



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**Alteração hidrotermal e paragênese de minério do depósito de
óxido de Ferro-Cobre-Ouro (IOCG) Pedra Branca, Província
Mineral de Carajás (PA)**

Thiago Alduini Mizuno

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Co-orientadora: Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

Dezembro de 2009

201026745

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	
M699a	
V.	EX.
TOMBO BC/ 6048	
TOMBO IG/	
PROC. 16.134.10	
C ☐	D ☒
PREÇO R\$ 11,00	
DATA 14/10/10	
N.º CPD	

t. 772398

1. Alteração hidrotermal.
2. metalogenia.
3. Rochas

RESUMO.....	3
INTRODUÇÃO	4
MATERIAIS E MÉTODOS	4
CONTEXTO GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	5
.....	6
Depósitos de IOCG da Província Mineral de Carajás.....	8
DEPÓSITO PEDRA BRANCA	9
Histórico da Exploração	9
Contexto geológico da área do depósito	10
Petrografia dos principais litótipos	11
Hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito	11
Pegmatóide.....	14
.....	14
Granitóide foliado	15
Alteração Hidrotermal	15
Alteração sódica.....	16
Alteração à hornblenda e biotita.....	17
.....	19
Formação de Óxidos de Ferro.....	20
Alteração potássica.....	20
Alteração a epidoto-clorita.....	20
Mineralização de óxido de Fe-Cu-Au.....	21
DISCUSSÃO.....	26
CONCLUSÕES.....	29
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	30

Resumo

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Pedra Branca (22,4 Mt @ 0,94% Cu; 0,27 g/t Au) no setor sul da Província Mineral de Carajás situa-se ao longo de uma falha transcorrente de direção NE-SW onde se hospeda em um granitóide cisalhado, com forte alteração hidrotermal, em contato com uma rocha xistosa a hornblenda-biotita-plagioclásio. O depósito é dividido em dois domínios, Canaã Oeste e Canaã Leste, separados por uma falha de direção N-S. A alteração hidrotermal é caracterizada por uma alteração sódica mais abrangente e regional representada por albitização e a ocorrência de zonas restritas de alteração potássica principalmente com feldspato potássico. Próximo dos corpos de minério há predominância de alteração a base de epidoto e clorita com a qual se associa a mineralização disseminada de Cu-Au. Em zonas de brechas mineralizadas, clastos constituídos por actinolita, apatita e magnetita são envolvidos por matriz constituída por sulfetos representados por calcopirita, pirita e pentlandita. As zonas mineralizadas nos domínios Canaã Oeste e Leste apresentam características muito similares, sendo que as diferenças observadas incluem: (1) diferente intensidade da alteração a epidoto e clorita; (2) forma de ocorrência do minério, disseminado em Canaã Oeste e em brechas no Canaã Leste. Os dados de alteração hidrotermal para o depósito Pedra Branca apontam características semelhantes às descritas para depósitos IOCG de alta temperatura formados em nível crustal profundo e vinculados a zonas de cisalhamento dúctil. A deposição do minério teria sido favorecida pela redução de temperatura do sistema hidrotermal devido à interação fluido-rocha ao longo da zona de cisalhamento, sem aporte significativo de fluidos meteóricos no sistema.

Introdução

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Pedra Branca, descoberto pela Xstrata Copper em 2004 está localizado na porção sul de Província Mineral de Carajás (PMC) a aproximadamente 20 km da mina de Sossego (Cu-Au), na

divisa entre o município de Canaã de Carajás e Água Azul do Norte. O depósito possui reservas de 22,4 Mt com teor de 0,94% de Cu e 0,27 g/t de Au (Xstrata, 2008).

Este projeto consistiu na descrição de testemunhos de sondagem, seguida por estudos petrográficos com o auxílio de microscopia eletrônica de varredura, tendo como objetivo a identificação da evolução paragenética da alteração hidrotermal e do minério nas principais zonas mineralizadas do depósito. Os dados obtidos permitiram uma maior compreensão das condições físico-químicas e dos possíveis processos envolvidos na deposição do minério, fornecendo subsídios para comparação com outros depósitos de IOCG do sul da PMC.

Materiais e Métodos

No período entre 06/07/2009 e 17/07/2009 foi realizado trabalho de campo no qual foram descritos detalhadamente testemunhos de três sondagens representativas do depósito, sendo que dois interceptam o corpo Canaã Oeste (XCN-08-18 e NCN-03-02) e um o corpo Canaã Leste (XCN-07-12). As descrições foram acompanhadas por uma coleta de 134 amostras, sendo 60 do furo XCN-07-12 (Canaã Leste), 57 do furo XCN-08-18 (Canaã Oeste) e 15 do furo NCN-03-02 (Canaã Oeste). Dessas amostras, 35 foram selecionadas para elaboração de lâminas petrográficas para estudos petrográficos em luz transmitida e refletida no Laboratório de Microtermometria do Instituto de Geociências da UNICAMP. Esses estudos petrográficos foram complementados com a investigação de 7 lâminas delgadas-polidas por microscopia eletrônica de varredura também no Instituto de Geociências da UNICAMP. Para isso utilizou-se de um microscópio eletrônico de varredura da marca LEO, modelo 430i, conjugado com detector de elétrons retro-espalhados associados a um sistema de microanálises utilizando detector de dispersão de energia (EDS).

Contexto Geológico da Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás (PMC; Figura 1) localiza-se na porção sul do Cráton Amazônico, fazendo parte da Província Geocronológica Arqueana Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999). A PMC foi dividida em três blocos tectônicos: Terrenos Granito-Greenstone Inajá a sul, Terreno Granito-Greenstone Rio Maria (Huhn *et al.*, 1988) na parte central e, a norte, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988).

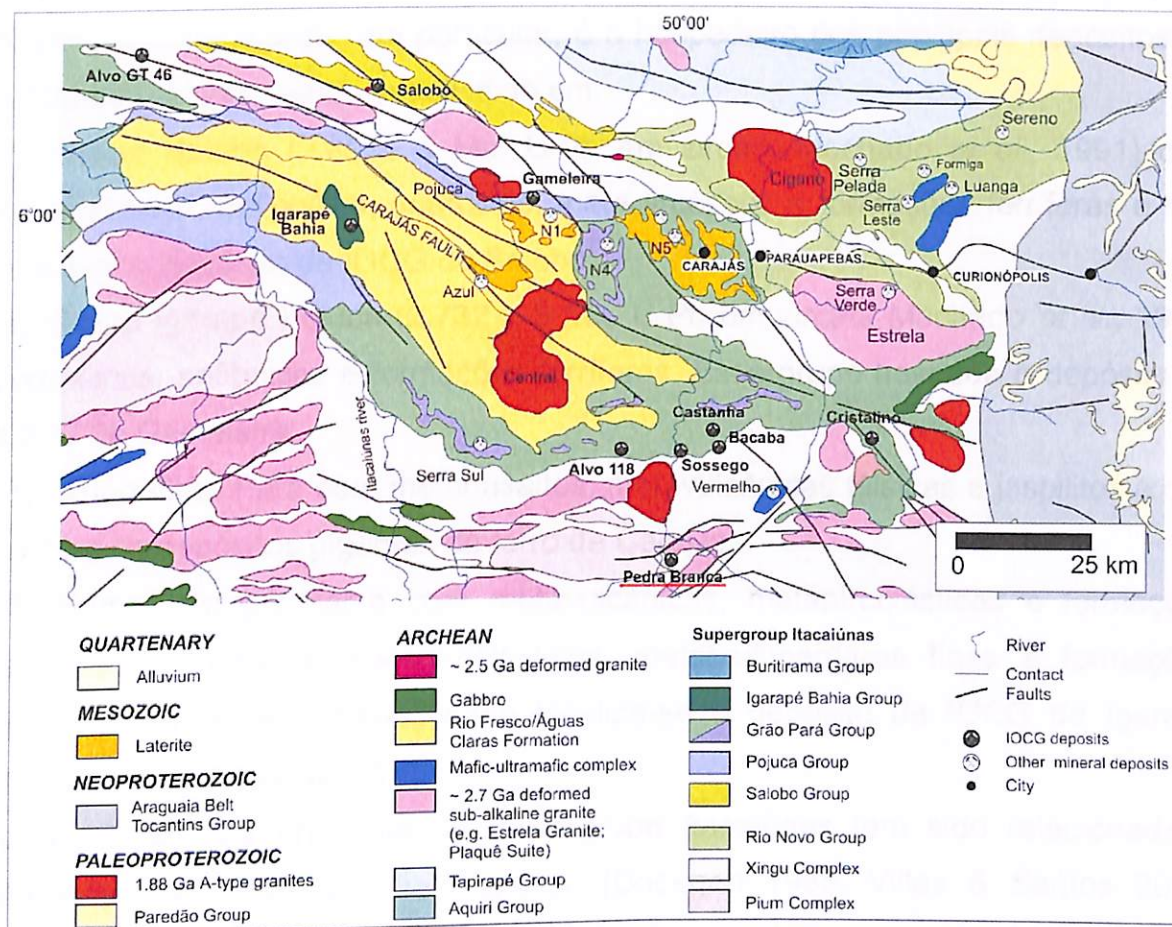


Figura 1 - Mapa Geológico com principais depósitos minerais da Província Mineral de Carajás destacando o depósito estudado (CPRM, 2004).

