

**PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
RECURSOS MINERAIS
SÉRIE METALOGENIA**

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

Editores:

Reinaldo Santana Correia de Brito
Maria da Glória da Silva
Raul Minas Kuyumjian

2010

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

República Federativa do Brasil

PRESIDENTE DA REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL

Luiz Inácio Lula da Silva

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA - MME

MINISTRO DE ESTADO

Márcio Pereira Zimmermann

SECRETÁRIO DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL - SGM

Cláudio Scliar

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

DIRETOR-PRESIDENTE

Agamenon Sergio Lucas Dantas

DIRETOR DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

Manoel Barretto da Rocha Neto

DIRETOR DE HIDROLOGIA E GESTÃO TERRITORIAL

José Ribeiro Mendes

DIRETOR DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS E DESENVOLVIMENTO

Fernando Pereira de Carvalho

DIRETOR DE ADMINISTRAÇÃO E FINANÇAS

Eduardo Santa Helena da Silva

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

Editores

Reinaldo Santana Correia de Brito

Maria da Glória da Silva

Raul Minas Kuyumjian

Brasília, 2010

Copyright 2010

Impresso no Brasil

Direitos exclusivos para esta edição: CPRM

Todos os direitos reservados. Nenhuma parte desta publicação poderá ser armazenada ou reproduzida por qualquer meio sem a autorização expressa por escrito da CPRM

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

EDITORES

Reinaldo Santana Correia de Brito
Maria da Glória da Silva
Raul Minas Kuyumjian

PROJETO GRÁFICO E EDITORAÇÃO ELETRÔNICA

Hardy Jost

REVISÃO

Os autores dos capítulos

REVISÃO FINAL

Hardy Jost

PUBLISHERS

Ernesto von Sperling
José Márcio Henriques Soares

Coordenação Editorial a cargo do
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação
Divisão de Marketing e Divulgação
Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

Brito, Reinaldo Santana Correia de.
Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao
Intemperismo / editores Reinaldo Santana Correia de Brito, Maria
da Glória da Silva [e] Raul Minas Kuyumjian. – Brasília : CPRM,
2010. 190 p. : il. ; 30 cm

ISBN 978-85-7499-095-8

1. Geologia econômica – Brasil. 2. Cobre – Brasil.
3. Metalogenia – Brasil . 4. Geoquímica. 5. Economia mineral –
Brasil. I. Silva, Maria da Glória da, Ed. II. Kuyumjian, Raul
Minas, Ed. III. Título.

CDD 553.430981

TIRAGEM

1.000 exemplares

APRESENTAÇÃO

O COBRE é um dos principais metais utilizados na indústria de base, cujas reservas mundiais concentram-se em quatro países: Chile, Peru, Estados Unidos e China.

Apenas recentemente, com a abertura da Mina do Sossego, em Carajás, o Brasil começou a migrar da posição de importador para exportador mundial desse produto.

Embora o balanço atual entre a produção e o consumo interno coloque o Brasil no seletivo grupo dos países autossuficientes, há que se considerar uma pressão futura na demanda desse metal, tendo em vista o crescimento acentuado de alguns setores, com destaque para a ampliação da infraestrutura energética e da construção civil. Nesse aspecto, urge que sejam implementadas ações que resultem não apenas na ampliação das reservas atualmente conhecidas como, também, na descoberta de novos depósitos econômicos do referido metal.

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM, ciente de sua missão de gerar e difundir o conhecimento geológico no país tomou a iniciativa de elaborar um trabalho de síntese a respeito dos processos metalogenéticos que atuaram na geração dos principais depósitos brasileiros de cobre.

Para alcançar tal objetivo, foram convidados profissionais com comprovado conhecimento e competência sobre o tema tanto da área acadêmica como dos setores público e privado.

Dados e informações foram exaustivamente coletados de periódicos e anais de congressos, dissertações de mestrado, teses de doutorado e, também, de relatórios internos de empresas de pesquisa e exploração mineral. Paralelamente, a CPRM incentivou e forneceu suporte para a aquisição de novos dados (de campo, petrográficos, geocronológicos, isotópicos, de química mineral, etc..) com o objetivo de adensar o volume de dados a serem trabalhados, capaz de levar a interpretações metalogenéticas mais elaboradas.

A publicação dessa obra certamente contribui para o aprofundamento do conhecimento sobre a natureza, tipologia e distribuição geográfica dos principais depósitos brasileiros, proporcionando um salto evolutivo na discussão a respeito dos guias e critérios que possam conduzir à descoberta de novos depósitos de cobre no País.

Manoel Barretto da Rocha Neto
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Serviço Geológico do Brasil-CPRM



SUMÁRIO

Capítulo I - PRINCIPAIS MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE NO BRASIL: ASPECTOS HISTÓRICOS, CONTEXTOS GEOLÓGICOS E IMPORTÂNCIA ECONÔMICA	9
<i>Hardy Jost, Maria da Glória da Silva, Hardy Jost, Raul Minas Kuyumjian & Reinaldo Santana Correia de Brito</i>	
Capítulo II - DEPÓSITOS DE ÓXIDOS DE Fe-Cu-Au DE CARAJÁS	15
<i>João Batista Guimarães Teixeira, Zara Gerhardt Lindenmayer & Maria da Glória da Silva</i>	
Capítulo III - DEPÓSITO DE COBRE-OURO PORFIRÍTICO CHAPADA, GOIÁS	49
<i>Raul Minas Kuyumjian, Claudinei Gouveia de Oliveira, Frederico Bedran Oliveira & Carlos Eduardo Paraízo Borges</i>	
Capítulo IV - DEPÓSITOS DE COBRE DO VALE DO RIO CURAÇÁ, BAHIA	71
<i>João Batista Guimarães Teixeira, Maria da Glória da Silva, Zara Gerhardt Lindenmayer, Luiz José Homem D'el-Rey Silva, Paulo Marcos Vasconcelos, Carlos Henrique Castro dos Reis & João Batista Freitas Andrade</i>	
Capítulo V - DEPÓSITO DE Ni-Cu-Co-Au-EGP DE FORTALEZA DE MINAS, MINAS GERAIS	97
<i>Sebastião Gomes de Carvalho & Thomas Lafayette Brenner</i>	
Capítulo VI - DEPÓSITO DE COBRE DE CABAÇAL, MATO GROSSO	127
<i>Francisco Egídio Cavalcante Pinho, Élzio da Silva Barboza & Carlos José Fernandes</i>	
Capítulo VII - DEPÓSITO DE COBRE VMS DE BOM JARDIM DE GOIÁS	147
<i>Hildor José Seer, Stella Bijos Guimarães, Márcia Abrão Moura & Aripínio Antônio Nilson</i>	
Capítulo VIII - DEPÓSITO DE COBRE DAS MINAS DO CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL	163
<i>João Angelo Toniolo, Marcus V. D. Remus & José Luiz Reischl</i>	
Capítulo IX - DEPÓSITOS DE COBRE E OURO EM REGOLITOS LATERÍTICOS NO BRASIL: CASOS DE CHAPADA (GO), IGARAPÉ BAHIA E SALOBO (CARAJÁS, PA)	189
<i>Claudio Gerheim Porto, Rosely A. Liguori Imbernon, Maria Cristina M. de Toledo, Ricardo O. Gallart Menezes, Juliano José de Souza & Carlos E. Paraizo Borges</i>	



CAPÍTULO I

PRINCIPAIS MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE NO BRASIL: ASPECTOS HISTÓRICOS, CONTEXTOS GEOLÓGICOS E IMPORTÂNCIA ECONÔMICA

**MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO**

I - PRINCIPAIS MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE NO BRASIL: ASPECTOS HISTÓRICOS, CONTEXTOS GEOLÓGICOS E IMPORTÂNCIA ECONÔMICA

HARDY JOST¹, MARIA DA GLÓRIA DA SILVA², RAUL MINAS KUYUMJIAN¹ & REINALDO SANTANA CORREIA DE BRITO³

1 - Universidade de Brasília. E-mail: hmc_jost@opendf.com.br, raulmk@unb.br

2 - Serviço Geológico do Brasil - CPRM. E-mail: gloria@rj.cprm.gov.br

3 - Serviço Geológico do Brasil - CPRM. E-mail: rbrito@df.cprm.gov.br

Abstract This chapter is an introduction to the book *Copper Deposit Models of Brazil*, edited by the Brazilian Geological Survey. The first discovery of copper occurrences in Brazil took place during the XIX century. After that, new deposits were discovered and today the country is the 16th world producer of the metal. During the last years a considerable improvement about the national territory geology took place that resulted in the better understanding of the known Copper deposit and the recognition of new favorable areas. In view to systematize Brazilian's Copper deposits under the support of the increase in knowledge and re-interpretation of mineralization processes, the best known deposits were considered as models (descriptive and genetic) to support exploration in similar geological environments. In this book, each model is described in separate chapters that contemplate the following deposits: 1 - Iron Oxide-Cu-Au (IOCG) of the Carajás Province; 2 - Cu-Au porphyry of Chapada, Central Brazil; 3 - Cu-Ni magmatic segregation deposits related to mafic-ultramafic differentiated intrusions Curaçá Valley Province; 4 - Ni-Cu deposits of Fortaleza de Minas (O-Toole) related to komatiites of the Morro do Ferro greenstone belt, Minas Gerais; 5 - Kuroko-type VMS deposits of Cabaçal, Mato Grosso State, and Bom jardim de Goiás, Goiás; and 6 - Cu-Au-Ag deposit hosted by conglomerate-sandstone clastic sequence of Camaquã Mines, State of Rio Grande do Sul. The book does not contemplate those deposits where Copper occurs as associate to Lead and Zinc in carbonate sequences. The last chapter discusses the influence of intertropical weathering on the Carajás and Chapada deposits. The most significant increase in Brazilian's Copper reserves took place between 1999 and 2000, by the definition of the Carajás Province reserves, but, in 2000, only the Caraíba deposit was under production. Until 2003 Brazil depended on significant Copper import, but the picture gradually inverted from 2004 on and after 2007 the internal production became larger than importation and the Carajás, Caraíba and Chapada may lead Brazil as a Copper self-sufficient and exporter.

Keywords: copper deposit models, Brazil, commercial balance

A descoberta das primeiras ocorrências de Cobre no Brasil datam do século XIX e ocorreu inicialmente no Ceará (Pedra Verde 1833), depois no Rio Grande do Sul (Camaquã 1865) e na Bahia (Caraíba 1874). Com o passar dos anos, novas jazidas foram encontradas e hoje o País é o décimo sexto maior produtor mundial de minério de Cobre e, em 2008, a produção foi estimada em 210.000 ton de metal. O Chile é o maior produtor mundial com 36% do total, seguido por EUA (8%), Peru (7,6%) e China (6%). As principais empresas produtoras no Brasil são a Vale (60%), Mineração Maracá (Yamana) (25%), Mineração Caraíba (13%). Outras perfazem 2%. Os principais Estados produtores são o Pará (60%), a Bahia (20%) e Goiás (20%).

