facilitar a visualização, foram utilizadas na exposição apenas as imagens de elétrons retroespalhados (QBSD). Na edição das imagens, foram utilizadas as abreviações dos nomes dos minerais sugeridas por Siivola & Schmid (2007). Quando não disponível uma abreviação,

foram utilizados as fórmulas químicas idealizadas para os minerais como forma de notação nas imagens.

### 5.3.1. Zonas de alteração hidrotermal em rochas metaultramáficas

No contato das vênulas de quartzo com a rocha possivelmente metaultramáfica, há a formação de uma associação mineral característica, com sulfetos, óxidos e anfibólios. Parte desses minerais é comuns em zonas de alteração do tipo *blackwall*. Alguns desses minerais não são característicos, como os sulfetos de cobre. A presença desses minerais, nesse caso, poderia ter relação com a natureza do fluido hidrotermal responsável pela formação dessas vênulas de quartzo.

Com auxílio do MEV, é possível notar feições que passaram despercebidas na petrografia. Por exemplo, ao MEV é possível notar que os anfibólios não são homogêneos (Figura 139). São encontrados núcleos de antofilita ( $\{Mg_2\}\{Mg_5\}(Si_8O_{22})(OH)_2$ ) preservados no interior de cristais bem formados de actinolita ( $\square\{Ca_2\}\{Mg_{4.5-2.5}Fe_{0.5-2.5}\}(Si_8O_{22})(OH)_2$ ). Nesses casos, a actinolita já apresenta uma quantidade considerável de ferro, com até 17% (FeO) em peso. É interessante ressaltar que biotita nesse contexto apresenta características interessantes. Foi caracterizado que a biotita apresenta de 1,5% até 1,7% de cloro em peso na sua estrutura, apesar de ser encontrada em uma rocha metaultramáfica.

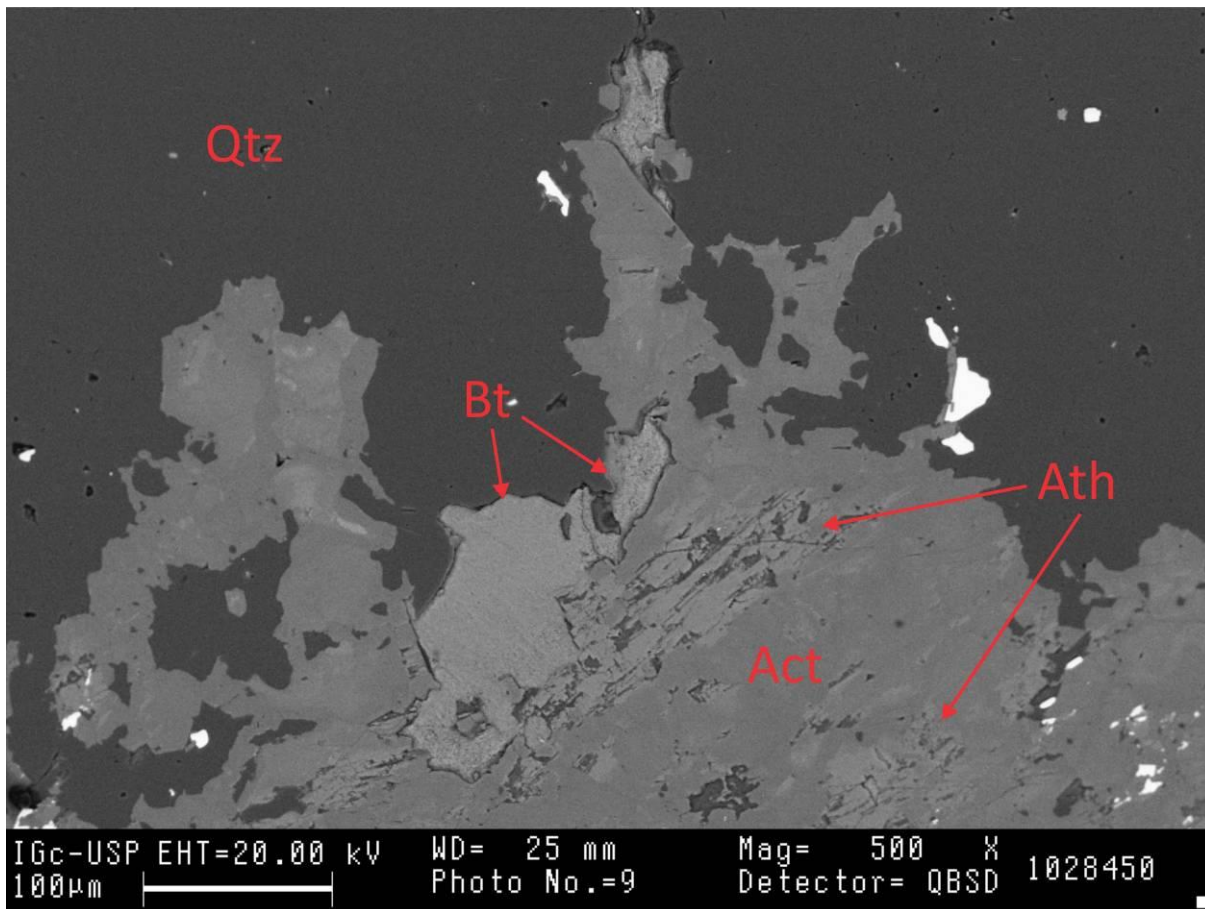


Figura 139 - Contato de vênula de quartzo com zona de alteração hidrotermal. Notar que são preservados núcleos de antofilita em meio a actinolita, que é por sua vez substituída por biotita formada posteriormente. Os minerais em branco são sulfetos e estão detalhados adiante (Figura 140). Legenda: Act = Actinolita; Ath = Antofilita; Bt = Biotita; Qtz = Quartzo.

Como observado previamente na petrografia, são observados sulfetos no contato das vênulas de quartzo. Para uma melhor caracterização dessas fases, foram analisados ao MEV regiões com a ocorrência de sulfetos nesse contexto específico. Foram analisados também os minerais ao redor das zonas mineralizadas (Figura 140).

Corroborando com a petrografia, a fase principal caracterizada foi a calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ). Porém é importante ressaltar que são frequentes fraturas com a presença de bornita ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ). A bornita já havia sido observada previamente ao microscópio petrográfico, mas apenas ocasionalmente. Possivelmente ela é frequente em finas fraturas, e por esse motivo não é ressaltada na petrografia. Outro ponto que chama a atenção é a presença de cloro na estrutura da actinolita. Nesse caso, nas amostras analisadas, o teor de cloro na actinolita variou de 0,2% até 0,5%, em peso.



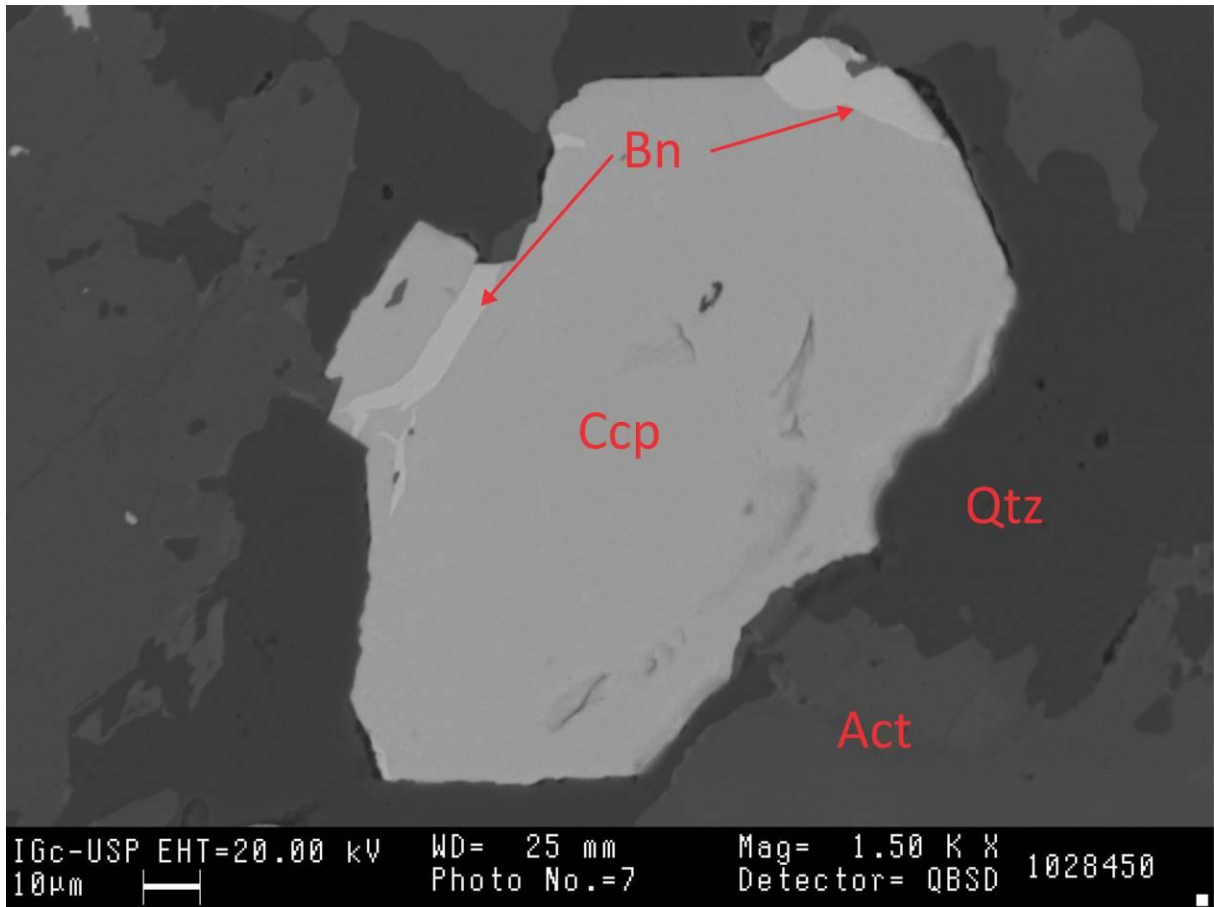


Figura 140 - Detalhe de sulfeto formado em zona de alteração hidrotermal. Notar que como observado na petrografia, o sulfeto é predominantemente composto por calcopirita, mas ao MEV é possível observar de bornita, que tem um teor de cobre superior à da calcopirita, em fraturas ou em sua borda. Legenda: Act = Actinolita; Bn = Bornita; Ccp = Calcopirita; Qtz = Quartzo.

Os cristais de actinolita foram analisados em detalhe. Foi possível notar que apresentam zoneamento e variação composicional (Figura 141). Na imagem a feição mais evidente é que a quantidade de ferro na estrutura da actinolita é variável. Pelas análises foi constatado também que alguns dos cristais de anfibólio apresentam sódio, potássio e cloro em sua estrutura. Geralmente os maiores teores desses elementos estão associados com as fases com mais ferro na estrutura. São observados também núcleos de antofilita preservados no interior dos cristais de actinolita.

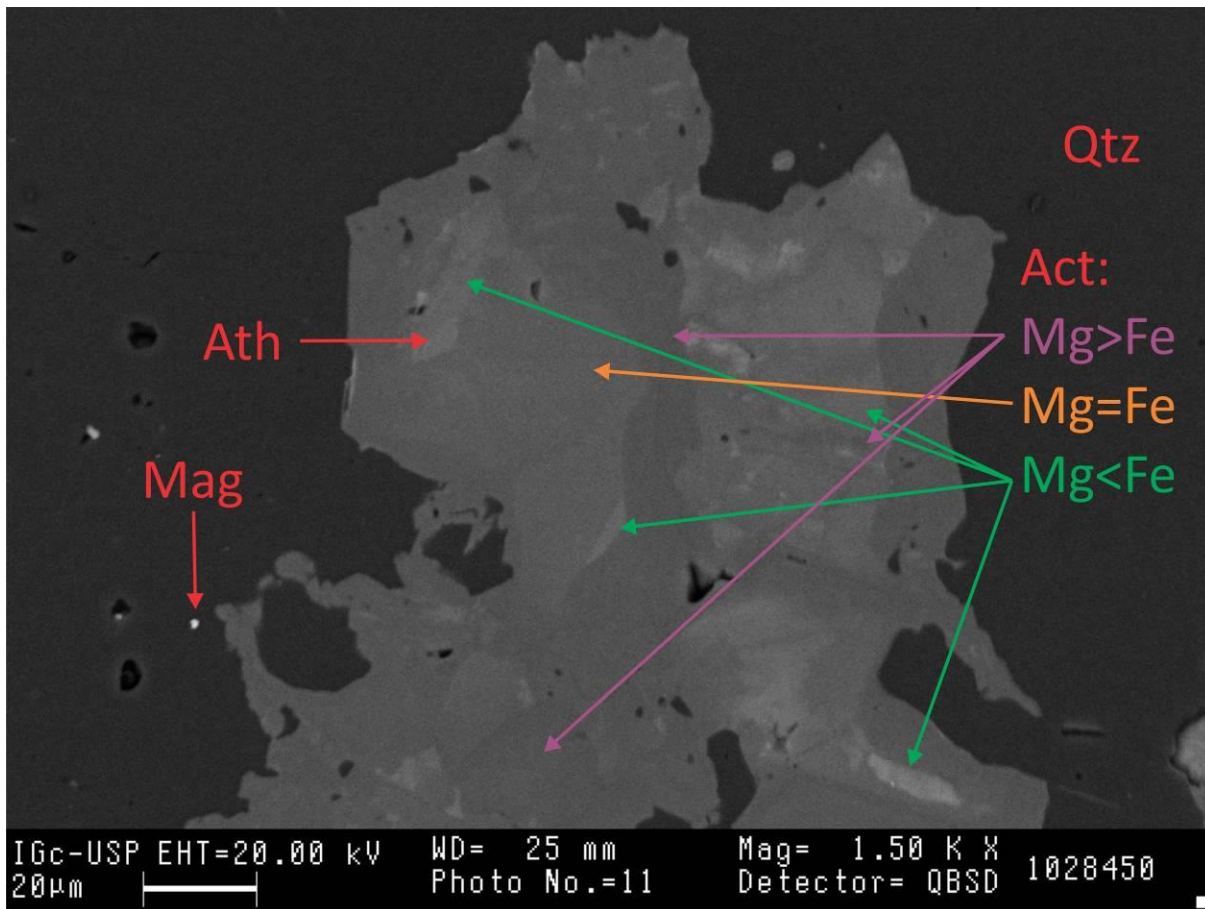


Figura 141 - Detalhe dos cristais de actinolita, mostrando zoneamento composicional. São encontrados núcleos de antofilita preservados no meio dos cristais. Notar que os núcleos dos cristais de actinolita são mais ricos em ferro. As setas indicam os teores em peso. Legenda: Act = Actinolita; Ath = Antofilita; Mag = Magnetita; Qtz = Quartzo.

