

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS Instituto de Geociências Departamento de Geologia e Recursos Naturais



Trabalho de Conclusão de Curso

## CONTEXTO GEOLÓGICO E EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO DE COBRE BACURI, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Gustavo Henrique Coelho de Melo

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

Dezembro de 2011



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS Instituto de Geociências Departamento de Geologia e Recursos Naturais



Trabalho de Conclusão de Curso

## CONTEXTO GEOLÓGICO E EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO DE COBRE BACURI, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Gustavo Henrique Coelho de Melo

Trabalho de Conclusão de Curso para obtenção de Título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências, Unicamp.

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

Comissão Examinadora

Prof<sup>2</sup> Dr<sup>o</sup> Jefferson de Lima Picanço Prof<sup>2</sup> Dr<sup>o</sup> Roberto Perez Xavier

Dezembro de 2011

## Agradecimentos

Após cincos longos e proveitosos anos chega o momento de agradecer à todas aquelas pessoas que de alguma forma deram uma contribuição para que tudo isso pudesse acontecer. Espero que nessas poucas palavras que aqui deixarei tais pessoas se sintam de algum forma gratificadas, pois sim, vocês foram muito importantes!

Primeiramente é impossível não começar o agradecimento sem falar dos meus pais. Sem eles eu não teria chego até aqui: obrigado por todo apoio, por toda a dedicação, por toda a compreensão e, acima de tudo por todo, amor. Cabe aqui ainda um agradecimento a membros importantes da minha família: minha irmã Talita, minha Tia Sandra, minha Tia Sônia e minha avó Marcília, sou grato a vocês por sempre estarem ao meu lado em todos os momentos.

Deixo aqui também um agradecimento a Professor Doutora Lena Virgínia Soares Monteiro, por desde minha primeira iniciação científica sempre estar ao meu lado, me aconselhando, me indicando os caminhos, me incentivando. Sem dúvidas não há uma professora e orientadora tão dedicada quanto ela. Obrigado por tudo, Lena.

Gostaria de agradecer também aos professores que de algum forma fizeram a diferença em minha graduação: Professor Doutor Roberto Perez Xavier por ser um ótimo professor e sempre me auxiliar nos momentos que precisei; Professor Doutor Celso Dal Ré Carneiro por ser um dos professores mais dedicados em minha graduação; Professor Doutor Ticiano José Saraiva dos Santos por se demonstrar um ótimo professor e colega.

Um agradecimento muito especial à Giseli Silva Ramos, que nos últimos dois anos da minha vida sempre esteve presente nos momentos mais difíceis e nos momentos mais felizes.

Agradeço a todo meu grupo de pesquisa: Carolina Moreto, André Pestilho, Rafael Assis, Daniel Martins, Ricardo Benedetti e em especial Marco Delinardo. Certamente vocês me ensinaram muito durante esses anos.

Um enorme obrigado aos meus amigos da melhor turma de todas, a 07: Adriano Rueda (noite e noites de estudo), Aline Belila, Ana Carolina, Bruno Giacomini, Bruno Figuinha, Carolina Athaíde, Daniele Penteado, Edinei Piaia, Francisco Campos, Giseli Ramos, Isadora Marquetti, Jaqueline de Freitas, Leonardo Melo, Leonardo Scopim, Levi Colares, Lidia Gurgel, Luana Lima, Lucas Oliveira, Maurício Rigoni, Mayra Macchi, Rodrigo Miotto, Rafael Vasconcellos. Foram 5 anos maravilhosos ao lado de vocês. O mesmo vale para todos os alunos da turma 08.

Agradeço também àqueles amigos que considero fundamentais em minha vida e que sem eles jamais teria chego até aqui: André Brunozzi, Marília Montanaro, Leonardo Medeiros, Eliane Yuri, Alessandra Cechim e Marcelo Souza, que fazem com que cada momento seja único ao lado de vocês.

Um agradecimento à todos funcionários e técnicos do Instituto de Geociências que de alguma forma contribuíram para a minha formação, em especial para a técnica do MEV, Érica Tonetto a nossa querida secretária de graduação Josefina.

E por último, agradeço a compania Vale e ao geólogo Benevides Aires por todo o suporte a pesquisa assim como ao Instituto Nacional de Geociências da Amazônia por todo o apoio ao estudo em Carajás.

# Sumário

Resume	)	v
Abstractvi		vii
Capítulo 1 - Apresentação		
1.	Introdução	
2.	Justificativa do tema	2
3.	Objetivos	
4.	Materiais e Métodos	
5.	Estudos Petrográficos	
6.	Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura	
Capítulo 2 – A Província Mineral de Carajás		5
1.	Contexto Geológico da PMC	5
2.	Depósitos de óxido de ferro-Cu-Au da PMC	7
Capítulo 3 – O Depósito Alvo Bacuri		
1.	Contexto Geológico do Alvo Bacuri	10
2.	Caracterização da Zona de Cisalhamento Bacuri	19
3.	Petrografia das Unidades Mapeadas	
4.	Caracterização das Rochas Hospedeiras	
Capítulo 4 – Sistema Hidrotermal do Alvo Bacuri		
1.	Caracterização dos tipos e estilos de alteração hidrotermal	
2.	Caracterização da Mineralização Cuprífera	41
3.	Evolução Paragenética do Alvo Bacuri	44
Discuss	ão	
Conclusão		52
Referências Bibliográficas		

# Índice de Figuras

Figura 1 – Localização da área de estudo	2
Figura 2 – Mapa Geológico do Alvo Bacuri	11
<b>Figura 3</b> – Prancha de fotos de afloramento do Tonalito Bacaba	13
<b>Figura 4</b> – Pracha de fotos de afloramento do Granito Serra Dourada	14
Figura 5 – Prancha de fotos de afloramento de rochas Intrusivas Máfica	as16
Figura 6 – Pracha de fotos de afloramento de rochas Metaultr	amáficas,
Metabásicas e Clorita Milonito	17
Figura 7 – Prancha de fotos de afloramento do Póriro Riolítico e do	Quartzo-
Feldspato Pórfiro	18
Figura 8 – Prancha de fotomicrografias do Tonalito Bacaba	20
Figura 9 – Pracha de fotomicrografias do Granito Serra Dourada	22
<u>Figura 10</u> – Diagrama de Streckeisen	23
Figura 11 – Prancha de fotomicrografias do Olivina Diabásio	24
Figura 12 – Prancha de fotomicrografias do Norito	25
Figura 13 – Prancha de fotomicrografias de Pórfiro Riolítico	
<u>Figura 14</u> – Fotomicrografia e testemunho de sondagem do Dacito Bac	uri27
Figura 15 - Fotomicrografia e testemunho de sondagem do Gran	ito Serra
Dourada	
<b><u>Figura 16</u></b> – Perfil geológico esquemático do Alvo Bacuri	30
<u><b>Figura 17</b></u> – Mapa de Alteração Hidrotermal do Alvo Bacuri	32
<b><u>Figura 18</u></b> – Prancha de fotos de alteração hidrotermal distal	34
<b><u>Figura 19</u></b> – Prancha de fotomicrografia de alteração hidrotermal distal.	
<b><u>Figura 20</u></b> – Prancha de fotomicrografía e testemunho de sondagem de	alteração
hidrotermal proximal	
<b>Figura</b> 21 – Prancha de fotos de testemunhos de sondagem	
<b>Figura 22</b> – Prancha de fotomicrografias de alteração hidrotermal proxi	imal41
<b><u>Figura 23</u></b> – Fotos de forma e ocorrência do minério	
Figura 24 – Prancha de fotomicrografia da paragenese do minerio	
Figura 25 - Imagens de eletrons retro-espalhados das amostras do Alv	vo Bacuri
obtidas por microscopio eletronico de varredura	
<b><u>Figura 26</u></b> – I abela de evolução paragenetica do Alvo Bacuri	
<b><u>Figura 27</u></b> – Modelo de padrao de alteração hidrotermal do Alvo Bacura <b>Figura 28</b> – Modelo dos distribuições de alteração hidrotermal ou su	Jan á sit
<u>rigura 20</u> – Modelo das distribuições de alteração hidrotermal em	depositos
IUUU. Modificado de Hitzman (1992)	

## Resumo

Na Província Mineral de Carajás são conhecidos grandes depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, que representam uma das maiores concentrações de depósitos IOCG do mundo. Contudo, o modelo genético desses depósitos ainda é motivo de muitos estudos visto que há diversas peculiaridades da formação de tais depósitos que não são bem compreendidas. As diferentes associações de alteração hidrotermal e de minerais de minério podem refletir a evolução dos sistemas hidrotermais em diferentes níveis crustais.

O Alvo Bacuri localiza-se a cerca de 9 km a ENE do depósito de óxido de ferro-Cu-Au de Sossego, na Província Mineral de Carajás, sendo considerado satélite daquele depósito. Este depósito se encontra ao longo de uma zona de cisalhamento regional WNW-ESE com 60 km, na faixa correspondente ao contato do Domínio Carajás com o Domínio Rio Maria, denominado de Subdomínio de Transição. Esta faixa é composta por rochas do embasamento do Domínio Carajás, representada por rochas mesoarqueanas, tais como o Granito Serra Dourada (~2,86 Ga) e o Tonalito Bacaba (~3,0 Ga), entre outras.

O estudo do depósito cuprífero Bacuri, incluindo mapeamento, descrições sistemáticas de amostras de testemunhos de sondagem, petrografia em luz transmitida e refletida e microscopia eletrônica de varredura, objetivou à identificação das rochas hospedeiras do minério, tipos e geometria das zonas de alterações hidrotermais e evolução paragenética, auxiliando na compreensão da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais responsáveis pela gênese dos depósitos IOCG de classe mundial de Carajás.

A sucessão de estágios de alteração hidrotermal identificada no Alvo Bacuri, do estágio inicial ao estágio mais tardio, inclui: alteração sódica com albita, silicificação, escapolitização, alteração potássica com biotita, alteração potássica com feldspato potássico, cloritização e sericitização. Há três gerações de magnetita associadas, respectivamente, à escapolitização, alteração potássica e cloritização/mineralização.

A formação do minério cuprífero foi tardia, associada a zonas de intensa cloritização e alteração potássica por feldspato potássico desenvolvidas a partir do Dacito Bacuri, que representa a principal rocha hospedeira do depósito. O minério, constituído predominantemente por calcopirita, ocorre disseminado em zonas de intensa cloritização e alteração potássica com feldspato potássico, de forma confinada em

vênulas de feldspato potássico e em veios de quartzo, no qual o minério apresenta suas maiores concentrações.

Os resultados obtidos sugerem nível crustal intermediário de formação para o Alvo Bacuri, diferindo daquele dos depósitos Bacaba e Sossego (Corpo Sequeirinho) que possuem zonas de alteração sódica bem desenvolvidas e representam porções mais profundas do paleo-sistema IOCG do Cinturão Sul do Cobre de Carajás.

## Abstract

The Carajás Mineral Province hosts important iron oxide-copper-gold deposits. However, the genetic model of this deposit class is controversial and several questions about its genesis have not been solved yet. The different hydrothermal alteration associations and ore minerals might reflect the evolution of these hydrothermal systems in different crustal levels.

The Alvo Bacuri is located about 9 km from the Sossego iron oxide-copper-gold deposits in the Carajas Mineral Province, representing a satellite copper deposit of the world-class Sossego Mine. It is located along a regional shear zone WNW-ESE, in the contact between the Carajás and Rio Maria domains, called Transition Subdomain. This zone comprises basement rocks of the Carajás Domain, represented by Mesoarchean rocks, such as the Serra Dourada Granite (~2.86 Ga) and the Bacaba Tonalite (~3.0 Ga).

This study encompassed mapping, description of drill cores, petrography under transmitted and reflect light, and scanning electronic microscope. It aims the identification of host rocks, types and pattern of hydrothermal alteration, and paragenetic evolution, providing information for the comprehension of hydrothermal paleo-systems responsible for the genesis of world-class IOCG at Carajás.

The hydrothermal alteration chronology could be interpreted in this following sequence: sodic alteration with albite, silicification, scapolitization, potassic alteration with biotite, potassic alteration with potassic feldspar, chloritization, and sericitization. There are at least three generation of magnetite associated respectively with scapolitization, potassic alteration, and chloritization/mineralization.