A primeira síntese sobre depósitos de Cobre no Brasil foi produzida por Silvio Fróes de Abreu, em 1973, no livro *Recursos Minerais do Brasil* (volume 2) da Editora Blücher (USP). Naquela obra o autor faz um breve relato sobre as principais ocorrências

de Cobre conhecidas no Brasil à época e uma descrição sucinta dos depósitos dos municípios de Pícuí (Paraíba), Jaguarari (Bahia) e Caçapava do Sul (Rio Grande do Sul). Nova obra surge ao final década de 1980, quando o Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, sob a coordenação de Schobbenhaus & Silva Filho publicou uma série intitulada *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. O volume III dessa série, publicado em 1988, trata dos depósitos de Metais Básicos não Ferrosos e Alumínio, com descrição de alguns depósitos de Cobre brasileiros. Após o final de 1990 nenhuma obra especificamente dedicada aos depósitos de Cobre do Brasil foi produzida, exceto a de Dardenne & Schobbenhaus (2001), na qual todos os depósitos de Cobre são abordados num contexto maior de discussão dos traços mais marcantes da metalogenia do Brasil.

Nos últimos 8 anos houve uma melhoria significativa do grau de conhecimento das características geológicas do território nacional, em decorrência da

aquisição de novos dados aerogeofísicos de alta resolução e da realização de trabalhos sistemáticos de cartografia geológica em diferentes áreas do país. Isto permitiu a melhor compreensão dos depósitos de Cobre conhecidos e o reconhecimento de áreas de favorabilidade para a presença de novos depósitos. Tomando como espelho os resultados de estudos modernos que conduziram à reinterpretação dos processos envolvidos na formação de depósitos minerais em outros continentes, nasceu a proposta e o estímulo para realizar esta obra, a qual visa apresentar uma síntese atualizada do conhecimento sobre depósitos de Cobre conhecidos no Brasil, com o fulcro em depósitos modelos e apresentados em capítulos independentes. Cada capítulo descreve um depósito modelo sob os prismas do histórico da descoberta, das reservas, das principais feições geológicas do depósito, suas relações com as rochas encaixantes, interpretação genética e critérios prospectivos, que visam subsidiar trabalhos futuros de pesquisa em regiões com ambiente e processos geológicos semelhantes.

No que tange a informação acessível, os exemplos são direcionados para depósitos economicamente exploráveis, pois é neles que estão expostos os argumentos que alimentam o conhecimento sobre o ambiente geológico e as características que permitem interpretar os processos de mineralização. A opção por depósitos modelo apoiou-se no avanço que ocorreu nos últimos anos sobre o entendimento dos respectivos atributos empíricos (descritivos) e teóricos (genéticos) dos depósitos melhor conhecidos por equipes de autores mais familiarizados com cada depósito e proporcionar informações direcionadas para a exploração e avaliação do potencial mineral de outras regiões. A não inclusão de outros depósitos de Cobre que ocorrem no território nacional deriva da insuficiência na definição do seu contexto metalogenético. Também não foram considerados os depósitos nos quais o Cobre participa como associado a Pb e Zn em seqüências calcárias.

Assim, na atualidade, os principais depósitos minerais de Cobre brasileiros incluem os seguintes modelos, em ordem decrescente de volume:

1 - Depósitos do tipo Óxido de Fe-Cu-Au (IOCG) Depósitos desta categoria são considerados como a expressão metassomática de eventos de alteração de larga escala crustal relacionada com intrusões e passaram a ser tipologia distinta a partir dos depósitos gigantes de Olympic Dam, Austrália. Sua formação é atribuída a um evento termal relacio-

onado a metamorfismo de baixo a médio grau e intrusões máficas e/ou granitos do tipo I ou A distais, em contextos estratigráficos com abundância de BIF. Se manifestam por sistemas de alteração cálcio sódica com expressão de dezenas a centenas de quilômetros quadrados, controlados por estruturas crustais de grande escala. Até o presente, depósitos desta categoria no Brasil são reconhecidos apenas na Província Carajás (**Teixeira et al., neste livro, capítulo II**), onde são representados pelos depósitos de Salobo, Sossego, Cristalino e Igarapé Bahia Alvão e outros menores como Gameleira, Estrela, Breves, Alvo GT 46 (Igarapé Cinzento), Águas Claras e Alvo 118, em Carajás, e Serrote da Lage, em Sergipe.

2 - Depósitos de cobre-pórfiro resultam da concentração de sulfetos de Cobre, com possibilidade de Mo e Au como co produtos, a partir de soluções hidrotermais em posição apical de intrusões dioríticas e granodioríticas. Estes depósitos são responsáveis por cerca de 60% do suprimento mundial no metal e os principais produtores situam-se notadamente no Chile, no sudoeste dos Estados Unidos e no oeste do Canadá. Até o momento, o único depósito conhecido desta categoria é o de Chapada (**Kuyumjian et al., capítulo III**), localizado no Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás, na forma de magnetita biotita gnaisse e muscovita biotita xistos derivados de protólito intrusivo cálcio alcalino félsico a intermediário deformado e circundado por rochas metavulcano sedimentares, em típica associação de ambiente de arco vulcânico.

3 - Depósitos de segregação magmática depósitos desta categoria ocorrem associados a rochas máfico ultramáficas e se formam por imiscibilidade de líquidos durante a diferenciação magmática. Este processo envolve a geração de um líquido sulfetado, formado por assimilação de enxofre das encaixantes, o qual se desmistura do líquido silicatado. Depósitos desta natureza incluem algumas das maiores reservas mundiais de Cobre e onde o metal é, em geral, extraído como subproduto, ou co produto de Ni-Co-EGP. Dois subtipos de depósitos de segregação magmática são conhecidos:

Depósitos associados a intrusões comportam três subtipos. Um consiste de depósitos associados com intrusões de rochas máficas e ultramáficas e comporta pelo menos três tipos distintos, em função da composição e ambiente da intrusão: (i) mineralização disseminada em dunitos alojados ao longo de contatos entre rochas sedimentares e vulcânicas de

greenstone belts, onde podem acompanhar depósitos de Ni sulfetado em komatiitos, como exemplificam os depósitos de Agnew (Perseverance) e Mt Keith, na Austrália; (ii) depósitos associados a intrusões rasas picríticas em derrames de basaltos continentais, como os de Noril'sk, Rússia; e (iii) mineralização maciça e disseminada das porções baixas de intrusões acamadadas de grande porte de ambiente de *rift* e que, no seu percurso interceptaram folhelhos, evaporitos ou qualquer outro litótipo capaz de fornecer Enxôfre contaminante, como o Complexo de Duluth, nos Estados Unidos.

Modelos de depósitos brasileiros, provavelmente semelhantes aos de Duluth, compreendem os do Vale do Curaçá, na Bahia (Teixeira *et al.*, capítulo IV), os quais aparentemente têm um estágio magmático representado por mineralização disseminada em piroxênio e norito, e um segundo estágio inequivocamente hidrotermal, do tipo Fe Cu Au, com mineralização disseminada em glimerito. Até o momento, são conhecidos apenas dois distritos adicionais com mineralização semelhante em intrusões máfico ultramáficas, quais sejam, a de Americano do Brasil (Americano do Brasil, Mangabal I e Mangabal II), em Goiás e o Complexo de Canindé do São Francisco, em Sergipe.

Depósitos associados a komatiitos São típicos de *greenstone belts* do Arqueano e do Paleoproterozóico, onde ocorrem como sulfeto maciço e disseminado ao longo da base das fácies de canais de escoamento de derrames komatiíticos com intercalações de rochas sedimentares capazes de fornecer o enxôfre contaminante. Exemplos clássicos desta categoria compreendem os de Kambalda, Austrália. No Brasil, conhece-se apenas um depósito, esgotado, de Cu Ni em komatiitos e que compreende o de Fortaleza de Minas (Carvalho & Brenner, capítulo V), no *greenstone belt* Morro do Ferro, em Minas Gerais, e uma ocorrência, a de Bela Vista, no *greenstone belt* de Crixás, Goiás.

4 - Os depósitos vulcanogênicos - VMS - Resultam da precipitação química de metais e outros elementos a partir de exalações vulcânicas. Cerca de 15% das reservas mundiais de cobre ocorrem em jazidas vulcanogênicas e são explorados para Cobre, Chumbo e Zinco, com Ouro e Prata como subprodutos. Depósitos desta categoria compreendem três subtipos, isto é, Kuroko, Chipre e Beshi. Dentre estes, se tem conhecimento de ocorrência em território brasileiro apenas do tipo Kuroko e, até o presente, não há registro dos demais.

Depósitos do **Sub-tipo Kuroko** consistem de sulfeto maciço associado a rochas piroclásticas e domos félsicos a intermediários e sedimentos associados, em particular folhelhos ricos em matéria orgânica, de ambiente de arco de ilhas e *greenstone belts*. Distribuem-se do Arqueano ao Terciário. Em alguns casos, o sulfeto maciço está sobreposto a uma zona de *stockwork* com sulfetos disseminados, em meio a zonas de alteração hidrotermal contemporâneas com o depósito. Economicamente, são explorados principalmente para cobre, chumbo e zinco, tendo como subproduto o ouro e a prata. Depósitos desta categoria no Brasil compreendem os de Cabaçal, no Mato Grosso, (Pinho *et al.*, capítulo VI) e de Bom Jardim de Goiás, Goiás (Seer & *et al.*, capítulo VII). O primeiro, com estrutura completa, mas exaurido, consiste de lentes de sulfeto maciço acompanhado de mineralização em *stockwork* do sistema alimentador hospedados na transição entre rochas metavulcânicas félsicas e unidades tufáceas. O segundo se manifesta apenas como *stockwork* do conduto exalativo alojado em metapiroclásticas da cícticas/riodacíticas a andesíticas do Arco Magma-tico de Arenópolis, na Faixa Brasília. Ocorrências brasileiras semelhantes compreendem as de Palmeirópolis (Goiás) e várias da Bahia, Ceará, Pará e Rio Grande do Sul.

Em contraste, o **Sub-tipo Chipre** consiste de sulfeto maciço associado a rochas da porção vulcânica máfica de ofiolitos derivados de zonas de rift axial de cadeias mesoceânicas ou de back arc. O **Sub-tipo Beshi**, por sua vez, consiste em sulfetos maciços intercalados em rochas sedimentares terrígenas laminadas, brechas, tufos basálticos a andesíticos, BIFs e chert vermelho, de ambiente tectônico incerto. Tudo indica que o ambiente seja do tipo bacia de intra arco falhada, bacia de *back arc*, ou mesmo zona de acreção sob sedimentos terrígenos de talude continental.

5 - Depósitos em séries sedimentares detriticas estão relacionados com espessas seqüências sedimentares e podem ser do tipo *Red Bed*, de ocorrência em sucessões de conglomerados e arenitos arcoseanos de ambientes continentais ou transitórios, e do tipo *Kupferschiefer*, associado a camadas de folhelhos lagunares e marinhos. No Brasil, exemplos de depósitos de cobre associados a seqüências de conglomerados e arenitos arcoseanos (tipo *Red Bed*) compreendem os do Distrito de Camaquã (Tonio *et al.*, capítulo VIII), no Rio Grande do Sul. Prováveis depósitos do tipo *Kupferschiefer* compre-

endem as ocorrências de Pedra Verde, São Julião e Aurora, no Nordeste, e o de Terra Preta, no Mato Grosso.