Também, ao MEV, foi estudada em detalhe a transição entre porções da rocha ricas em anfibólios e ricas em biotita (Figura 142). Nesse caso, a actinolita ainda apresenta variação no teor de ferro em sua composição. O anfibólio com maior conteúdo de ferro também apresenta teores de sódio e cloro mais relevantes. A biotita também apresenta valores elevados de cloro em sua estrutura, em média 1,4% em peso. Na zona com predominância de biotita, são observados núcleos de antofilita preservados, mostrando a característica pretérita dessas rochas. Nesse caso, ocorre a formação de clorita, da variedade clinocloro  $\{(Mg,Fe^{2+})_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8\}$ , associada à antofilita. A clorita apresenta proporções quase equivalentes em peso de ferro e magnésio. Porém, se for considerado o número de íons, os de magnésio são muito mais abundantes que os de ferro (2,35 vezes). Possivelmente esse alto teor de magnésio é um reflexo da natureza ultramáfica do protólito.

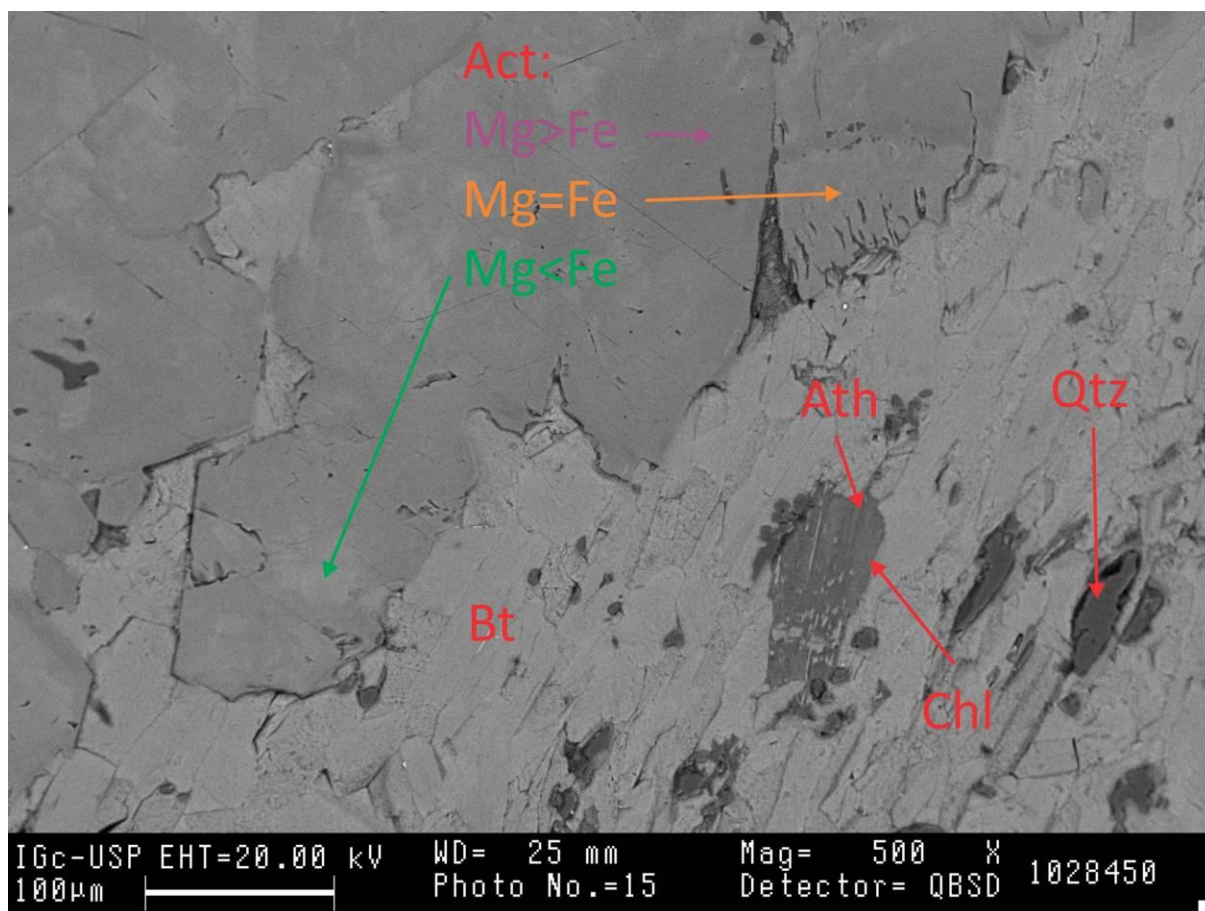


Figura 142 - Detalhe de contato entre zona com actinolita e com biotita. Cristais de antofilita são preservados em meio à biotita, e ocorrem parcialmente cloritizados. Legenda: Act=Actinolita; Ath=Antofilita; Bt=Biotita; Chl=Clorita; Qtz=Quartzo.

### 5.3.2. Actinolitos

Os actinolitos (Figura 40) encontrados no depósito Bacuri também foram caracterizados ao MEV (Figura 143). Foram analisadas tanto as fases silicáticas, como as fases óxido. Como principal característica, os cristais de actinolita se apresentam aparentemente mais homogêneos, se comparado com os cristais encontrados nas zonas de alteração hidrotermal. Algumas das análises mostram que esses cristais também possuem sódio em sua estrutura (até 0,5% em peso). Ainda sim é possível notar zoneamento dos cristais, que apresentam bordas de tremolita ( $\square_{Ca_2}\{Mg_5\}(Si_8O_{22})(OH)_2$ ). Nos interstícios dos cristais de tremolita-actinolita, ocorre uma leve cloritização associada com formação de

magnetita ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ ). Essa magnetita é rica em cromo, apresentando ao redor de 2,1% de cromo em peso.

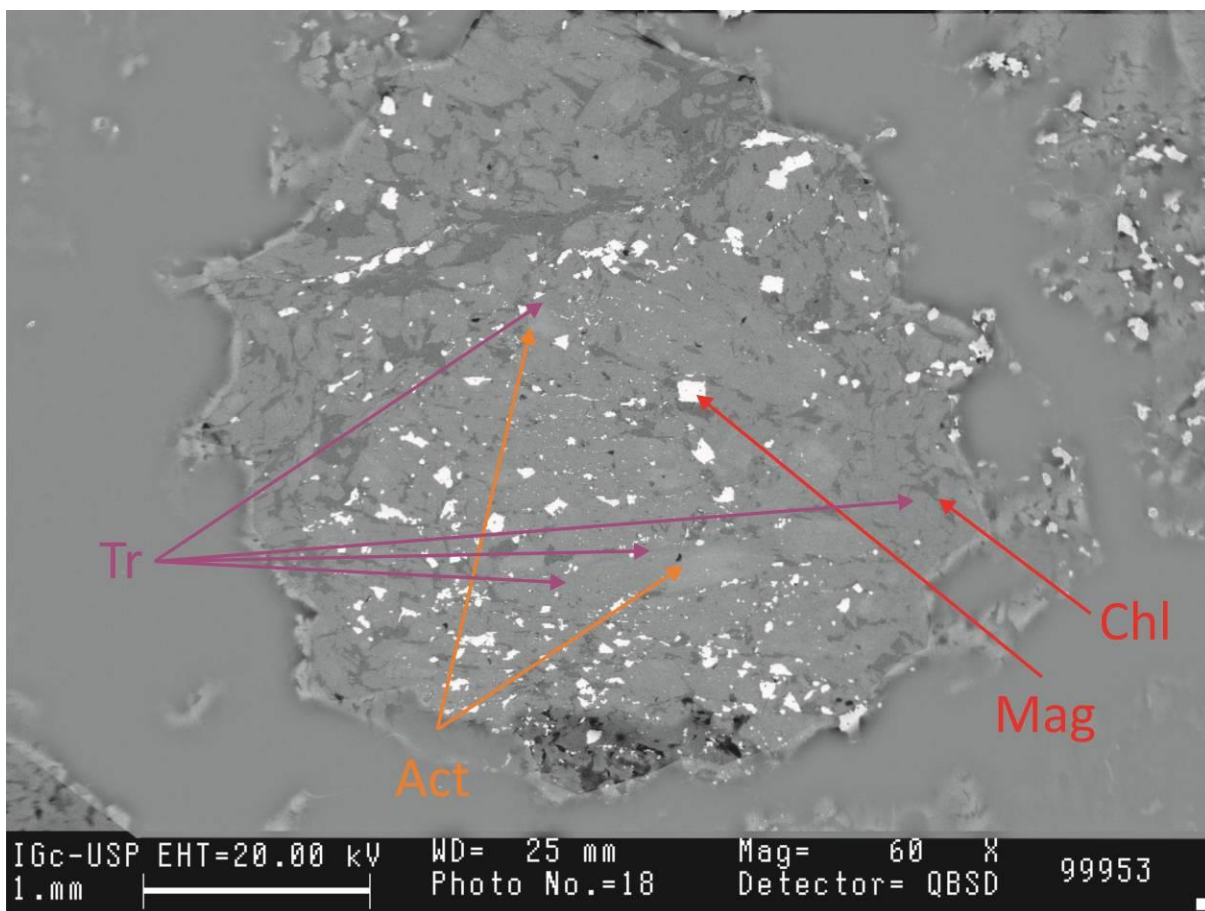


Figura 143 - Actinolito observado ao MEV. Notar que os núcleos dos principais cristais são de actinolita, mas há tremolita, magnetita e clorita nos interstícios e nas bordas desses cristais. Legenda: Act = Actinolita; Chl = Clorita; Mag = Magnetita; Tr = Tremolita.

### 5.3.3. Rochas metaultramáficas

Das rochas metaultramáficas, foi analisado ao MEV lâminas do mesmo material que foi previamente analisado por difração de raios X. Alguns dos resultados, em primeira instância parecem incompatíveis, mas isso será discutido posteriormente. Foram realizadas análises no material tanto em regiões que corresponderiam mais ao material rico em talco, no material clorítico-carbonático, e na sua interfase.

Na sua interfase (Figura 144), é possível notar que os óxidos se associam preferencialmente à zona clorítica. Esse comportamento corresponde ao que foi observado

nas análises por difração de raios X e petrografia. Mesmo assim, é possível notar a presença de alguns cristais de talco no interior da zona de cloritização com óxidos associados. É interessante ressaltar que alguns cristais de clorita apresentam até 0,5% em peso de cromo em sua composição.

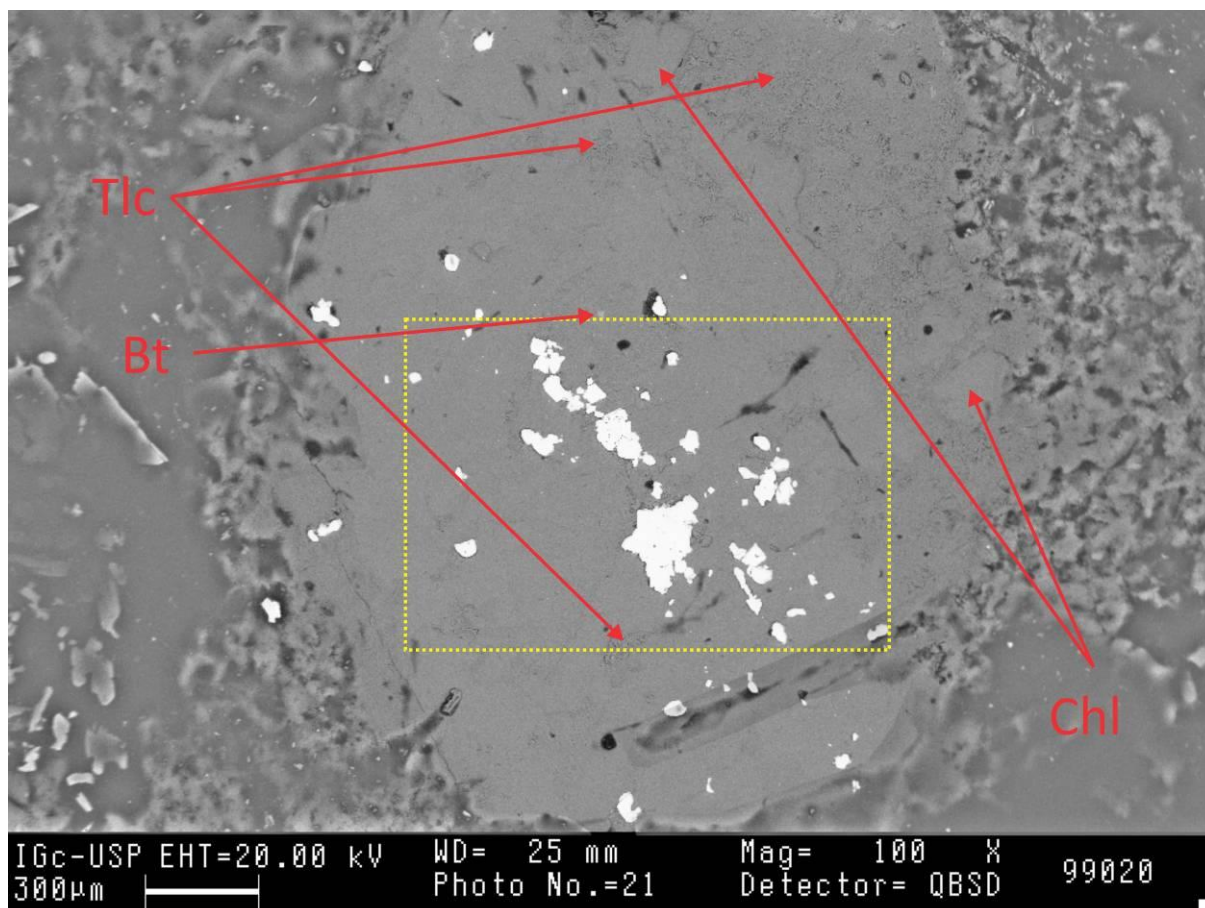


Figura 144 - Detalhe de região de rocha metaultramáfica rica em óxidos. O retângulo amarelo pontilhado marca a região onde foram analisados os óxidos. Legenda: Bt = Biotita; Chl = Clorita; Tlc = Talco.