The formation of copper ore, composed predominantly of chalcopyrite, was late and associated with intense chloritization and potassic alteration with potassic feldspar developed from the Bacuri Dacite, the main host rock. The ore may occur disseminated in zones of intense chloritization and potassic alteration with potassic feldspar, confined in veinlets of potassic feldspar and in quartz veins, where the ore has its highest Cu grade.

The results suggest a medium to lower crustal level formation for the Alvo Bacuri ore, distinct from those of the Bacaba and Sossego (Sequeirinho body) depoits where well developed sodic alteration indicate deeper crustal levels of the paleohydrothermal system.

# Capítulo 1 - Apresentação

## 1. Introdução

A **Província Mineral de Carajás (Figura 1)** apresenta a maior concentração conhecida de depósitos de **óxido de ferro-Cu-Au** (*iron oxide-copper-gold deposits* ou **IOCG**; Hitzman *et al.*, 1992) de classe mundial, tais como, Salobo (789 Mt @ 0,96 wt% Cu, 0,52 g/t Au, 55 g/t Ag; Souza & Vieira 2000), Cristalino (500 Mt @ 1,0 wt% Cu; 0,3 g/t Au, Huhn *et al.* 1999), Igarapé Bahia/Alemão (219 Mt @ 1,4 wt% Cu, 0,86 g/t Au; Tallarico *et al.* 2005), Sossego (245 Mt of 1.1% Cu, 0.28 g/t Au), Gameleira (100 Mt @ 0,7 wt% Cu, Rigon, 2000) e Alvo 118 (70 Mt @ 1,0 wt% Cu, 0,3 g/t Au, Rigon 2000).

Entretanto, ainda não há um modelo genético consensual para essa classe de depósitos, uma vez que a diversidade de características de depósitos IOCG (ambiente geotectônico, idades, rochas hospedeiras, paragêneses minerais) e evidências indicativas da origem dos fluidos hidrotermais, das altas salinidades e dos metais sugerem que distintos processos geológicos desenvolvidos em diferentes ambientes e condições físico-químicas poderiam ser responsáveis pela gênese dos depósitos nos vários distritos (Hitzman, 2000; Williams *et al.*, 2005).

Alguns depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás, tais como Sossego (Monteiro *et al.*, 2008a, 2008b), Alvo 118 (Torresi *et al.*, 2011) e Bacaba (Augusto *et al.*, 2008; Moreto *et al.*, 2011), já foram caracterizados quanto à natureza da(s) rocha(s) hospedeira(s), padrões e tipos de alteração hidrotermal, tipologia e paragêneses de minério e controles da mineralização. Embora próximo a esses depósitos, o Alvo Bacuri ainda é pouco estudado e pouco se sabe a respeito do contexto geológico que o envolve. A caracterização do depósito Bacuri acrescentará importantes informações para os depósitos de óxido de Fe–Cu–Au da Província Mineral de Carajás, uma vez que todos esses depósitos podem representar porções distintas de um a mesmo paleo-sistema hidrotermal.



Figura 01. Mapa geológico simplificado da parte setentrional da Província Mineral de Carajás (CPRM, 2004), mostrando a localização dos principais depósitos minerais.

Neste projeto foi realizado mapeamento de detalhe na escala 1:10.000 da área do depósito Bacuri e integração dessas informações com dados obtidos a partir do estudo de testemunhos de sondagem. Isso possibilitou a interpretação relativa à evolução do sistema hidrotermal responsável pela gênese do depósito de cobre Bacuri, a partir da caracterização das rochas hospedeiras, padrões e tipos de alteração hidrotermal, tipologia e paragêneses de minério e controles da mineralização.

## 2. Justificativa do tema

Este estudo poderá fornecer importantes subsídios para a reconstituição do sistema hidrotermal responsável pela gênese do depósito Bacuri, além de suas diferenças e similaridades com os outros depósitos do tipo IOCG.

#### 3. Objetivos

O estudo proposto tem como objetivo a compreensão do contexto geológico da região do depósito Alvo Bacuri. Com esse estudo espera-se:

- (a) Reconhecimento do modo de ocorrência dos litotipos, sua distribuição espacial, relações de contato, padrão estrutural e características petrográficas;
- (b) Caracterizar a natureza das rochas hospedeiras e o controle dessas nos tipos de alteração hidrotermal desenvolvidos;
- (c) Caracterizar espacialmente os tipos e estilos de alteração hidrotermal;
- (d) Caracterizar as relações entre o desenvolvimento de associações minerais de alteração hidrotermal e de minério;

## 4. Materiais e Métodos

#### (a) Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada durante todo o desenvolvimento das pesquisas, enfocando depósitos de óxido de Fe–Cu–Au da Província Mineral de Carajás e de outras províncias mundiais, assim como depósitos hidrotermais de Cu-Au, tipos e estilos de alteração hidrotermal e evolução de sistemas hidrotermais

#### (b) Trabalhos de Campo

O trabalho de campo foi realizado entre o dia 13 de julho de 2011 e o dia 20 de julho de 2011 na área do depósito Bacuri, visando à descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato. Coleta sistemática de amostras foi realizada durante as etapas de campo para estudos petrográficos. O trabalho de campo foi realizado no âmbito do projeto de pesquisa Projeto Universal CNPq, sendo acompanhado pela orientadora desse projeto, pela doutoranda Carolina P.N. Moreto que desenvolve o seu projeto na área com foco na geocronologia dos depósitos IOCG e pelo graduando Marco Antonio Delinardo Silva, que realiza seu trabalho de conclusão de curso no foco de evolução crustal da região dos depósitos IOCG, na Província Mineral de Carajás.

## 5. Estudos Petrográficos

Estudos petrográficos em luz transmitida e refletida foram desenvolvidos no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG-UNICAMP) em lâminas delgadas-polidas confeccionadas a partir de amostras coletadas em campo. Esses estudos visaram à caracterização dos litotipos da área do depósito Bacuria, à identificação de rochas hospedeiras das mineralizações, evolução paragenética associada aos diferentes tipos de alteração hidrotermal, relações texturais entre os minerais de minério e de ganga, relações entre paragêneses e microestruturas, sobreposições de feições tectônicas e de eventos hidrotermais. Durante a etapa de trabalho de campo vinte amostras foram coletadas para a confeccção de vinte lâminas delgadas-polidas.

## 6. Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) acopladas a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) foram realizadas visando à identificação de fases minerais não reconhecidas no microscópio óptico, de fases minerais acessórias, de possíveis inclusões minerais ou mudança composicional nos minerais de minério. Três lâminas delgadas-polidas foram usadas para a análise de microscopia de varredura.

# Capítulo 2 – A Província Mineral de Carajás

## 1. Contexto Geológico da PMC

A Província Mineral de Carajás (PMC) localiza-se no sudeste do Cráton Amazônico e integra a Província Amazônia Central. Representa uma das maiores províncias cratônicas no mundo, tendo sido formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano (Docegeo 1988, Costa *et al.* 1995).

A PMC é dividida em dois blocos tectônicos: o Domínio Rio Maria, a sul, e o Domínio Carajás, a norte (Vazquez *et al.*, 2008). Os dois domínio são separados por uma zona de cisalhamento regional E-W, e a parte sul do Domínio Carajás é denominada de Sub-domínio de Transição (Dall'Agnol *et al.* 2006; Feio 2011).

O Domínio Rio Maria sequências *greenstone belts* do Supergrupo Andorinha com idades de 2,97 a 2,9 Ga (Docegeo, 1988) representados principalmente por komatiitos e basaltos toleiíticos na base e rochas vulcânicas félsicas e rochas sedimentares no topo da sequência, além disso, intercalações de metagrauvacas, também são encontradas nestas sequencias (Docegeo, 1988; Huhn et al., 1988; Souza et al., 2001). Os greenstone belts sao intrudidos por uma variedade de granitoides arqueanos originados entre 2,98 e 2,86 Ga. Toda a sequência foi metamorfisada em fácies xisto verde a fácies anfibolito inferior.

O Domínio Carajás compreende tanto embasamento quanto sequências supracrustais (Moreto, *et al.* 2011). O embasamento arqueno tem sido atribuído ao Complexo Xingu (2.974  $\pm$  15 Ma, Machado *et al.* 1991) composto de gnaisses tonalíticos a trondhjemíticos e migmatitos e ao Complexo Pium com granulitos de idades 3,002  $\pm$  14 Ma (U–Pb SHRIMP zircão; Pidgeon *et al.* 2000). Idades de 2,859  $\pm$  9 Ma (U–Pb SHRIMP zircon; Pidgeon *et al.* 2000) obtidas para bordas de zircão das rochas do Complexo Pium são consideradas como a idade do evento metamórfico de alto grau que teria afetado rochas do embasamento. Compreendem ainda o embasamento o Tonalito Bacaba (*ca.* 3,0 Ga, U-Pb zircão) representativo do evento magmático mais antigo na Província Mineral de Carajás, juntamente com a cristalização das rochas do Complexo Pium; e o Granito Serra Dourada (ca. 2,86 Ga, U-Pb zircão),

possivelmente contemporâneo ao evento de migmatização e granulitização das rochas do Complexo Pium e Xingu (Moreto, *et al.* 2011).

As rochas do embasamento são sobrepostas pela Bacia de Carajás, que compreende sequências metavulcano-sedimentares de 2,73 – 2,76 Ga do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo, 1988). O Supergrupo Itacaiúnas foi dividido por Docegeo (1988) em quatro unidades aproximadamente cronocorrelatas, designadas Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará e Igarapé Bahia. O Grupo Igarapé Salobo, hospeda o depósito de óxido de ferro-Cu-Au de Salobo, e inclui paragnaisses, anfibolitos, quartzitos, meta-arcósios e formações ferríferas (Docegeo, 1988). O Grupo Igarapé Pojuca contém rocha metavulcânica básica, xisto e rochas com cordierita-antofilita interpretadas como resultado de alteração hidrotermal pré-metamórfica, possivelmente associada à mineralização de Cu-(Zn-Au-Ag) do depósito de Pojuca hospedado nesse grupo (Winter 1994), além de ser o grupo hospedeiro do depósito de óxido de ferro-Cu-Au Gameleira. O Grupo Grão-Pará é constituído por metabasaltos, metavulcânicas félsicas e jaspilitos que hospedam importantes depósitos de ferro em Carajás (Docegeo, 1988). O Grupo Igarapé Bahia é constituído por rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e metasedimentares metamorfisadas em fácies xisto verde, incluindo formação ferrífera, que hospedam o depósito de óxido de ferro-Cu-Au Igarapé Bahia/ Alemão (Docegeo, 1988).

Uma outra unidade metavulcano-sedimentar da Província Mineral de Carajás, o Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982), é correlacionada ao *greenstone belt* da Província Rio Maria (Docegeo, 1988).

A Formação Águas Claras é a unidade que sobrepõe, aparentemente em discordância angular, às seqüências metavulcano-sedimentares, depositada em ambiente fluvial a marinho raso (Nogueira *et al.* 1995).

Três eventos de granitogênese resultaram em intrusões que interceptam as rochas supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas: (a) granitos alcalinos foliados de 2,76 a 2,74 Ga, compreendendo as suítes Plaquê, Planalto, Estrela e Serra do Rabo (Huhn *et al.* 1999b; Avelar *et al.* 1999; Sardinha *et al.* 2006; Barros *et al.* 2004); (b) granitos peralcalinos a meta-aluminoso de 2,57 Ga, caracterizados pelos granitos Old Salobo e Itacaiúnas (Machado *et al.* 1991; Souza *et al.* 1996); e (c) granitos tipo A alcalinos a sub-alcalinos de 1,88 Ga, incluindo os granitos Central de Carajás, Young Salobo,

Cigano, Pojuca e Breves (Machado *et al.* 1991; Lindenmayer and Teixeira 1999; Tallarico 2003).