Além das cinco tipologias de depósitos de Cobre descritas nesta obra, o metal é também explorado, em menor escala de (1) veios de quartzo, siderita e outros carbonatos, em geral pequenos, com enargita, calcosina, calcopirita e bornita, mas que, no Brasil se conhecem apenas ocorrências; (2) depósitos em escarnitos, formados por metamorfismo e metassomatismo de contato de granitos sobre seqüências com rochas carbonáticas e, no Brasil, são ainda desconhecidos e (3) cobre nativo em basaltos continentais, raros e que, no Brasil, há apenas ocorrências sem importância econômica nos basaltos da Baía do Paraná, no Rio Grande do Sul.

Tendo em vista que a obra tem por finalidade não apenas divulgar o conhecimento, mas subsidiar a exploração mineral, seu conteúdo não seria completo se não incluísse os efeitos de flutuações climáticas intropicais quentes e úmidas que afetaram o território nacional desde o início do Terciário. Em vista disso, a obra também inclui um capítulo dedicado aos efeitos do intemperismo sobre alguns dos depósitos melhor conhecidos (**Porto et al., capítulo IX**).

O elenco de depósitos descritos nesta obra revela, também, traços interessantes do histórico da produção de Cobre no Brasil. Assim, a primeira mina a entrar em operação foi a de Camaquã, onde a atividade inciou em 1888 e perdurou até 1996, quando foi destivada. Camaquã foi a principal fonte de Cobre até 1986, quando ingressou a produção de Carajás, seguido de Cabaçal em 1987 que encerrou as atividades em 1991. Entre 1990 e 1992, houve acrés

cimo de reservas pela inclusão do depósito de Serrote da Lage, em Alagoas. Novo incremento de reservas ocorreu em 1999 com a reavaliação do depósito de Chapada, que entrou em operação em 2006. Significativo aumento de reserva ocorreu entre 1999 e 2000, com o aprofundamento das pesquisas e conseqüente maior definição das reservas de Carajás, mas, em 2000, apenas o depósito de Carajás estava em exploração.

Das reservas totais de minério de cobre determinadas em 2000 pelo Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, 75,2% foram medidas, 10,7% indicadas e 14,1% inferidas, distribuídas entre os Estados do Pará (64,5%), Goiás (20,1%), Alagoas (4,5%), Bahia (4,2%), Ceará (3,4%), Mato Grosso do Sul (2,2%), Minas Gerais (0,2%) e Mato Grosso, considerados todos os tipos de depósitos, inclusive os em rochas calcárias do Paraná.

A balança comercial do minério de Cobre mostra que até 2003 o Brasil dependia de significativa importação de Cobre, quadro este que passou a se inverter gradualmente a partir de 2004 e, de 2007 em diante, a produção interna superou as importações e os depósitos de Carajás, Carajás e Chapada poderão tornar o Brasil autosuficiente e exportador do metal.

Referências

- Schobenhau C. & Silva Coelho C.E. 1988. *Principais depósitos minerais do Brasil - Metais básicos não-ferrosos, Ouro e Alumínio*. Departamento Nacional da Produção Mineral & Companhia Vale do Rio Doce, Vol. 3, 670 p.
- Dardenne M.A. & Schobenhau C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Editora da Universidade de Brasília, 392 p.
- Fróes de Abreu, S.1973 *Recursos minerais do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo, Vol. 2, 2ª ed., 320 p.

CAPÍTULO II

DEPÓSITOS DE ÓXIDOS DE FERRO-COBRE-OURO DE CARAJÁS

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

II - DEPÓSITOS DE ÓXIDOS DE FERRO-COBRE-OURO DE CARAJÁS

JOÃO BATISTA GUIMARÃES TEIXEIRA¹, ZARA GERHARDT LINDENMAYER²
& MARIA DA GLÓRIA DA SILVA^{1,3}

¹Grupo de Metalogênese, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Universidade Federal da Bahia, Campus Universitário de Ondina, Salvador, Bahia, 40170-290.

²Consultora Independente. Email: zaragerhardt@gmail.com.

³Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Av. Ulysses Guimarães, 2862, Sussuarana, Centro Administrativo da Bahia, Salvador, Bahia, 41213-000.

Abstract The iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits of Carajás, Pará State, Brazil, make up a variety of Archean-Paleoproterozoic mineralizations never before described in the same region. At one side are the Salobo-type deposits, which can be considered classic IOCGs. At the other end of the spectrum are the Breves, Estrela, Águas Claras and Alvo 118 deposits, which register successive processes of hydrothermal alteration, representing a continuum from IOCG into Li-Be-Sn-W greisen deposits. Resources of all these IOCG deposits together are estimated at 2,500Mt @ 1% Cu and 0.5gAu/t. The main metalotects that seem to lead to the concentration of metals include reactivated splays of regional shear zones, which cut reactive, mafic to intermediate rocks, besides granitic intrusions, which acted as the fluid source, and impermeable units that constituted barriers to magmatic hydrothermal mineralizing fluids. Sulfur concentration increases along with the increased ratio of felsic to mafic rocks. The tectonic history of the Carajás Province involves an Archean phase of convergence, followed by a Paleoproterozoic mantle plume. Subduction occurred beneath the southern edge of the high grade Xingu Complex between 2.76 and 2.74Ga. The passive margin was at the northern boundary of the Rio Maria granite-greenstone terrain. In the Paleoproterozoic, the high grade and low grade collision terrains were invaded by granitic plutons. The anorogenic granites of Carajás were placed at shallow crustal levels during extensional tectonic regime in response to an important activity of mantle plume, which resulted in widespread continental volcanism in the Amazon Craton within the 1.88–1.76Ga interval. Isotopic ages and compositions for several of these IOCG ores confirm a secular variation of the regional alteration style, in which magmatic fluids initially oxidizing and alkaline in the deep and hot deposits, have evolved into acidic and reductant fluids in the shallow, hybrid deposits. In summary, the terrains of the Carajás Province are recognized as the result of the juxtaposition of a paleoproterozoic mantle plume with an Archean, Andean-type volcanoplutonic arch. Hydrothermal processes that occurred associated with phases of tectonic reactivation and granitogenesis in these terrains, are responsible for the various styles of IOCG mineralizations, which ultimately are part of the process of crustal recycling that occurs in the region since the Neoproterozoic.

Keywords: Iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits; Metallogeny; Serra de Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás hospeda pelo menos quatro depósitos de óxidos de ferro cobre ouro (OFCO) de classe mundial, denominados Salobo, Sossego, Cristalino e Igarapé Bahia Alemão, além de outros menores, como por exemplo, os depósitos Gameleira, Estrela, Breves, Alvo GT 46 (Igarapé Cinzento), Águas Claras e Alvo 118. Os recursos do conjunto de todos os depósitos de OFCO na província são estimados em 2500Mt @ 1% Cu e 0,5gAu/t.

Os depósitos de OFCO de Carajás ocorrem no setor sudeste do Cráton Amazônico, dentro de um cinturão de rochas arqueanas, composto por vul-

cânicas máficas e félsicas, intercaladas com formação ferrífera bandada (Docegeo 1988).

Interpretações quanto à origem dos depósitos de OFCO de Carajás variaram muito nos últimos 30 anos, incluindo os seguintes modelos (i) singenético exalativo vulcanossedimentar, baseado na estreita associação entre os sulfetos de cobre e magnetita, juntamente com silicatos ricos em ferro (Hutchinson 1979, Lindenmayer 1981, Farias 1981, Farias & Saueressig 1982, Vieira *et al.* 1988, Galarza *et al.* 2001); (ii) cobre singenético associado a Au Mo U F ETR epigenético (Lindenmayer & Fyfe 1994); (iii) óxido de Fe Cu Au U ETR (Huhn & Nascimento 1997, Tallarico *et al.* 1998, 2000, Réquia *et al.* 2003); (iv) cobre pórfiro ou modelo

Olympic Dam (Lindenmayer 1998, Lindenmayer & Teixeira 1999); (v) tipo Besshi (Almada & Villas 1999); e (vi) tipo híbrido, singenético exalativo associado a óxidos de Fe U ETR da classe OFCO (Dreher 2004). Tipos híbridos característicos, incluindo cobre pórfiro associado a cúpulas graníticas e óxido de Fe (Cu Au) foram identificados, respectivamente, nos depósitos Breves e Estrela por Botelho *et al.* (2004) e Lindenmayer *et al.* (2005).

A maior parte das jazidas está relacionada com granitóides que foram colocados em três episódios distintos: o primeiro, no Neoarqueano (2,7Ga), o segundo do Neoarqueano ao Paleoproterozóico ($\pm 2,5$ Ga) e o terceiro no Paleoproterozóico (1,88Ga). Estas parecem ser também as idades isotópicas dos minérios, indicando uma recorrência de eventos mineralizantes.

Tallarico *et al.* (2004) sugeriram que os depósitos proterozóicos de menor porte, como Gameleira, Breves e Águas Claras, que apresentam uma assembléia mais rica em enxofre e quartzo e mais pobre em óxido de ferro, estariam relacionados a uma alteração do tipo *greisen*.

Pimentel *et al.* (2003) e Lindenmayer (2003) concluíram que as rochas ricas em ferro, hospedeiras do minério de Cu Au de Gameleira e do Salobo, foram formadas por alteração hidrotermal e ferro metassomatismo das rochas vulcânicas máficas e félsicas hospedeiras. O enriquecimento localizado em ferro ocorreu após a alteração cálcico sódica regional e foi contemporâneo com os processos de sulfetação e potassificação, comuns na maioria dos depósitos de Carajás. Adicionalmente, estágios peculiares de alteração fílica tardia (Botelho *et al.* 2004) ou greisenização (Lindenmayer *et al.* 2004) foram descritos, respectivamente, nos depósitos Breves e Estrela.