Os óxidos foram estudados em detalhe (Figura 145), devido a dúvidas originadas pelos resultados da difração de raios X. Nota-se que os principais óxidos encontrados são magnetita e ilmenita ( $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ ). Ocorre também hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) associada, mas de forma mais restrita. É interessante ressaltar que a ilmenita apresenta teores altos de manganês, ao redor de 1% em peso (máximo 1,1%). A magnetita apresenta elementos não essenciais em sua composição. É característico dessa magnetita altos teores de cromo em sua composição, variando de 3% a 3,2% de cromo. Apresentam teores variáveis também de outros íons, tais como titânio (até 0,7% em peso), vanádio (até 0,35% em peso), magnésio (até 0,5% em peso) e cobalto (até 0,3% em peso). A hematita encontrada também apresenta elementos

não essenciais, com destaque para o cromo (2,62% em peso) e para o titânio (1,36% em peso).

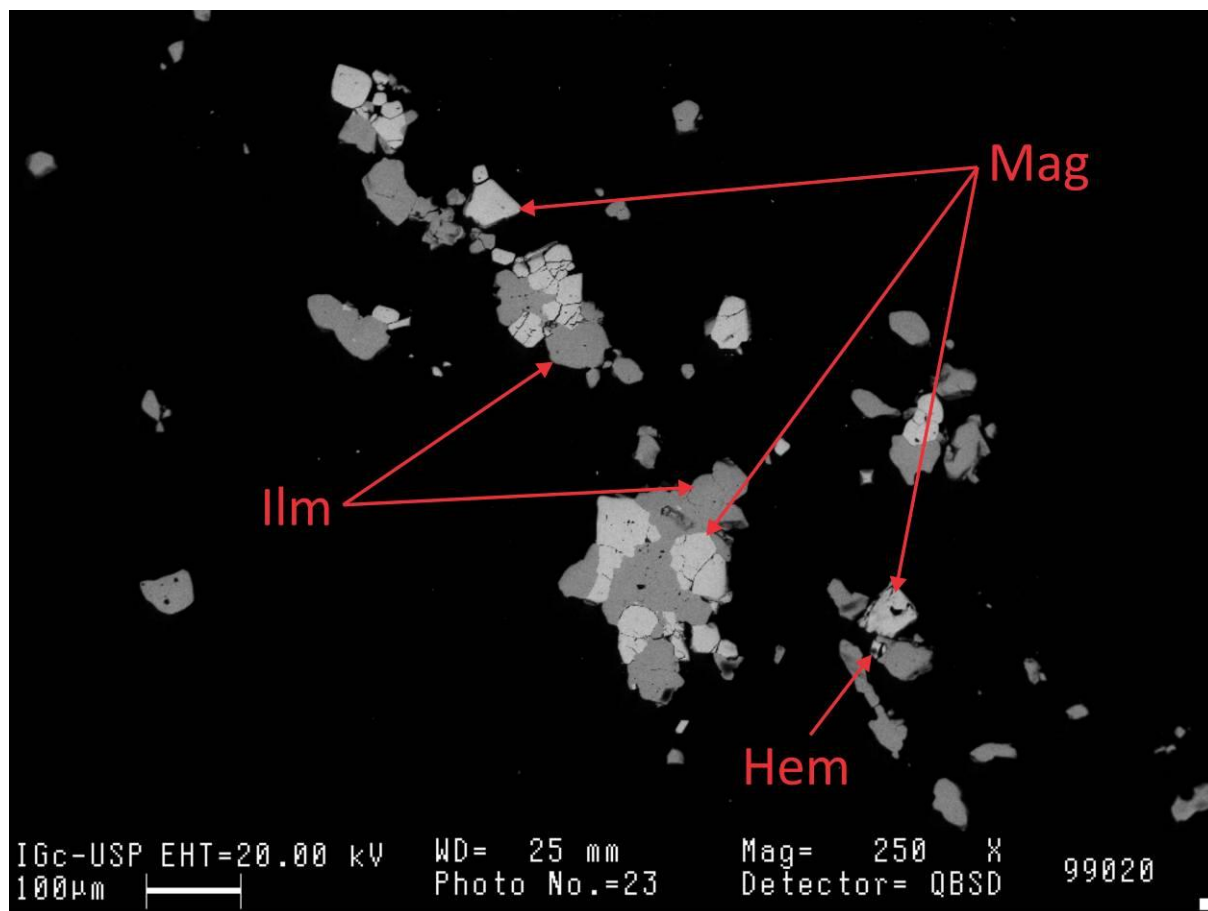


Figura 145 - Óxidos encontrados nas rochas metaltramáficas analisados ao MEV. Foram encontrados predominantemente óxidos de ferro e titânio (magnetita predominante com hematita associada e ilmenita).  
Legenda: Hem = Hematita; Ilm = Ilmenita; Mag = Magnetita.

Em outras zonas de contato entre porções ricas em clorita com zonas com anfibólios, foi constatado que o anfibólio predominante nessas rochas é a tremolita (Figura 146). Pela análise de difração de raios X, a tremolita não havia sido identificada. Essa tremolita apresenta como principal elemento não essencial íons de ferro, chegando ao máximo de 3,4% em peso.

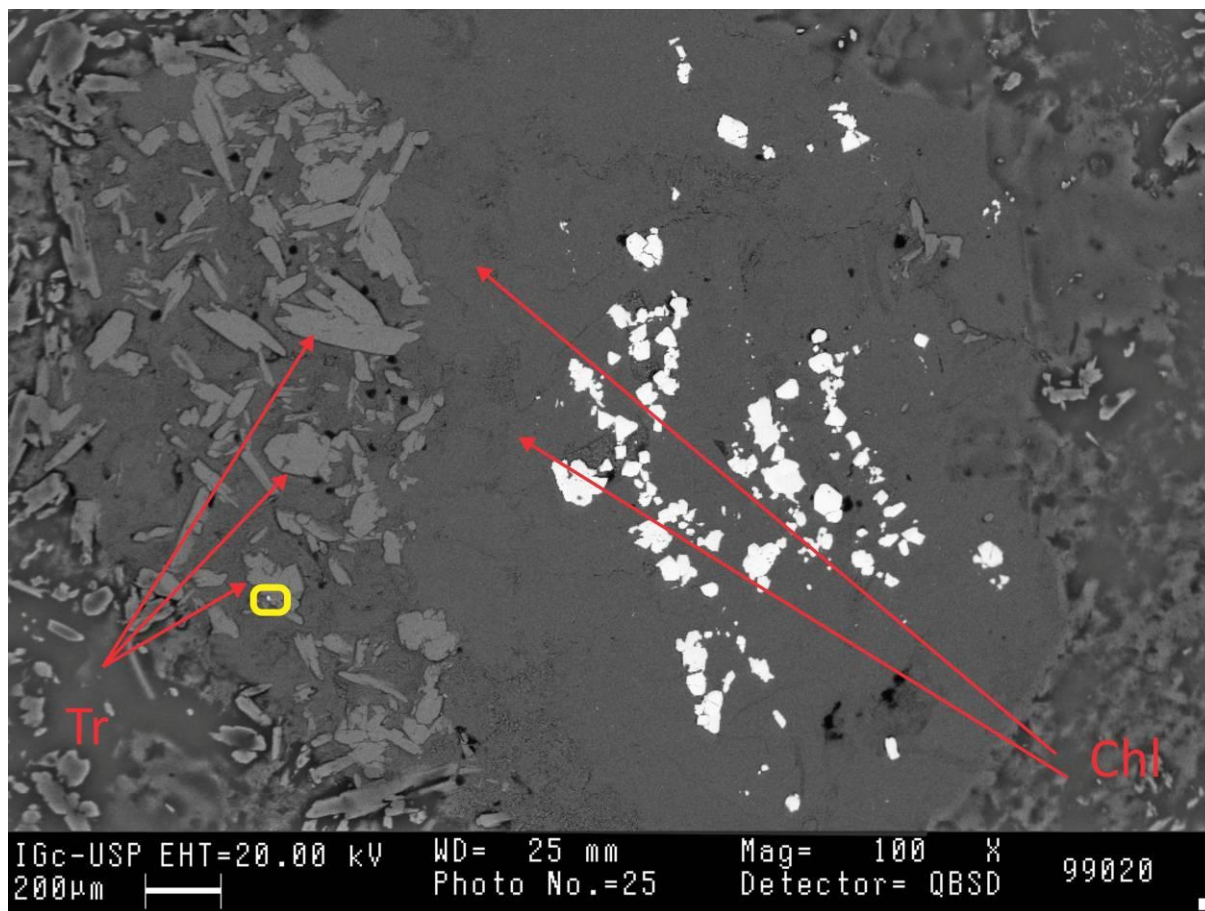


Figura 146 - Contato entre as zonas da rocha metaultramáfica rica em clorita com óxidos e da zona rica em anfibólios. O retângulo amarelo marca região em que foram estudados sulfetos em detalhe. Legenda: Chl = Clorita; Tr = Tremolita.

Associados ao cristais de tremolita são encontrados pequenos núcleos de sulfetos (Figura 147). Esses núcleos são muito diminutos para serem analisados na petrografia óptica, mas ao MEV é possível caracterizá-los. Esses núcleos foram caracterizados como sulfetos de cobalto, níquel e ferro. Esses sulfetos não são homogêneos, e foram encontrados tanto cristais de siegenita ( $\text{CoNi}_2\text{S}_4$ ), como de cobalto-pentlandita  $\{(\text{Co},\text{Ni},\text{Fe})_9\text{S}_8\}$ . Foi calculado para esses minerais uma composição média para siegenita de  $(\text{Co}_{0,57}\text{Ni}_{0,43})_3\text{S}_4$  e para cobalto-pentlandita  $(\text{Co}_{0,1}\text{Ni}_{0,48}\text{Fe}_{0,414})_9\text{S}_8$ . Notar que a siegenita é mais rica em cobalto do que em níquel.

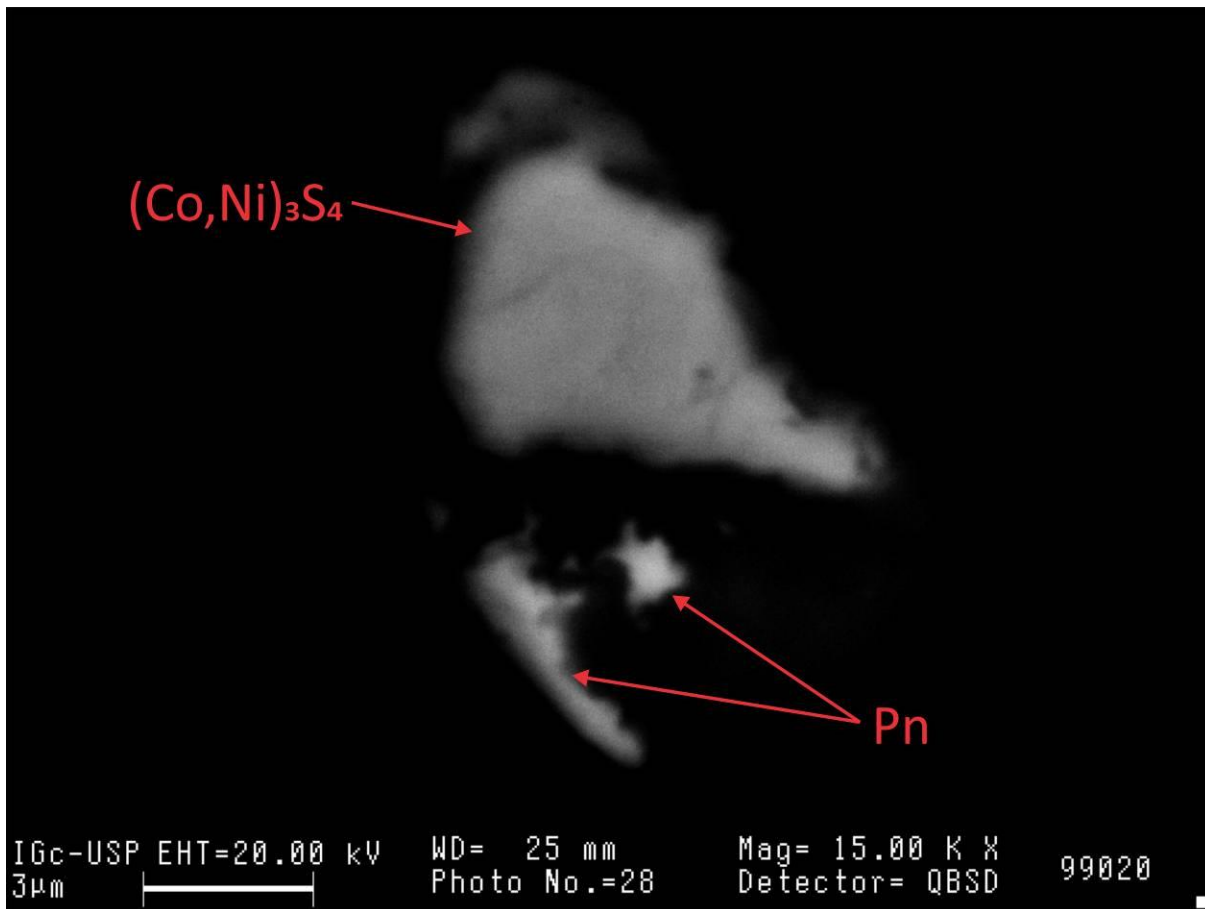


Figura 147 - Detalhe dos sulfetos de níquel e cobalto encontrados próximos à tremolita. Legenda: Pn = Pentlandita;  $(\text{Co,Ni})_3\text{S}_4$  = Siegenita.