O magmatismo félsico no Domínio Carajás estendeu-se ao meso e neoproterozóico, sendo representados por alcali leucogranito com uma idade por U-Pb SHRIMP de 1583 + 9/-7 Ma (Pimentel et al. 2003) e pelo o Granito Formiga (*ca.* 600-550 Ma) que possivelmente representa o evento magmático mais novo da província (Grainger *et al.*, 2008). A província foi afetada também por outros eventos magmáticos, representados por doleritos, dioritos e diques de gabros tardio indeformados de idades desconhecidas. Outras rochas instrusivas correspondem a intrusões máficas-ultramáficas de Luanga, Onça, Vermelho e Jacaré-Jacarezinho (ca. 2,76 Ga; Machado *et al.*, 1991), hospedeiras de depósitos de níquel laterítico, crômo e elementos do grupo da platina.

#### 2. Depósitos de óxido de ferro-Cu-Au da PMC

A Província Mineral de Carajás contém as maiores concentrações de depósitos de óxido de ferro-Cu-Au de alta tonelagem do mundo (Monteiro *et al.*, 2008). Tais depósitos são localizados principalmente ao longo ou próximos da zona de cisalhamento que marcam o contato entre as unidades metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas com as rochas do embasamento mesoarqueano (Moreto *et al.*, 2011).

Globalmente, os depósitos IOCG variam em idade, tamanho, razões Cu/Au, rochas hospedeiras, associações de alteração hidrotermal, condições físico-químicos durante a deposição do minério, assinatura geoquímica, e propriedades físicas. Essa ampla variação de características dos depósitos IOCG pode ocorrer mesmo dentro de um único distrito (Hitzman, 2000). Contudo, os depósitos IOCG apresentam similaridades, que incluem: (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 co, baixo teor de Ti; e (4) ausência de uma relação espacial clara com intrusões ígneas (Williams *et al.* 2005).

Os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás são hospedados principalmente por unidades metavulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas e rochas intrusivas (gabro, diorito, granito, granito granofírico, quartzo-feldspato pórfiro, e tonalito) (Moreto *et al.*, 2011). Além disso, apesar de variação de alguns padrões, os

depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás apresentam algumas semelhanças: (i) rochas hospedeiras variáveis, na maioria dos casos incluindo unidades metavulcanosedimentares do Supergrupo Itacaiúnas; (ii) associação com zonas de cisalhamento; (iii) proximidade com intrusões de diferentes composições (granito, diorito, gabro e diques porfiríticos de composição dacítica ou riolítica); (iv) intensas alterações hidrotermais, incluindo sódica, sódica-cálcica e potássica, além de cloritização, turmalinização e silicificação; (v) formação de magnetita seguida por precipitação de sulfetos e (vi) um amplo intervalo de temperaturas de homogeneização (100-570°C) e salinidades (0 a 69% eq. peso NaCl) em inclusões fluidas em minerais de ganga relacionados aos minerais de minério, indicando a mistura de fluidos de origens diversas (Monteiro *et al.* 2008a). Além dessas características, esses depósitos apresentam enriquecimentos em ETRL, P, Ni, Co, e, em alguns casos, Ag, Mo, U, Th, Y, Pd, Zn, Te e Sn, análogos aos descritos em depósitos da classe de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) em outras províncias mundiais (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008).

As características distintivas reconhecidas nos depósitos IOCG de Carajás, tais como diferentes associações de alteração hidrotermal e de minerais de minério em cada um dos depósitos parecem refletir evolução dos sistemas hidrotermais em diferentes níveis crustais e a partir de distintas histórias de interação fluido-rocha e fluido-fluido. No depósito Sossego a parte mais profunda de seu sistema hidrotermal é representada por alteração sódica (albita-magnetita) a sódio-cálcica rica em actinolita, sendo esta ultima associada à formação de magnetita envolvida por actinolita e apatita (Monteiro *et al.*2008a, b). Zonas de alteração potássica orientadas verticalmente cortam as zonas de alteração sódico-cálcica e gradam lateramente para zonas mais ricas em clorita (cloritização), principalmente nas porções desenvolvidas nas partes mais rasas.

Extensas zonas de escapolitização foram reconhecidas em Carajás (Sousa 2007, Monteiro *et al.* 2007) sendo semelhantes às identificadas em outras províncias com depósitos de IOCG de classe mundial. Em algumas dessas províncias, a formação de escapolita a partir de halita ou de fluidos salinos derivados de (meta)evaporitos foi estabelecida, notadamente na área de Slab em Wernecke, Yukon, Canadá (Hunt *et al.* 2005). A presença de escapolita é um indicador de um fluido (mineralizante) com alta salinidade, o que teria facilitado o transporte de metais a partir de complexos cloretados.

A gênese dos depósitos de IOCG de Carajás tem sido relacionada aos três eventos de granitogênese: (i) ca. 2,76 Ga (Galarza *et al.* 2003), (ii) ca. 2,57 Ga (Réquia

*et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008), e (iii) ca. 1,88 Ga (Pimentel *et al.* 2003). Esses eventos seriam responsáveis pelo estabelecimento de sistemas magmáticos-hidrotermais (Tallarico *et al.* 2005, Tavaza & Oliveira 2000, Réquia *et al.* 2003, Grainger *et al.* 2008) possibilitando a geração de fluidos em grande escala. No entanto, em Carajás, estudos de isótopos de boro (Xavier *et al.* 2006, 2008) fornecem evidências indiretas da participação da dissolução de evaporitos marinhos na evolução dos fluidos mineralizantes nos depósitos IOCG. Adicionalmente, isótopos de cloro, conteúdo de halógenos em inclusões fluidas e estudos de isótopos estáveis indicam participação de fluidos externamente derivados, isto é, sem componentes magmáticos no(s) sistema(s) hidrotermal(is) associados aos depósitos IOCG de Carajás (Chiaradia *et al.*, 2006; Monteiro *et al.*, 2008a<sup>†</sup> Xavier *et al.*, 2010).

# Capítulo 3 – O Depósito Alvo Bacuri

## 1. Contexto Geológico do Alvo Bacuri

A região do Alvo Bacuri é caracterizada por um sequência de eventos intrusivos com distintas profundidades de colocação resultando em batólitos, diques, lacólitos e *stocks* de unidades que incluem o Tonalito Bacaba (Moreto *et al.*, 2011), granitóides mesoarqueanos correlacionados ao Granito Serra Dourada (Feio *et al.* 2009), que é o litotipo predominante na região, intrusões máficas, pequenos corpos de subvulcânicas ácidas, representada por pórfiro riolítico, rochas metavulcânicas félsicas e diques de subvulcânicas ácidas tardios (quartzo-feldspato pórfiro) (**Fig. 2**).



UNICAMP

#### (a) Tonalito Bacaba

A unidade do Tonalito Bacaba (*ca.* 3,0 Ga, U-Pb zircão) corresponde a aproximadamente 40% da área total mapeada e representa a encaixante do Granito Serra Dourada.

Os litotipos dessa unidade apresentam cor cinza clara e textura fanerítica média, apresentando encraves máficos de até 50 cm deformados, que representam *boudins*. São rochas de composição granodiorítica a tonalítica compostas basicamente por plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio e feldspato potássico, com pirita subordinada. Há porções dessas rochas variavelmente enriquecidas em minerais máficos ígneos (biotita e anfibólio) (**Fig. 3**).

O Tonalito Bacaba apresenta porções isotrópicas, assim como porções levemente foliadas e com foliação bem desenvolvida com planos de baixo ângulo 194/25 e planos de alto ângulo 245/80, 112/70 e 130/70.

É comum a ocorrência de afloramentos intensamente hidrotermalizados caracterizados principalmente por escapolita em vênulas e veios bem destacados associados com intensa alteração potássica com biotita e silicificação subordinada.



Figura 3. (a) Tonalito Bacaba cortada por veio pegmatítico associado ao Granito Serra Dourada. (b) Tonalito Bacaba mostrando alteração potássica com biotita bem desenvolvida associada à escapolitização fissural. (c) Fácies típica do Tonalito Bacaba foliado. (d) Encrave máfico no Tonalito Bacaba. (e) Tonalito Bacaba com textura fanerítica média equigranular. (f) Tonalito Bacaba apresentando textura equigranular média com cristais de plagioclásio e minerais máficos (anfibólio e biotita).

#### (b) Granito Serra Dourada

O corpo granítico na região do Alvo Bacuri é correspondente ao Granito Serra Dourada definido por Feio *et al.* (2009) e datado em 2,860  $\pm$  22 Ma por Moreto *et al.* (2011). Regionalmente o corpo não se apresenta deformado em sua maior parte. No entanto em partes proximais à zonas de falha, o Granito Serra Dourada apresenta foliação milonítica e intensa alteração hidrotermal com biotita e escapolita. O Granito Serra Dourada corresponde a cerca de 40% de toda a área mapeada abrangendo uma grande região dos depósitos cupríferos Alvo Bacuri, Alvo Bacaba e Alvo Visconde. Ele é intrusivo no Tonalito Bacaba, sendo possível notar a presença de veios de composição granítica nessa unidade que variam de 10 até 50 cm de espessura, tanto com textura pegmatítica quanto com textura aplítica (**Fig. 4**).



Figura 4. (a) Granito Serra Dourada com textura fanerítica fina, uma fácie mais incomum. (b) Granito Serra Dourada com sua textura mais típica apresentando textura fanerítica média. (c) Granito Serra Dourada com textura fanerítica fina a média com maior presença de biotita ígnea. (d) Fácies pegmatítica do Granito Serra Dourada com cristais de quartzo e feldspato maiores que 2 cm. (e) Textura gráfica de interscrescimento de quartzo e feldspato em afloramentos do Granito Serra Dourada. (f) Granito Serra Dourada com alteração sódica formando cristais de albita e alteração potássica com feldspato potássico já bem mais desenvolvida.

A rocha é cinza clara a rósea, isotrópica, com textura fanerítica equigranular média a grossa apresentando cristais de feldspato potássico e quartzo que alcançam cerca de 1,5 cm. Há porções mais enriquecidas em biotita e porções sem biotita. É

comum a ocorrência local de textura gráfica nesse litotipo. Adicionalmente, algumas porções do Granito Serra Dourada apresentam fácies pegmatíticas.

Grande parte dos afloramentos apresenta-se alterado hidrotermalmente por escapolitização, alteração potássica com biotita, alteração sódica e alteração potássica com feldspato potássico.

#### (c) Unidade de Rochas Metaultramáficas

Rochas metaultramáficas ocorrem como *boudins* perfazendo cerca de 10% do total a área mapeada, ocorrendo em faixas proximais a zonas de cisalhamento. São rochas de cor esverdeada, de granulação muito fina, com xistosidade e com textura nematoblástica definida por cristais de anfibólio (tremolita). São representadas principalmente por tremolita-clorita-talco xistos, biotita-clorita-talco xistos, clorita-talco xistos (**Fig. 6 A-B**).

#### (d) Unidade das Rochas Metavulcânicas máficas

Ocorrem pequenas lentes de metabasalto e metandesitos alterados por alteração potássica por biotita e cloritização, representadas por rochas de coloração verde com textura fanerítica muito fina a afanítica. Quando intemperizadas apresentam cor vermelha intensa (**Fig. 6 C-D**).

#### (e) Unidade de Intrusões Máficas

Ocorrem principalmente como diques de até 20 metros de largura por 100 metros de extensão ao longo das direções NE e NW e como *stocks* (**Fig. 5 C**) cortando o Granito Serra Dourada e o Tonalito Bacaba, abrangendo cerca de 15% da área total mapeada. É comum entre as intrusões máficas, a presença de corpos fortemente magnéticos (**Fig. 5 B**).



Figura 5. (a) Olivina Diabásio com textura afanítica a fanerítica fina (b) Dique de diabásio com textura afanítica e forte magnetismo (c) Modo de ocorrência de dique de diabásio em grandes blocos. (d) Norito com textura fanerítica média mostrando claramente os cristais de plagioclásio como ripas.

Encontram-se diversas rochas máficas apresentando diferentes texturas macroscopicamente, nas quais boa parte apresentam magnetismo. As principais são caracterizadas por textura afanítica ou fanerítica muito fina, melanocráticas, intensamente alteradas por biotita e escapolita com presença signitificativa de magnetita; e rochas de textura semelhante, porém sem magnetita. Ambas assemelhamse muito texturalmente a um diabásio, muitas vezes sendo possível reconhecer ripas de plagioclásio. É comum a ocorrência de corpos de diabásio com cristais de olivina (**Fig. 5** A).