O objetivo deste trabalho é apresentar o estado da arte do conhecimento atual, discutindo as semelhanças e diferenças entre os respectivos depósitos, bem como as hipóteses genéticas atualmente vigentes. Sumariando, os depósitos de cobre de Carajás são internacionalmente reconhecidos como típicos OFCOs, embora existam variações e peculiaridades localizadas, permitindo a sua comparação em subtipos, como adiante descrito.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mineral de Carajás engloba dois domínios tectônicos distintos (Fig. 1). O domínio a

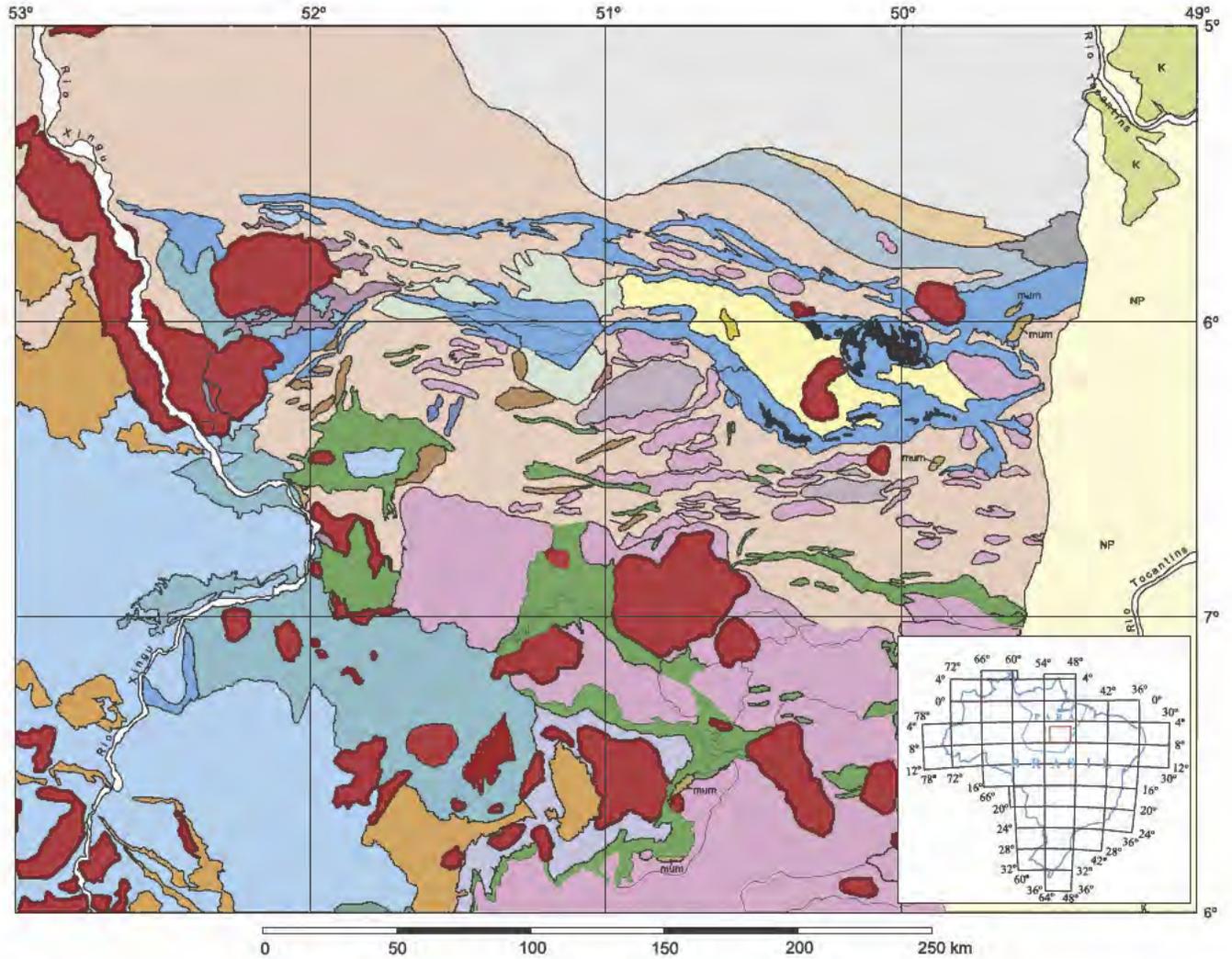
sul, mais antigo (2,86 3,0Ga), denominado Bloco Rio Maria, compreende um típico terreno granito *greenstone* arqueano. O domínio a norte, denominado Cinturão Itacaiúnas, evoluiu entre 2,8 e 2,5Ga, sendo composto por rochas vulcanossedimentares e granitóides (Dall'Agnol *et al.* 2005, Tallarico *et al.* 2004, Macambira *et al.* 1990), hospedeiras dos grandes depósitos de Fe, Cu Au, Mn, Ni e Zn. Esses dois domínios são interpretados como produto da justaposição de ambientes de arco vulcano plutônico do tipo Andes Central, que mais tarde foram afetados por uma pluma mantélica de caráter intracontinental (Teixeira 1994, Teixeira & Lindenmayer 2006).

O Cinturão Itacaiúnas, que engloba a Serra de Carajás, compreende uma faixa de direção WNW, composta por metadesitos basálticos e rochas vulcânicas félsicas (2,7Ga), reunidos no Supergrupo Itacaiúnas, nas quais se intercalam formações ferríferas bandadas (jaspilitos), rochas vulcanoclásticas e sedimentares clásticas, cujo grau de metamorfismo varia desde anquimetamórfico até anfibólito. Essas unidades estão discordantemente cobertas pelos depósitos clásticos, fluviais a marinhos, da Formação Águas Claras. O embasamento é dominado por gnaisses graníticos, tonalíticos e trondhjemiticos (terreno TTG), anfibólitos e quartzitos do Complexo Xingu (2,8Ga), tal como definido por Macambira *et al.* (1990), Araújo & Maia (1991), Araújo *et al.* (1994) e Nogueira & Truckenbrodt (1994).

Núcleos granulíticos mais antigos do Complexo Pium, alongados segundo E W e dispostos a sul da Serra de Carajás, ocupam áreas restritas e são compostos por granulitos máficos e félsicos, enderbitos e charnoquitos, de idades em torno de 3,0Ga. Estes granulitos são interpretados como fragmentos da crosta inferior, colocados ao longo de zonas de cisalhamento regionais, testemunhos da justaposição dos dois blocos crustais (Araújo & Maia 1991).

As sequências *greenstone belt* do Bloco Rio Maria estão metamorfisadas na fácies xisto verde e consistem de derrames basálticos e komatiíticos na base com intercalações de formação ferrífera bandada e *chert*, que gradacionam ao topo para metarriodacito intercalado a metapelito e metapsamito. Estas sequências formam faixas estreitas e deformadas, distribuídas sobre o embasamento gnáissico do Complexo Xingu e entre os granitóides arqueanos e paleoproterozóicos que dominam a região (Dall'Agnol *et al.* 2005).

Intrusões granitóides mesoarqueanas (2,87



- | MESOZÓICO | NEOARQUEANO |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ■ PLATÔS COBERTOS POR LATERITA. ■ Formação ITAPECURU: Arenito, argilito, folhelho. | <ul style="list-style-type: none"> ■ GRANITÓIDES. ■ Complexo MÁFICO-ULTRAMÁFICO. ■ DIORITO. ■ Grupo BURJITIRAMA: Mármore, quartzito ferruginoso, mica-xisto, rochas metassedimentares clásticas e químicas. ■ Formação ÁGUAS CLARAS: Arenito, conglomerado, pelito, siltito. ■ Grupo IGARAPÉ BAHIA: Formação ferrífera bandada, metabasalto, metadiorito, metavulcânicas félsicas, metapiroclásticas, rochas metassedimentares clásticas. ■ Grupo AQUIRI: Arcóσιο, arenito. |
| NEOPROTEROZÓICO | |
| <ul style="list-style-type: none"> ■ Grupo TOCANTINS: Clorita-muscovita-quartzo xisto, filito, meta-arcóσιο, quartzito. | <ul style="list-style-type: none"> ■ Grupos GRÃO PARÁ, SALOBO-POJUCA e RIO NOVO: Andesito basáltico, riolito, dacito, anfibolito, formação ferrífera bandada, paragneisse, meta-arenito, metagrauvaca, metapelito, albitito, biotita-anfibólio xisto. ■ Complexo XINGU: Chamoquito, diorito, granitóide, anfibolito, gnaiss, granulito. ■ Grupo TAPIRAPÉ: Anfibolito, chert, quartzito, formação ferrífera bandada, xisto ultramáfico. ■ Grupo RIO FRESCO: Hornfels, arcóσιο, grauavaca, siltito, brecha, folhelho carbonoso. ■ GREENSTONE BELT : Serpentinito, talco-xisto, actinolita-xisto, metabasalto, metagabro, metaperidotito, metapiroxenito, metachert, formação ferrífera bandada, anfibolito, filito, quartzito, meta-arenito, metagrauvaca, rochas metavulcânica félsicas, clorita-xisto. ■ GRANULITO |
| PALEOPROTEROZÓICO | |
| <ul style="list-style-type: none"> ■ GRANITÓIDES OROSIRIANOS. ■ Complexo MÁFICO-ULTRAMÁFICO: Dumito, gabro, peridotito, piroxenito, serpentinito. ■ Formação TRIUNFO: Arenito arcóσιο, conglomerado, siltito. ■ Grupo PAREDÃO: Arenito, conglomerado, grauavaca. ■ Formação GOROTIRE: Arcóσιο, arenito, grauavaca, siltito, conglomerado polimítico. ■ Formação SOBREIRO: Andesito, traquito, traquiandesito. ■ Grupo IRIRÍ: Andesito, dacito, riolito, riodacito, tufo ácido. ■ GRANITÓIDES RIACIANOS. | |

Figura 1 Mapa geológico regional da Província Mineral de Carajás. Compilado e interpretado a partir dos dados da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo GIS Brasil (CPRM 2004).

2,95Ga) correspondem aos tonalitos Arco Verde, Parazônia e Caracol, aos trondhjemitos Mogno e Água Fria, aos granitos Guarantã, Xinguara e Mata Surrão e ao Granodiorito Rio Maria (Macambira *et al.* 1990).

Diversos granitos alcalinos e metaluminosos do Neoarqueano (2,7Ga) ocorrem na Serra de Carajás, como o Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto e Granito Serra do Rabo. No Bloco Rio Maria os granitos alcalinos são representados pela Suíte Plaquê (Dall'Agnol *et al.* 2005, Macambira *et al.* 1990, Sardinha 2002). Estas intrusões demarcam uma importante fase de deformação regional, concomitante com a efusão dos andesitos basálticos da Serra de Carajás (Pinheiro & Holdsworth 1997).

A crosta arqueana do domínio colisional foi invadida, há cerca de 1,88Ga, por intrusões do tipo *rapakivi*, tais como os granitos Carajás, Cigano, Salobo e Pojuca no Cinturão Itacaiúnas e pelos granitos Jamon e Musa no Bloco Rio Maria (Dall'Agnol *et al.* 2005).

As diferenças entre os dois domínios arqueanos são refletidas em seus potenciais metalogênicos. O Cinturão Itacaiúnas hospeda os mais importantes depósitos minerais conhecidos atualmente no Cráton Amazônico (Fe, Cu, Au, Mn, Ni, Al). No Bloco Rio Maria são conhecidos alguns depósitos de Au e W, além de pequenos depósitos de Cu (Dall'Agnol *et al.* 2005), como Boa Esperança e Cuca.

GEOLOGIA DA SERRA DE CARAJÁS

Os depósitos de OFCO, em sua maioria, hospedam-se em rochas vulcânicas máficas a intermediárias do Supergrupo Itacaiúnas, conforme relatório interno da Docegeo (1988) (Fig. 2). Este Supergrupo contém também rochas piroclásticas, rochas subvulcânicas e camadas espessas e contínuas de jaspilitos da formação ferrífera bandada (FFB) da Formação Carajás (Beisiegel *et al.* 1973). As rochas vulcânicas são principalmente andesitos basálticos de filiação cálcica alcalina (Teixeira & Eggler 1994). A sequência repousa discordantemente sobre os gnaisses TTG do Complexo Xingu, com idade de *ca.* 2,86Ga (Silva *et al.* 1974, Machado *et al.* 1991).