As regiões das rochas metaultramáficas que apresentam carbonatos em sua composição também foram analisadas ao MEV (Figura 148). Os carbonatos encontrados foram calcita e dolomita. Os carbonatos não foram observados ocorrendo desassociados. As principais fases silicáticas encontradas nessa região são talco e antofilita. A antofilita não foi discriminada pela difração de raios X. Ressalta-se que apesar de ocorrer próximo aos carbonatos de cálcio, a antofilita, o único anfibólio encontrado nessa região, não apresenta cálcio em sua estrutura. Isso contrasta com os anfibólios encontrados em outras regiões das rochas metaultramáficas, que apresentavam anfibólios da série tremolita-actinolita, que apresentam cálcio em sua estrutura.



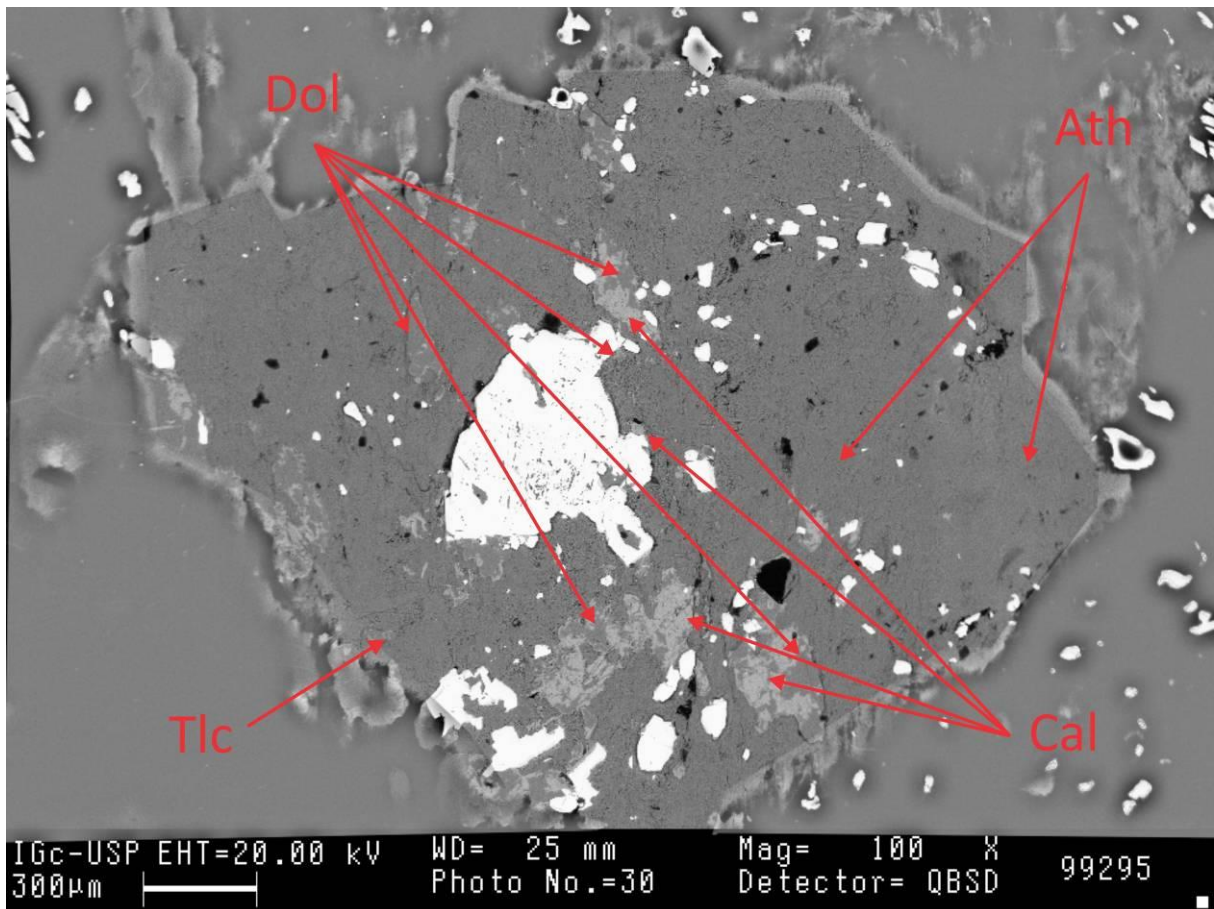


Figura 148 - Detalhe da região das rochas metaultramáficas ricas em talco, anfibólio e carbonatos. Notar que os carbonatos não se apresentam puros Os minerais em branco são sulfetos e óxidos, e estão detalhados adiante (Figura 149). Legenda: Ath = Antofilita; Cal = Calcita; Dol = Dolomita; Tlc = Talco.

Associados a essa região das rochas metaultramáficas, são encontrados sulfetos e óxidos de ferro e de titânio (Figura 149). O principal sulfeto em volume é a pirita ( $\text{FeS}_2$ ), diferente do que ocorre em outras regiões analisadas, nas quais a calcopirita era predominante. Ainda assim, é observada calcopirita associada à pirita, inclusa, e livre na matriz de carbonatos e silicatos. Outro sulfeto encontrado livre na matriz é a vaesita ( $\text{NiS}_2$ ). Os opacos encontrados são os mesmos observados na região cloritizada das metaultramáficas, e são representados por magnetita e ilmenita. É importante ressaltar que a magnetita nessa região apresenta teores menos expressivos de cromo que os analisados em outras regiões. Nessa região, a magnetita alcança 1,5% do seu peso em cromo, em comparação com 3,2% obtidos em outros cristais de magnetita analisados.

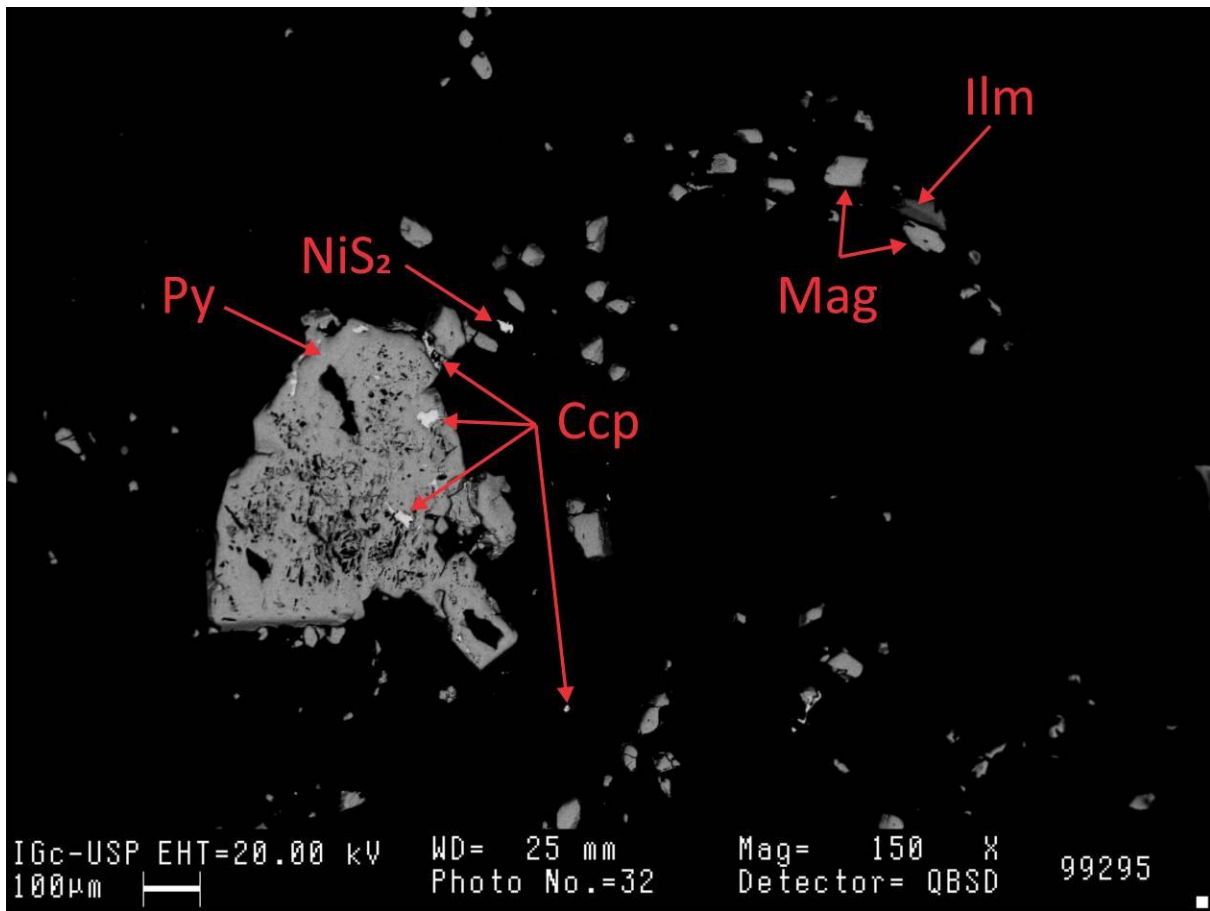


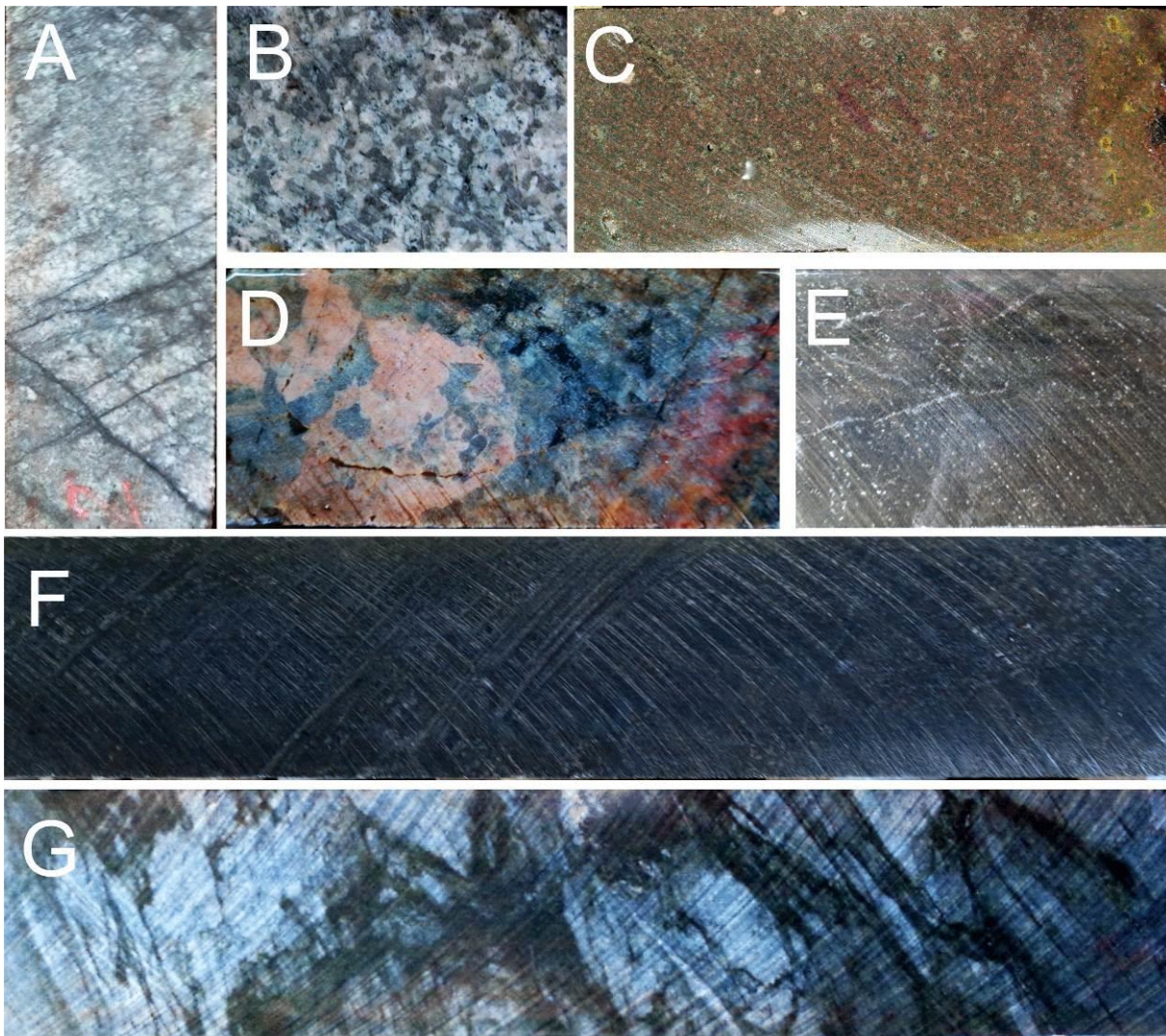
Figura 149 - Detalhe dos sulfetos e óxidos encontrados em rocha metalultramáfica. Legenda: Ccp = Calcopirita, Ilm = Ilmenita; Mag = Magnetita; Py = Pirita; NiS<sub>2</sub> = Vaesita.

## 6. Interpretação e discussão dos resultados obtidos

### 6.1. Correlação de dados geocronológicos disponíveis na literatura com a geologia observada

#### 6.1.1. Evolução das rochas hospedeiras do Depósito Bacuri e correlação com outros depósitos

O depósito Bacuri é hospedado exclusivamente por rochas de natureza ígnea (Figura 150). Apesar dessa natureza em comum, as rochas apresentam um grande contraste de composição química e diferentes graus de deformação e de alteração hidrotermal. De maneira simplificada, uma possível sequência de eventos formadores das rochas hospedeiras, do mais antigo para o mais novo seria: rochas de uma sequência do tipo *greenstone belt*, as quais seriam intrudidas por outras rochas de origem ígnea, em eventos magmáticos posteriores.