Ocorrem ainda corpos intrusivos (*stocks*) noríticos (Delinardo, 2011), gabróicos e dioríticos. Destacam-se por apresentar textura fanerítica fina a média características de cristalização em maior profundidade em relação aos diques de diabásio (**Fig. 5 D**).

#### (f) Unidade de Clorita Milonito

Clorita milonitos ocorrem somente na zona central do Alvo Bacuri acompanhando a Zona de Cisalhamento Bacuri.

A rocha é verde clara a verde escura, apresenta granulação fina, com mais de 90% de clorita em sua composição (cloritito) (**Fig. 6 E**), sendo comum a ocorrência de

cristais grossos de biotita hidrotermal de até 1 cm e cristais de quartzo hidrotermal de até 1,5 cm (**Fig. 6 F**). A rocha apresenta dois planos de foliação milonítica, um de médio ângulo (90/45, 80/45 e 65/40), que é interceptado por outro de alto ângulo (105/80, 218/70, 240/85 e 235/85).

Além do desenvolvimento de cloritização intensa, esse litotipo registra também zonas de intensa silicificação representada por veios de até 8 cm com cristais de quartzo.



Figura 6. (a) Afloramento mostrando lentes de rocha metaultramáfica com foliação de alto ângulo. (b) Rocha com aspecto sedoso, possivelmente um talco-xisto. (c)Rocha Metabásica com cor de intemperismo vermelha intensa. (d) Rocha metabásica menos intemperizada, sendo possível notar alguns cristais de anfibólio (e) Clorita Milonito com cor verde intensa e planos de foliação bem definido. (f) Clorita Milonito com silicificação já bem desenvolvida.

#### (g) Unidade do Pórfiro Riolítico

Pórfiros riolíticos ocorrem como pequenos corpos intrusivos subvulcânicos representados por lacólitos que não ultrapassam poucas dezenas de metros e apresentam contato intrusivo com o Granito Serra Dourada. São isótropos e caracterizam-se por apresentar cor cinza escura e textura porfirítica definida pela presença de cristais euedrais de quartzo azul (**Fig. 7** C) em uma matriz fanerítica fina rica em quartzo (**Fig. 7** D).

Algumas porções apresentam silicificação bem desenvolvida e alteração potássica com biotita incipiente.

#### (h) Unidade dos Diques de Quartzo-feldspato Pórfiro

Os diques de quartzo-feldspato pórfiro ocorrem como pequenos corpos intrusivos que cortam o Granito Serra Dourada e as Intrusões Máficas, evidenciando sua colocação relativamente tardia. Nota-se ainda que eles não apresentam nenhum padrão de alteração observado nos outros litotipos regionais, sendo sua textura ígnea preservada.

Caracterizam-se por apresentar coloração rósea e textura porfirítica caracterizada por fenocristais de feldspato potássico de até 4 mm (**Fig. 7 A**) e megacristais de quartzo de até 2 mm em meio a uma matriz afanítica a fanerítica fina (**Fig. 7 B**). Algumas porções exibem apenas fenocristais de feldspato potássico, sendo que o quartzo está presente apenas na matriz.

#### (i) Zonas de *stockwork*

São rochas marrom clara fortemente hidrotermalizadas mostrando um padrão de malha de veios de quartzo cortando a rocha. A rocha cortada pelos veios de quartzo apresenta alteração potássica e cloritização intensas, não sendo possível reconhecer texturas reliquiares do protólito.



Figura 7. (a) Bloco de Quartzo-Feldspato Pórfiro com textura porfirítica definida pelos cristais de feldspato potássico e textura afanítica na matriz. (b) Quartzo-Feldspato Pórfiro com megacristais de quartzo e feldspato potássico. (c) Pórfiro Riolítico mostrando megacristais euedrais de quartzo azul. (d) Textura típica do Pórfiro Riolítico em uma matriz muito fina (afanítica) e alguns megacristais de quartzo.

## 2. Caracterização da Zona de Cisalhamento Bacuri

A Zona de Cisalhamento Bacuri localiza-se na região central do Alvo Bacuri, afetando os litotipos presentes em sua zona proximal em cerca de 1,5 km de largura. Há dois planos de foliação milonítica bem caracterizados nessa região: 90/45, 80/45 e 65/40 como representativos do primeiro plano de médio ângulo; e 105/80, 218/70, 240/85, 235/85 como representantes do segundo plano de alto ângulo. A relação entre os dois planos é dada pelo truncamento (ou transposição) do primeiro plano de médio ângulo, associado a empurrões, pelo segundo plano com alto ângulo, possivelmente relacionado com transcorrência.

O que se observa nessa zona de cisalhamento é a presença de rochas intensamente hidrotermalizadas e deformadas mostrando planos de foliação milonítica, característicos de formação em regime dúctil. Associado a essa zona de cisalhamento ocorreu a intensa percolação de fluidos possibilitando uma grande interação fluido-rocha. Por este motivo, a Zona de Cisalhamento Bacuri é marcada por afloramentos de clorititos, que representam o produto de intensa alteração hidrotermal de protólitos vulcânicos.

## 3. Petrografia das Unidades Mapeadas

#### (a) Tonalito Bacaba

O Tonalito Bacaba apresenta cor cinza clara, com fácies mostrando textura fanerítica média equigranular (mais comum), assim como fácies com textura porfirítica definida por cristais de feldspato potássico. Quanto à deformação, há porções onde o Tonalita Bacaba apresenta-se isótropo ou variavelmente foliado. É composto por cristais de quartzo anédricos com extinção ondulante, cristais de plagioclásio com macla polissintética com 25 a 30% de molécula anortita (An<sub>30</sub>) classificado como oligoclásio, que apresenta deformação fraca a média exibida por fraturas, e cristais de feldspato potássico euédricos a subédricos (**Fig. 8 C-D**). Ocorrem ainda cristais de hornblenda com pleocroismo marrom a verde escuro, substituídos ao longo das bordas por cristais de hastingsita hidrotermais, com pleocroísmo bege a verde-azulado (**Fig. 8 B**). O Tonalito Bacaba apresenta tanto cristais de biotita ígneos, quanto cristais de biotita hidrotermal. Esses últimos substituem cristais de hastingsita.



Figura 8. (a) Fotomicrografia do Tonalito Bacaba mostrando um cristal de plagioclásio sendo alterado em seus planos de clivagem por escapolita. (b) Fotomicrografia do Tonalito Bacaba, evidenciando a substituição de cristais de hornblenda por cristais de hastingsita. (c) Tonalito Bacaba com textura média mostrando cristais de plagioclásio maior que 1 mm. (d) Fotomicrografia do Tonalito Bacaba mostrando sua composição típica: plagioclásio, quartzo e hornblenda. Abreviações: scp = escapolita, plg = plagioclásio, hbl = hornblenda, hs = hastingsita, qtz = quartzo.

A contagem modal indicou que amostras dessa unidade são constituídas por 28-32% de quartzo, 24 - 42% de plagioclásio e 27 - 48% de feldspato potássico (Delinardo, 2011), sendo classificados como monzogranitos de acordo com Streckeisen (1974) (**Fig. 10**).

Além da formação da hastingsita hidrotermal, o Tonalito Bacaba encontra-se substituído por também por escapolita fissural e seletiva dos feldspatos(**Fig. 8 A**) aproveitando planos de clivagem e fratura, além de alteração potássica com biotita de forma incipiente nas bordas dos cristais de feldspato.

#### (b) Granito Serra Dourada

A fácies mais típica do Granito Serra Dourada é representada por rocha com textura fanerítica média a grossa, equigranular, isotrópica. O Granito Serra Dourada é constituído por cristais de feldspato potássico de até 1,5 cm com macla em tartame ou sem macla além de cristais de plagioclásio de até 1 cm com geminação polissintética e cristais de quartzo de até 1 cm com extinção reta. Com exceção de alguns cristais com extinção ondulante de quartzo, os minerais não apresentam textura de desequilíbrio por deformação. É comum a ocorrência de muscovita, biotita e zircão como minerais acessórios. Notam-se ainda porções com intercrescimento de quartzo e feldspato resutando em textura mirmequítica e textura micrográfica (**Fig. 9 A-D**).



Figura 9. (a) Fotomicrografia do Granito Serra Dourada com microclínio no centro com macla em tartame. (b) Cristal de zircão, que ocorre como mineral acessório no Granito Sera Dourada. (c) Granito Serra Dourada já alterado por sericitização. (d) Granito Serra Dourada com textura fanerítica grossa mostrando cristais de quartzo e ortoclásio com quase 1 cm. Abreviações: qtz = quartzo, mrc = microclinio, zrc = zircão, ort = ortoclásio, ser = sericita, bt = biotita.

A contagem modal realizada para as amostras GMCL16, GMCL27, GMCL29 e GMCL36 permitiu avaliar a relação entre as três fases minerais principais. A amostra GMCL16 é composta por 43% de quartzo, 47% de feldspato potássico e 10% de plagioclásio; a amostra GMCL36 é composta por 36% de quartzo, 48% de feldspato potássico e 16% de plagioclásio; a amostra GMCL27 é composta por 35% de quartzo, 47% de feldspato potássico e 18% de plagioclásio; e amostra GMCL29 é composta por 31% de quartzo, 59% de feldspato potássico e 10% de plagioclásio. A proporção de feldspato potássico e plagioclásio nas amostras do Granito Serra Dourada o classifica como um sienogranito de acordo com Streckeisen (1974) (**Fig. 10**).

Assim como observado regionalmente, o Granito Serra Dourada apresenta porções cuja textura ígnea é totalmente preservada e porções com alteração hidrotermal incipiente até intensa. Caracteriza-se aqui a escapolitização, a alteração potássica por biotita, a alteração potássica com feldspato potássico e a alteração potássica com biotita



como os principais tipos de alteração hidrotermal desenvolvidos no Granito Serra Dourada.

Figura 10. Diagrama de Strckeisen mostrando a contagem modal de quatro amostras do Granito Serra Dourada e três amostras do Tonalito Bacaba, classificando-se respectivamente como sienogranitos e monzogranitos.

#### (c) Unidade das Intrusões Máficas

#### I. <u>Olivina Diabásio</u>

Um dos litotipos dessa unidade é caracterizado por uma rocha melanocrática, com textura porfirítica de cristais de piroxênio que atingem até 1 mm e mostram geminação simples e textura subofítica na matriz, típica de uma rocha de cristalização epizonal. Os cristais de piroxênio perfazem a maior parte da rocha (45%). Tanto os fenocristais de piroxênio quanto os cristais da matriz são incolores a verde claro com extinção inclinada e birrefringência de 1ª ordem. Análises por EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado a Microscópio Eletrônico de Varredura permitiram caracterizar o piroxênio como augita e pigeonita (**Fig. 11 C**), sendo que os fenocristais de plagioclásio nos interstícios dos cristais de clinopiroxênio caracterizando uma textura subofítica (**Fig. 11 A, B, D**). Os cristais de plagioclásio compõe cerca de 40% da rocha



apresentando geminação polissintética e periclina. Há ainda cristais de olivina (5%) euédricos fraturados e cristais euédricos de magnetita (10%).

Figura 11. (a) Fotomicrografia mostrando fenocristal de clinopiroxênio com macla carlsbad. (b) Fotomicrografia mostrando ripas de plagioclásio em meio aos cristais de clinopiroxênio e um cristal de olivina. (c) Imagens de elétrons retro-espalhados caracterizando o clinopiroxênio como augita. (d) Textura característica da rocha, mostrando ripas de plagioclásio em meio aos cristais de clinopiroxênio (textura subofítica). Abreviações: cpx = clinopiroxênio, plg = plagioclásio, ol = olivina.

#### II. <u>Diabásio</u>

Ocorrem também rochas muito semelhantes aos olivina diabásios acima citados, compostas por cristais de clinopiroxênio, plagioclásio em um arranjo de textura subofítica, além de hornblenda como produto da alteração do clinopiroxênio. No entanto, essas amostras não apresentam cristais de olivina e nem cristais de magnetita ígneos. Há alteração hidrotermal já bem desenvolvida neste litotipo, representada por escapolitização e alteração potássica por biotita.