O embasamento da província foi agrupado no Complexo Xingu (Silva, 1974), que engloba gnaisses tonalíticos a trondhjemitos e migmatitos indiferenciados e de idade arqueana (2.974 ± 15 Ma; Machado *et al.*, 1991), e no Complexo Pium (3.002 ± 14 Ma) que contém rochas metamorfizadas na fácies granulito (Rodrigues *et al.*, 1992; Pidgeon *et al.*, 2000). Trabalhos subsequentes permitiram ainda a discriminação de suítes intrusivas arqueanas no embasamento, tais como Plaqué, Estrela, Planalto e Serra do Rabo (Dall'Agnol *et al.* 1997; Barros *et al.* 2001).

Sobreposta ao embasamento ocorrem as unidades metavulcano-sedimentares do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982) e o Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo, 1988) metamorfizadas na fácies xisto verde inferior a anfibolito superior e deformadas em regime dúctil e rúptil (Pinheiro & Holdsworth 2000). O Supergrupo Itacaiúnas, em particular, é o hospedeiro dos principais depósitos de IOCG de Carajás, sendo subdividido em:

(1) Grupo Salobo (2.851 ± 4 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991) com paragneisses, anfibolitos, quartzitos, meta-arcóseos e formações ferríferas e que hospeda o depósito de IOCG de Salobo.

(2) Grupo Igarapé Pojuca (2.732 ± 3 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991) com xistos, anfibolitos e formações ferríferas. Esse grupo hospeda o depósito de IOCG de Gameleira.

(3) Grupo Grão Pará com metabasaltos, metavulcânicas félsicas e jaspilitos e que contém os depósitos gigantes de ferro de Carajás.

(4) Grupo Igarapé Bahia com metavulcânicas, metapiroclásticas e formações ferríferas na base e metapiroclásticas, metasedimentares finas e formações ferríferas na parte superior, onde localiza-se o depósito de IOCG de Igarapé Bahia/Alemão (Docegeo, 1988).

A deposição das unidades do Supergrupo Itacaiúnas tem sido relacionada a ambiente distensivo de rifte ensiálico (Docegeo 1988, Villas & Santos 2001, Galarza *et al.* 2003), a ambiente tectônico associado a zonas de subducção (Dardenne *et al.* 1988, Meirelles & Dardenne 1991) ou, alternativamente, a uma

bacia do tipo *pull apart*, gerada em fase inicial dúctil e transtensiva neoarqueana do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988).

O Grupo Rio Novo e o Supergrupo Itacaiúnas são sobrepostos por uma unidade metassedimentar marinha a fluvial siliciclástica de baixo grau metamórfico e idade mínima de 2.681 ± 5 Ma (U-Pb em zircão, Trendall *et al.* 1998) denominada Grupo Rio Fresco ou Formação Águas Claras (Nogueira, 1985; Araujo *et al.* 1988). Intrusões máfico-ultramáficas, tais como as de Luanga (2.763 ± 6 Ma, U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991), Vermelho e Onça-Puma, assim como granitos alcalinos deformados com idades de $\sim 2,7$ Ga (Complexo Granítico Estrela, Suíte Plaquê, granitos Planalto e Serra do Rabo, Dall'Agnol *et al.* 1997, Avelar *et al.* 1999, Barros *et al.* 2004) e $\sim 2,5$ Ga (granitos Old Salobo e Itacaiúnas, Machado *et al.* 1991, Huhn *et al.* 1999), marcam importantes eventos de magmatismo na PMC. Além disso, sills e diques de gabro de idades entre 2,76 e 2,65 Ga são também feições muito comuns na PMC (Dias *et al.* 1996; Pimentel *et al.* 2003). Um importante episódio de colocação de granitos também ocorreu na PMC durante o Paleoproterozóico, com a formação de granitos tipo A, intra-placa, alcalino a sub-alcalino, representados pelos granitos Carajás, Young Salobo, Pojuca, Cigano e Breves ($\sim 1,88$ Ga; Machado *et al.* 1991; Dall'Agnol *et al.* 1994; Tallarico *et al.* 2004).

Depósitos de IOCG da Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás é considerada uma das maiores províncias minerais do mundo. Além de apresentar grandes reservas de ferro, manganês, níquel laterítico e bauxita, atualmente destaca-se por hospedar importantes depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) de classe mundial. Entre esses depósitos são incluídos Salobo (789 Mt @ 0.96% Cu, 0.52 g/t Au, 55 g/t Ag, Souza & Vieira 2000), Igarapé Bahia/Alemão (219 Mt @ 1.4% Cu, 0.86 g/t Au, Tallarico *et al.* 2005), Sossego (245 Mt @ 1.1% Cu e 0.28 g/t Au, Lancaster *et al.* 2000), Gameleira (100 Mt @ 0.7% Cu, Rigon 2000), Alvo 118 (170 Mt @ 1.0% Cu, 0.3 g/t Au, Rigon 2000) e Cristalino (500 Mt @ 1.0% Cu, 0.3 g/t Au, Huhn *et al.* 1999), além de vários outros depósitos e ocorrências (Igarapé Cinzento, Castanha, Bacaba, Jatobá, Visconde, Serra Dourada, Pedra Branca, entre outros).

Os depósitos do tipo IOCG de Carajás apresentam muitas características semelhantes, tais como associação com zonas de cisalhamento, proximidade com intrusões de composições variadas, intensa alteração hidrotermal, representada por uma alteração sódica, sódica-cálcica, potássica, cloritização, e silicificação, formação de magnetita seguida por precipitação de sulfetos e amplo intervalo de temperaturas de homogeneização e salinidade nas inclusões fluidas (Monteiro *et al.*, 2008).

Apesar das semelhanças esses depósitos apresentam diferentes assembléias minerais de alteração e de minério refletindo condições físico-químicas diferentes (e.g., temperatura, pressão, fO_2 , fS_2 , pH). Enquanto em depósitos como Sossego, Alvo 118, Castanha e Bacaba (Monteiro *et al.*, 2008a; 2008b; Pestilho, 2008; Pestilho & Monteiro, 2008; Torresi, 2008; Augusto *et al.* 2008) os sulfetos ocorrem associados a clorita, carbonato e quartzo, que representam uma paragênese de baixa temperatura (< 350 °C), associações minerais de mais alta temperatura (> 600 °C) com fayalita, granada e sillimanita são descritas em Salobo (Lindenmayer, 1990; Lindenmayer & Teixeira, 1999).

Modelos genéticos para a formação desses depósitos ainda são controversos. Estudos geocronológicos apontam para a possibilidade de ter

havido três eventos metalogenéticos relacionados com a gênese desses depósitos: (1) ~ 2,76 Ga (Galarza 2003); (2) 2,57 Ga (Réquia *et al.* 2003; Tallarico *et al.* 2005); e (3) ~1,88 Ga (Pimentel *et al.* 2003). Alguns trabalhos enfatizam a importância de intrusões graníticas para estabelecimento desses sistemas hidrotermais (Tallarico *et al.* 2005, Tavaza & Oliveira, 2000, Réquia *et al.* 2003, Lindenmayer, 2003), embora modelos vulcanogênicos também tenham sido propostos particularmente para os casos de Salobo e Igarapé Bahia (Lindenmayer 1990, Villas & Santos 2001, Dreher 2004, Dreher *et al.* 2008).

Depósito Pedra Branca

Histórico da Exploração

O depósito Pedra Branca foi descoberto pela Xstrata Copper em 2004 por meio de atividades de pesquisa e exploração conduzidas no âmbito do Projeto Canaã SW (Xstrata, 2008). Esta descoberta faz parte de um projeto de exploração regional denominado Projeto Carajás que abrange uma área de 200.000 km² e tem como objetivo a avaliação do potencial de áreas para cobre, ouro, níquel e elementos do grupo da platina.

Os primeiros estudos no Projeto Canaã SW foram levantamentos aerogeofísicos regionais de magnetometria e radiometria. Através da análise desses dados foi possível identificar anomalias magnéticas, estruturas e possíveis intrusões graníticas que associadas a um mapeamento geológico regional focado em alterações hidrotermais serviram para seleção de alvos prospectivos.

Em 2002 foram realizados trabalhos de mapeamento de detalhe, coleta de sedimentos de corrente e 11 linhas de geoquímica de solo nos Alvos selecionados, com o objetivo de testar a sua potencialidade. Em função desses trabalhos foram realizados dois levantamentos geofísicos terrestres de polarização induzida (Pólo-Dipolo). Após resultados positivos ocorreu nova etapa de levantamentos geofísicos terrestres (magnetometria, polarização induzida e métodos eletromagnéticos) a fim de definir áreas para realização de sondagens.

Na primeira etapa foram feitos dois furos de sondagem (NCN-03-01 e NCN-03-02) nas áreas com maior potencialidade. Ambos interceptaram zonas com mineralização. Em 2004 foi conduzida uma campanha de sondagens com propósito de estabelecer a continuidade espacial das mineralizações. A campanha constou de oito furos, que somados aos anteriores totalizaram 2.547 metros perfurados.

Estudos subsequentes foram realizados entre 2006 e 2007 com o objetivo de definir os controles das mineralizações e assinaturas geoquímicas, sendo elaborado um modelo tridimensional que determinou o potencial para a mineralização em profundidade. Em 2007 e 2008 foi realizada uma nova campanha de sondagens com mais doze furos num total de 3.635 metros perfurados.