**Figura 150 - Principais protólitos encontrados no Depósito Bacuri: A – Rocha monzogranítica; B – Sienogranito (Granito Serra Dourada); C – Quartzo-feldspato pórfiro; D – Fácies pegmatítica do Granito Serra Dourada; E – Rocha metavulcânica básica; F – Metadiabásio; G – Rocha metaultramáfica. Os testemunhos apresentam 4,5cm de largura.**

As rochas metaultramáficas hospedeiras do Depósito Bacuri estão intercaladas com outros litotipos com características tipicamente de rochas vulcânicas, o que foi corroborado pelos estudos petrográficos. Mesmo nas rochas metaultramáficas, foram observadas feições que poderiam indicar sua origem vulcânica. A presença de amígdalas preenchidas por clorita e fragmentos grossos de rocha metaultramáfica, em matriz fina, seriam um exemplo dessas feições. O conjunto das rochas metavulcânicas (ultramáficas a ácidas) poderia ser correlacionado com uma sequência do tipo *greenstone belt*. Esse tipo de sequência apresenta rochas predominantemente ultramáficas nas porções basais, que

gradam para rochas máficas, intermediárias e félsicas nos níveis estratigráficos superiores da sequência (Condie 1981). As rochas metavulcânicas, que no depósito Bacuri corresponderiam a faixas da sequência *greenstone belt* encontram-se mais deformadas que os litotipos graníticos intrusivos encaixantes. As rochas representantes da sequência *greenstone belt* apresentam xistosidade bem desenvolvida e crenulação, prévia ao desenvolvimento das paragêneses hidrotermais. Essa evidência é um indicativo que as rochas metavulcânicas têm uma história mais complexa, comparativamente, aos granitos. A presença de antofilita, confirmada ao MEV, indica que as rochas metaultramáficas atingiram a fácies anfíbolito em evento metamórfico prévio à mineralização.

Na literatura, as rochas metavulcânicas corresponderiam às rochas encontradas no corpo de minério Pista, da Mina do Sossego. Monteiro *et al.* (2008a) descrevem que esse corpo de minério é hospedado por rochas preminantemente metavulcânicas félsicas, com raras lentes de rochas metaultramáficas. As rochas félsicas dessa sequência foram datadas por Moreto (2013) em  $2,968 \pm 15$  Ga e  $2,979 \pm 5.3$  Ga, pelo método U-Pb SHIRIMP, em zircão. Tavares (2015) agrupa essas rochas ao Grupo Sequeirinho, que representaria uma sequência *greenstone belt* mesoarqueana. Essa sequência seria, portanto, distinta em relação às unidades neoarqueanas do Supergupo Itacaiúnas (ca. 2,76 Ga; Trendall *et al.* 1988; Machado *et al.* 1991). É possível adotar essas idades mesoarqueanas como referência para as rochas metavulcânicas ultramáficas encontradas no depósito Bacuri.

É interessante também constatar a semelhança entre as rochas metaultramáficas hospedeiras do Depósito Bacuri com aquelas atribuídas ao *Greenstone Belt* Sapucaia. Esse *greenstone belt* aflora próximo ao limite entre os domínios Rio Maria e Carajás da Província Carajás (Sousa, 2014; Sousa *et al.* 2015). Segundo esses autores, a unidade metaultramáfica do *greenstone* também inclui antofilita-clorita-tremolita xistos e clorita-actinolita xistos e registram metamorfismo na fácies xisto verde superior a anfíbolito inferior.

O sienogranito, conhecido na literatura como Granito Serra Dourada, seria a rocha seguinte dessa sequência. Essa rocha é intrusiva nas rochas metavulcânicas, como se pode observar nas descrições feitas dos testemunhos de sondagem. Essa rocha foi datada em  $2,848 \pm 5,5$  Ga, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Moreto 2013), o que também é condizente com o posicionamento das rochas metavulcânicas no Mesoarqueano. Os pegmatitos relacionados a esse granito corresponderiam à sua fase mais tardia.

O monzogranito foi classificado nos trabalhos prévios como pórfiros ou dacitos (Melo 2011; Melo *et al.* 2014). Essas rochas não apresentam datação na literatura. Porém há rochas que apresentam descrição semelhante às encontradas no Bacuri, classificadas como pórfiros, as quais foram datadas. Moreto (2013) datou dois pórfiros, com idades de  $2,744.8 \pm 4$  Ga e  $2,740.9 \pm 4.7$  Ga. Se essa correlação for verdadeira, a intrusão dessas rochas pode ser relacionada com a fase principal de mineralização do depósito Bacuri. Na literatura, idades semelhantes foram obtidas no depósito Bacuri, em sua zona mineralizada. Essa relação e os dados geocronológicos referentes às mineralizações serão detalhados no próximo tópico (6.1.2).

As rochas plutônicas e subvulcânicas metamáficas (gabros e microgabros) truncam as rochas monzograníticas (Figura 59), portanto são mais jovens. O próprio contato irregular da intrusão é um indício que a rocha monzogranítica não estava totalmente cristalizada. Essa relação indica certa relação de contemporaneidade de cristalização dessas duas rochas. Devido à presença de actinolita e epidoto, essa rocha pode ser considerada como submetida a condições amálogas às de fácies metamórfica xisto verde. Essa fácies metamórfica difere da encontrada em rochas metaultramáficas, as quais apresentam seu pico metamórfico na fácies anfíbolito. Esse contraste se deve à diferença de idade das rochas. Possivelmente as rochas metaultramáficas passaram por seu evento metamórfico mais intenso antes da intrusão das rochas gabroicas. Após isso, todo o conjunto pode ter sido metamorfizado em fácies xisto verde. Alternativamente, como sugerem as texturas subofíticas preservadas, a formação de actinolita e epidoto pode refletir infiltração dos fluidos hidrotermais em condições de temperatura análogas às da fácies xisto verde.

Monteiro *et al.* (2008a) descrevem que alguns dos corpos de minério da Mina do Sossego são hospedado por gabros. Moreto (2013) datou rochas dessa composição na Mina do Sossego, em  $2,739 \pm 5.9$  Ga (gabronorito - corpo Sequeirinho) e  $2.739,1 \pm 4,2$  Ga (gabro - corpo Curral), pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. Desse modo, as idades fornecidas pela literatura corroboram com as relações litológicas observadas em campo. Assim como os monzogranitos, a intrusão dessas rochas poderia ter uma forte correlação com a fase de mineralização principal.

O quartzo-feldspato pórfiro, que apresenta ocorrência restrita nesse depósito, pode se correlacionar as rochas do mesmo gênero que cortam zonas mineralizadas em outros

depósitos. Moreto *et al.* (2015b) dataram rochas semelhantes a esse litotipo encontrado no depósito Bacuri em  $1.886 \pm 4,2$  Ga, pelo método U-Pb SHRIMP IIe em zircão. Esses autores classificaram essas rochas como “diques de quartzo pórfiro”. É interessante ressaltar que essa rocha no depósito Bacuri apresenta forte alteração hidrotermal, principalmente potássica com feldspato potássio, com resquícios de alteração clorítica preservada. Essa feição poderia mostrar uma sobreposição paleoproterozoica da alteração hidrotermal (*overprinting*), gerada por essas intrusões tardias.

Sobre outros litotipos específicos, podemos citar também o caso das rochas ricas em actinolita, que provavelmente formaram-se a partir do metassomatismo das rochas metaultramáficas. Essa origem poderia explicar a ocorrência dessas rochas predominantemente monominerálicas. Um exemplo análogo, de pequenos boudins de rochas monominerálicas constituídas por actinolita e formadas a partir do metassomatismo de rochas ultramáficas, foi descrito por Bucher-Nurminen (1988), na Escandinávia. A presença dessas rochas abre um paralelo com outros depósitos arqueanos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás. Monteiro *et al.* (2008b) descrevem a presença de “actinolititos” no corpo de minério Sequeirinho do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro do Sossego. Segundo os autores, nesse corpo de minério os actinolititos alcançam oitenta metros de espessura, em testemunhos de sondagem. No depósito Bacuri, os corpos de “actinolititos”, nos testemunhos descritos, não têm distribuição tão expressiva. Esse litotipo foi descrito em apenas um pequeno trecho, com menos de um metro de espessura. Apesar dessa diferença, essa rocha pode ser utilizada como comparativo entre o depósito Bacuri e os outros depósitos arqueanos de óxido de ferro-cobre-ouro da província.

### 6.1.2. Zonas de alteração hidrotermal e sua evolução térmica e temporal

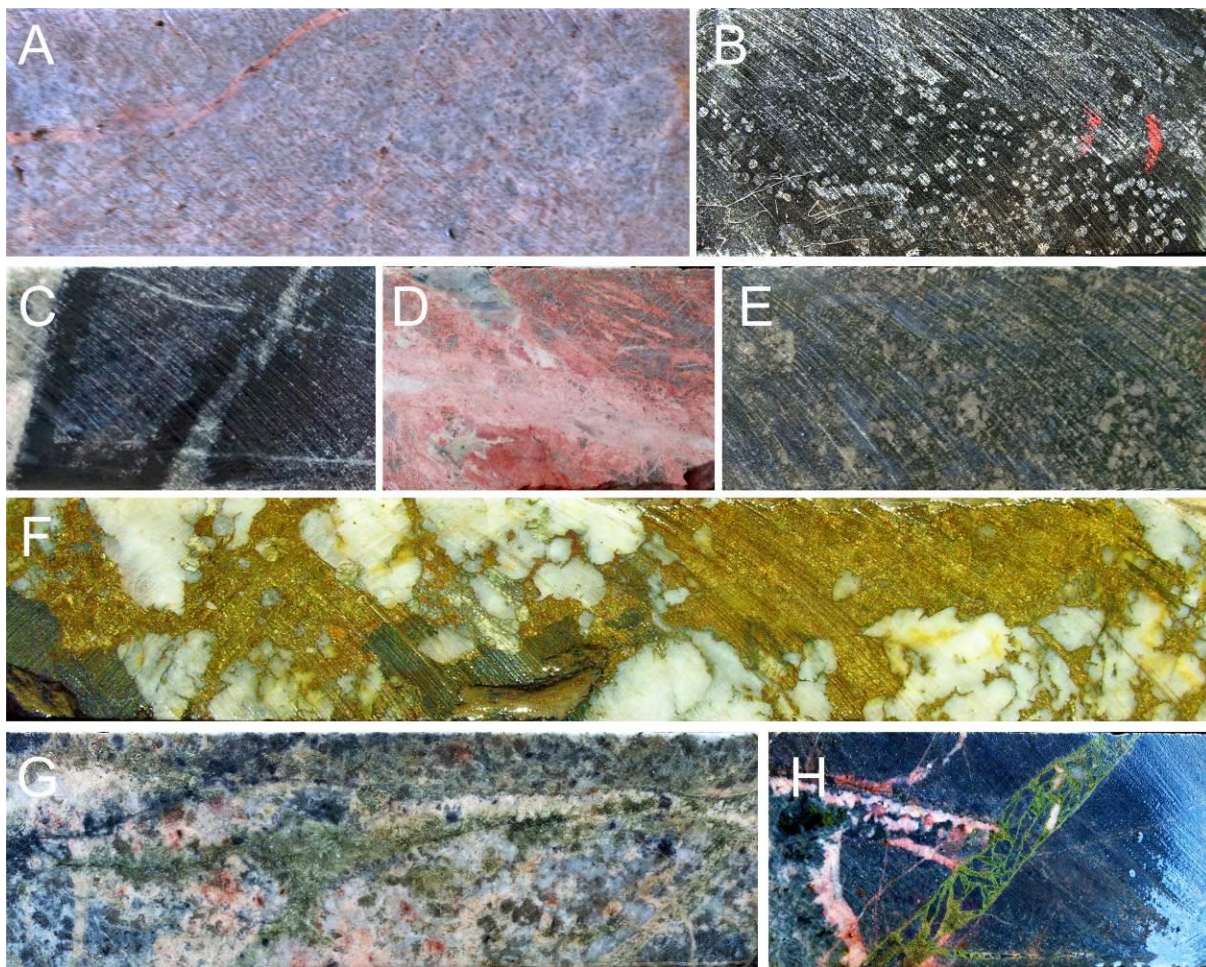
Os processos de alteração hidrotermal ocorreram de formas diversas, resultando em estilo desde pervasivo, constituindo zonas, ou de forma mais fissural. Os tipos de alteração constituem diversas zonas de alteração, como exemplo, sódica, cálcio-sódica, potássica, clorítica, silicificação, mineralização, sericitização. Essas zonas de alteração são formadas em temperaturas distintas, desde relativamente altas, como a sódica, até temperaturas

relativamente baixas, como a sericitização. Ocorrem também zonas de alteração tardias, relativamente mais frias, como carbonatização e epidotização.

A idade da mineralização do depósito Bacuri foi obtida por Moreto (2013), em dois litotipos distintos do depósito. Uma datação obteve a idade de  $2,703 \pm 5,8$  Ga, pelo método U-Pb em monazita, associada às zonas de alteração com biotita e escapolita, sobreposta por cloritização. Outra datação ( $2,758 \pm 11$  Ga; Re-Os em molibdenita; Moreto *et al.* 2015b), foi obtida em vênula com molibdenita-calcopirita hospedada no Granito Serra Dourada, porém sem vínculo com os corpos de minério característicos do depósito Bacuri. Se comparado o depósito Bacuri ao depósito tipo da área (Mina do Sossego), as mineralizações arqueanas desse depósito estão associadas aos corpos Pista e Sequeirinho (Moreto 2013), nos quais há predominância de alteração sódico-cálcica (albita-actinolita). Nesse trabalho, não é citado o corpo Baiano, mas provavelmente ele está associado a esses dois corpos.

As rochas do depósito Bacuri encontram-se, na maioria dos casos, intensamente hidrotermalizadas (Figura 151). Foram classificadas as seguintes zonas: zona de alteração sódica (albitização e escapolitização); zona de alteração potássica (com biotita e com feldspato potássico); zona de cloritização; zona de silicificação (diversas fases, sendo uma delas fortemente relacionada à mineralização principal); zona de sericitização. Também se identificou a formação de vênulas tardias, de clorita, biotita, feldspatos, epidoto e carbonatos. Esses minerais tardios são encontrados preenchendo fraturas, com pouca ou nenhuma alteração na rocha encaixante.