O Supergrupo Itacaiúnas é dividido em três grupos: (i) o Grupo Salobo Pojuca, basal, (Docegeo 1988), composto por anfíbolitos, rochas ricas em

ferro e quartzitos; (ii) o Grupo Grão Pará (Beisiegel *et al.* 1973), formado por basaltos espilitizados, vulcânicas máfico félsicas e piroclásticas, datadas de 2,76 2,74Ga (U Pb, Trendall *et al.* 1998, Machado *et al.* 1991) além de camadas espessas de FFB da Formação Carajás; (iii) o Grupo Igarapé Bahia, confinado à área da mina de ouro de Igarapé Bahia, é composto por rochas sedimentares e vulcanoclásticas de composição félsica e máfica, além de intrusivas máficas e rochas vulcânicas, com uma idade mínima de 2772±46 Ma (Galarza *et al.* 2001). Essas unidades supracrustais são cobertas discordantemente por sedimentos detríticos, marinhos rasos a fluviais, da formação Águas Claras, datada de 2681±5Ma (Trendall *et al.* 1998, Araújo & Maia 1991, Nogueira & Truckenbrodt 1994).

As rochas do Supergrupo Itacaiúnas e da Formação Águas Claras foram intersectadas por grandes falhas transcorrentes E W entre 2,58 e 2,52Ga (Pinheiro & Holdsworth 1997), representantes da reativação de antigas falhas do embasamento. Tais falhas são mais ou menos contemporâneas com as intrusões dos granitos do Salobo e Itacaiúnas, cristalizados, respectivamente, há 2573±2Ma (U Pb zircão, Machado *et al.* 1991) e 2560±37Ma (Pb Pb em zircão por evaporação, Souza *et al.* 1996). Estes granitos são alcalinos e metaluminosos, tendo sido afetados por deformação dúctil (Lindenmayer 1990).

Outra reativação importante do mesmo sistema de falhas é evidenciada pela brechação intensa do granito jovem do depósito Estrela, colocado há 1,88Ga, quando toda a região foi cortada por granitos anorogênicos ricos em álcalis, representados na área de Carajás pelos granitos Carajás, Cigano, Pojuca, Estrela e Salobo Jovem (Lindenmayer *et al.* 2005).

A idade de 2,76Ga atribuída para a cristalização original das rochas vulcânicas do Grupo Salobo Pojuca, da base do Supergrupo Itacaiúnas, indica que o Grupo Salobo Pojuca e as rochas vulcânicas Grão Pará sobrejacentes são parte de um evento vulcânico contínuo (Pimentel *et al.* 2003).

Rochas máficas intrusivas portadoras de piroxênio são raramente encontradas, ocorrendo principalmente em soleiras que intrudiram as formações ferríferas bandadas (Teixeira & Eggler 1994, Lindenmayer *et al.* 2002).

A origem da paragênese mineral que predomina nas vulcânicas máficas e rochas intrusivas as

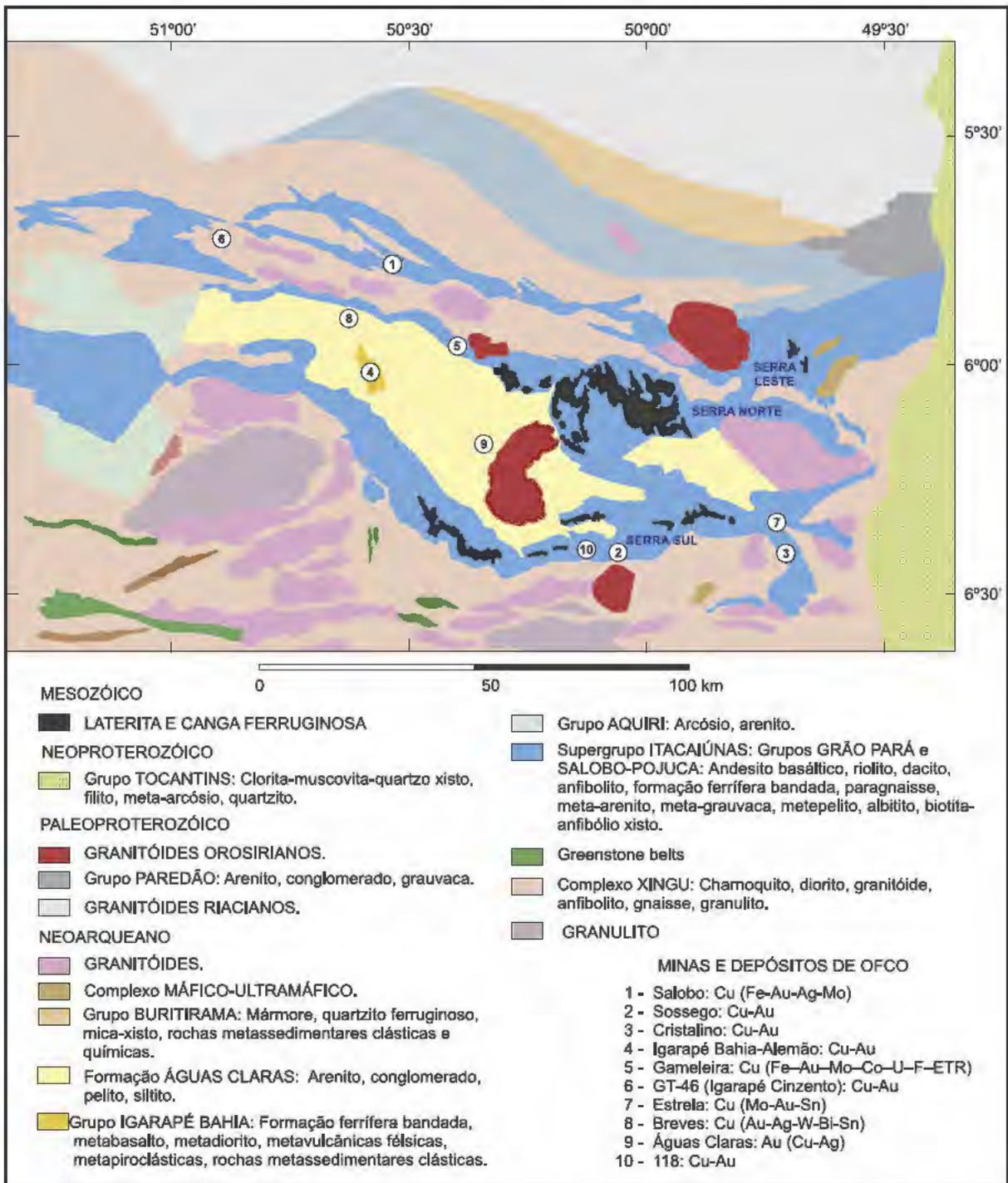


Figura 2 Mapa geológico do setor nordeste da Província Mineral de Carajás com localização dos principais depósitos de óxidos de ferro cobre ouro (OFCO). Compilado e interpretado a partir dos dados da Carta do Brasil ao Milionésimo GIS Brasil (CPRM 2004).

sociadas ainda é controversa. Os andesitos basálticos do Grupo Grão Pará são profundamente espilitizados e compostos por clorita, actinolita, albite, quartzito e calcita (Beisiegel *et al.* 1973, Ferreira Filho 1985, Teixeira 1994, Zucchetti & Lobato 2004). A essa espilitização superpõem-se mine

rais provenientes de metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito, além de assembléias mineiras de alteração compostas por hastingsita rica em potássio, pargasita ou actinolita, albite e espolita, tornando muito complexa a distinção entre os processos formadores desses minerais.

DEPÓSITOS DE OFCO DE CARAJÁS

A maioria dos depósitos de OFCO de Carajás está localizada em ramificações reativadas das zonas de falha regionais, como por exemplo os depósitos Salobo, Gameleira, Sossego, Cristalino e Alvo GT 46. Com exceção de Igarapé Bahia Alemanha, os depósitos de OFCO estão intimamente relacionados com granitos e a maioria deles hospeda-se em rochas máficas reativas.

A interação de fluidos magmáticos graníticos com as rochas hospedeiras máficas, nos sistemas hidrotermais, resultou em um caráter geoquímico bimodal para estes depósitos, que contêm as associações ETR, U, F, Mo ou Cu Au e Co, Ni, Cr, respectivamente (Lindenmayer *et al.* 2001). A presença de uma rocha impermeável, favorecendo a canalização de fluidos também é importante, como por exemplo, os quartzitos Salobo, o contatogabro andesito em Gameleira, o contatogabro vulcânicas máficas félsicas no Estrela e a soleira máfica no depósito Águas Claras.

Os estilos de mineralização são caracterizados principalmente por veios, brechas, veios brechados e disseminações. Nos depósitos do norte da serra predominam sulfetos de cobre de baixo enxofre, enquanto que no sul predominam os sulfetos de alto teor de enxofre. O aumento de sulfetos ricos em enxofre associa-se à maior presença de rochas félsicas, hospedeiras dos depósitos.

A maioria dos depósitos compartilha a mesma sucessão de fases de alteração hidrotermal. No entanto, a intensidade e a extensão em área de cada estágio é muito variável. Alteração cálcico-sódica, precoce e pervasiva, muitas vezes superposta ao metamorfismo, é observada ao longo dos 100km do cinturão de Carajás desde Salobo Pojuca a NW, até os depósitos Estrela e Cristalino, no extremo SE. Esta alteração precedeu a mineralização OFCO e sua ocorrência generalizada sugere que ela não está relacionada diretamente com a concentração do minério. Seus produtos principais são anfibólios cálcicos ricos em K (Gomes 2002), hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda e actinolita associadas com albita, quartzo, Ti-magnetita e escapolita subordinada. Esta fase é muito bem representada nos gabros dioríticos de Gameleira e nos andesitos basálticos do Salobo, bem como no Cristalino e Sossego. Remanescentes desta alteração são observados também no Depósito Estrela e no depósito Igarapé Bahia Ale-

mão. Com exceção do último depósito onde domina a alteração cloritica, a alteração potássica, juntamente com o enriquecimento em ferro e sulfetação é uma característica dos minérios de OFCO de Carajás. A mineralogia de alteração consiste de biotita rica em flúor, K-feldspato, magnetita, fayalita, grunerita, almandina, quartzo, turmalina, albita, allanita, uraninita, fluorita, pirita, calcopirita, ouro, bornita, calcosita, pirrotita, Co-pentlandita e molibdenita.

A fase final de alteração é caracterizada por lixiviação de potássio e formação de clorita ao longo de fraturas e selando veios, juntamente com carbonatos (calcita e siderita) e epidoto, indicando que parte do cálcio, lixiviado na alteração cálcico-sódica, retornou ao sistema. Este é o tipo de alteração mais importante no depósito Igarapé Bahia Alemanha e também está presente em zonas localizadas de algumas jazidas. Alguns depósitos, como por exemplo, Estrela (Lindenmayer *et al.* 2004) e Breves (Botelho *et al.* 2004) mostram uma alteração tardia bastante diferente, representada por uma fase incipiente de greisenização, identificada pela destruição do plagioclásio e formação de "zonas esbranquiçadas", em Estrela, e "zonas escuras", em Breves, compostas por quartzo, topázio, mica branca e siderofilita, além de clorita e fluorita, juntamente com wolframita, berilo, bertrandita e cassiterita, estes últimos, em Breves.