III. <u>Norito</u>

A rocha é mesocrática, apresenta textura fanerítica média e subofítica, isotrópica. A composição destas rochas é representada por cristas subédricos a euédricos de plagioclásio com 40 a 45% de molécula anortita (An40) classificado como andesina,

cristais subédricos de enstatita (46%) com cristais de plagioclásio (45%) em seus interstícios. Ocorrem também alguns cristais subédricos de diopsídio (9%) (**Fig. 12 A**).

A rocha foi afetada por escapolitização seletiva dos cristais de plagioclásio (**Fig. 12 B**) apresentando quantidade significativa de magnetita e alteração potássica pervasiva representada por cristais de biotita desenvolvidos nas bordas do plagioclásio. É comum a substituição da enstatita por hornblenda e bordas de reação da hornblenda formando hastingsita.



Figura 12. (a) Fotomicrografia do Norito com sua textura subofítica característica, mostrando ripas de plagioclásio em meios aos cristais de enstatita. (b) Cristais de plagioclásio sendo substituídos por cristais de escapolita que aproveitam os planos de fratura.

#### (d) Pórfiro Riolítico

A rocha possui textura porfirítica definida por megacristais de quartzo azul em uma matriz fanerítica fina equigranular. A matriz da rocha é dominada por cristais de quartzo (50%) e feldspato potássico (10%) que não ultrapassam 0,5 mm, e mais raramente por biotita intersticial. Cerca de 40% da rocha é constituída por cristais azuis de quartzo euédricos bipiramidais com textura de corrosão (Sial, 1984). Cristais de zircão são comumente encontrados como minerais acessórios (**Fig. 13 A-B**).

Os fenocristais de quartzo e a matriz muito fina são típicas de rochas vulcânicas e subvulcânicas (Shelley, 1985) sendo diferenciadas pela proporção de feldspatos presente em sua composição. Neste caso, em que a rocha apresenta fenocristais de quartzo, a composição da rocha de acordo com Willians *et al.* (1985) é riolítica.



Figura 13. (a) Fotomicrografia do Pórfiro Riolítico mostrando megacristais de quartzo euedral em matriz quartzofeldspática. (b) Fotomicrografia do Pórfiro Riolítico com megacristal de quartzo com textura de corrosão (Sial, 1984). Abreviações: qtz = quartzo, fsp = feldspato, bt = biotita.

#### (e) Unidade dos Diques de Quartzo-Feldspato Pórfiro

A rocha apresenta textura porfirítica definida pela presença de cristais de quartzo e de feldspato potássico com matriz de granulação fanerítica muito fina a afanítica. Os megacristais perfazem cerca de 20% da amostra e são representados por cristais de quartzo (5%) subédricos de até 2 mm e por cristais de ortoclásio (15%) subédricos a euédricos de até 4 mm. A matriz é composta de quartzo e ortoclásio, que compõe os 75% da rocha. Cristais euédricos a subédricos de magnetita perfazem cerca de 5%.

Alteração sódica e alteração propilítica (clorita e epídoto) foram reconhecidas nos litotipos dessa unidade. A alteração sódica ocorre de forma incipiente e seletiva, e é representada por cristais de albita com textura *chess bord* típica desenvolvida a partir da alteração do ortoclásio ígneo, tanto nos megacristais como nos cristais da matriz. A alteração propilítica é incipiente e representada por cristais de clorita e epidoto desenvolvidos nas bordas dos cristais de ortoclásio.

#### 4. Caracterização das Rochas Hospedeiras

#### (a) Dacito Bacuri

O Dacito Bacuri representa o litotipo hospedeiro principal do minério cuprífero do depósito Bacuri, sendo que em superfície toda sua textura ígnea é obliterada pela alteração hidrotermal intensa. Apenas em algumas porções de amostras de testemunhos de sondagem as características ígneas desse litotipo são reconhecidas. Em sua maior parte a rocha apresenta-se intensamente cloritizada.

Quando menos hidrotermalizada, a rocha apresenta cor cinza, matriz fanerítica fina constituída por quartzo (> 50%), feldspato potássico (15%), plagioclásio (20%); e

megacristais de plagioclásio (15%) de até 3 mm subédricos a euédricos, que conferem textura porfirítica à rocha. Os megacristais de plagioclásio foram caracterizados com uso de MEV e EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) como plagioclásio sódico. Os megacristais de albita apresentam com textura de corrosão (Sial, 1984) e são, em sua maioria, fraturados. Cristais de biotita hidrotermal ocorrem principalmente nos intertícios da matriz, sendo mais concentrados localmente, conferindo uma cor cinza escura à rocha.

A textura da rocha é típica de uma rocha subvulcânica cuja colocação foi epizonal (Wernick, 2004), isto é, o magma se cristalizou muito próximo da superfície, porém ainda no interior da crosta. Desta forma, a cristalização foi um pouco mais lenta se comparada à de uma rocha vulcânica, sendo possível a formação de uma matriz fina visível a olho nu e de megacristais de feldspato. Logo, a composição modal da rocha apresentando os fenocristais de feldspato (e não de quartzo, como no Pórfiro Castanha, reconhecido no Depósito Castanha por Pestilho, 2011) permite classificá-la como um dacito, de acordo com Willians *et al.* (1985) (**Fig. 14 A-E**).

A rocha apresenta foliação milonítica definida principalmente pela orientação dos cristais de biotita e estiramento dos cristais de quartzo, que apresentam também extinção ondulante e formação de subgrãos.



Figura 14. (a) Fenocristal de albita em meio a uma matriz de quartzo com albita. (b) Fenocristal de albita em meio a uma matriz de quartzo com albita e alguns cristais hidrotermais de biotita.(c) Testemunho de sondagem do Dacito Bacuri em sua porção menos alterada, exibindo matriz quartzo-feldspática com cristais de biotita hidrotermal. (d) Fotomicrografia da textura típica do Dacito Bacuri, com textura porfirítica de cristais de albita.(e) Fotomicrografia da textura típica do Dacito Bacuri, com fenocristais de albita em matriz quartzofeldspática.

As porções mais preservadas da alteração hidrotermal já apresentam alteração potássica caracterizada por biotita de forma fissural evoluindo para porções com alteração hidrotermal mais forte, nas quais os megacristais de feldspato potássico desaparecem. Nessas porções, a alteração potássica com biotita se intensifica e a cloritização é incipiente, ocorrendo principalmente com estilo fissural e seletivamente substituindo a biotita. Nas amostras mais intensamente hidrotermalizadas, a textura ígnea já não é reconhecida e predominam porções cloritizadas e silicificadas da rocha.

#### (b) Granito Serra Dourada

Outro litotipo (hospedeiro da mineralização) caracterizado na área do Depósito Bacuri é uma rocha fanerítica média, de cor cinza a rosa clara, isotrópica de composição idêntica ao Granito Serra Dourada descrito por Feio *et al.* (2009) e Moreto *et al.* (2011), apresentando 35% de quartzo, 45% de feldspato potássico e 20% de plagioclásio, sendo classificada como um sienogranito de acordo com Streckeisen (1974). A rocha ainda preserva sua textura ígnea embora seja afetada por silicificação e alteração sódica (albitização) e alteração potássica (feldspato potássico) (**Fig. 15 A-B**).

Esse litotipo ocorre apenas em porções dos testemunhos de sondagem intercaladas com ao Dacito Bacuri. Além disso ele não exibe o padrão de alteração hidrotermal observado em toda a zona mineralizada: intensa cloritização associada a silicificação. Isso fica bem claro quando o Granito Serra Dourada é comparado com o outro litotipo hospedeiro, o Dacito Bacuri, que ocorre deformado e intensamente hidrotermalizado.



Figura 15. (a) Fotomicrografia do Granito Serra Dourada exibindo alteração sódica e alteração potássica por feldspato potássico. (b) Testemunho de sondagem mostrando o contato entre o Granito Serra Dourada e o Dacito Bacuri já apresentando uma cloritização bem desenvolvida.

#### (c) Intrusivas Máficas

É comum a ocorrência de corpos máficos cortando o Granito Serra Dourada nos testemunhos de sondagem do Alvo Bacuri. Esses corpos apresentam geralmente textura fanerítica fina a afanítica, são melanocráticos, assemelhando-se muito a um diabásio. Encontram-se fortemente hidrotermalizados por alteração potássica por biotita e escapolitização.

#### (d) Perfil Geológico Alvo Bacuri

Com base nas relações de contato em campo e nos dados obtidos a partir de testemunhos de sondagem do Alvo Bacuri foi possível definir os contatos dos litotipos e suas distribuições ao longo do Alvo Bacuri (**Fig. 16**).



Figura 16. Perfil esquemático dos litotipos do Alvo Bacuri. Modificado de Vale.

# Capítulo 4 – Sistema Hidrotermal do Alvo Bacuri

## 1. Caracterização dos tipos e estilos de alteração hidrotermal

O mapa de alteração hidrotermal do Alvo Bacuri sintetiza tanto as alterações hidrotermais distais quanto as proximais ao depósito.



#### (a) Alteração Hidrotermal Distal

Nas zonas mais distais do depósito Bacuri são reconhecidas rochas com textura ígnea mais preservada. Embora sejam observadas nas partes distais grande parte das alterações caracterizadas nos testemunhos de sondagem do Alvo Bacuri, as alterações distais ocorrem de forma menos intensa, principalmente aquelas relacionadas ao minério (cloritização, alteração potássica com feldspato potássico e silicificação), na maioria das vezes de forma fissural e seletiva.

Os estágios de alteração hidrotermal caracterizados nas zonas mais distais incluem:

#### I. <u>Alteração Sódica (albitização)</u>

É mais intensa nas porções mais a sul do Alvo Bacuri, principalmente no Granito Serra Dourada, formando muitas vezes rochas compostas somente de albita (albititos) (**Fig. 18 F**). No entanto, o que mais se observa é uma alteração incipiente e seletiva, que resulta na substituição do feldspato potássico ígneo por albita com textura tabuleiro de xadrez (*chess board*) (**Fig. 19 B**) ou ainda em alteração fissural, caracterizada pelo preenchimento de vênulas com albita hidrotermal, conferindo uma coloração branca a rósea clara à rocha. Nota-se que a alteração sódica é obliterada por alterações posteriores.

#### II. Silicificação

Ocorre principalmente de forma fissural em toda a região do Alvo Bacuri. No entanto, é difícil caracterizá-la como associada a apenas uma geração, uma vez que se observam-se veios e vênulas cortando e sendo cortadas por uma mesma alteração (por exemplo, a alteração potássica com biotita). Em zonas mais distais ao depósito, a presença da silicificação é menos intensa, estando associada na maioria das vezes com intensas zonas de alteração potássica com biotita juntamente com escapolitização.

#### III. Escapolitização

Ocorre de forma mais proeminente nas porções a norte do Alvo Bacuri, estando fortemente associada a zonas de alteração potássica com biotita. Nas porções onde a escapolitização é menos desenvolvida, os cristais de escapolita ocorrem nas bordas dos cristais ígneos de feldspato potássico e plagioclásio, de forma fissural e de forma seletiva substituindo os feldspatos tanto ao longo das bordas como aproveitando planos de clivagem e fratura (**Fig. 19 A, C, D, E**). A evolução da escapolitização forma rochas compostas basicamente por escapolita e biotita, obliterando totalmente feições reliquiares da rocha, especialmente do Granito Serra Dourada. Os cristais de escapolita são anédricos, com extinção ondulante e não ultrapassam os 2 mm. Nas zonas de intensa escapolitização há um forte magnetismo dado pela grande presença de cristais de magnetita, geralmente intercrescida com a escapolita nos planos onde esta ocorre mais intensamente (**Fig. 18 A, C, D**).