O depósito divide-se em dois domínios Canaã Leste e Canaã Oeste separados por uma falha de direção NW, identificada através de levantamentos magnetométricos (Xstrata, 2008).

Contexto geológico da área do depósito

A área do depósito Pedra Branca localiza-se próximo ao contato de três unidades mapeadas como Complexo Pium, Complexo Xingu e Suíte Plaquê (CPRM, 2004) (Fig 1). O depósito é controlado por uma zona de cisalhamento de direção ENE com mergulhos de 70-80° para sul (Xstrata, 2008) que define o contato entre uma rocha com foliação penetrativa constituída essencialmente de hornblenda, biotita e plagioclásio, interpretada como uma intrusiva máfica de composição diorítica, e um granitóide (Xstrata 2008). Adicionalmente, a rocha intrusiva máfica foi atribuída ao Complexo Pium, enquanto que o granitóide à Suíte Plaquê de idade arqueana. Esses litotipos serão descritos com maior detalhe no próximo tópico.

Petrografia dos principais litotipos

Hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito

Esse litotipo possui cor cinza esverdeada, granulação fina, com foliação penetrativa marcada pela orientação da hornblenda e biotita, conferindo-a uma estrutura xistosa. Forma pacote com espessura média de 230m em planta e comprimento aproximado de 830m. Em campo apresenta uma morfologia com baixos topográficos e solo laranja-avermelhado associado (Xstrata, 2008). É composta principalmente por plagioclásio (composição entre oligoclásio e andesina), quartzo, hornblenda e biotita com cristais que variam entre 500 µm e 100 µm nas áreas de granulação fina. Plagioclásio e quartzo perfazem cerca de 60% da rocha sendo plagioclásio predominante (cerca de 35%), enquanto os outros 40 % são compartilhados por hornblenda e biotita que geralmente encontram-se associados com biotita ocorrendo com mais freqüência (cerca de 25%).

XCN-07-12 (Canaã Leste)

XCN-08-18 (Canaã Oeste)

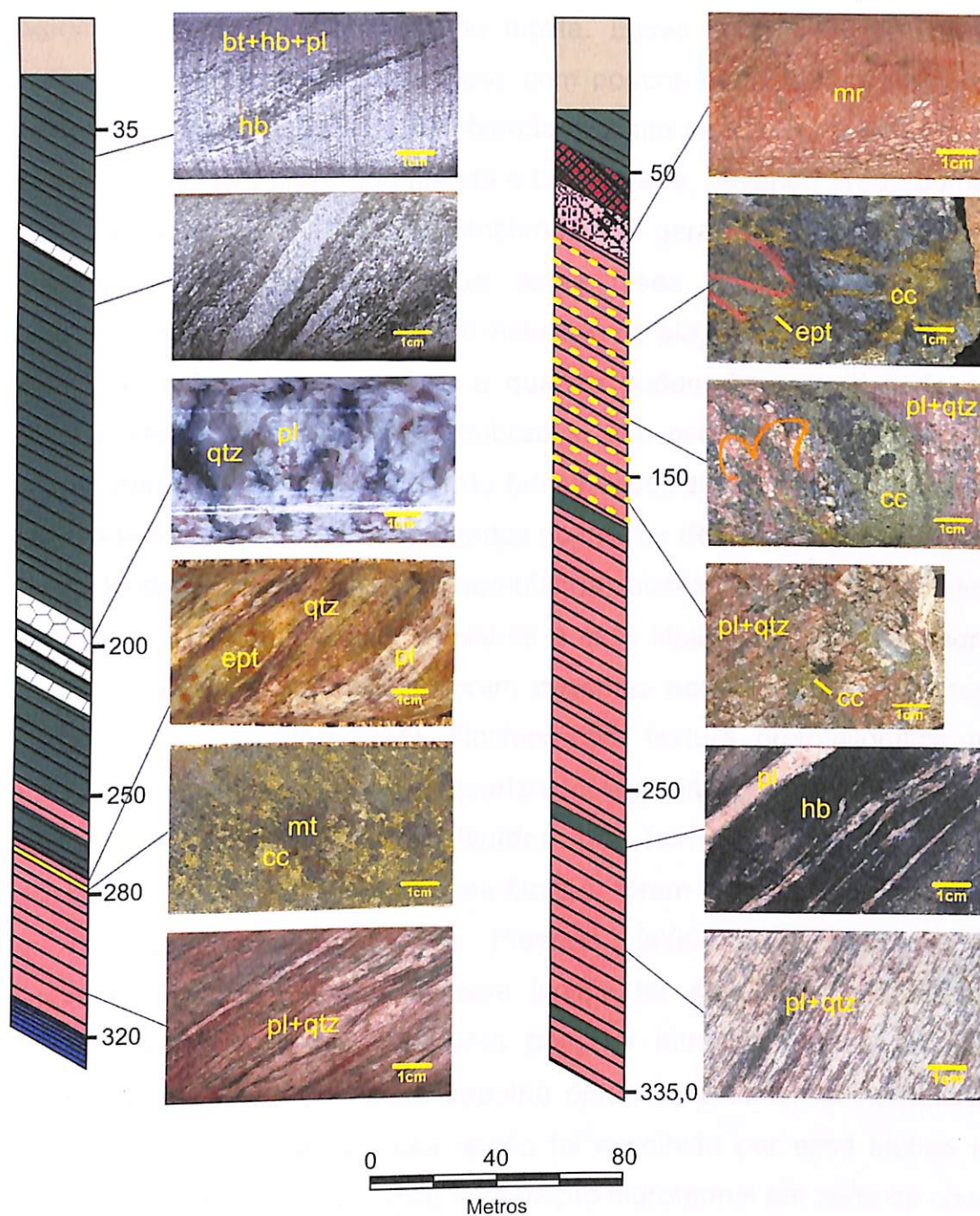


Figura 2 - Principais litotipos e tipos de alteração hidrotermal do depósito de IOCG Pedra Branca.

É comum a ocorrência de setores de granulação média a grossa formando aglomerados de hornblenda e/ou biotita. Esses setores variam de pequenas massas por vezes monominerálicas com poucos centímetros a alguns metros. Nessas zonas os cristais de hornblenda e biotita variam entre 500 μm a 2 mm. A proporção relativa entre hornblenda e biotita varia, havendo áreas dominadas por biotita e outras dominadas por hornblenda. Em geral, o contato é reto entre esses minerais máficos indicando que estas fases encontram-se em equilíbrio. Hornblenda apresenta abundantes inclusões de plagioclásio e quartzo.

Os grãos de plagioclásio e quartzo podem formar veios de granulação grossa, irregulares e por vezes dobrados, que acompanham a foliação. Nesses casos, massas de hornblenda e/ou biotita associam-se espacialmente aos veios formando halos ao redor ou agregados no interior desses veios.

Rochas constituídas por hornblenda, biotita e plagioclásio, intensamente deformadas e recrystalizadas, similares a esse litotipo do depósito Pedra Branca, classificadas como anfibolitos, foram descritas nos primeiros trabalhos sobre o Complexo Xingu (Silva, 1974). Rochas com textura protomilonítica mostrando alternância de bandas de quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina) e microclíneo com bandas constituídas por hornblenda, biotita e raramente piroxênio, também similares a esse litotipo, foram classificadas como enderbitos no Complexo Pium (3,03 Ga; Pidgeon, 2000). Apesar dessas possíveis similaridades, como também desse litotipo ter sido interpretado em estudos petrográficos anteriores como uma possível intrusiva máfica de composição diorítica (Xstrata 2008), nesse trabalho optou-se pelo termo hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotemalito. Essa opção foi escolhida por esse litotipo ter sido o resultado de intensa deformação e alteração hidrotermal em zona de cisalhamento que, como consequência, obliteraram suas feições texturais e mineralógicas originais, impedindo o reconhecimento do protolito.

Pegmatóide

Esse litotipo tem ocorrência restrita, sendo hospedado no hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito e constituindo corpos intercalados possivelmente formando lentes que variam de poucos centímetros a alguns metros de espessura sempre acompanhando a foliação. Ele possui coloração branca a rósea, fracamente foliado e com textura pegmatítica. É composto principalmente de plagioclásio e quartzo com quantidade subordinada de biotita e hornblenda orientados ou formando agregados centimétricos. Plagioclásio apresenta geminação polissintética e intensa alteração hidrotermal com grãos entre 0,5 a 2cm. Quartzo apresenta extinção ondulante e forma aglomerados. Hornblenda e biotita são comumente substituídas por epidoto e clorita. Em setores próximos a mineralização observa-se presença de magnetita em aglomerados com dimensões que variam de milímetros até alguns centímetros.