Em geral, a salinidade assim como a evolução dos fluidos mineralizantes são bastante semelhantes em todos esses depósitos. O sistema hidrotermal inicia com fluidos magmáticos de alta salinidade que evoluem, com a diminuição de temperatura, para fluidos menos salinos, após mistura com fluidos externos, de origem diversa (Réquia *et al.* 2003, Dreher 2004) ou após a ebulição (Ronchi *et al.* 2003).

Depósito Salobo

O depósito de Cu (Fe Ag Au Mo) do Salobo é a maior jazida de cobre do Brasil, com 789 milhões de toneladas de minério contendo 0,96% Cu, 55gAg/t e 0,52gAu/t (Vianna 1997). Este depósito foi descoberto em 1977 pela Docegeo, como resultado de *follow up* de anomalias geoquímicas de sedimentos de corrente e de levantamentos geofísicos (Farias & Saueressig 1982).

O depósito situa-se 30km a norte da Serra de Carajás, em uma faixa montanhosa composta pelas

rochas do Grupo Salobo Pojuca, que se estende por 3,5 km de direção WNW ESSE, balizadas, a norte, por gnaisses trondhjemiticos e, a sul, por quartzitos.

De acordo com Siqueira & Costa (1991), o depósito Salobo corresponde a uma estrutura *duplex* formado por duas zonas de cisalhamento: uma curvilinear a norte e uma retilínea a sul. Esta zona de cisalhamento desenvolveu-se há 2555 ± 4 Ma (Machado *et al.* 1991), imprimindo a todas as rochas do depósito, com exceção das intrusões mais jovens, forte foliação subvertical, muitas vezes de caráter milonítico.

A zona mineralizada tem espessura de 300 a 600m, que se prolonga para além de 700m de profundidade. Ela é composta por rochas muito deformadas e hidrotermalizadas, nas quais a mineralogia original encontra-se completamente substituída por novas assembléias hidrotermais. Os contatos entre os diversos litotipos são normalmente gradacionais e se verificam por meio do aumento ou diminuição da percentagem de uma ou mais fases minerais (Fig. 3).

Basaltos andesíticos e dacitos compreendem atualmente rochas formadas por proporções vari-

adas de magnetita, grunerita, almandina, fayalita, biotita, hastingsita, bornita, calcosita e calcopirita, com intercalações de bandas de rochas com biotita, granada e quartzo (\pm plagioclásio \pm grunerita), anteriormente denominadas de xistos, e formações ferríferas e rochas com hastingsita e plagioclásio (anfíbolitos). Quartzitos balizam a sul esta zona mineralizada (Lindenmayer 1990).

Os minerais de minério consistem principalmente de bornita e calcosita, com calcopirita subordinada, hospedadas em bandas ricas em magnetita (Lindenmayer 1981, 1990; Farias & Saueressig 1982). Minerais de ganga incluem fayalita, grunerita, hastingsita, Fe biotita, almandina, quartzo, turmalina, mica branca, fluorita, allanita, greenalita, clorita e stilpnomelano. Veios mineralizados tardios contêm grafita, calcopirita, molibdenita, urânio, ilmenita, Co pentlandita, safflorita, covellita, digenita, hematita, cobre e ouro nativos (Lindenmayer 1990).

As rochas compostas de magnetita, grunerita, almandina, fayalita, biotita, hastingsita e quartzo derivam da alteração de basaltos andesíticos e foram divididas em dois grupos, com base na assembléia mineral e composição química: o primeiro com Al_2O_3

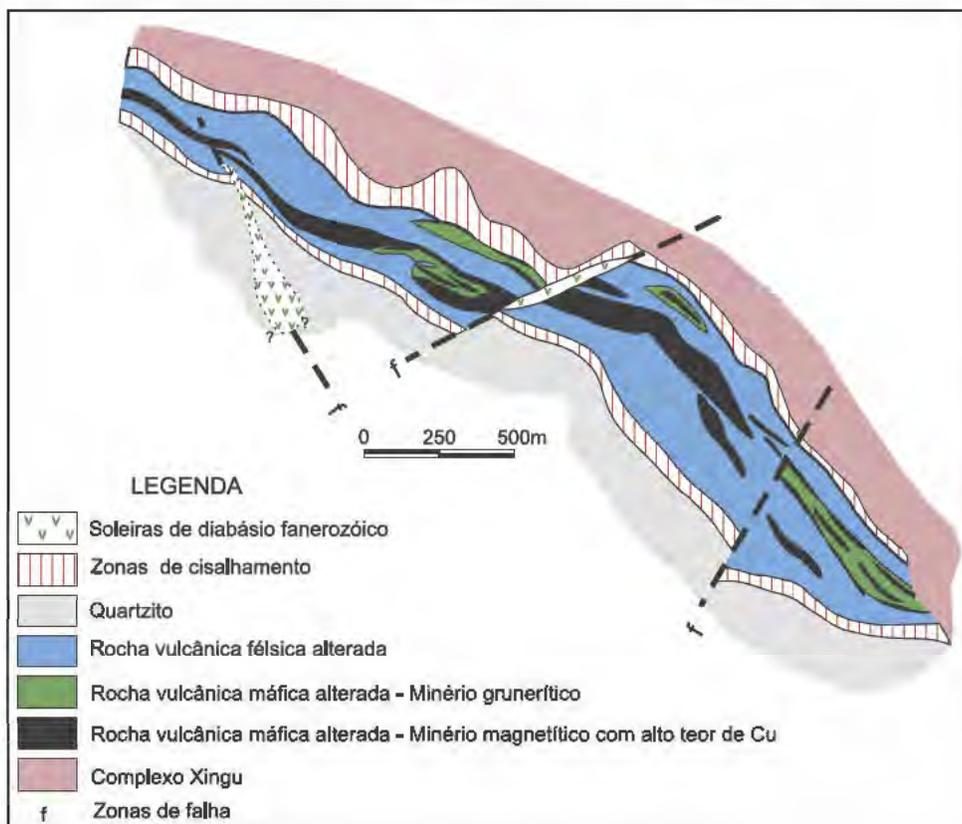


Figura 3 Mapa geológico do depósito Salobo (Fonte: Lindenmayer 1991).

<3,00% e $\text{Fe}_2\text{O}_3^t=27,20$ 83,00% e o segundo com $\text{Al}_2\text{O}_3=3,01$ 14,00% e $\text{Fe}_2\text{O}_3^t =23,00$ 79,00% (Lindenmayer 1990).

No primeiro grupo predominam magnetita, fayalita e grunerita, tendo hastingsita, Fe biotita e granada como constituintes menores, enquanto que o segundo grupo é formado predominantemente por almandina, Fe biotita, grunerita (fayalita) e magnetita, tendo quartzo como acessório. O primeiro grupo hospeda o minério de mais alto teor. Estas rochas metavulcânicas mostram graus variáveis de enriquecimento em ferro, processo que deu origem às rochas ricas em magnetita, com conteúdos de Al_2O_3 em torno de 3 por cento. Elas plotam ao longo de uma linha de mistura entre andesito basáltico, dacito e rochas pobres em Al (<3% Al_2O_3) em diagramas binários FeO^t Al_2O_3 , FeO^t Zr e FeO^t SiO_2 (Lindenmayer 1990).

As rochas com biotita, granada e quartzo dominam em uma zona intermediária de 50 a 200m de espessura, situada entre os quartzitos e as rochas a magnetita, grunerita, almandina, fayalita, biotita, hastingsita. Essas rochas, derivadas da alteração de dacitos, formam camadas ou lentes individuais de 10 a 30m de espessura, sendo compostas por quartzo, biotita, almandina e plagioclásio (An_{21} a An_{64}), com quantidades subordinadas de muscovita, turmalina, sillimanita e clorita e tendo como acessórios magnetita e zircão. As rochas com hastingsita e plagioclásio resultam da alteração hidrotermal de basaltos andesíticos e ocorrem em níveis lenticulares, com espessuras entre 2 a 5m, intercaladas nas rochas a biotita, granada e quartzo, preferencialmente próximo ao contato com os gnaisses do embasamento. São rochas de granulação média, compostas por hastingsita, parcial ou totalmente substituída por cummingtonita, plagioclásio (An_3 a An_{30}) e biotita, além de quartzo, clorita (chamosita), turmalina e magnetita, e ilmenita, zircão e apatita subordinados (Lindenmayer 1990).

Os quartzitos têm cerca de 100 a 200m de espessura e consistem em rochas maciças e de granulação média a grossa, contendo quartzo (~95%), almandina, biotita, clorita, sillimanita, muscovita, albita e magnetita como acessórios.

Os altos conteúdos de ETR (média de 938ppm em 6 amostras) da magnetita maciça, aliada às correlações positivas $\text{Cu} \times \text{La}$ e $\text{La} \times \text{Fe}$, indicam uma origem metassomática das rochas ricas em ferro, em vez de um processo químico sedimentar. De acordo com Alderton *et al.* (1980), pode se con-

cluir que a presença de fluorita como fase tardia, indica a importância de fluidos ricos em flúor, que poderiam ser os responsáveis pelo enriquecimento de ETR no depósito Salobo.

As rochas hospedeiras do Salobo foram formadas sob a influência de um sistema hidrotermal em temperatura decrescente (Lindenmayer 2003). A mais alta temperatura de equilíbrio estimada foi de 750° C, representada pela assembléia, fayalita, hastingsita, Mn almandina, grafita, magnetita e calcopirita. Processos de ferrificação e sulfetação ocorreram durante este estágio de alteração. Com o decréscimo de temperatura (550 650°C, 2,5 kbar), fluidos ricos em K, alcalinos e fracamente oxidantes, promoveram o crescimento de biotita, com a incorporação do K e SiO_2 , juntamente com a lixiviação do Ca e Sr, propiciando o equilíbrio da assembléia mineral característica deste estágio de alteração. Os minerais de alteração são biotita, albita, grunerita, magnetita, bornita, calcosita, quartzo e turmalina. Sob temperaturas inferiores a 370°C e regime dúctil-rúptil, desenvolveu-se um estágio tardio de alteração clorítica, associado a minerais portadores de Ca como calcita, epidoto e fluorita (Lindenmayer 2003), seguido por um enriquecimento em muscovita ao longo de planos de fratura.

A alteração hidrotermal é caracterizada por fluidos magmáticos, altamente salinos (34 a 52% eq. NaCl), que evoluíram para fluidos menos salinos (21,1 para 1,2% eq. NaCl) em temperaturas mais baixas, após se misturarem com fluidos de origem exterior (Ronchi *et al.* 2003). Estes valores estão de acordo com Réquia *et al.* (2003), que considerou os valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 6,6 a 12,1‰, calculados para o fluido mineralizante, como indicadores de origem magmática.