Figura 18. (a) Granito Serra Dourada com alteração hidrotermal bem desenvolvida representada por cristais de biotita e escapolita que ocorrem tanto de forma fissural quanto pervasiva. (b) Granito Serra Dourada com textura fanerítica média mostrando alteração potássica com feldspato potássico conferindo uma coloração rosa à rocha. (c) Plano no qual há o desenvolvimento de escapolitização (fissural). (d) Rocha com alteração hidrotermal intensa, representada por biotita e escapolita (fina, intercrescida com biotita, e grossa em veios) (e) Granito Serra Dourada mostrando alteração potássica com feldspato potássico (partes rosa) e cloritização (partes escuras). (f) Rocha composta por mais de 80% de albita, resultado da intensa alteração sódica do Granito Serra Dourada. Abreviações: bt = biotita, kfs = feldspato potássico, scp = escapolita, ab = albita.

#### IV. Formação de magnetita

É caracterizada uma primeira geração de magnetita que ocorre associada à escapolitização. É comum a magnetita se cristalizar nas bordas dos cristais de escapolita

ou mesmo como inclusões nos cristais de escapolita, ocorrendo no Granito Serra Dourada, no Tonalito Bacaba e nas Intrusões Máficas.

#### V. Alteração Potássica (por biotita)

A alteração potássica abrange uma grande área na região do Alvo Bacuri, alterando o Granito Serra Dourada, as Intrusões Máficas e o Pórfiro Riolítico, especialmente nas partes mais a norte do Alvo Bacuri. Um primeiro evento de alteração potássica com formação de biotita hidrotermal ocorre de forma menos intensa formando cristais de biotita que se cristalizam principalmente em vênulas e nos interstícios dos cristais dos minerais ígneos, especialmente quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Com a evolução da alteração hidrotermal, os cristais de biotita substituem todos os cristais dos litotipos alterados, obliterando qualquer feição reliquiar, associada à intensa escapolitização. Os cristais de biotita são pleocróicos com cor marrom claro a marrom escuro e não ultrapassam os 2 mm (**Fig. 18 A, D**).

#### VI. <u>Alteração Potássica (feldspato potássico)</u>

A alteração potássica com feldspato potássico representa um estágio posterior à alteração potássica com biotita, porém é comumente encontrado em afloramentos onde também ocorrem cristais hidrotermais de albita, ocorrendo preferencialmente em áreas ao sul do Alvo Bacuri, onde aflora o Granito Serra Dourada. Tal alteração confere à rocha aflorante uma coloração rósea a avermelhada, sendo caracterizada em seção delgada pela presença de cristais de feldspato turvos em luz natural com ausência de maclas, diferentemente dos feldspatos potássicos ígneos que são mais límpidos, apresentam macla em tartame e são cristais euédricos (**Fig. 18 B-E**).

#### VII. <u>Cloritização</u>

Nas partes mais distais ao Alvo Bacuri, a cloritização é pouco intensa ocorrendo de forma seletiva, substituindo os cristais ígneos e hidrotermais de biotita. Esse tipo de alteração ocorre principalmente nas partes mais centrais e a sul do Alvo Bacuri, restritamente no Granito Serra Dourada. A cloritização neste estágio é comumente encontrada em afloramentos que também apresentam alteração potássica com feldspato potássico.

A cloritização se intensifica em direção ao Alvo Bacuri (e, por consequência, da Zona de Cisalhamento Bacuri). A cloritização evolui tornando-se pervasiva até substituir todos os cristais ígneos das rochas e formar um cloritito, uma rocha composta basicamente de clorita.



Figura 19. Fotomicrografias de zonas de alteração hidrotermais distais ao Alvo Bacuri. (a) Fotomicrografia mostrando rocha composta basicamente de escapolita e biotita, em zonas de intensa alteração hidrotermal. (b) Formação de albita hidrotermal exibindo textura chess board (tabuleiro de xadrez). (c) Escapolitização seletiva aproveitando os planos de clivagem do plagioclásio. (d) Rocha intensamente hidrotermalizada por alteração potássica com biotita, escapolitização e silicificação.(e) Escapolitização incipiente ocorrendo como cristais de escapolita nas bordas e interstícios de cristais de feldspato. (f)Formação de cristais de hastingsita associada a escapolitização, sendo substituída por cristais de biotita hidrotermal. Abreviações: scp = escapolita, bt = biotita, ab = albita, qtz = quartzo, hs = hastingsita.

#### (b) Alteração Hidrotermal Proximal

A caracterização dos estágios e estilos de alteração hidrotermal proximais ao depósito Bacuri foram realizadas a partir da descrição de testemunhos de sondagem no Alvo Bacuri. Essas alterações encontram-se fortemente relacionadas à zona de cisalhamento ao longo da qual ocorre no Alvo Bacuri e a percolação de fluidos hidrotermais foi intensa. Em tais testemunhos de sondagem, texturas reliquiares de rocha (s) hospedeira (s) são de reconhecimento difícil, uma vez que a interação fluido-rocha nessa zona foi elevada, obliterando as feições originais da(s) rocha(s) hospedeira (s).

#### I. <u>Alteração Sódica (albitização)</u>

A albitização corresponde ao estágio inicial de alteração hidrotermal do Alvo Bacuri. É representada por coloração branca a rósea em amostras de testemunhos, principalmente em veios, ocorrendo de forma bem restrita. Os cristais hidrotermais de albita encontram-se dispersos na matriz da rocha diferenciando-se dos cristais ígneos pela textura tabuleiro de xadrez (*chess board*) ou mesmo por serem cristais maiores límpidos em contato reto com outras fases minerais hidrotermais. A albitização encontra-se comumente obliterada por alterações hidrotermais posteriores, sendo restrita a pequenas porções da rocha (**Fig. 22 D**).

## II. Silicificação

A silicificação é representada por cristais de quartzo subédricos de até 2 cm, tanto disseminados como confinados em veios (mais comum), fortemente deformados (estirados), apresentando extinção ondulante, formação de subgrãos e muitas vezes fitas de quartzo (*quartz ribbons*). A silicificação parece apresentar diversas gerações, cortando e sendo cortada por uma mesma alteração. Uma das gerações está associada à intensa cloritização e ao minério (**Fig. 22 C**).

Nota-se que a silicificação é mais intensa onde a rocha evidencia feições de intensa deformação dúctil, apresentando consequentemente os cristais de quartzo intensamente deformados (**Fig. 21 B-C**).

## III. Escapolitização

Escapolitização ocorre principalmente de forma fissural cortando produtos de estágios de alteração hidrotermal anteriores como a alteração potássica. Em veios, os cristais fibrosos ou prismáticos de escapolita alcançam até 1 mm, apresentando-se orientados segundo uma direção preferencial (**Fig. 20 A-B**).



Figura 20. (a) Testemunho de sondagem mostrando um veio de escapolita. (b) Fotomicrografia mostrando orientação dos cristais de escapolita. (c) Testemunho de sondagem tipico encontrado no Alvo Bacuri, exibindo padrões de alteração, tais como cloritização e alteração potássica com feldspato potássico associados à mineralização. (d) Fotomicrografia com cristais de calcopirita em uma massa de clorita e feldspato potássico. Abreviações: scp = escapolita, chl = clorita, kfs = feldspato potássico, cpy = calcopirita.

#### IV. Alteração Potássica (com biotita)

De forma geral, os cristais de biotita encontram-se disseminados pela rocha ocorrendo em cristais finos de até 0,5 mm com pleocroísmo variando de marrom claro a marrom escuro, muitas vezes distribuídos paralelamente à foliação. Com a evolução do sistema hidrotermal toda a biotita tende a ser substituída por clorita, formando polimorfos de clorita com hábito de biotita, adquirindo um pleocroísmo variando de verde claro a incolor. A biotita ocorre também em vênulas de até 2 mm onde a concentração de seus cristais é maior.

#### V. Alteração Potássica (com feldspato potássico)

A alteração potássica com feldspato potássico é, juntamente com a cloritização, a alteração proximal mais proeminente do Alvo Bacuri. Os cristais hidrotermais de feldspato potássico ocorrem disseminados na rocha hospedeira substituindo os cristais de feldspato ígneos, formando grandes cristais de cerca de 0,5 cm, com um aspecto turvo. Podem ocorrer também em veios e vênulas. Essa primeira geração de feldspato potássico confere à rocha uma coloração rósea escura (avermelhada), sendo melhor observada nas partes fissurais (**Fig. 21 A**).

Uma segunda geração de feldspato potássico encontra-se em paragênese com a calcopirita. Os cristais de feldspato potássico desta segunda geração encontram-se sempre (e somente) bordejando os cristais de calcopirita (**Fig. 22 E**) formando uma borda de aproximadamente 0,1 mm, mostrando uma textura muito límpida. Análises de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) ajudaram a caracterização dessa geração de feldspato potássico.

#### VI. Formação de magnetita

São definidas duas gerações de magnetita nas porções proximais ao Alvo Bacuri. A primeira geração é relacionada com a alteração potássica, ocorrendo como cristais subédricos a euédricos disseminados pela rocha e concordantes com a foliação, sendo muitas vezes encontrada em partes da rocha na qual a textura ígnea da rocha hospedeira é preservada. A segunda geração de magnetita associa-se com a mineralização, sendo encontrada em veios e vênulas juntamente com clorita e allanita associadas a pirita e calcopirita. Neste segundo caso, a magnetita é também muitas vezes encontrada como inclusões na calcopirita (**Fig. 22 B**).

#### VII. <u>Cloritização e Epidotização</u>

A cloritização é a alteração mais proeminente que ocorre nas rochas do Alvo Bacuri, sendo encontrada tanto em porções mais rasas como em profundidade, fortemente relacionada com a zona de cisalhamento. Concede uma coloração de tons verde ao Dacito Bacuri (rocha hospedeira), dependendo da quantidade de clorita. Encontram-se cristais subédricos de clorita de até 3 mm tanto em vênulas e veios como disseminado pela rocha; obliterando grande parte das alterações anteriores, tais como alteração potássica e alteração sódica (**Fig. 20 C - D**). Observam-se porções mais deformadas com presença de clorita mais estirada. Grande parte da biotita presente na rocha hospedeira é substituída por clorita, enquanto que o feldspato potássico é pouco alterado ficando associado com a cloritização como as duas alterações mais expressivas no Alvo Bacuri (**Fig. 21 D**).

A epidotização está relacionada com a intensa cloritização. São encontrados cristais de allanita e clinozoisita disseminados na rocha juntamente com cristais de clorita e de feldspato potássico. Ambos os minerais do grupo do epidoto apresentam-se em paragênese com a calcopirita, sendo muitas vezes encontrados como inclusões. Além disso a ocorrência de allanita pode ser fissural também, atingindo cristais de até 3 mm.



Figura 21. (a)Testemunho de sondagem com intensa zona de cloritização cortada por vênulas de feldspato potássico e quartzo, comumente encontradas no Alvo Bacuri. (b) Testemunho de sondagem com intensa silicificação cortada por zonas de intensa cloritização associadas a calcopirita. (c) Testemunho de sondagem com intensa alteração potássica com biotita cortada por veios de quartzo com calcopirita. (d) Testemunho de sondagem exibindo um litotipo típico do Alvo Bacuri, o cloritito, rocha constituída quase que em sua totalidade por cristais de clorita. Abreviações: qtz = quartzo, kfs = feldspato potássico, bt = biotita, chl = clorita, cpy = calcopirita.

#### VIII. Carbonatização (vênulas de carbonato)

Calcita ocorre em vênulas de cerca de 2 mm que cortam as zonas de alteração desenvolvidas em estágios prévios. No entanto, o que ocorre é apenas preenchimento dessas vênulas e não uma interação fluido-rocha, o que seria notada pela presença de halos de alteração proximais a vênula.

#### IX. Sericitização

Corresponde ao estágio de alteração hidrotermal tardio do Alvo Bacuri em relação a mineralização. É representada pela presença abundante de cristais de sericita alterando feldspato potássico e, mais subordinadamente, albita. Associa-se também a cristais grossos de muscovita que ocorrem principalmente em zonas de silicificação (**Fig. 22 F**).