XCN-07-12 (Canaã Leste)



XCN-08-18 (Canaã Oeste)

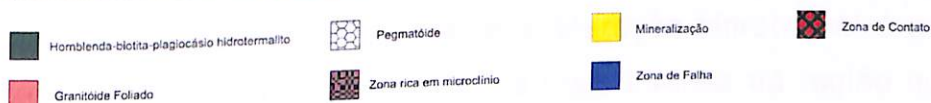
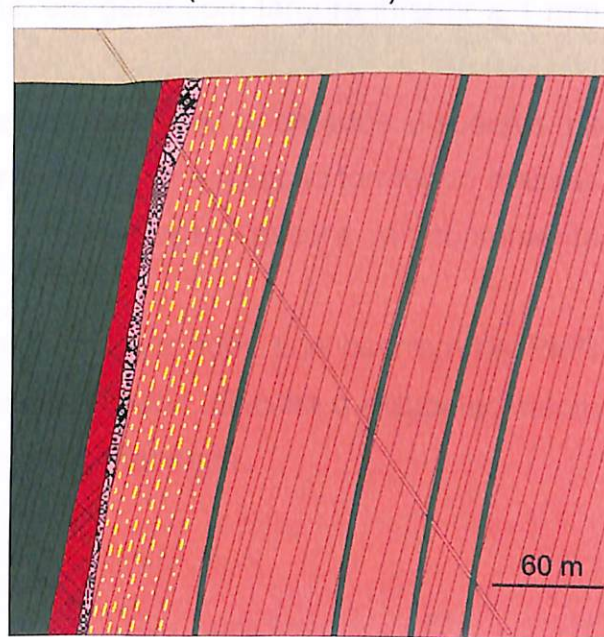


Figura 3 - Perfis geológicos esquemáticos dos corpos de minério dos domínios Canaã Leste e Canaã Oeste do depósito de IOCG Pedra Branca elaborados com base na descrição de testemunhos de sondagem (modificado de Xstrata 2008).

Granitóide foliado

O granitóide tem coloração branca a rósea, granulação média e nítida foliação marcada pelo forte estiramento do quartzo e recristalização do plagioclásio. A deformação aumenta nas áreas próximas ao contato com a rocha xistosa a hornblenda-biotita-plagioclásio, agora denominada de hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito, onde a rocha apresenta textura milonítica.

A rocha é leucocrática, composta principalmente por plagioclásio e quartzo com biotita subordinada (geralmente menor que 5%). Plagioclásio é o mineral mais abundante perfazendo cerca de 70-60% e varia de uma coloração creme clara a rosada. A maioria dos cristais apresenta geminação polissintética e encontram-se intensamente alterados o que dificulta a identificação de sua composição original. Análises em microscópio eletrônico indicam composição de albita a oligoclásio para o núcleo de cristais aparentemente conservados. O quartzo apresenta forte estiramento com cristais apresentando extinção ondulante, formando aglomerados lineares orientados, em geral com largura inferior a 1 mm marcando bem a foliação.

Biotita ocorre como pequenos cristais placóides orientados dispersos na rocha ou na forma de aglomerados concordantes com a foliação formando massas lenticulares ou camadas milimétricas de coloração escura e comumente encontram-se cloritizados.

A grande quantidade de granitóides indiferenciados que ocorrem na PMC associado à alteração hidrotermal no granitóide foliado, dificulta o estabelecimento da relação entre essa litologia e alguma unidade mapeada.

Alteração Hidrotermal

No depósito Pedra Branca a alteração hidrotermal é controlada pela zona de cisalhamento E-W, tornando-se mais intensa na região que define o contato entre os dois litotipos principais da área.

Alteração sódica

A alteração sódica é a mais abrangente em termos areais e tende a estar mais desenvolvida no granitóide foliado. Esse tipo representa os estágios iniciais de alteração hidrotermal podendo ser reconhecida na forma de veios e vênulas com albita, ou mesmo substituindo o granitóide foliado nas zonas distais à mineralização (Figura 4, 5). O granitóide foliado nas zonas próximas da mineralização caracteriza-se por ampla albitização, onde a composição do plagioclásio torna-se totalmente sódica. A alteração ocorre de forma pervasiva aproveitando a foliação e envolvendo os cristais presentes, dando um aspecto rosado às zonas alteradas. É possível observar que o aspecto rosado é causado por hematita muito fina que acompanha a alteração.



Figura 4 Alteração sódica com albita em vênulas que se distribuem em padrão anastomosado afetando granitóides em setores proximais da mineralização de Cu-Au do depósito Pedra Branca.



Figura 5 Granitóide intensamente afetado por alteração sódica.

No granitóide foliado é comum a ocorrência de albita fina recristalizada concentrada no entorno de cristais maiores de plagioclásio. Parte dessa albita recristalizada apresenta germinação em “tabuleiro de xadrez”, porém geminação polissintética ou albita não é geminada ocorre com mais frequência. Ao microscópio os cristais de albita possuem aspecto “sujo” provocado pela hematita fina dispersa entre os grãos e por uma alteração posterior a sericita.

Localmente, em regiões próximas a mineralização é possível observar a ocorrência de K-feldspato posterior, dando a rocha aspecto avermelhado intenso. Próximo as zonas mineralizadas a alteração sódica é obliterada pela assembléia com actinolita + apatita + magnetita (Fig 7A). Quartzo aparece recristalizado na forma de agregados planares formados sob condições dúcteis e possivelmente podem ter se formado durante essa alteração.

Alteração à hornblenda e biotita

Essa assembléia mineral de alteração ocorre seletivamente no hidrotermalito, sendo bem menos desenvolvida ou mesmo ausente no granitóide

foliado. Hornblenda e biotita comumente formam agregados de granulação grossa concordantes com a foliação no hidrotermalito. Granada é encontrada nessa associação, porém em quantidade muito subordinada associada à biotita. A hornblenda e biotita das regiões de menor granulação apresentam composições similares às daquelas das áreas de maior granulação, porém nas áreas de granulação fina a proporção de plagioclásio e quartzo é maior.

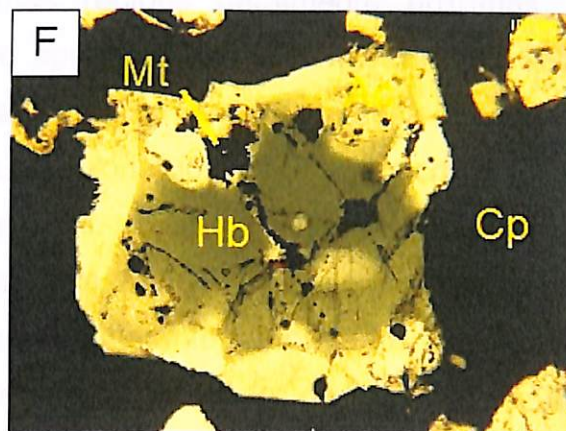
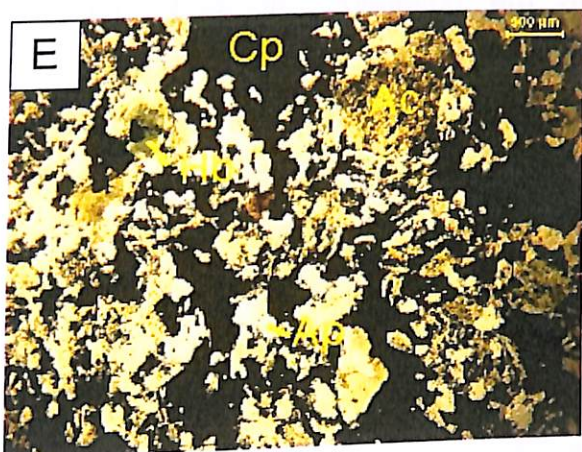
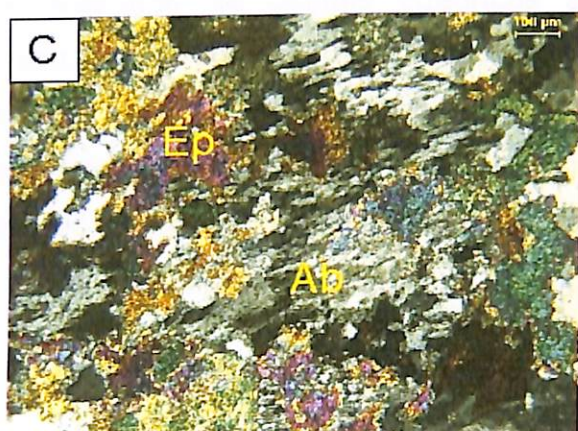
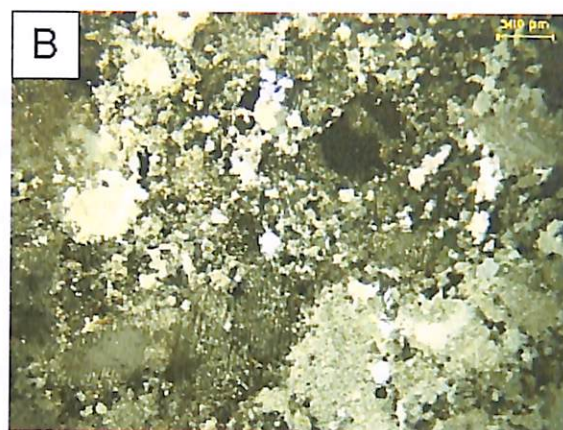
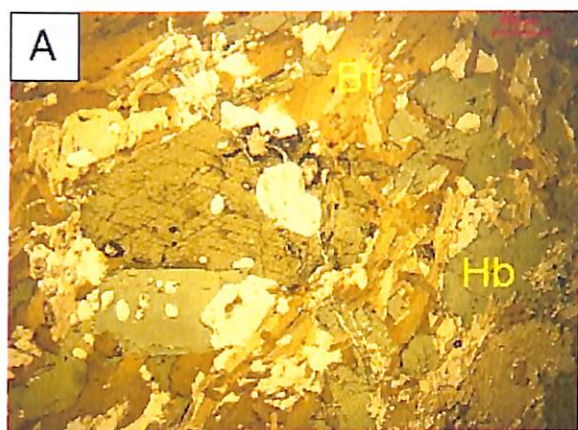


Figura 6 - Fotomicrografias das principais rochas e alterações do depósito Pedra Branca. Ab, albita; Ap, Apatita; Bt, biotita; Cp, calcopirita; Ep, epidoto; Hb, Hornblenda. (A) Hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito. (B) Granitóide foliado com plagioclásios com alteração sódica e sericitizados. (C) Zona com intensa alteração à epidoto com albita com geminação em tabuleiro de xadrez. (D) Cristais de hornblenda sendo substituídos por epidoto. (E) Associação actinolita, apatita, xadrez. (F) Cristais de hornblenda sendo substituídos por epidoto, preenchida por sulfetos.