**Figura 151 – Principais zonas de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri: A - Rocha ácida albitizada (alteração sódica), cortada por vênulas de feldspato potássico; B – Rocha máfica com escapolita e biotita (alteração sódica e potássica); C - Rocha com alteração potássica com biotita ao redor de vênulas de sílica em rocha máfica (alteração potássica); D – Rocha ácida cortada por vênula de albita com alteração por feldspato potássico (alteração potássica), E – Rocha com alteração potássica com feldspato potássico sobreposta por cloritização posterior; F – Zona de alteração clorítica, cortada por silicificação, e por sulfetos (calcopirita predominante); G – Rocha granítica (Granito Serra Dourada) albitizada previamente cortada por fraturas com sericitização ao redor; H – Rocha máfica cortada por vênulas de albita com feldspato potássico. Essas vênulas são cortadas por uma brecha preenchida por epidoto.**

Com base nas informações obtidas a partir dos testemunhos de sondagem e com a petrografia, é possível delimitar uma possível linha de evolução temporal relativa dos tipos de alteração hidrotermal e da mineralização no Depósito Bacuri e de sua dinâmica térmica. Isso é possível principalmente com base na observação dos diferentes tipos de alteração hidrotermal, e em suas relações genéticas.

A evolução do sistema hidrotermal pode ser traçada a partir da alteração sódica de maior temperatura, com a formação inicial da albita e posterior de escapolita que, devido à

sua composição de marialita, é um mineral indicador de fluidos hipersalinos. Esses estágios de alteração foram sobrepostos pela alteração potássica. A alteração potássica é representada pela formação de biotita, e posteriormente, de feldspato potássico. A alteração potássica é sobreposta pela cloritização. Esses estágios, em suas zonas principais de alteração, são relacionados a processos dúcteis (Figura 152).

Estágio Dúctil	Alteração Sódica (Albitização)	Alteração Sódica (Escapolitização)	Alteração Potássica (Biotita)	Alteração Potássica (Feldspato)	Cloritização
Albita	██████████	██████████	██████████	██████████	
Escapolita		██████████	.....	.....	
Biotita			██████████		██████████
Feldspato potássico	██████████	██████████	.....	██████████	.....
Clorita					██████████
Hematita	.....	.....	██████████	██████████	
Magnetita			██████████	██████████	.....
Actinolita		██████████	██████████		
Hastingsita		██████████	██████████		
Calcopirita			.....	.....	██████████
Pirrotita			.....	██████████	.....
Plagioclásio	██████████	.....	.....	.....	
Quartzo		.....	.....	██████████	██████████

**Figura 152 - Diagrama esquemático das principais fases de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri associadas à deformação dúctil. Em preto são marcados os minerais formados, e em vermelho os minerais consumidos. A espessura do traço indica a quantidade de minerais formados ou consumidos.**

Há uma intensa silicificação, que é fortemente associada, espacialmente e temporalmente, à mineralização cuprífera. A mineralização corta muito dessas zonas silicificadas. Finalmente, ocorrem estágios tardios como a sericitização que oblitera as paragêneses de alteração anteriores. Essa zona corta inclusive zonas mineralizadas e poderia representar um estágio de alteração hidrotermal relativamente mais frio do depósito. Ocorreram eventos hidrotermais no depósito, como a formação de veios e vênulas tardios de quartzo, albita, feldspato potássico e veios estéreis de calcita e epidoto. Esses eventos estão associados a processos rúpteis (Figura 153).

Estágio Rúptil	Silicificação (Principal)	Mineralização (Principal)	Vênulas Tardias (Biotita e Clorita)	Vênulas Tardias (Feldspato)	Sericitização	Vênulas tardias (Carbonato e Epidoto)
Quartzo	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	.....
Calcopirita		██████████	.....			
Biotita			██████████	.....		
Clorita			██████████	.....		
Albita				██████████	.....	
Feldspato potássico				██████████	.....	
Sericita					██████████	.....
Carbonato					.....	██████████
Epidoto						██████████

**Figura 153 - Diagrama esquemático das principais fases de alteração hidrotermal do Depósito Bacuri associadas à deformação rúptil. Em preto são marcados os minerais formados, e em vermelho os minerais consumidos. A espessura do traço indica a quantidade de minerais formados.**

As alterações pervasivas são fortemente relacionadas com os estágios de deformação dúctil, e possivelmente são os de maior temperatura (exemplo: Figura 151 - A). Já os estágios de alteração mais tardios e relacionados com estruturas rúpteis seriam os de menor temperatura. Nesse grupo inclui-se grande parte das zonas mineralizadas e o preenchimento de fraturas e brechas (exemplo: Figura 151 - H).

A grande diferença de composição química das rochas no depósito, desde rochas félsicas até ultramáficas, é também um forte controle das zonas de alteração hidrotermal (Figura 154). Como exemplo, as rochas máficas apresentariam uma maior afinidade com a zona de alteração clorítica (mineral ferro-magnésiano). Já rochas félsicas e intermediárias seriam relacionadas a zonas de alteração sódica e potássica com feldspato (ricas em feldspatos sódicos e potássicos). Parte das mineralizações do depósito também está relacionada com essas afinidades. Esse tema será tratado adiante (tópico 6.2).



Figura 154 – Esquema montado em campo mostrando relação entre zonas de alteração hidrotermal e litologia hospedeira, com predominância de alteração sódica com albita nas rochas félsicas, sobreposta por cloritização próximo ao contato com o gabro. Notar que o gabro próximo a esse contato também apresenta alteração potássica com feldspato potássico, sobreposta por cloritização. GRA – Rocha granítica; GBA – “Gabro” (rocha máfica); Ab – Albitização, Chl – Cloritização; Ser – Sericitização, Kfs – Alteração potássica por feldspato potássico. O diâmetro dos testemunhos de sondagem é de 4,5 cm.

Há a possibilidade que ocorra no depósito outros eventos hidrotermais, além dessa sequência estimada. Esses eventos não estariam relacionados diretamente às alterações hidrotermais que formaram a mineralização do depósito Bacuri e a alteração de extensos volumes de rocha. Como exemplo, foi encontrado na descrição do furo BRID 10, um dique de pegmatito com rochas alteradas ao seu redor (Figura 34). É importante ressaltar que os pegmatitos representam fases tardias da evolução de um magma granítico e que são ricos em fluidos com alta concentração de voláteis. Próximo ao dique de pegmatito encontrado no furo BRID 10, ocorre uma forte albitização das rochas encaixantes desse dique. Ao redor dessa zona albitizada, a rocha apresenta zonas sericitizadas. Isso pode ser explicado uma vez que os pegmatitos são ricos em fluidos, e pela mobilidade do sódio e do potássio. Como o

sódio é menos móvel, próximo ao dique seria formado zonas com a alteração de mais alta temperatura, a sódica (albitização). Já em regiões mais distantes desse dique, formou-se alteração sericítica, relacionada com fluidos de baixa temperatura ricos em potássio.

As rochas metaultramáficas evidenciam alterações hidrotermais que poderiam ser consideradas como tipo *blackwall*. Essas rochas hospedam zonas ricas em biotita, apatita, clorita e actinolita, entre outros minerais, que poderiam indicar esse tipo de alteração metassomática. A alteração do tipo *blackwall*, cujo nome deriva da concentração de massas de biotita (Frost 1975), é reconhecida como a combinação de processos de infiltração e de difusão metassomáticos. Esses processos envolvem circulação de fluidos e transferência de massa (Pirajno 2013) dirigida por reações de desequilíbrio químico, principalmente na zona de contato entre rochas com grande gradiente composicional, como é o caso das rochas metaultramáficas e dos granitoides.

A definição de metassomatismo recomendada pelo *International Union of Geological Sciences* (IUGS) é: “processo metamórfico a partir do qual a composição química de uma rocha, ou uma porção dessa, é modificada pervasivamente, envolvendo a introdução ou remoção de componentes químicos como resultado da interação da rocha com fluidos aquosos (soluções). Durante o metassomatismo, a rocha permanece em estado sólido”. Nesse sentido, os processos hidrotermais são compreendidos como metassomáticos. Porém as alterações *blackwall* representam um tipo particular de processo metassomático relacionado à reatividade das rochas (meta)ultramáficas e rochas saturadas em sílica (granitoides ou metassedimentares).

Relações petrogenéticas observadas ao microscópio demonstram que as alterações do tipo *blackwall* no Depósito Bacuri se desenvolveram durante os dois eventos principais de alteração hidrotermal. Esses eventos de alteração hidrotermal são relacionados com os regimes dúctil e rúptil de deformação. Assim, o Depósito Bacuri revela a importância da combinação de processos metassomáticos para a gênese dos depósitos IOCG de Carajás. Esses processos são controlados pelos gradientes químicos das rochas hospedeiras e hidrotermais, relativos à interação dos fluidos hidrotermais em desequilíbrio químico com as rochas hospedeiras.

É possível observar nas rochas metaultramáficas do depósito Bacuri, a substituição de antofilita ( $\{\text{Mg}_2\}\{\text{Mg}_5\}(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ) por actinolita ( $\square\{\text{Ca}_2\}\{\text{Mg}_{4.5-2.5}\text{Fe}_{0.5-2.5}\}(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ ), que

incorpora até 17% de ferro e até 0,5% de cloro em peso em sua estrutura. Essa substituição pode refletir incorporação de cálcio e ferro a partir dos fluidos hidrotermais, se considerada a composição do protólito ultramáfico compatível com o sistema MASH. A substituição da actinolita por tremolita e por potássio-cloro hastingsita, com fórmula teórica  $(K,Na)Ca_2(Fe^{2+},Mg)_4Fe^{3+}[Si_6Al_2O_{22}](Cl,OH)_2$ , foi documentada, sendo a última mais característica das rochas gabroicas. Nesse caso, os fluidos hipersalinos também seriam responsáveis pelo transporte de ferro e potássio. Esses minerais são subsequentemente substituídos por clinocloro ou por biotita com até 1,7% de cloro em peso na sua estrutura, indicando a participação de fluidos hipersalinos nesse processo. Nas zonas com biotita também é notável a presença de apatita e diminutos cristais de zircão, produzindo grande concentração de halos pleocróicos na biotita. Isso pode refletir enriquecimento em P e Zr nas rochas ultramáficas, derivados dos granitos alcalinos.

Nos actinolitos, a presença de magnetita rica com cromo (até 2,1%), também evidencia sua associação com protólitos ultramáficos. Nessas rochas a actinolita é substituída em suas bordas por tremolita ( $\square\{Ca_2\}\{Mg_5\}(Si_8O_{22})(OH)_2$ ), que não incorpora ferro na sua estrutura, favorecendo a formação de magnetita. A formação de tremolita também favorece a migração de MgO e sua incorporação em zonas ricas em clinocloro, nas quais a magnetita também ocorre em quantidades expressivas.

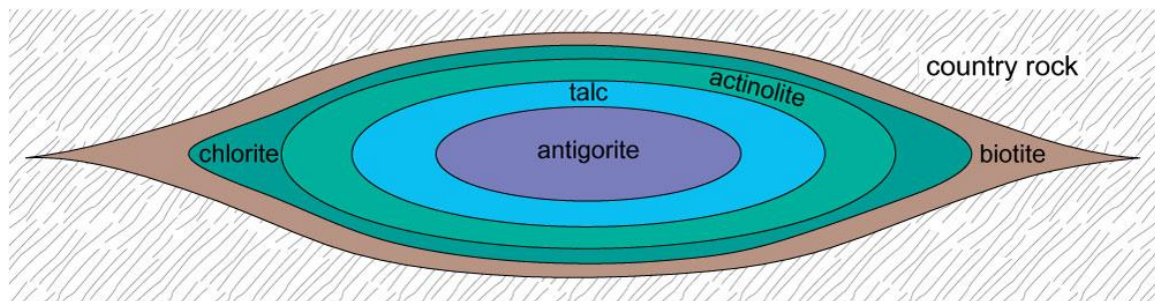
Nas rochas metaultramáficas mais preservadas, a magnetita apresenta até 3,2% de cromo, além de titânio, vanádio, magnésio e cobalto em sua estrutura. Adicionalmente, siegenita ( $CoNi_2S_4$ ), cobalto-pentlandita  $\{(Co,Ni,Fe)_9S_8\}$  e vaesita ( $NiS_2$ ), que são fases minerais também reconhecidas em outros depósitos IOCG, como por exemplo, Sossego e Castanha (Monteiro *et al.* 2008a e 2008b; Pestilho 2011), foram identificadas como associadas às rochas metaultramáficas. Essas observações apontam para a importância das rochas metaultramáficas para explicar a considerável presença de níquel, cobalto e elementos do grupo da platina no sistema hidrotermal IOCG de Carajás.

O zoneamento mineral simplificado nas zonas de alteração *blackwall* do depósito Bacuri, da rocha metaultramáfica mais preservada para aquela mais proximal aos granitoides ou condutos de circulação de fluidos que interagiram com esses, pode ser expresso como:

**Antofilita – Actinolita – Tremolita - Clinocloro – Biotita**

A formação de tremolita e de clorita pode ser em alguns casos simultânea, assim como a de potássio-cloro hastingsita com biotita, apontando para aumento da atividade de K-Cl.

Diferentes zonas de alteração podem resultar de processos metassomáticos, como ilustrado na Figura 155 e na Figura 156. No entanto, como tais zonas são resultantes da difusão simultânea de mais de um componente, com diferentes propriedades e taxas de transporte, envolvem processos complexos (Brady 1977). Na Figura 155, são mostradas zonas ideais, incluindo aquelas com actinolita, clorita e biotita, desenvolvidas em *boudins* metaultramáficos inseridos em metapelitos (Read 1934, em Winter 2010).



**Figura 155 - Zonamento mineral produzido por metassomatismo em corpos de rocha ultramáfica com < 3m long em pelitos metamorfisados em baixo grau de Unst, Shetland Islands, Reino Unido (Read 1934 em Winter 2010).**

A Figura 156 ilustra outro exemplo de trocas de componentes durante processos metassomáticos observados em rochas ultramáficas (Sandford 1982). Esse exemplo indica que a substituição de antofilita por talco pode ser tanto isoquímica ou metassomática. Contudo, sua substituição por actinolita e biotita apenas é explicada por metassomatismo envolvendo incorporação de Si, Ca-Fe, Al e K.

Adicionalmente, a incorporação de cloro na estrutura dos anfibólios e da biotita “metassomáticos” sugere a participação de fluidos hipersalinos nesse processo, vinculando-o temporalmente ao desenvolvimento do sistema hidrotermal responsável pela formação do depósito Bacuri. Como as rochas metaultramáficas ocorrem como faixas da sequência *greenstone belt*, de possível idade em torno de ca. 2,97 Ga, que foi intrudida pelo Granito Serra Dourada (ca. 2,84 Ga) e pelo monzogranito e por rochas gabroicas, de idade inferida em 2,74 Ga, o *timing* desse processo deve ser ainda melhor avaliado. Contudo, possivelmente, vincula-se ao evento neoarqueano, associado ao desenvolvimento da zona de cisalhamento que controla a localização dos depósitos IOCG do Cinturão Sul do Cobre.