Figura 22. Fotomicrografias de zonas proximais ao Alvo Bacuri. (a) Fotomicrografia mostrando intensa alteração potássica com biotita e escapolitização, observada também em zonas distais. (b) Cristais de feldspato potássico em paragênese com magnetita, ambos deformados. (c) Silicificação apresentando quartzo estirado com extinção ondulante e formação de subgrãos. (d) Alteração sódica representada por cristais de albita com textura tabuleiro de xadrez. (e) Calcopirita em paragênese com cristais de feldspato potássico límpidos ocorrendo como uma borda na calcopirita. (f) Cristais de feldspato fortemente alterados por sericita, associados cristais grossos de muscovita deformados, como evidenciado por kink bands. Abreviações: scp = escapolita, bt = biotita, mt = magnetita, kfs = feldspato potássico, qtz = quartzo, alb = albita, cpy = calcopirita, tur = turmalina, epi = epidoto, msc = muscovita, ser = sericita.

## 2. Caracterização da Mineralização Cuprífera

O minério cuprífero pode ocorrer de forma disseminada em zonas de intensa cloritização e alteração potássica com feldspato potássico, e em vênulas de feldspato potássico e veios de quartzo, nos quais ocorre o minério de mais ato teor (**Fig. 23 A-B**).



Figura 23. (a) Testemunho de sondagem mineralizado mostrando cloritização (e feldspato potássico) intensa em rocha cortada por vênulas de feldspato potássico associado a calcopirita. (b) Testemunho de sondagem mineralizado com calcopirita cortando zonas previamente silicificadas. Abreviações: qtz = quartzo, kfs = feldspato potássico, chl = clorita, cpy = calcopirita.

O mineral de minério de cobre do depósito Bacuri é representado unicamente pela calcopirita, que é encontrada nas porções com intensa cloritização e silicificação.

A presença do minério está relacionada com zonas de cisalhamento caracterizadas pela presença de foliação milonítica de alto ângulo (subverticais a verticais) nas quais a percolação de fluidos foi mais intensa. Nessas zonas, a(s) rocha(s) hospedeira(s) encontram-se intensamente cisalhadas e hidrotermalizadas. O que se observa em superfície é a presença de clorititos cortados por veios de quartzo concordantes à foliação. É comum a ocorrência de malaquita (Cu<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>(OH)) em superfície indicando um processo de enriquecimento supergênico a partir do depósito de calcopirita em subsuperfície.

Calcopirita ocorre em cristais anédricos de até 1 mm confinados a veios e vênulas ou disseminada pela rocha concordantemente à foliação associada com intensa alteração potássica com feldspato potássico (as duas gerações) e cloritização. É comum a ocorrência de cristais de calcopirita envolvidos por cristais de feldspato potássico com textura límpida (segunda geração). Neste caso, a calcopirita encontra-se em

paragênese com apatita, monazita, epidoto, allanita, clinozoisita, feldspato potássico, pirita e magnetita (**Fig. 24**).

Por outro lado, a calcopirita pode ocorrer também associada a veios de quartzo cortando o quartzo. O que se observa nas zonas mais hidrotermalizadas é um intensa silicificação, que corta produtos de estágios de alterações anteriores e associa-se a calcopirita nos veios. Além disso, caracterizou-se também a associação de cristais subédricos grossos de até 0,3 cm de apatita e magnetita como pequenas inclusões nos cristais de calcopirita.



Figura 24. (a) Fotomicrografia do minério, representado por cristais de calcopirita nos interstícios dos cristais de quartzo. (b) Intensa cloritização e alteração potássica com feldspato potássico associados a cristais de calcopirita. (c) Cristais de calcopirita em paragênese com pirita e magnetita. (d) Cristais de calcopirita em vênulas de feldspato potássico associada a cristais de allanita. Abreviações: qtz = quartzo, chl = clorita, cpy = calcopirita, kfs = feldspato potássico, py = pirita, mt = magnetita, all = allanita.

Melonita (NiTe<sub>2</sub>) e altaita (PbTe), galena e cheralita [CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>] são fases minerais acessórias importantes da mineralização, sendo todas encontradas como cristais inclusos em cristais de calcopirita e em cristais de apatita (inclusos em cristais de calcopirita), identificados apenas com uso de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (**Fig. 25**).



Figura 25. Imagens de elétrons retro-espalhados das amostras do Alvo Bacuri obtidas por microscópio eletrônico de varredura. (a) Cristal euédrico de apatita cataclasado cortado por fraturas preenchidas por calcopirita. (b) Cristal de apatita brechado, preenchido por clorita e calcopirita. (c) Cristais de calcopirita em meio à zona de alteração potássica com feldspato potássico com clinozoisita e allanita associadas. (d) Cristal subédrico de calcopirita em zona de alteração potássica com feldspato potássico e, subordinadamente, alteração sódica com albita. (e) Calcopirita envolta por uma borda de cristais límpidos de feldspato potássico sericitizados.. Abreviações: qtz = quartzo, chl = clorita, cpy = calcopirita, kfs = feldspato potássico, py = pirita, mt = magnetita, all = allanita, cli = clinozoisita, ap = apatita, ser = sericita.

#### 3. Evolução Paragenética do Alvo Bacuri

A evolução paragenética do Alvo Bacuri relativa aos sucessivos estágios de alteração hidrotermal e mineralização foi caracterizada por relações de campo, descrição detalhada de testemunhos de sondagem e evidências petrográficas. Intensa alteração potássica, cloritização e silicificação são as alterações hidrotermais mais proeminentes deste depósito, que são associadas ao desenvolvimento de zona de cisalhamento.

O estágio inicial de alteração hidrotermal do Alvo Bacuri é marcado pela alteração sódica com albita, que se concentra nos litotipos da porção sul do Alvo Bacuri, notadamente no Granito Serra Dourada. Neste caso, houve a substituição do feldspato potássico ígneo por albita, segundo a reação:

KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (feldspato potássico) + Na<sup>+</sup> = NaAlSiO<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (albita) + 2K<sup>+</sup> (eq. 1)

Ainda concomitante à esse primeiro estágio de alteração hidrotermal do Alvo Bacuri pode ser caracterizada um primeiro evento de silicificação pouco intensa.

O estágio seguinte à alteração sódica com formação de albita é caracterizado por intensa escapolitização associadas a zonas de alteração potássica, ambas distais ao depósito e principalmente desenvolvidas no Granito Serra Dourada e no Tonalito Bacaba, aflorante na porção norte do depósito.

A presença de escapolita sódica, marialita, no Alvo Bacuri é um indicador de um fluido hidrotermal com alta salinidade, o que teria facilitado o transporte de metais a partir de complexos cloretados. A escapolitização ocorre de forma fissural, ou seja, altera a rocha ao longo de fraturas, principalmente ao redor de vênulas ou veios de escapolita, passando a pervasiva em zonas mais intensamente alteradas (associada a uma primeira geração de magnetita distal ao depósito). Nessas zonas, substitui preferencialmente os feldspatos, tanto ígneos como hidrotermais, no caso da albita inicial, o que pode ser explicado pelas reações:

 $3NaAlSiO_3O_8$  (albita) +  $Na^+$  +  $Cl^-$  =  $Na_4[Al_3Si_9O_{24}]$ .Cl (marialita) (eq. 2)

3KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (feldspato potássico) + Na<sup>+</sup> + Cl<sup>-</sup> = Na<sub>4</sub>[Al<sub>3</sub>Si<sub>9</sub>O<sub>24</sub>].Cl (marialita) + K<sup>+</sup> (eq. 3)

Tanto a formação de albita hidrotermal como de escapolita a partir do feldspato potássico ígneo, podem resultar em aumento relativo da atividade de potássio no fluido, e favorecer estágios de alteração alteração potássica subsequentes.

O estágio de alteração com biotita associa-se à escapolitização principalmente no Granito Serra Dourada, sendo menos comum no Tonalito Bacaba. Nestes litotipos, a biotita, assim como a escapolita, ocorre de forma fissural em partes pouco alteradas e de forma pervasiva em porções mais alteradas substituindo preferencialmente os feldspatos:

2KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (feldspato potássico) +  $3Fe^{+2}$  2Mg<sup>+2</sup> + 2H<sub>2</sub>O = K<sub>2</sub>Mg<sub>3</sub>Fe<sub>3</sub>[Si<sub>6</sub>Al<sub>2</sub>O<sub>20</sub>](OH)<sub>4</sub> (biotita) (eq. 4)

 $2NaAlSi_{3}O_{8} (albita) + 3Fe^{+2} + Mg^{+2} + 2H_{2}O + 2K^{+} = K_{2}Mg_{3}Fe_{3}[Si_{6}Al_{2}O_{20}](OH)_{4} + 2Na^{+}(biotita)$ (eq. 5)

Posteriormente, ocorre a alteração potássica com formação de feldspato potássico que ocorre substituindo os cristais de plagioclásio ígneos e de albita hidrotermal anteriores:

#### $NaAlSiO_3O_8$ (albita) + 2K<sup>+</sup> = KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (feldspato potássico) + Na<sup>+</sup> (eq. 6)

Neste momento, ocorre também a formação de uma segunda geração de óxido de ferro, a magnetita. Pestilho (2008) propõe a deposição de magnetita a partir da redução de sulfatos e oxidação do Fe<sup>+2</sup> no fluido para o Alvo Castanha, o que pode também ocorrer no Alvo Bacuri, se for considerado que os dois depósitos teriam se formado a partir de um mesmo paleo-sistema hidrotermal:

$$FeCl_2 + 4H_2O + SO_4^{2-} = 2Fe_3O_4$$
 (magnetita) +  $6H^+ + H_2S_{(aq)} + 6Cl^- + 2e^-$  (eq. 7)

A reação proposta de formação da magnetita a partir do fluido hidrotermal é importante também para explicar a redução do enxofre, essencial para a formação do minério sulfetado.

A formação da clorita foi um processo mais tardio, como evidenciado por sua ocorrência substituindo minerais formados em estágios anteriores. A cloritização ocorre inicialmente de forma fissural e seletiva, susbtituindo preferencialmente a biotita.

# $2KMg_{3}Fe_{3}[Si_{6}Al_{2}O_{20}](OH)_{4} + 8H_{2}O + 2O_{2} = Fe_{6}Mg_{6}(Si_{6}Al_{2})O_{20}(OH)_{16} \ (clorita) + 2K^{+} \ (eq. 8)$

Quando bem desenvolvida, a cloritização é pervasiva na rocha, e resulta na formação de clorita juntamente com apatita, allanita, epidoto, monazita e uma terceira geração de magnetita, especialmente nas zonas proximais ao depósito.

A mineralização ocorre em paragênese com estes minerais sendo representada pela calcopirita, o mineral de minério, que ocorre principalmente em veios e vênulas relacionados à intensa alteração por feldspato potássico (2ª geração) e cloritização, bem

como ao longo da foliação da rocha. A mineralização pode ocorrer também de forma confinada em veios nos interstícios dos cristais hidrotermais de quartzo, isto é, os cristais de calcopirita ocorrem associados a um segundo evento de silicificação.

Pestilho (2008) sugere ainda para o Alvo Castanha que o transporte dos metais ocorreu devido às altas salinidades do fluido e a deposição foi favorecida pelo aumento da fugacidade de enxofre (alta atividade de H<sub>2</sub>S), consequência da deposição anterior de magnetita. Assim a deposição da calcopirita no Alvo Bacuri segue possivelmente o mesmo caminho:

 $CuCl_x^{1-x}_{(aq)} + FeCly_{y-2(aq)} + 2H_2S_{(aq)} = CuFeS_2 \ (calcopirita) + (x + y) \ Cl^{-} + 4H^+ \ (eq. 9)$ 

Estágios de alteração hidrotermal mais tardios são representados por intensa sericitização e por carbonatização fissural.

KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (feldspato potássico) +  $2H^+$  = KAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub> (sericita) +  $6SiO_2 + 2K^+$  (eq. 10)



Figura 26. Tabela representativa da evolução paragenética do Sistema Hidrotermal do Alvo Bacuri.

# Discussão

Na área do depósito cuprífero Alvo Bacuri ocorrem principalmente dois litotipos: o Granito Serra Dourada e o Dacito Bacuri. No entanto, o minério é hospedado apenas no Dacito Bacuri. Este litotipo em certas porções, observadas apenas em testemunhos de sondagem, preserva suas feições ígneas, tais como a textura porfirítica caracterizada pela presença de megacristais euhedrais de albita e matriz com textura fanerítica fina, típicas de uma rocha subvulcânica. Contudo, com o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Bacuri, o Dacito Bacuri foi intensamente hidrotermalizado e deformado, originando os Clorita Milonitos que foram caracterizados em superfície.