Todos os modelos genéticos até hoje propostos reconhecem a forte influência de uma assinatura granítica na área, indicada principalmente pelo conteúdo elevado dos grandes íons de elementos litófilos, U, F, Mo e ETR. A ausência de texturas miloníticas dos sulfetos de Cu sugere que ele seja tardio ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento, cujos anfíbolitos milonitizados foram datados de 2555±4Ma por Machado *et al.* (1991). Uma hipótese considera que a mineralização seria relacionada ao "Granito Antigo do Salobo" (GAS) que é uma intrusão pré tectônica datada de 2573±2 Ma (Machado *et al.* 1991). A formação de clorita titanita em 2581±5 Ma, 2554±5 Ma e

2497±5 Ma identifica períodos diferentes de venulação, refletindo o resfriamento e início do fechamento do sistema hidrotermal responsável pela mineralização. O geotermômetro da clorita revelou que este mineral equilibrou a 235°C. Adicionalmente, a idade isotópica Re Os de 2576±8Ma, obtida em molibdenita por Réquia *et al.* (2003), também indica que o GAS tenha sido a fonte de calor do sistema hidrotermal mineralizante.

Todavia, o granito GAS é mesozonal, não apresenta alteração significativa e possui augita como máfico principal, indicando cristalização sob baixa P_{H_2O} . Por outro lado, o álcali feldspato quartzo sienito ("Granito Jovem do Salobo" GJS) é uma intrusão porfírica epizonal, que mostra alteração representada pela assembléia turmalina, allanita (11-18% $Ce_2O_3+La_2O_3$), uraninita, fluorita, clorita, calcita, epidoto, sericita e calcopirita. Ele é ainda mais oxidado ($Fe_2O_3/FeO=1,21$) e mais rico em Fe, Cu, F, Ba e K do que o GAS, embora seja pós tectônico e indeformado. As assinaturas geoquímicas e as assembléias minerais do GJS parecem torná-lo o melhor candidato para a fonte de calor e possível fonte dos metais do sistema hidrotermal, responsável pela formação do depósito de Cu (Mo Au Ag).

O depósito apresenta muitas semelhanças com os do tipo Olympic Dam (Oreskes & Hitzman 1993) no que diz respeito à associação de metais, de teores (exceto com relação à enorme quantidade de magnetita, característico de Salobo) e ao ambiente tectônico extensional. O estilo de alteração Salobo também tem sido descrito nos depósitos do Distrito Cloncurry, Austrália e em Vergenog, África do Sul (Oreskes & Hitzman 1993, Hitzman *et al.* 1992, Laing 1995, Perkins & Wyborn 1996, Borrok *et al.* 1998, Craske 1995, Rotherham 1997). A alteração filica tardia, no entanto, parece ser uma característica única dos depósitos de OFCO de Carajás.

Depósito Sossego

Localizada em Canaã dos Carajás, imediatamente a sul da Serra Sul, o depósito Sossego foi descoberto em 1997 pela Phelps Dodge do Brasil Mineração Ltda. Em 1988 a Vale e a Phelps Dodge formaram uma *joint venture* por meio da Mineração Serra do Sossego S.A. O estudo de pré viabilidade foi finalizado em 2000 e em maio de 2001 o estudo de viabilidade foi concluído. Ainda em 2001 a Vale adquiriu a participação da Phelps Dodge no

empreendimento.

A Mina do Sossego foi então a primeira mina de cobre aberta em Carajás, cuja produção foi iniciada no primeiro semestre de 2004, com capacidade instalada de 140 mil toneladas/ano de cobre em concentrado. Trata-se de um depósito com recursos da ordem de 245 milhões de toneladas de minério a 1,1% Cu e 0,28g/t de Au (Oliveira *et al.* 2000).

A mineralização ocorre em dois conjuntos maiores, denominados de Pista Sequeirinho Baiano e Sossego Curral. Os corpos de minério são controlados por uma zona de cisalhamento regional WNW-ESE, estabelecida no contato entre as unidades metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e gnaisses TTG do Complexo Xingu. As mineralizações são hospedadas em granito, granito granofírico, gabro e rochas metavulcânicas félsicas (Monteiro *et al.* 2008a) (Fig. 4).

Um importante estágio de alteração hidrotermal caracterizado pela assembléia biotita ± hastingsita turmalina escapolita foi reconhecido por Villas *et al.* (2005) e Sousa (2007) no Corpo Pista, cujas hospedeiras são rochas metavulcânicas félsicas milonitizadas.

Segundo Monteiro *et al.* (2008a), nos corpos Siquerinho e Baiano são reconhecidas zonas de alteração sódica (albita hematita) e sódica cálcica (actinolita albita titanita epidoto allanita) associadas com a formação de corpos maciços de magnetita (apatita), envelopados por zonas constituídas por actinolita (actinolitos).

Evidências de alteração potássica mais intensa, caracterizadas pela formação de feldspato potássico e biotita rica em Cl que substituem o granito granofírico hospedeiro, correm nos corpos Sossego Curral. Alteração clorítica predomina em halos externos nesses corpos. Alteração hidrolítica com sericita hematita quartzo, típicas de partes bastante rasas de sistemas OFCO, foram reconhecidas apenas nesses corpos (Carvalho *et al.* 2005, Monteiro *et al.* 2008a,b). As principais hospedeiras da mineralização são brechas hidrotermais. No corpo Sequeirinho essas brechas apresentam calcopirita na matriz, envolvendo fragmentos de actinolitos e de cristais de actinolita, apatita e magnetita. No corpo Sossego, as brechas hidrotermais contêm fragmentos angulosos da rocha hospedeira envolvidos por magnetita, contidos em matriz contendo calcopirita, calcita, quartzo, clorita, epidoto e apatita (Carvalho *et al.* 2005, Monteiro *et*

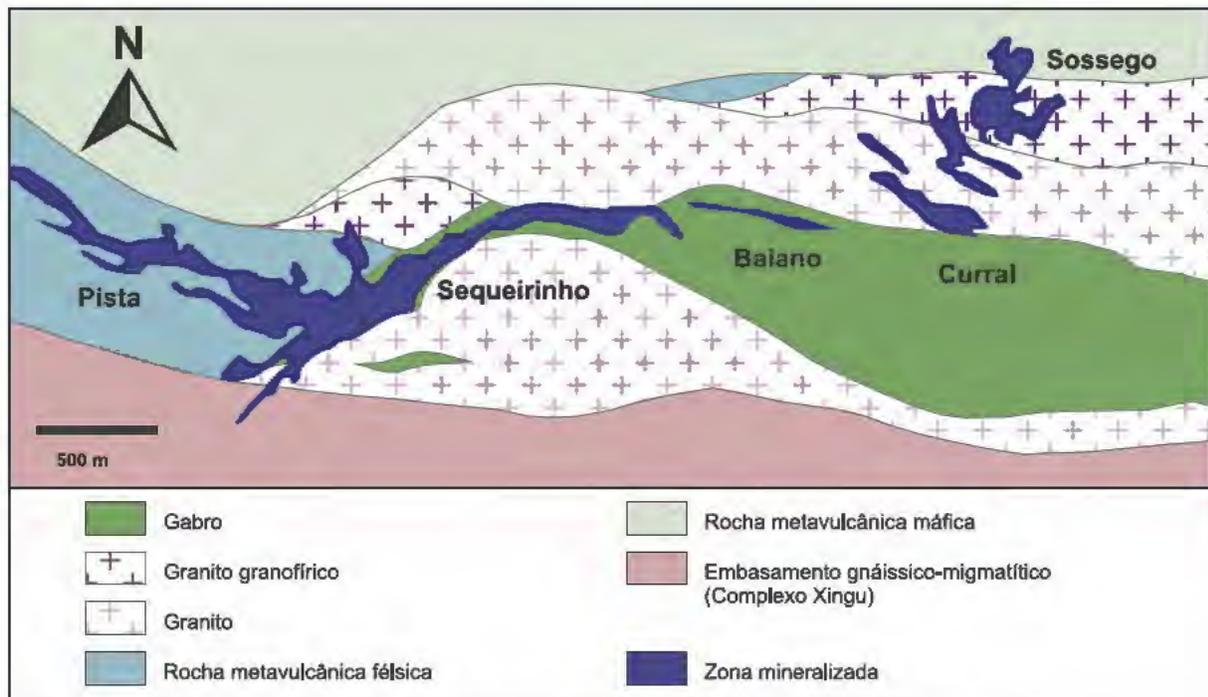


Figura 4 Mapa geológico simplificado do depósito Sossego (Fonte: Monteiro et al. 2008).

al. 2008a, b).

A mineralização de cobre ouro é representada pela assembléia calcopirita (+pirita + siegenita + millerita + ouro + esfalerita + galena + cassiterita + Pd melonita + hessita). Datações isotópicas Pb/Pb em calcopirita indicaram uma idade de 2608 ± 25 Ma para a formação das brechas mineralizadas do corpo Siqueirinho (Neves et al. 2006, Villas et al. 2006).

Depósito Cristalino

O depósito de Cu Au do Cristalino localiza-se na região da Serra do Rabo, imediatamente a sudeste do depósito Estrela. Na área do depósito ocorrem rochas vulcanossedimentares (metavulcânicas máficas, félsicas, formações ferríferas e brechas hidrotermais) intensamente fraturadas, afetadas por diversos episódios de alteração hidrotermal e de provável idade arqueana (ca. 2,67 Ga; Soares et al. 2001), correlacionáveis ao Grupo Grão Pará. Intrusões graníticas, dioríticas e quartzo dioríticas cortam esta sequência litológica e podem relacionar-se ao processo da mineralização. Diques de gabro, diabásio e riolito porfírico cortam a sequência mineralizada e as rochas encaixantes (Huhn et al. 1999, Tassinari et al. 2003). Este depósito apresenta recursos estimados em 500 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 g Au/t Au (Huhn et

al. 1999).

A maior parte da área do depósito Cristalino é ocupada por rochas metavulcânicas máficas, que se apresentam intensamente brechadas e venu-ladas (Fig. 5). Os principais minerais (50 a 75%) são hornblenda, clorita e biotita, associados a clinopiroxênio e actinolita. Os minerais félsicos são constituídos principalmente por plagioclásio e quartzo, com menor proporção de K feldspato. Os minerais metálicos consistem de magnetita, hematita, ilmenita e sulfetos (predominantemente calcopirita e pirita, com calcosita subordinada). Apatita, allanita, carbonato, titanita, zircão, sericita, muscovita e epidoto ocorrem de modo subordinado. Estas rochas foram hidrotermalizadas e metamorfisadas na fácies xisto verde a anfíbolito. A presença de oxí hornblenda em algumas amostras sugere um provável protólito basáltico (Ribeiro et al. 2009).