Isso é evidenciado pelas idades de ca. 2,75 Ga a 2,70 Ga obtidas para a molibdenita e a monazita hidrotermais do depósito Bacuri (Moreto *et al.* 2015b).

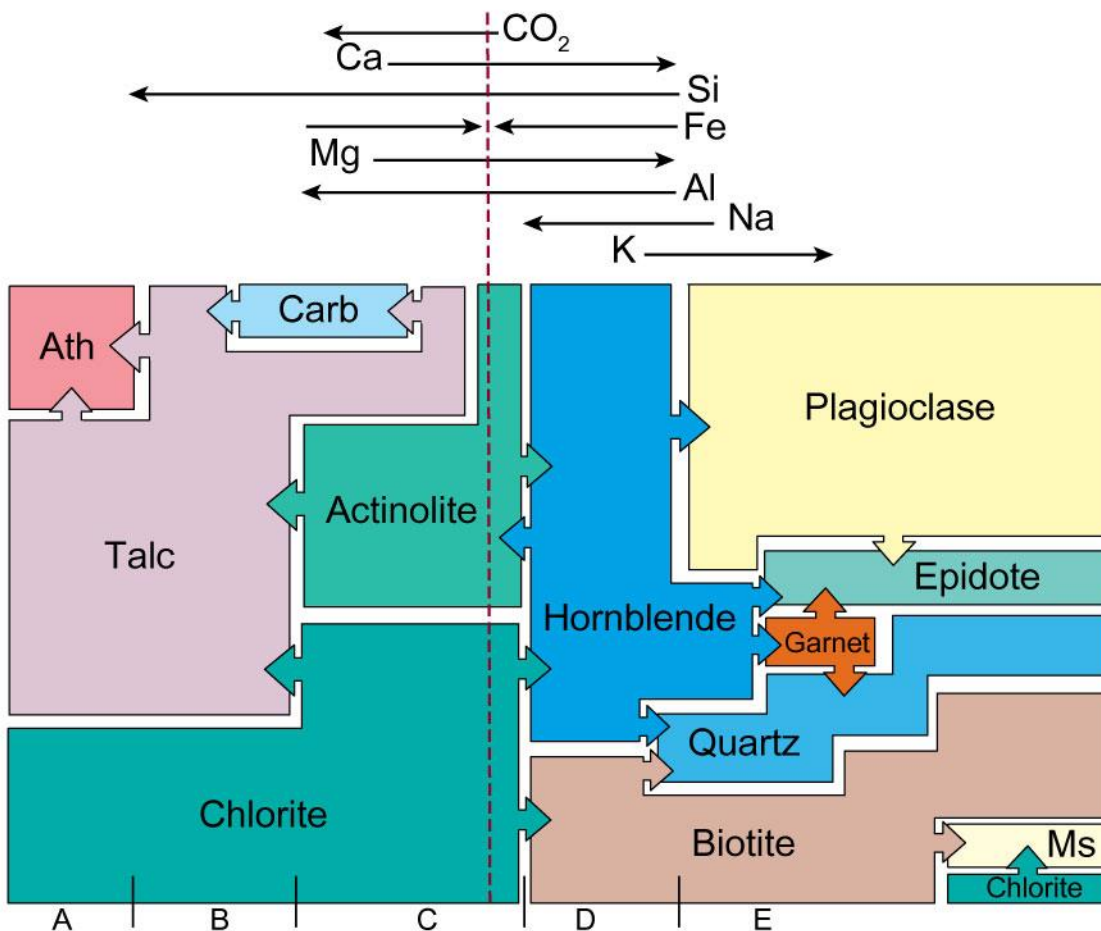


Figura 156 - Representação esquemática das reações entre principais minerais silicáticos e fluxo de componentes associado com metassonatismo de um corpo ultramáfico em Grafton, Vermont, EUA. Transporte de elementos entre diferentes zonas são indicados por setas na parte superior da figura. Setas entre os campos minerais indicam reações isoquímicas (setas verticais) e metassomáticas (setas horizontais), segundo Sanford (1982). A linha vertical pontilhada divide os campos da rocha ultramáfica, a esquerda, e de gnaisses félsicas a direita. Ath = antofilita; Carb = carbonato; Ms = muscovita.

Nos granitoides zonas de cloritização expressivas também podem resultar desse processo metassomático. Dessa forma, a evolução do sistema hidrotermal reflete significativamente os gradientes composicionais das diferentes rochas hospedeiras do depósito.

Alteração *blackwall* foi descrita previamente na Província Carajás nas rochas do *Greenstone Belt* Sapucaia, em sua área tipo, próximo ao limite entre os domínios Rio Maria e Carajás (Sousa 2014; Sousa *et al.* 2015). De acordo com esses autores, processos

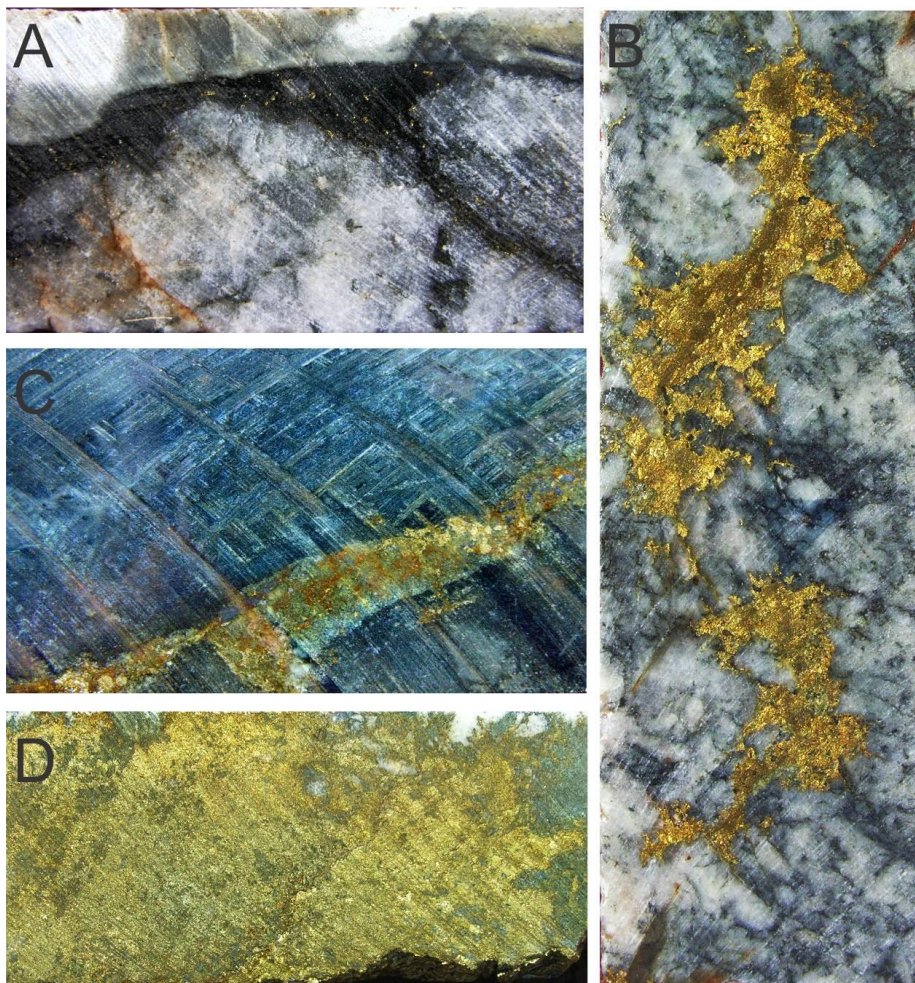


metassomáticos resultaram na formação de magnetita-clorita xistos a partir de protólitos metaultramáficos, em contato tectônico com granitoides. Essas rochas apresentam relíquia de biotita e quantidades significativas de monazita, zircão e apatita. No entanto, esse estudo define pela primeira vez associação desses processos à gênese dos depósitos IOCG de Carajás.

## 6.2. Fatores relevantes para a mineralização e controles

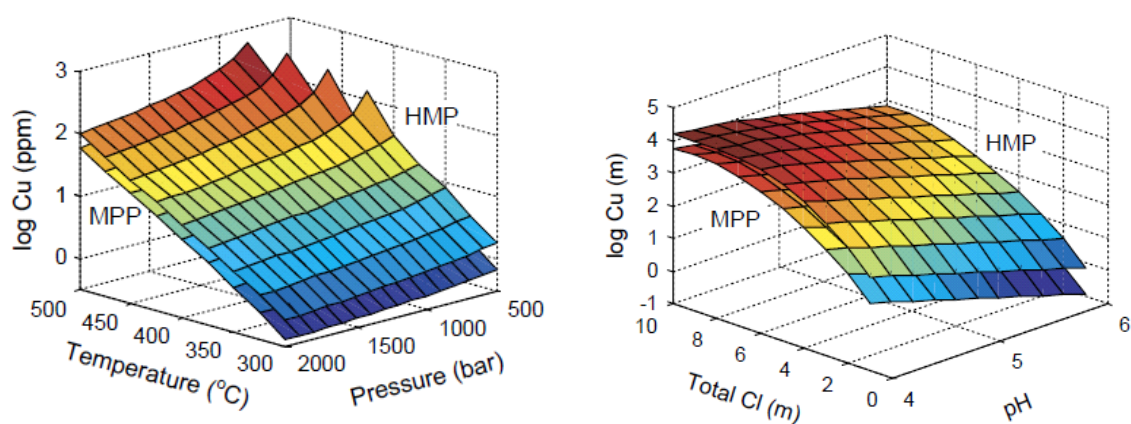
A mineralização do depósito Bacuri ocorre com diversos estilos (Figura 157): disseminado, nesse caso é associado a rochas máficas ou em vênulas tardias, com minerais de ganga diversos; em vênulas de calcopirita, associado à silicificação e zonas de alteração clorítica fissural; e na forma maciça, cortando zonas, zonas de alteração clorítica pervasiva e silicificações. O principal mineral de minério do depósito Bacuri é a calcopirita.

É importante ressaltar também que o controle químico das rochas é um fator muito relevante na formação da mineralização. Em muitos casos, no contato entre rochas de protólito máfico e ultramáfico com rochas félsicas, há a formação de sulfetos, geralmente disseminados ou em pequenas vênulas. Esses sulfetos apresentam composição variável, como calcopirita, pirrotita, pirita, vaesita e siegenita, por exemplo. Provavelmente, a fonte principal de cobre são rochas máficas e ultramáficas.



**Figura 157 - Principais estilos de mineralização do Depósito Bacuri: A – Pequenos pontos de calcopirita disseminada associado à alteração potássica com biotita. B – Calcopirita disseminada cortando zona de silicificação prévia; C - Calcopirita em vênulas, associadas com alteração clorítica; D - Calcopirita maciça cortando zona clorítica e silicificação prévia.**

As assembleias dos minerais de alteração hidrotermal relativamente mais frias e tardias se localizam próximas às regiões da mineralizações. Isso pode ser relacionado aos mecanismos de precipitação do minério, uma vez que a diminuição da temperatura é um dos fatores que favorece a diminuição da solubilidade do cobre no fluido, favorecendo sua deposição (Figura 158).



**Figura 158 - Relação entre solubilidade de cobre em soluções hidrotermais em função da temperatura e da pressão, e da salinidade e do pH (Liu & McPhail, 2005).**

A mineralização está associada às zonas de alteração clorítica por dois fatores distintos: devido à diminuição da temperatura, que leva a diminuição da solubilidade do cobre, facilitando sua deposição, e por ser uma zona de alteração mais frequente em rochas máficas.

Um ponto importante para a remobilização do cobre, possivelmente proveniente das rochas máficas e ultramáficas, é presença de fluidos hipersalinos. A presença de escapolita de composição marialítica no Depósito Bacuri é um importante indicador da percolação das rochas do depósito por fluidos hipersalinos. Outra evidência da alta salinidade dos fluidos seria o alto teor de cloro na biotita e nos anfibólios, encontrados no contexto de alteração do tipo *blackwall*. A formação de calcopirita na interfase entre vênula de quartzo e a rocha metalultramáfica alterada poderia indicar a diminuição brusca nessa salinidade. A formação da biotita poderia levar à diminuição o íon cloro disponível, favorecendo a precipitação do cobre, na forma de calcopirita. O aumento do conteúdo de cloro nos anfibólios hidrotermais é correlacionado com o aumento do conteúdo de ferro na sua estrutura, o que evidencia esse padrão de alteração hidrotermal e evolução dos fluidos.

O estado de oxidação pode ter influenciado também a precipitação de minério. Essa característica não é inferida diretamente a partir dos minerais de minério, mas a partir da magnetita. Parte da magnetita pode ser proveniente de hematita previamente formada. Esse processo é evidenciado pela presença de núcleos de hematita em cristais de magnetita. A mudança de hematita para magnetita normalmente poderia ser considerada como proveniente da mudança do estado de oxidação dos fluidos. Porém, por se tratar de um

sistema hidrotermal, essa mudança pode ser explicada por outros fatores: a diminuição de temperatura do sistema hidrotermal e a mudança de pH dos fluidos hidrotermais. Esses dois fatores também propiciam a precipitação do cobre (Figura 158), a partir da reação química:  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{hm})} + \text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_{4(\text{mt})} + 2\text{H}^+$  (Ohmoto 2003).

Em alguns casos, os óxidos de ferro podem ser provenientes do protólito, e não da alteração hidrotermal, como no caso das rochas metaultramáficas. Nesse caso, parte da magnetita pode ser um produto do metamorfismo, resultado da serpentinização de olivinas da rocha primária. No entanto, a quantidade de magnetita é mais significativa nas zonas de alteração *blackwall*, indicando sua formação também a partir de processos metassomáticos-hidrotermais.