O estágio inicial de alteração hidrotermal do Alvo Bacuri é marcado por alteração sódica que ocorre de forma regional. Este primeiro estágio foi seguido por escapolitização, que foi ainda caracterizado por uma alta atividade de sódio no fluido, o que possibilitou a formação de escapolita sódica (marialita): (i) em veios e vênulas, nos quais a escapolita formou-se diretamente a partir do fluido hidrotermal; e (ii) a partir da substituição de minerais preexistentes, devido a mecanismos de interação fluido-rocha (difusão, dissolução e reprecipitação).

Como decorrência da precipitação de fases minerais ricas em sódio, a atividade de potássio no fluido aumentou. Zonas de alteração potássica com biotita e alteração potássica com feldspato potássico foram caracterizadas no Alvo Bacuri, sendo a primeira encontrada em litotipos nos quais houve intensa escapolitização e a segunda principalmente relacionada a zonas mais proximais ao Alvo Bacuri.

Intensas zonas de cloritização são proximais ao Alvo Bacuri, acompanhadas do desenvolvimento de estruturas dúcteis e seguidas de silicificação fissural intensa. A precipitação de calcopirita, o mineral de minério, foi tardia em relação à sucessão de estágios de alteração hidrotermal reconhecida no depósito, e iniciou-se juntamente com a formação feldspato potássico e intensificou-se com a cloritização e silicificação.

Estágio 1: Escapolitização



Estágio 2: Alteração Potássica por biotita + Alteração Potássica por feldspato potássico



 Legenda

 Escapolitização

 Alteração Potássica por biotita + Alteração Potássico por feldspato potássico

 Cloritização + Silicificação (Minério)

 Zona de Cisalhamento

Estágio 3: Cloritização + Silicificação (Formação do Minério)



Firuxa 27. Modelo esquemático do desenvolvimento do sistema hidrotermal proposto para o Alvo Bacuri. Somente as alterações principais observadas em zonas distais e zonas proximais são representadas.

A relação da evolução paragenética do Alvo Bacuri com os outros depósitos próximos, tais como Sossego, Alvo 118, Pedra Branca, Castanha e Bacaba, sugerem que todos esses depósitos representam diferentes porções de um mesmo paleo-sistema hidrotermal.

Especialmente em relação ao Alvo Bacaba, o depósito mais próximo ao Alvo Bacuri, a evolução paragenética caracterizada no Alvo Bacuri é muito similar. No Alvo Bacaba, segundo Augusto *et al.* (2008), os estágios de alteração hidrotermal incluem albitização, escapolitização, alteração potássica, formação de magnetita, cloritização, mineralização cuprífera e sericitização, de forma análoga ao caracterizado nesse estudo. No entanto, a alteração sódica é melhor desenvolvida no Alvo Bacaba, enquanto que no Albo Bacuri é incipiente. Quando comparado com o depósito IOCG de classe mundial Sossego, as diferenças são mais evidentes. O depósito Sossego, especialmente o Corpo Sequeirinho, mostra amplas zonas de intensa alteração sódica (albita) e sódica-cálcica com albita, actinolita, apatita e magnetita, que não foram observadas no Alvo Bacuri, visto que a alteração sódica é incipiente e a actinolita ausente.

O modelo teórico proposto para os sistemas hidrotermais IOCG propõe que alteração sódica-(cálcica) associa-se com níveis crustais mais profundos, alteração potássica e cloritização são típicas de níveis crustais intermediários a rasos, e silicificação e sericitização (alteração hidrolítica) a níveis crustais rasos (Hitzman, 1992) (**Fig. 28**). Assim, o Alvo Bacuri mostra uma evolução em que tanto a evolução de seu sistema hidrotermal quanto a precipitação do minério (que é tardia), fortemente associada a alteração potássica e cloritização ocorreu em um nível crustal médio, mais raso em relação ao Alvo Bacaba e ao depósito Sossego, em especial ao Corpo Sequeirinho.

No entanto, a presença de halos de escapolitização indica a circulação regional de fluidos mais quentes e mais salinos em relação aos fluidos associados à deposição do minério no depósito Sossego.



Figura 28. Perfil esquemática ilustrando zonas de alteração nos depósitos IOCG (Hitzman et al., 1992).

As estruturas dúcteis observadas próximas ao Alvo Bacuri atuaram como canais para os fluidos mineralizantes, sendo que próximos a estas estruturas a alteração hidrotermal se intensifica e em partes mais distais ocorrem halos de alteração. Estudos em escala regional indicam que falhas e zonas de cisalhamento estão associadas a intensas zonas de alteração hidrotermal na PMC, o que contribuiu para que esses fluidos interagissem com uma grande variedade de rochas em escala regional (Torresi, 2009).

## Conclusão

Os dados obtidos neste estudo mostram que o Alvo Bacuri apresenta características semelhantes à de outros depósitos IOCG caracterizados mundialmente (Willians *et al.* 2005; Hitzman, 2000), tais como: (i) minério de cobre associado a óxido de ferro (magnetita); (ii) enriquecimento em ETR, presentes na apatita, monazita e allanita; (ii) intensa alteração hidrotermal sódica, incluindo albitização e escapolitização, potássica e clorítica; (iii) forte controle estrutural.

A zona central do depósito é caracterizada pela presença de clorita milonitos (clorititos) que são produtos de intensa deformação e alteração hidrotermal da principal rocha hospedeira do Alvo Bacuri, o Dacito Bacuri. Isto só ocorreu devido à presença de uma zona de cisalhamento, que possibilitou a deformação da rocha e a intensa percolação de fluidos aumentando a interação fluido-rocha.

O Alvo Bacuri caracteriza-se por apresentar evidências de albitização inicial e incipiente, intensa escapolitização e alteração potássica por biotita, seguida por alteração potássica por feldspato potássico e formação de magnetita, cloritização, mineralização cuprífera, representada pela calcopirita, além de sericitização tardia.

O minério de cobre ocorre de forma disseminada associada com intensa cloritização e intensa alteração potássica por feldspato potássico, de forma confinada em vênulas com feldspato potássico, e em veios de quartzo com grande concentrações do minério. Este ocorre de forma tardia, precipitando-se inicialmente com a alteração potássica por feldspato potássico, mas intensificando-se na cloritização e posterior silicificação.

O Alvo Bacuri foi submetido a uma alteração regional sódica em suas porções mais distais, característica de formação em nível crustal profundo em sistemas IOCG. Por outro lado, as alterações que dominam toda a região do Alvo Bacuri e próximas ao minério mostram padrão típico de porções de níveis crustais rasos de sistemas IOCG, representados pela alteração potássica e cloritização, predominantes no Alvo Bacuri.

A evolução caracterizada no Alvo Bacuri evidencia: (i) circulação regional ao longo de falhas de fluidos hipersalinos e quentes que transportaram metais como complexos cloretados; (ii) intensa interação fluido-rocha resultando em litotipos fortemente modificados (clorititos); (iii) mecanismos de deposição do minério a partir da redução de sulfato presente no fluido, associado possivelmente com diluição e

decréscimo de temperatura do fluido mineralizante; (iv) possível evolução do sistema hidrotermal associada com a exumação progressiva do sistema, com deposição d minério em níveis relativamente rasos.

# **Referências Bibliográficas**

- Augusto R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Souza Filho C.R. 2008. Zonas de Alteração hidrotermal e paragêneses do minério cuprífero do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 263-277.
- Avelar VG, Lafon JM, Correia FC Jr, Macambira BEM (1999) O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. Rev Bras Geocienc 29:453–460
- Barros CEM, Macambira MJB, Barbey P, Scheller T (2004) Dados isotópicos Pb–Pb em zircão (evaporação) e Sm–Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. Rev Bras Geocienc 34:531–538
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronólogicos. *Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi*, 7:199-235.
- CPRM 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha SB.22 Araguaia 1:1.000.000.
- Dall'Agnol R, Oliveira MA, Almeida JAC, Althoff FJ, Leite AAS, Oliveira DC, Barros CEM (2006) Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazoniam Craton, Belém, Excursion Guide, pp 99–150
- Delinardo M.A.S. 2011. O dompinio de transição da Província Mineral de Carajás: contexto geológico e litoquímica das unidades hospedeiras de mineralizações cupro-auríferas. Trabalho de Conclusão e Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *In:* SBG, Congr. Brás. Geol., 35, *Anexo aos anais*, p. 11-54.
- Feio GRL, Dall'Agnol R, Soares JEB, Gomes ACB (2009) Geoquímica do magmatismo granitóide arqueano da região de Canaã dos Carajás. XI Simp. Geol Amazon, Manaus (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.
- Grainger CJ, Groves DI, Tallarico FHB, Fletcher IR (2008) Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. Ore Geol Rev 33:451–489.
- Haynes D.W. 2000. Iron oxide copper–(gold) deposits: their position in the ore deposit spectrum and modes of origin. In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide cooper-gold and related deposits: a global perspective Austral Miner Fund, Adelaide, pp 71–90
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *In:* SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 1, *Anais*, v 1, p. 100-110.
- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide–Cu–au deposits: what, where, when, and why. In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide cooper-gold and related deposits: a global perspective. Austral Miner Fund, Adelaide, pp 9–25.
- Huhn SRB, Souza CIJ, Albuquerque MC, Leal ED, Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito Cu-(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo-Carajás, PA. SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, pp 140– 143.
- Lindenmayer ZG, Teixeira JBG (1999) Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: Silva MG, Misi A (eds) Base metal deposits of Brazil. MME/CPRM/DNPM, Brasília, pp 33–43.
- Machado N, Lindenmayer DH, Krough TE, Lindenmayer ZG (1991) U–Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Res 49:1–26.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Hitzman M.W., Carvalho E.R., 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: 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 the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. Ore Geology Reviews, 34:317-336.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.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 Online First. DOI: 10.1007/s00126-011-0352-9
- Nogueira A.C.R. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 167p.
- Rigon JC, Munaro P, Santos LA, Nascimento JAS, Barreira CF. 2000. Alvo 118 copper–gold deposit – geology and mineralization, Serra dos Carajás, Para, Brazil. *In:* IUGS, International Geological Congress, 31 [CD-ROM]
- Pestilho A.L.S. 2008. Depósito de Cu-(Zn-Ni) do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA: Evolução Paragenética e dos Fluidos Mineralizantes. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 85p.
- Pidgeon RT, Macambira MJB, Lafon JM (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. Chem Geol 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. Miner Depos 38:727–738.
- 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 Amazon Craton Provinces based

on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

- Shelley, David. (1985) Optical Mineralogy. Second Edition. Elsevier Science Publisher Co. New York, USA. 321p.
- Sial, A.N. & McREATH, I 1984 Petrologia Ignea: Os fundamentos e as ferramentas de estudo. SBG/CNPq vol 1. 180p.
- Sousa F.D.S. 2007. Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará.
- Souza SRB, Macambira MJB, Sheller T (1996) Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Proceedings, pp 380–383
- Souza, L.H., Vieira, E.A.E., (2000). Salobo 3 Alpha deposit: geology and mineralisation. in Porter, T. M., ed., *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits A Global Perspective*, Austral Miner Fund, Adelaide, pp. 213-224.
- Tallarico FHB (2003) O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Ph. D. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Brazil. 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 Igarape 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.
- Torresi I (2009) Evolução química e isotópica dos fluidos associados à mineralização de Cu-Au do depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás (PA.) M.Sc. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Brazil, 80p.
- Vasquez LV, Rosa-Costa LR, Silva CG, Ricci PF, Barbosa JO, Klein EL, Lopes ES, Macambira EB, Chaves CL, Carvalho JM, Oliveira JG, Anjos GC, Silva HR (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 Organizadores, Vasquez ML, Rosa-Costa LT. 1:1.000.000. CPRM, Belém.

- 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.
- Winter C. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archaean ironformation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil. Tese de Doutorado, University of Southampton, 300p.
- Wernick, Eberhard . Rochas magmáticas: Conceitos Fundamentais e Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica.. 1. ed. São Paulo-SP: Editora UNESP, 2003. v. 1. 655 p.