Formação de Óxidos de Ferro

Magnetita ocorre como aglomerados de cristais euédricos a subeuédricos associados à hornblenda euédrica formando veios cortando a alteração sódica (Figura 7G). Próximo à mineralização, forma corpos maciços compostos principalmente por actinolita apatita e magnetita com allanita, zircão, monazita, quartzo e titanita como acessório.

Actinolita forma cristais fibrosos com pleocroísmo leve verde-claro com grande quantidade de inclusões de apatita e magnetita. Apatita forma aglomerados de cristais euédricos a sub-euédricos. Magnetita com cristais subeuédricos aparece comumente associada à actinolita e apatita, porém alguns minerais aparecem isolados envolvidos pelos sulfetos. Hornblenda também aparece nessa associação, apresentando comumente bordas de sobrecrecimento de actinolita (Figura 6F). Seus cristais apresentam aspecto límpido sem inclusões, com pleocroísmo moderado verde azulado a verde oliva.

Alteração potássica

Essa alteração ocorre de maneira restrita cortando a alteração sódica, formando feldspato potássico em algumas regiões geralmente próximas a mineralização. Ao microscópio o feldspato apresenta aspecto muito "sujo" sem germinação visível. A alteração proporciona coloração vermelha intensa à rocha.

No corpo Canaã Oeste é observada uma zona dominada por microclínio de aspecto avermelhado relativamente uniforme. Nessa zona, o microclínio representa cerca de 90%, ocorrendo apenas uma pequena quantidade de quartzo associada. Cristais maiores de microclínio geralmente deformados aparecem envolvidos por cristais menores, possivelmente resultado de recristalização. Algumas vezes cristais maiores de microclínio apresentam bordas de sobrecrecimento de feldspato sem germinação.

Alteração a epidoto-clorita

A alteração é caracterizada pela formação de epidoto e clorita com albita subordinada, dando aspecto esverdeado à rocha. Esse tipo de alteração

concentra-se principalmente em zonas que se estendem por alguns metros, próximo à região mais intensamente deformada que define o contato entre o granitóide foliado e o hornblenda-biotita-plagiclásio hidrotermalito. Geralmente ocorre de forma pervasiva aproveitando a foliação milonítica da rocha, onde cristais prismáticos de epidoto formam aglomerados comumente associados à clorita, magnetita e calcopirita. Algumas vezes forma veios discordantes com a foliação sendo claramente posterior. Clorita forma agregados de pequenos cristais anédricos exibindo cor de interferência anômala característica. Albita ocorre sob a forma de bordas de sobrecrecimento em feldspatos preexistentes, geralmente apresentando inclusões de magnetita e epidoto. Quando epidoto e clorita ocorrem em associação a minerais máficos é possível observar texturas de substituição onde principalmente hornblenda aparece substituída por clorita e epidoto (Figura 6D). No granitóide é comum a ocorrência de biotita com alteração para clorita.

Em zonas de mais intensa alteração há substituição total da rocha, formando grande quantidade de epidoto e albita apresentando textura em tabuleiro de xadrez (Figura 6C).

Mineralização de óxido de Fe-Cu-Au

A mineralização ocorre na forma de brechas de dimensões métricas (menores que 2 metros) a centimétricas, comumente concordantes com a foliação ou formam pequenos aglomerados associados ao epidoto e clorita (Figura 7B). Nas zonas de brechas com mineralização os clastos constituídos principalmente por actinolita, apatita e magnetita são envolvidos por matriz com sulfetos.

A paragênese do minério é basicamente dominada por calcopirita, que perfaz cerca de 90% dos sulfetos, acompanhada por concentrações subordinadas de pirita e millerita (Figura 7F). A magnetita também forma-se concomitantemente aos sulfetos. Calcopirita em cristais anédricos forma uma massa dúctil que envolve pirita, millerita e magnetita. Pirita ocorre como cristais euédricos sempre associados à calcopirita com alguns cristais apresentando leve anisotropia, possivelmente causada pela presença de cobalto (EDS) em sua composição. Além disso, a pirita também contém micro-inclusões de teluretos com bismuto

menores que 20 μ m (Figura 8A). Millerita aparece em cristais anédricos frequentemente com magnetita preenchendo fraturas. Sua composição possui 5% de ferro sendo que ao microscópio eletrônico (EDS) são observadas áreas com menos que 2% de ferro (Figura 8B). Uraninita é geralmente observada em pequenos cristais inclusos na calcopirita (Figura 8C).

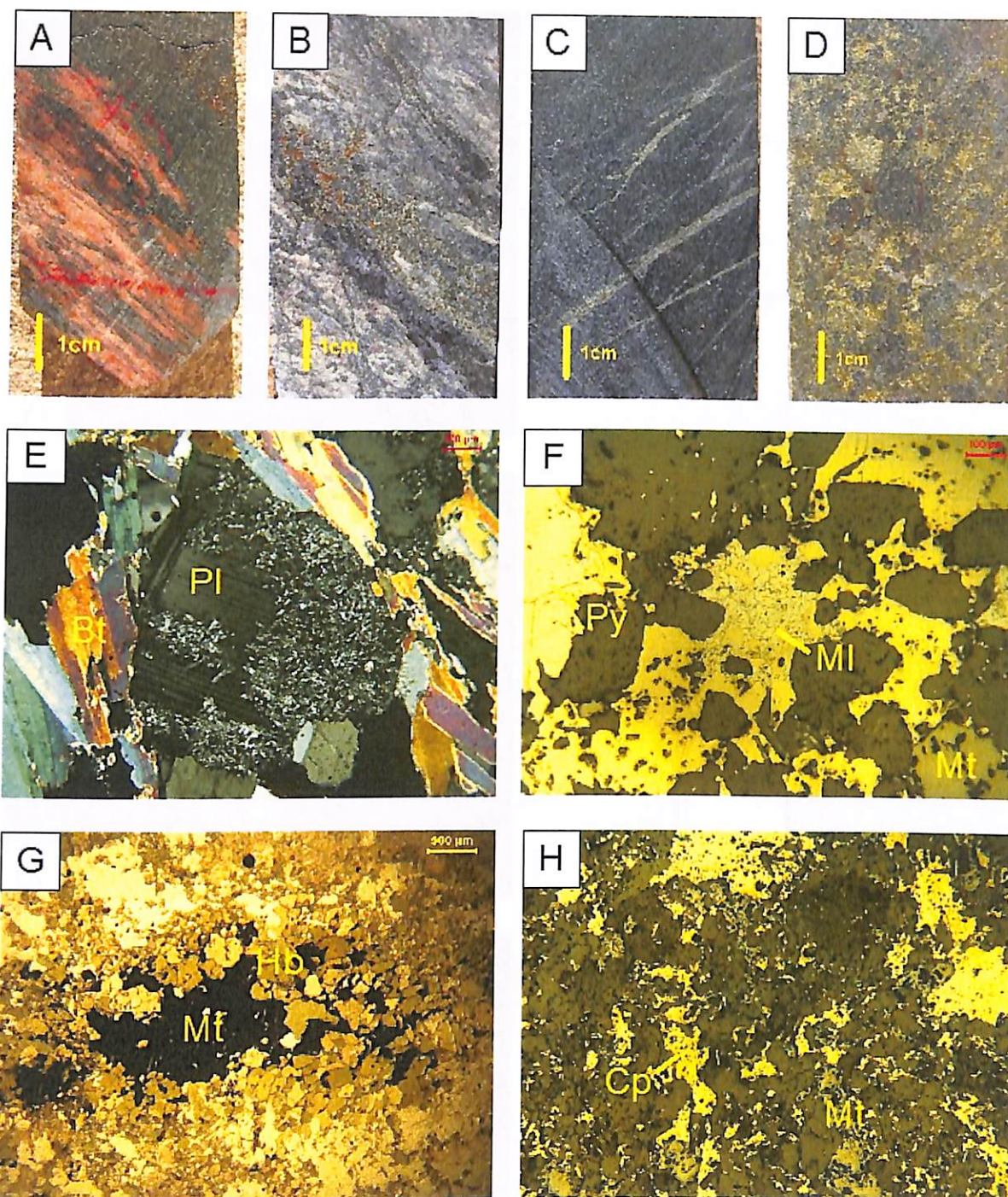


Figura 7 - Fotos de testemunhos e fotomicrografias de alterações e mineralização do depósito Pedra Branca. Bt, biotita; Cp, calcopirita; Ep, epidoto; Hb, Hornblenda; MI, Millerita; Mt, Magnetita; Py, pirita. (A) Granitoide foliado albitizado cortado por associação actinolita-magnetita-apatita. (B) Granitoide foliado com forte alteração a epidoto com mineralização disseminada. (C) Hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito com alteração à epidoto. (D) Brecha mineralizada. (E) Hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito com plagioclásio com alteração a sericita. (F) Associação calcopirita, millerita, pirita e magnetita na brecha mineralizada. (G) Associação hornblenda e magnetita. (H) Associação calcopirita e magnetita preenchendo espaços na brecha mineralizada.