## 7. Conclusões

O depósito Bacuri representa um exemplo de depósito cuprífero com significativa quantidade de magnetita, semelhante aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro reconhecidos na Província Carajás, hospedado por rochas metaultramáficas. Essas rochas associam-se a metavulcânicas máficas e ácidas e, possivelmente, representam faixas remanescentes de terrenos *granito-greenstone belt* mesoarqueanos. Essas faixas seriam coevas às metavulcânicas ácidas da Mina do Sossego (corpo de minério Pista), datadas em  $2,968 \pm 15$  Ga e  $2,979 \pm 5.3$  Ga, pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão (Moreto 2013).

Entre as rochas hospedeiras do depósito também foram reconhecidos o Granito Serra Dourada ( $2,848 \pm 5,5$  Ga, Moreto 2013), monzogranito, microgabros e gabros. Essas rochas evidenciam contemporaneidade de colocação, com possível idade de cristalização de ca. 2,74 Ga, além de diques de quartzo-feldspato pórfiro.

Extensivas zonas de alteração hidrotermal pervasivas foram reconhecidas nas rochas hospedeiras do depósito, incluindo alteração sódica (albitização e escapolitização), potássica (com biotita e feldspato potássico), cloritização, silicificação e sericitização. Vênulas tardias de clorita, biotita, feldspato potássico, albita, epidoto e carbonatos, controladas por estruturas rúpteis, foram também reconhecidas.

As rochas metaultramáficas registram alterações do tipo *blackwall*, responsáveis pela formação de pequenos corpos de actinolitos monominerálicos, semelhantes aos identificados na área da Mina do Sossego. Também são encontradas sequências de zonas com antofilita, na rocha metaultramáfica mais preservada. Zonas com actinolita, tremolita, clinocloro e biotita-(apatita) nas rochas metassomatisadas progressivamente são encontradas em regiões mais proximais aos granitoides ou aos condutos (e.g. zonas de cisalhamento). Possivelmente, essas zonas permitiram a circulação dos fluidos hipersalinos. Embora a origem desses fluidos seja desconhecida, a natureza dos processos metassomáticos evidencia que os fluidos hidrotermais hipersalinos interagiram com granitoides ou evoluíram a partir de sua cristalização, possivelmente durante o Neoarqueano. As idades de  $2,758 \pm 11$  Ga (Re-Os em molibdenita) e de  $2,703 \pm 5,8$  Ga (U-Pb em monazita), obtidas por Moreto *et al.* (2015b) para o depósito Bacuri, sugerem essa possível evolução.

Processos metassomáticos relacionados aos grandes gradientes químicos das rochas ultramáficas, máficas e félsicas representaram fatores muito relevantes na formação da mineralização do depósito Bacuri. Isso é evidenciado pela presença de sulfetos, como calcopirita, pirrotita, pirita, vaesita e siegenita, nas zonas de contatos dessas rochas. Isso também sugere que a fonte principal de cobre, cobalto e níquel para o sistema hidrotermal foi proveniente das rochas máficas e ultramáficas.

As zonas de mineralização cuprífera mais expressivas, representada por calcopirita com bornita e pirita associadas, interceptam rochas fortemente silicificadas e vinculam-se ao desenvolvimento de estruturas rúpteis. A diminuição da temperatura, da salinidade e, possivelmente, do pH favoreceram a diminuição da solubilidade do cobre no fluido e, conseqüentemente, sua deposição.

Como uma possível aplicação prática desse estudo, podemos citar a vetorização das zonas alterações hidrotermais. Com a delimitação precisa dos distintos tipos de alteração hidrotermal, é possível definir com maior precisão os alvos da exploração mineral e estimar onde se encontram as zonas mais propícias para as ocorrências das mineralizações cupríferas.

## 8. Referências Bibliográficas

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120**:235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**:201-221.
- Augusto R.A. Monteiro, L.V.S. Xavier, R.P. Souza Filho, C.R. 2008. Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(2):263-277.
- Barton M.D. & Johnson D.A. 1996. An evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide(-REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, **24**:259-262.
- Barton M.D. & Johnson D.A. 2004. Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. In: *SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover*. Centre for Global Metallogeny, The University of Western Australia, Spec. Pub. **33**:112-116.
- Brady, J.B. 1977. Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**:113-125.
- Bucher-Nurminen, K. 1988. Metamorphism of ultramafic rocks in the Central Scandinavian Caledonides. *Norges geologiske undersøkelse*. Special Publ., **3**:86-95.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.) 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692 p.
- Chen H. 2013. External sulphur in IOCG mineralization: Implications on definition and classification on the IOCG clan. *Ore Geology Reviews*, **51**:74-78.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., Haller A. 2006. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and Cl/Br. *Mineralium Deposita*, **41**:565-573
- Condie K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 433p.
- Cordani U.G. 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Região de Carajás. Universidade de São Paulo – Docegeo (relatório interno).
- Corriveau L. 2006. Iron oxide copper-gold deposits: a Canadian perspective. Special Publication , In: W.D. Goodfellow (Ed.), *Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, vol. 5 (2007), pp. 307–328.
- Craveiro G.S., Villas R.N., Silva A.R.C. 2012a. Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:453-470.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, 11-54.
- Dreher A.M., Xavier R.P. Taylor, B.E. Martini, S.L. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu–Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **43**:161-184.
- Frost B.R. 1975. Contact Metamorphism of Serpentine, Chloritic Blackwall and Rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, **16**:272-313.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**:143-159.
- 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.
- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher, I.R. 2008. Metallogeny 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**(3-4):451-489.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology*, **105**:641-654.

- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why. In: T.M. Porter (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, volume 1*. PGC Publishing, p.: 9-25.
- 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. & Nascimento J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR?. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP, SGB-NO, p.: 143-160.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., 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, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos, pp 140–143.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999b. Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos, p. 463-466.
- Liu W. & McPhail D.C. 2005. Thermodynamic properties of copper chloride complexes and copper transport in magmatic-hydrothermal solutions. *Chemical Geology*, **221**:(21-39).
- London D. 2008. *Pegmatites*. The Mineralogical Association of Canada. Vancouver, 347 p.
- LUMENERA 2012. Infinity Analyze, version 6.0.0: camera software. Ottawa, ON, Lumenera Corporation. Conjunto de programas 1 DVD-ROM.
- Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- MacKenize W.S., Donaldson C.H., Guilford C. (Eds.) 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Group Limited, Essex, 148 p.
- Marques I.P. & Monteiro L.V.S. 2014. Alteração hidrotermal e metassomatismo em protólito metaltramáfico: estudo de caso no depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Bacuri, Província Carajás, Pará. In: SBG, 47° Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (CD-ROM).
- Marschik R., Mathur R., Ruiz J., Leveille R., Almeida A.J. 2005. Late Archean Cu–Au–Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re–Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, **39**:983–991
- Marschik R., Spangenberg J.E., Leveille R.A., Almeida A.J. 2003. The Sossego iron oxide Cu-Au deposit, Carajás, Brazil. In: D.G. Eliopoulos, P. Muchez. (Eds.), *Mineral Exploration and Sustainable Development, volume 1*. Millpress, Rotterdam, p.: 331–334.
- Melo G.H.C. 2011. Contexto geológico e evolução metalogenética do depósito de cobre Bacuri, Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 66p.
- Melo G.H.C. 2014. Evolução temporal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo, Província Carajás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 81p.
- Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Moreto, C.P.N., Xavier R.P., Silva M.A.D. 2014. Paragenesis and evolution of hydrothermal Bacuri iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Province (PA). *Brazilian Journal of Geology*, **44**:73-90.
- Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Santiago E.S.B. 2013. The Giant Salobo Iron Oxide-Copper-Gold Deposit: A Mesoarchean Basement-Hosted Deposit, Carajás Province. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Anais [CD-ROM]
- Mindat. 2015a. *Marialite*. Disponível online: <http://www.mindat.org/min-2575.html> Acessado 20 jul 2015.
- Mindat. 2015b. *Meionite*. Disponível online: <http://www.mindat.org/min-2627.html> Acessado 20 jul 2015.
- Mindat. 2015c. *Quartz*. Disponível online: <http://www.mindat.org/min-3337.html> Acessado 20 jul 2015.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of the 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.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Hitzman M.W., Juliani C., Souza Filho C.R., Carvalho E.R. 2008b. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **34**:317-336.
- Moreto C.N.P., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos J.S.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**:789-811.

- Moreto C.N.P. 2013. Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 216 p.
- Moreto C.N.P., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., DuFrane S.A., Tassinari C.C.G., Sato K., Kemp A.I.S., Amaral W.S. 2015a. Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology*, **110**:809–835.
- Moreto C.N.P., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., DuFrane S.A., Melo G.H.C., Silva M.A.D., Tassinari C.C.G., Sato K. 2015b. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **50**:517–546.
- Neves M.P., 2006. Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Ohmoto H. 2003. Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology*, **98**:157–161.
- Oliveira L.J., Fanton J., Almeida A.J., Levelielle R.A., Vieira S. 2000. Discovery and Geology of the Sossego Copper-Gold Deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: IGC, 31<sup>o</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro (CD-ROM).
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:146–160.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Scaillet B., 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**:2121–2148.
- Pestilho A.L.S. 2011. Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. Dissertação de Mestrado, Universidade de Campinas, 63 p.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159–171.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:803–813.
- Pinheiro R.V.L. 2013. Carajás, Brazil – A short tectonic review. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais [CD-ROM].
- Pirajno F. 2013. Effects of Metasomatism on Mineral Systems and Their Host Rocks: Alkali Metasomatism, Skarns, Greisens, Tourmalinites, Rodingites, Black-Wall Alteration and Listevenites. In: Harlov D.E. & Austrheim H. (eds.) *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 203:252.
- Pirajno F. & Santosh M. 2015. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*, **259**:243–261.
- Pollard P.J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, **41**:179–187.
- Réquia K., 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, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**:727–738.
- Ribeiro A.A. 2008. Litogeoquímica isotópica estável (C, S, O) do Depósito Cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 126 p.
- Rigon J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S. Barreira C.F. 2000. Alvo 118 copper–gold deposit: geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: IGC, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, Abstract Volume, [CD-ROM].
- Sanford, R. F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science*, **282**:543–616.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p.:169-195.



- Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Lobato, L.M., Figueiredo e Silva, R.C., Zucchetti, M., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Hagemann, S.G. 2010. Two Statherian hydrothermal events in the Carajás Province: Evidence from Pb-Pb SHRIMP and Pb-Th SHRIMP datings of hydrothermal anatase and monazite. *In: SSAGI, 7*, Brasília [CD-ROM]
- Selby D. & Creaser R.A. 2001. Late and mid-cretaceous mineralization in the Northern Canadian Cordillera: Constrains from Re-Os molybdenite dates. *Economic Geology*, **96**:1461-1467.
- Siivola J., Schmid R. 2007. List of Mineral Abbreviations - Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. Disponível em: [https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf) Acessado em 7 de junho de 2015.
- Sillitoe R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, **38**:787-812
- Silva A.R.C., Villas R.N.N., Lafon J.M., Craveiro G.S. 2012. Idade da alteração e mineralização do depósito de Cu-Au Visconde, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *In: SBG, 46° Congresso Brasileiro de Geologia*, Santos. (CD-ROM).
- Silva A.R.C. 2013. Estudos isotópicos (Pb, O, H, S) em zonas alteradas e mineralizadas do depósito cuproaurífero Visconde, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 73 p.
- Silva A.R.C., Villas R.N.N., Lafon J.M., Craveiro G.S., Ferreira V.P. 2015. Stable isotope systematics and fluid inclusion studies in the Cu–Au Visconde deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: implications for fluid source generation. *Mineralium Deposita*, **50**:547-569.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A., Rocha W.J.S.F. 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do alvo GT46 (Igarapé Cinzento), Carajás. *In: O.J. Marini, B.W. Marini, E.T. Marini (eds.) Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. ADIMB, p.: 97-151.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Santos M.G.S., 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: Simpósio de Geologia da Amazônia, VII*, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, [CD-ROM].
- Sousa S.D. 2014. O *Greenstone Belt* Sapucaia, município de Água Azul do Norte, Província Carajás: caracterização petrográfica e geoquímica e implicações metalogenéticas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 182 p.
- Sousa S.D, Monteiro L.V.S, Oliveira D.C, Silva M.A.D., Moreto C.P.N, Juliani C. 2015. O Greenstone Belt Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. Contribuições à Geologia da Amazônia (no prelo).
- Tallarico F.H.B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Tese de Doutorado, UNICAMP, 229p.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.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.
- Tallarico F.H.B. Oliveira, C.G. Figueiredo, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:230-233.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Neto, V.M., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Becca, p. 471-485.
- Tassinari C.C.G., Mellito K.M., Babinski M. 2003. Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *Episodes*, **26**:2-9.
- Tavares F.M. 2014. Evolução Geotectônica do Nordeste da Província Carajás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 115p.
- Torresi I., Xavier R.P., Bortholoto D.E.A., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore Genesis. *Mineralium Deposita*, **47**:299-323.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., de 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.
- Tröger W.E. 1979. *Optical Determination of Rock-Forming Minerals*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 188 p.

- Vale S.A. 2012. Eficiência na gestão do capital – Relatório Anual 2012. Disponível em [http://www.vale.com/pt/investors/quarterly-results-reports/20f/20fdocs/20f\\_2012\\_p.pdf](http://www.vale.com/pt/investors/quarterly-results-reports/20f/20fdocs/20f_2012_p.pdf) Acessado 28 jun 2013.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (eds.). 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas —SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará 1:1.000.000*. CPRM, Belém, 328 pp.
- Will G. 2006. *Powder Diffraction: The Rietveld Method and the Two-Stage Method*. Springer, Berlin, 224 p.
- Williams, P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H.S., Marschik R. 2005. Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards (eds.) *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists, Inc. p.: 371-405.
- Winter J.D. 2010. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 697 p.
- Xavier R.R., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., Freitas e Silva, F.H. 2012. The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. In: J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (eds.) *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: a tribute to Richard Sillitoe*. Special Publication of the Society of Economic Geologists, **16**:433 - 453.
- Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi, I., Carvalho, E.R., Dreher, A.M., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Pestilho, A.L.S., Moreto, C.P.N. 2010. The iron oxide copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: An updated and critical review. In: T.M. Porter (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, volume 3, Advances in the Understanding of IOCG Deposits*. PGC Publishing, p.: 285-306.
- Xavier R.P., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Dreher A.M., Monteiro L.V.S., Rhede D. Araújo C.E.G., Torresi I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, **36**(9):743-746.