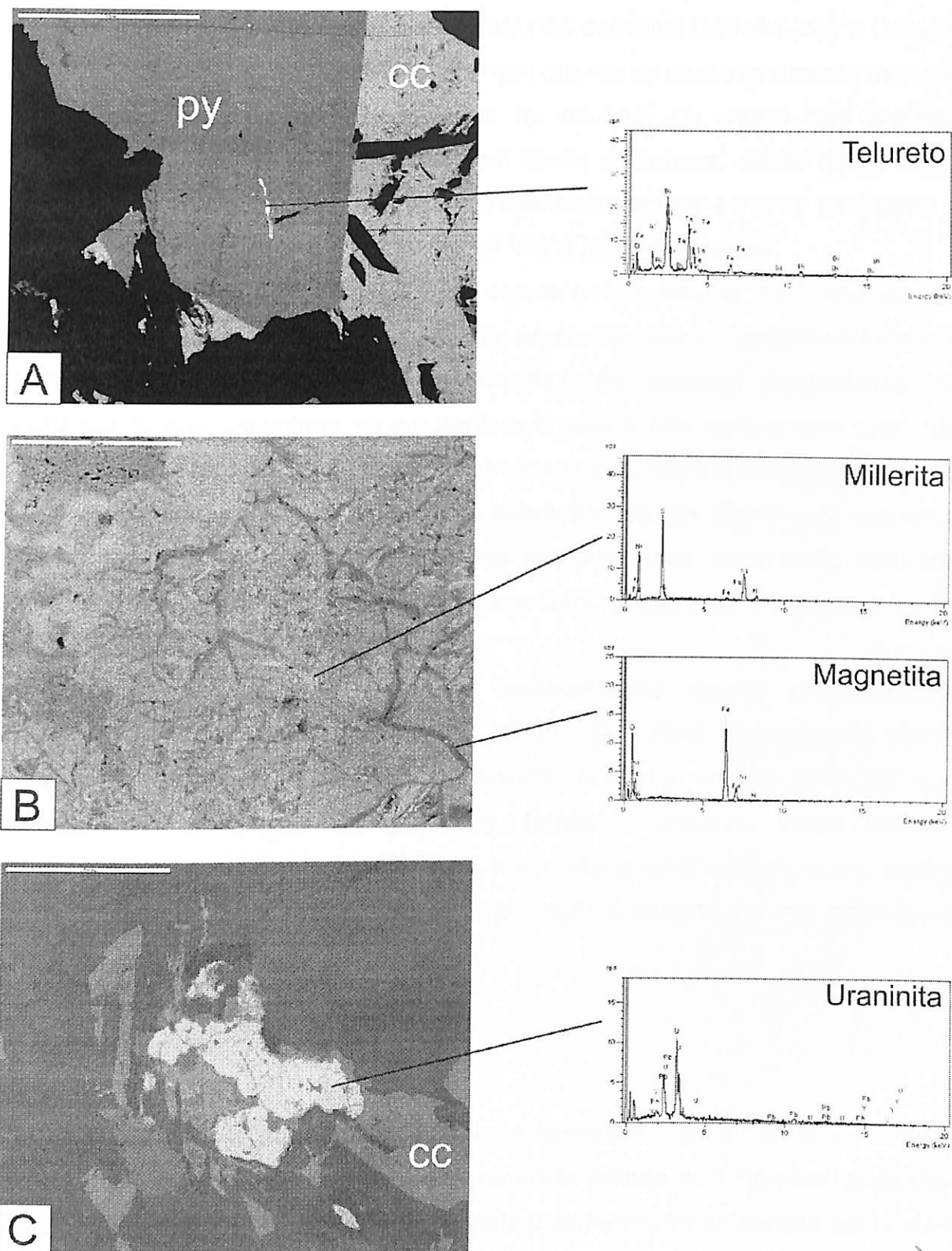


Figura 8 – Imagem de elétrons retro-espalhados de mostrando minerais identificados na zona mineralizada. (A) Pirita com telureto incluído. (B) Millerita fraturada com áreas com menor teor ferro (mais claras). (C) Uraninita em meio a calcopirita.

A sequência de alteração hidrotermal nos domínios Canaã Leste e Oeste é a mesma, porém eles apresentam diferenças quanto ao desenvolvimento espacial das alterações e modos de ocorrência do minério. Os dados das análises químicas com relação ao teor Cu refletem essas diferenças, sendo que o corpo mineralizado no domínio Canaã Leste apresenta maior teor e menor tonelagem e o corpo em Canaã Oeste apresenta menor teor e maior tonelagem.

Nesse domínio a mineralização ocorre principalmente na forma de um conjunto de brechas concentradas próximo ao contato entre o granitóide foliado e o hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito. As brechas hospedadas no granitóide foliado encontram-se em contato brusco e não apresentam sinais de deformação. Mineralização na forma disseminada associada à alteração a epidoto e clorita é restrita nesse corpo. Uma alteração argílica claramente posterior oblitera totalmente a associação presente formando uma zona muito fraturada próxima à mineralização desse corpo. Nesse corpo a alteração a epidoto e clorita é mais restrita.

No domínio Canaã Oeste a mineralização ocorre principalmente disseminada hospedada no granitóide foliado. O sulfeto disseminado ocorre usualmente associado a alteração à epidoto e clorita em aglomerados que acompanham a foliação do granitóide, formando algumas vezes massas centimétricas de sulfetos com actinolita, magnetita e apatita associadas, porém sem formação de brechas expressivas. A alteração à epidoto e clorita estende-se por área maior que no setor Canaã Leste.

Pós Mineralização

Alteração a sericita

Essa alteração afeta seletivamente os feldspatos sendo bem desenvolvida na zona próximo ao contato entre o granitóide foliado e o hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito. Ela é representada pela formação de sericita em cristais placóides muito pequenos alinhados nos planos cristalográficos dos feldspatos. (Figura 7, E). Essa alteração é mais intensa no granitóide foliado.

Alteração a Calcita e Silicificação

Alteração é representada por veios com calcita e quartzo discordantes da foliação. Esses veios cortam todas as zonas de alteração, representando provavelmente um evento posterior à mineralização. Sua ocorrência é muito restrita com veios esparsos.

Discussão

Os depósitos IOCG são definidos pelas seguintes características: (1) presença de cobre com ouro em quantidade economicamente viável ou não; (2) mineralização associada a veios, brechas, e/ou zonas de substituição com forte controle estrutural; (3) abundância de magnetita e/ou hematita com baixo teor de Ti; e (4) ausência de uma relação clara com intrusões ígneas (Williams *et al.*, 2005).

As zonas de alteração hidrotermal desses depósitos são representadas por três tipos principais: (1) zona de alteração cálcico-sódica de escala regional; (2) um segundo estágio rico em ferro comumente caracterizado pela formação de magnetita $\pm$ biotita; (3) zona de alteração potássica onde sericita ou feldspato potássico ocorrem associadas ao estágio principal da mineralização (Corriveau, 2005).

Hitzman *et al.* (1992) relaciona as alterações sódicas com níveis crustais mais profundos, alterações potássicas como sendo correspondentes a níveis intermediários a rasos e sericitização e silicificação como típicas de níveis muito rasos em sistemas hidrotermais IOCG. Predominância de magnetita sobre hematita em nível crustal profundo seria também característica de tais sistemas (Figura 09).

Adicionalmente, depósitos IOCG apresentam grande diversidade de características relativas ao ambiente geotectônico, idades, rochas hospedeiras. Por se tratar de uma classe de depósitos relativamente nova ainda há muitas controvérsias com relação a modelos genéticos e origens dos fluidos mineralizantes.

Com o desenvolvimento desse estudo foi possível o reconhecimento das paragêneses de alteração hidrotermal e de minério do depósito de Pedra Branca e, por decorrência, a caracterização da evolução temporal do sistema hidrotermal responsável por sua gênese.

A alteração hidrotermal no depósito de Pedra Branca é representada por intensa alteração sódica de extensão regional caracterizada principalmente por albitização que afeta de forma mais marcante o granitóide foliado e representa os estágios iniciais da alteração. Um estágio subsequente de alteração resultou na formação seletiva de hornblenda e biotita que teriam substituído a paragênese ígnea das rochas hospedeiras, resultando em um litotipo constituído predominantemente por fases minerais hidrotermais, denominado de hornblenda-biotita-plagioclásio hidrotermalito. A alteração potássica, posterior, ocorre de maneira restrita cortando as rochas previamente submetidas à alteração sódica, formando feldspato potássico em regiões geralmente próximas da mineralização.

A mineralização representa um estágio tardio em relação ao desenvolvimento do sistema hidrotermal. No domínio Canaã Leste predominam zona de brechas mineralizadas com clastos constituídos por actinolita-apatita-magnetita em matriz constituída por sulfetos, enquanto no domínio Canaã Oeste predomina mineralização disseminada associada à alteração a epidoto e clorita. As zonas de alteração hidrotermal mostraram-se fortemente controladas pelo desenvolvimento da zona de cisalhamento transcorrente de direção E-W.

Os dados obtidos para o depósito Pedra Branca apontam características semelhantes às descritas para depósitos IOCG em outras partes do mundo (Williams *et al.*, 2005). Contudo, a predominância de alteração sódica em relação à alteração potássica seria condizente com as características esperadas para depósitos de IOCG formados em nível crustal profundo.

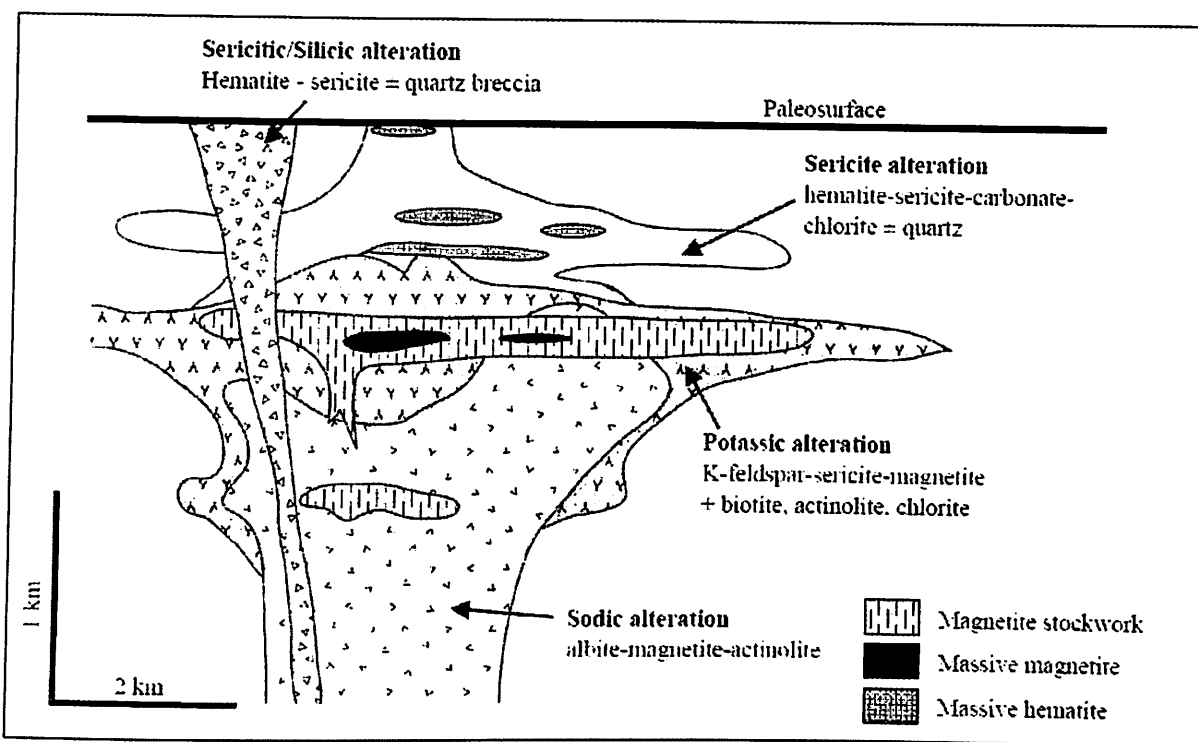


Figura 9 – Perfil esquemático ilustrando zonas de alteração nos depósitos IOCG formados em rochas vulcânicas e plutônicas. O perfil estende-se da superfície até alguns kms de profundidade (Hitzman, 1992).

O depósito de Pedra Banca apresenta notável semelhança com outros depósitos bem conhecidos, tal como o depósito de Eloise (3,1 Mt @ 5,5% Cu, 1.4 g/t Au and 16 g/t Ag) em Mount Isa, Austrália. Em Eloise, a alteração hidrotermal e a mineralização seriam associadas a uma zona de cisalhamento e o metassomatismo seria representado por três estágios: alteração pervasiva caracterizada por albitização obliterada por um segundo estágio com hornblenda-biotita-quartzo venular e um terceiro estágio com calcopirita, pirrotita, magnetita, pirita, calcita, quartzo, clorita e actinolita em zonas de substituição e brechas (Baker, 1998).

Em depósitos IOCG de alta temperatura reconhecidos na Província Mineral de Carajás, tais como o corpo Sequeirinho do depósito de Sossego, alterações sódica e sódico-cálcica intensas com corpos ricos em magnetita cortados por zonas de alteração potássica pouco desenvolvidas (Monteiro *et al.*, 2008) são também similares às observadas no depósito Pedra Branca. Porém, no depósito

de Sossego, a zona de cisalhamento E-W é cortada por um sistema transcorrente destal rúptil-dúctil de direção NE-SW com mergulhos subverticais que parece controlar as zonas mineralizadas (Morais e Alkmim 2005).

Assim, quando comparado com o depósito Sossego, particularmente com o corpo Sequeirinho, semelhanças com relação aos estágios de alteração hidrotermal são reconhecidas, assim como a associação com zonas de cisalhamento E-W, transcorrentes regionais, entretanto, alguns diferenças podem ser apontadas: (i) ausência no depósito Pedra Branca de litotipos hospedeiros relacionados ao Supergrupo Itacaiúnas; (ii) ausência de estruturas tectônicas subsidiárias rúpteis-dúcteis de direção NE; (iii) diferença quanto à tonelagem, uma vez que o depósito de Sossego representa um depósito de classe mundial.

O desenvolvimento de zonas de cisalhamento regionais em níveis crustais profundos, em condições dúcteis, parece ter sido importante para o desenvolvimento dos sistemas hidrotermais IOCG de alta temperatura. Contudo, estruturas extensionais rúpteis-dúcteis podem ter permitido a abertura de maior espaço para a formação de corpos de minério, assim como maior circulação de fluidos relativamente mais frios, de origem meteórica, que teriam sido importantes para a deposição dos metais, como reconhecido em Sossego (Monteiro et al., 2008). Em depósitos como Eloise (Baker, 1998) e Alvo Pedra Branca, nos quais a mineralização concentra-se na estrutura principal da zona de cisalhamento, esforços compressivos seriam responsáveis pela falta de espaço e desenvolvimento mais incipiente das mineralizações.

Conclusões

Considerando os dados obtidos nessa pesquisa podemos concluir que as características da alteração hidrotermal e da mineralização do Alvo Pedra Branca são análogas às descritas para depósitos de IOCG formados em nível crustal profundo.

O sistema hidrotermal responsável pela mineralização evoluiu a partir de um estágio inicial de alteração sódica formado em decorrência da circulação em larga escala de fluidos hidrotermais quentes em uma zona de cisalhamento

regional desenvolvida em condições dúcteis. A interação dos fluidos hidrotermais quentes com as rochas hospedeiras pode ter resultado na redução progressiva da temperatura do sistema. Tal decréscimo de temperatura teria possibilitado o desenvolvimento dos estágios subsequentes de alteração hidrotermal, que incluíam principalmente formação de associações com hornblenda e biotita e, nos corpos mineralizados actinolita, apatita e magnetita, além de epidoto e clorita. A mineralização claramente relacionada às alterações de menor temperatura indicaria que o principal mecanismo de deposição do minério teria sido a redução de temperatura.

Referências Bibliográficas

- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latino Americano de Geologia*, 7, Proceedings, p.324–333.
- Augusto R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R., 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*, 38:263-277.
- Baker T. 1988. Alteration, Mineralization and fluid evolution at the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, NW queensland. *Economic Geology*, 93:1213-1236.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Krimski R., Macambira M.J.B. 2001. Pb–Pb and U–Pb zircon ages of Archean syntectonic granites of the Carajás metallogenic province, northern Brazil. *In: South American Symposium on Isotopic Geology*, 3, Proceedings, p.94–97.
- CPRM. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha SB. 22 – Araguaia 1:1.000.000.
- Corriveau L. 2005. Iron Oxide Copper-Gold ($\pm$ AG $\pm$ NB $\pm$ P $\pm$ REE $\pm$ U) depositis : a Canadian Perspective. Geological Survey of Canada. Disponível em : http://www.gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_dep/iocg/pdf/deposit_synthesis.iocg.corriveau.pdf

- Dall'Ágnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anaorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrol.* **50**:113–118.
- Dall'Ágnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge-João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenetic province. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Excursion Guide*, p.135–161.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Journal of Geophysical Research*, **92**(B9):9175-9192.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C.S. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed. Univ. Brasília/CNPq, 392 p.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *In: SBG, Congr. Bras. de Geol.*, **35**, *Anexo aos anais*, p.11–54.
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu–Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 221 p.
- Dreher A.M., Xavier R.P. 2005. The Igarapé Bahia deposit, Carajás: A Fe oxide (Cu–Au) hydrothermal system evolved in a submarine Archean setting. *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, **1**, CD-Rom.
- Galarza T.M.A., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2003. Geocronologia Pb-Pb e Sm-Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **7**, CD-Rom.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E. de M. 1982. Geologia da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, **1**, Belém, *Anais*, p.100-108.
- Hitzman M.W., Oreskes N, Einaudi M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. *Precambrian Res.* **58**:241–287.

- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.P.B., Montalvão R.M.G, Costa V.C . 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 35, *Anais*, 3:1438–1452.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA. *In: SBG/Núcleo Norte, Simp. de Geol. Amaz.*, 6, *Boletim*, p.140–143.
- Lancaster J., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper–gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *In: IUGS, Intern. Geol. Congr.*, 31, CD-Rom.
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. Ph.D. thesis, University of Ontario, 407 p.
- Lindenmayer Z.G., Teixeira J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo Copper deposit, Serra dos Carajás. *In: Silva M.G., Misi A. (ed.) Base Metal Deposits of Brazil*. Salvador, MME/CPRM/DNPM, p.33–43.
- Lindenmayer Z.G. 2003. Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão. *In: Ronchi LH, Althoff FJ (orgs.) Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p.69–98.
- 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 Res.* 49:1–26.
- Meirelles M.R., Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pa. *Rev. Bras. Geoc.*, 21:41-50.
- 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 hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: parageneses 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 the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **34**:317-336.
- Nogueira A.C.R. 1985. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás, Pará. Tese de mestrado, Universidade Federal do Pará, 167 p.
- Pestilho A.L.S., Monteiro L.V.S. 2008. Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal e paragêneses do minério de cobre e ouro do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de vulcanismo e Ambientes Associados, 4, Foz do Iguaçu, CD-Rom.
- 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. *J. South Am. Earth Sci.* **15**:803–813.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajá Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**:727–738.
- 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, Para, Brazil. In: IUGS, International Geological Congress, 31, CD-Rom.
- Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, *Boletim*, p.183–184.
- Silva G.G., Lima M.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte SC-22 Tocantins, Projeto RADAMBRASIL, geologia, geomorfologia, solos e uso potencial da terra (Levantamento de Recursos Naturais 4). Rio de Janeiro, DNPM, 143 p.

- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Anais*, p.380–383.
- Souza L.H., Vieira E.A.P. 2000. Salobo 3 Alpha deposit: Geology and mineralization. *In: Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal iron Oxide Copper-gold and related Deposits: A global perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, p.213–224.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho B.J., Rego L.J., Nunes, A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U–Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu–Au–(W–Bi–Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 39:68–86.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin 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. *Econ. Geol.*, 100:7–28.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174–182.
- Tavaza E., Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au–Cu–(REE–U) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *In: TM Porter (ed.) Hydrothermal iron oxide copper–gold & related deposits: a global perspective*. Adelaide, Australia Mineral Foundation, p.203–212.
- Torresi I., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Bortholoto D.A.F. 2008. The Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints on the hydrothermal system evolution based on paragenesis, stable isotope and fluid inclusion data. *In: IUGS, Internacional Geological Congress, 33, CD-Rom*.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R., 1998. SHRIMP U–Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J. South Am. Earth Sci.* 11:265–277.
- Villas R.N., Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36:300–331.

Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R.
2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes
of origin. *Economic Geology 100 th Anniversary Volume*, p.371-405.

Xstrata. 2008. Relatório Final de Pesquisa. DNPM 850.318/00.

Anexo 1 (Tabela com massa elementar dos principais constituintes detector de dispersão de energia EDS)

Hornblenda

Amostra Cod	TM_PB_06 Anf(F1P5)	TM_PB_06 Anf(F2P1)	TM_PB_76 Anf(F2P1)	TM_PB_76 Anf(F2P2)	TM_PB_76 Anf(F3P1)	TM_PB_76 Anf(F3P2)B	TM_PB_76 Anf(F3P3)B	TM_PB_76 Anf(F3P4)	TM_PB_76 Anf(F3P5)	TM_PB_76 Anf(F4P1)	TM_PB_76 Anf(F4P2)	TM_PB_76 Anf(F4P3)B	TM_PB_76 Anf(F4P4)B	TM_PB_42 Anf(F1P1)
Na	1,13	0,78	2,03	1,84	1,23	1,38	1,41	1,58	1,07	1,24	1,04	1,38	1,27	1,56
Mg	6,33	7,66	4,53	4,51	6,79	6,15	5,62	5,83	6,23	6,85	6,92	4,78	5,16	9,21
Al	6,27	4,98	6,11	5,77	3,56	4,75	5,14	5,05	4,61	3,89	3,99	5,68	5,68	3,33
Si	21,07	22,79	18,8	20,34	23,11	21,45	20,98	21,2	21,97	22,8	22,55	19,88	20,48	24,26
Cl	0,37	0,24	2,03	1,66	0,53	0,86	1,07	0,84	0,69	0,56	0,49	1,51	1,2	0,72
K	1,18	0,78	1,63	1,68	0,63	1,08	1,25	1,11	0,87	0,64	0,8	1,46	1,23	0,48
Ca	8,41	8,51	7,81	7,65	8,81	8,1	8,22	7,96	8,17	8,4	8,47	8,19	8,01	7,58
Ti	0,56	0,25	0,39	0	0,33	0,48	0,51	0,43	0,3	0,31	0,28	0,47	0,37	0
Mn	0,30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	12,56	11,32	17,43	16,5	13,02	14,59	14,95	14,99	14,29	13,4	13,66	16,67	16,08	9,74
O	41,80	42,68	39,24	40,04	41,99	41,15	40,83	41,01	41,48	41,91	41,8	39,98	40,53	43,12
Total	99,98	99,99	100	99,99	100	99,99	99,98	100	99,68	100	100	100	100,01	100

Actinolita (Brecha mineralizada)

Amostra Cod	TM_PB_42 Anf 2(F1P2)B	TM_PB_42 Anf 2(F1P3)B	TM_PB_42 Anf 2(F1P4)B	TM_PB_42 Anf 2(F7P1)B	TM_PB_42 Anf 2(F7P2)B
Na	0	0	0	0	0
Mg	9,35	3,99	12,25	8,79	7,8
Al	0	0	1,27	0	1,44
Si	27,74	26,72	27,87	28,46	26,15
Cl	0	0	0	0	0
K	0	0	0,29	0	0
Ca	8,91	8,74	7,05	8,63	9,24
Ti	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0
Fe	9,85	18,66	5,78	9,69	12,04
O	44,14	41,9	45,48	44,43	43,34
Total	99,99	100,01	99,99	100	100,01

Plagioclásio (Hornblenda-biotita-hidrotermalito)

Amostra Cod	TM_PB_06 Plg(F1P1)	TM_PB_06 Plg(F1P3)	TM_PB_06 Plg(F1P4)	TM_PB_06 Plg(F1P8)	TM_PB_17 Plg(F1P1)
Na	5,95	6,05	6,14	5,77	6,5
Al	13,06	13,08	12,68	12,87	12,38
Si	28,56	28,55	28,91	29,13	29,95
K	0,27	0,2	0,18	0	0
Ca	4,2	4,15	4,06	3,99	2,7
O	47,96	47,96	48,02	48,24	48,47
Total	100	99,99	99,99	100	100

Plagioclásio (Granitóide)

Amostra Cod	TM_PB_76 Plg(F1P1)	TM_PB_71 Plg(F1P3)	TM_PB_71 Plg(F3P1)	TM_PB_71 Plg(F3P2)
Na	7,06	7,22	6,98	7,19
Al	11,52	11,46	11,73	11,68
Si	30,55	30,7	30,61	30,71
K	0,39	0,25	0	0
Ca	2,07	1,88	2,09	1,82
O	48,41	48,49	48,58	48,6
Total	100	100	99,99	100

Albita (Alteração sódica)

Amostra Cod	TM_PB_17 Alb(F1P2)	TM_PB_06 Alb(F1P2)	TM_PB_71 Alb(F5P1)	TM_PB_71 Alb(F5P2)	TM_PB_71 Alb(F3P3)	TM_PB_76 Alb(F1P2)	TM_PB_76 Alb(F1P3)	TM_PB_76 Alb(F5P1)	TM_PB_76 Alb(F5P3)
Na	7,66	7,71	8,35	7,19	7,94	7,94	7,61	6,89	8,14
Al	10,64	11,27	10,2	11,24	11,28	10,71	11,14	11,5	10,88
Si	31,79	31,11	32,48	31,07	30,87	31,09	31,54	31,17	31,48
K	1,3	0,61	0	0	0,69	0	0,47	0,98	0,33
Ca	0	0,73	0	0	0,51	0,94	0,46	0,81	0,51
O	48,61	48,57	48,98	48,64	48,4	48,36	48,77	48,66	48,65
Total	100	100	100,01	98,14	99,69	99,04	99,99	100,01	99,99

Ortoclásio (Alteração Potássica)

Amostra Cod	TM_PB_76 kfeld(F2P3)	TM_PB_76 kfeld(F2P4)	TM_PB_76 kfeld(F2P5)	TM_PB_71 kfeld(F3P6)
Na	0	0	0	0,49
Al	9,57	9,86	9,87	9,37
Si	30,14	30,23	30,27	30,26
K	14,48	13,24	13,79	13,77
Ca	0	0	0	0
O	45,81	46,08	46,08	45,8
Total	100	99,41	100,01	99,69