As rochas vulcânicas félsicas têm cores variando entre cinza a cinza esverdeadas, com matriz fina, isotrópicas a levemente foliadas, contendo quartzo e plagioclásio como minerais essenciais e K feldspato subordinado. Os máficos são constituídos por biotita e clorita, com menores proporções de hornblenda e actinolita. Os minerais metálicos consistem em magnetita, hematita, calcopirita e pirita. Estão ainda presentes apatita, allanita, carbonato, titanita, zircão, sericita e musco

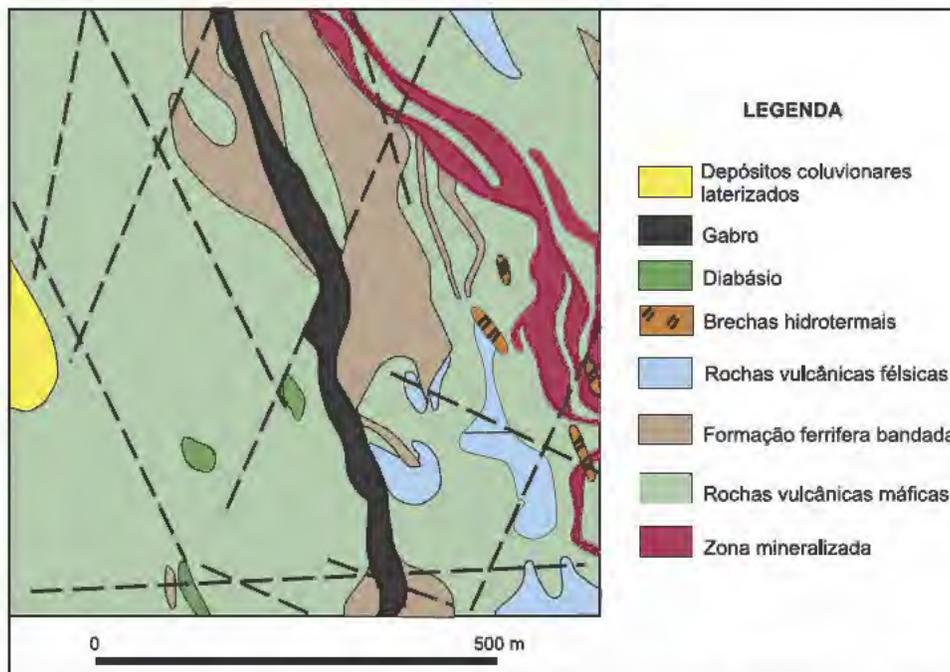


Figura 5 Mapa geológico simplificado do depósito Cristalino (Fonte: Ribeiro et al. 2009).

vita. As fraturas nas rochas félsicas são preenchidas por quartzo, biotita, clorita, anfibólios, sulfetos e carbonatos (Ribeiro et al. 2009).

As brechas hidrotermais são, em geral, de natureza máfica, intensamente cloritizadas, com biotita e hornblenda ainda identificáveis. Os termos máficos das brechas são constituídos de plagioclásio e quartzo. Os minerais metálicos são magnetita e sulfetos, com predominância de calcopirita e pirita. Ocorrem ainda carbonato, sericita e titanita. As brechas estão cisalhadas ou fraturadas e preenchidas em suas descontinuidades por quartzo, carbonato, clorita e/ou opacos (Ribeiro et al. 2009).

A mineralização é hospedada por várias rochas, incluindo brechas hidrotermais, basaltos cisalhados, foliados a maciços, riolitos e rochas vulcanoclásticas félsicas. Este conjunto litológico é capeado por uma formação ferrífera bandada pertencente ao Grupo Grão Pará. Neste depósito foram reconhecidas diversas fases de alteração hidrotermal, que produziram uma mineralogia secundária muito variada. Os minérios sulfetados ocorrem em brechas, disseminações e preenchendo fraturas, tanto nas rochas intrusivas quanto nas rochas encaixantes (Huhn et al. 1999). Estudos minerográficos (Ribeiro et al. 2009) demonstraram que a mineralogia principal do minério é constituída de calcopirita, pirita e magnetita, com calcosita, ilmenita, hematita e bornita subordinadas.

As rochas encaixantes do depósito Cristalino possuem minerais secundários devido às diversas etapas de hidrotermalismo. As principais alterações hidrotermais são a potássica (com neo formação de biotita e microclina), sódica (albitização e escapolitização), anfibolitização, cloritização, carbonatação, silicificação, Fe metassomatismo (magnetita, hematita e ilmenita), sericitização, sulfetação (calcopirita e pirita) e, em menores proporções, enriquecimento em apatita e allanita (Huhn et al. 1999).

Depósito Igarapé Bahia-Alemão

O depósito de Cu Au de Igarapé Bahia situa-se cerca de 45km a oeste da mina de ferro N4. Descoberto em 1974 pela Docegeo, foi primeiramente descrito como um depósito de cobre do tipo *stratabound*, hospedado em arenitos. Vinte anos depois, a zona de intemperismo na área foi explorada para ouro, na zona superficial de minério laterítico composto por hematita, maghemita e goethita, gibbsita com caulinita e quartzo subordinados. Até 1999 foram extraídos da zona de oxidação de 150m de espessura, 18,5Mt @ 1,97gAu/t. Cerca de 60t Au foram extraídas até 1999 (Tallarico et al. 2000).

O depósito de minério primário do Alemão foi descoberto em 1997 e provou ser a continuação do depósito Igarapé Bahia em subsuperfície. Ele

contém cerca de 170Mt @ 1,5% Cu e 0,8gAu/t (Tallarico *et al.* 2000).

O depósito é hospedado pelo Grupo Igarapé Bahia, cronocorrelato com o Grupo Grão Pará, na sequência de topo do Grupo Itacaiúnas. O Grupo Igarapé Bahia é composto por rochas metassedimentares, metavulcanoclásticas, rochas vulcânicas máficas espilitizadas e rochas intrusivas (Docegeo 1988) (Fig. 6).

O minério primário ocorre em brechas heterolíticas compostas por grandes fragmentos de composições variadas, imersos numa matriz de granulação fina de magnetita, carbonatos, clorita e calcopirita (Tazava 1999, Tazava & Oliveira 2000, Almada & Villas 1999, Tallarico *et al.* 2000). Uma sequência predominantemente metavulcânica ocorre no *footwall* e uma sequência metasedimentar clástica compõe o *hangingwall* da zona de bre

cha (Tazava 1999). As rochas encaixantes mostram idades isotópicas Pb-Pb de 2,74-2,75Ga (Galarza *et al.* 2001). Análises U-Pb SHRIMP de fosfatos associados à mineralização indicaram que o Grupo Igarapé Bahia seria relacionado aos complexos arqueanos (2,57Ga) do Cinturão Itacaiúnas (Tallarico *et al.* 2005).

O minério ocorre na matriz de uma brecha composta por calcopirita associada a magnetita, bornita, molibdenita, cobaltita, pirita, digenita e ouro (Dreher 2004). Calcopirita também ocorre nos veios, juntamente com calcita e quartzo, além de disseminada nas rochas do *footwall* e *hangingwall*.

Assim como as demais mineralizações OFCO de Carajás, o minério de Igarapé Bahia Alemão é enriquecido em Co, Mo, U, P, ETR leves, W, F, Mn, Pb, Sn, Ag, B e Cl. Apenas vestígios da alteração cálcica e potássica foram detectados no depó

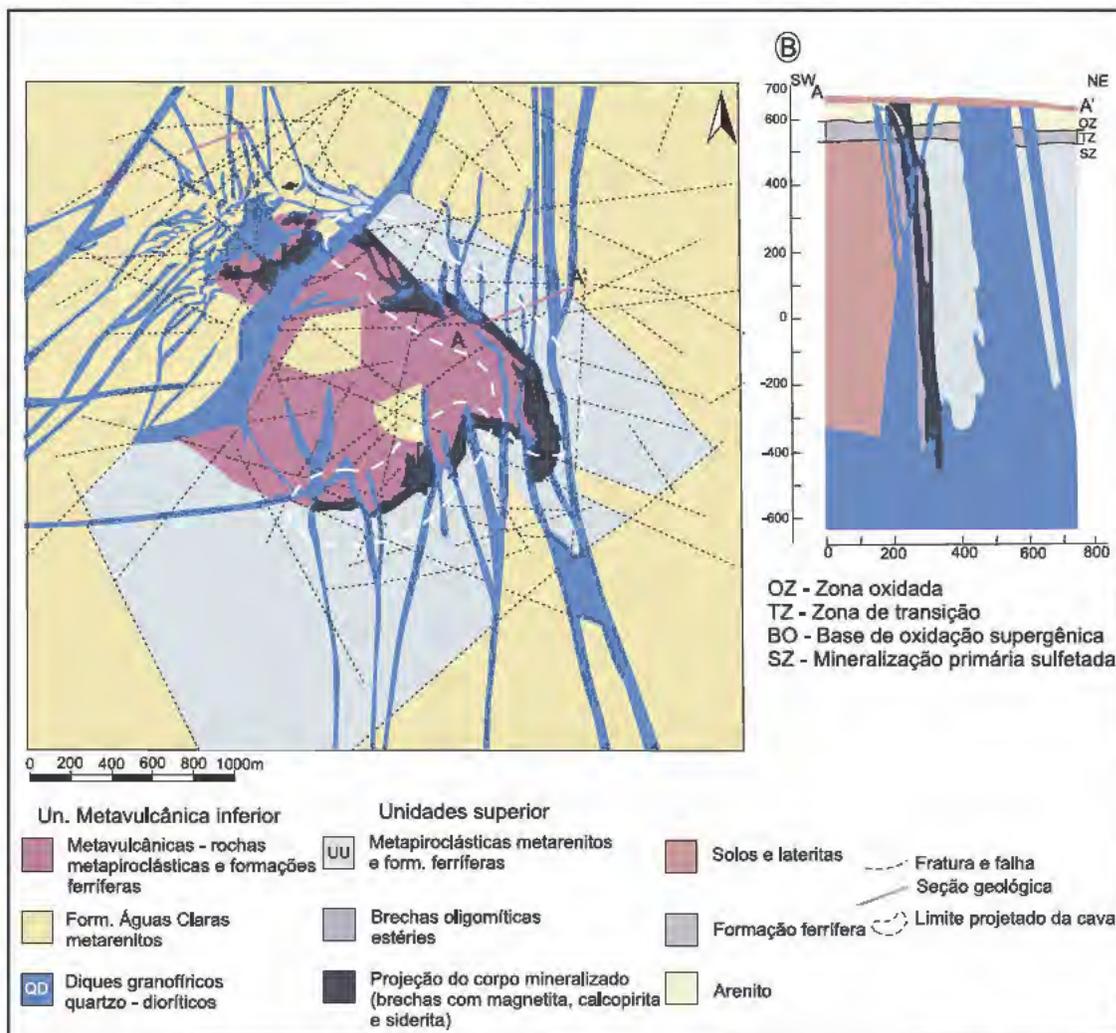


Figura 6 Mapa geológico (a) e seção transversal (b) do depósito Igarapé Bahia Alemão (Fonte: Tallarico *et al.* 2000).

sito Igarapé Bahia. Estes são atestados por restos de hastingsita pargasita associada à albita e biotita, respectivamente, imersas em grandes massas de rochas cloritizadas (Lindenmayer et al. 1998). Alguns autores consideraram a brecha como sindeposicional (Almada & Villas 1999, Villas & Santos 2001, Dreher 2004). Outros atribuíram a origem da brecha a processos epigenéticos hidrotermais (Tazava & Oliveira 2000, Ronzê et al. 2000).

Análises isotópicas Pb-Pb da calcopirita da zona do minério produziram idades neoarqueanas de 2769 ± 29 Ma (Villas & Santos 2001) e 2764 ± 22 Ma (Galarza et al. 2002). De acordo com estes autores a mineralização é singenética e coeva com a deposição da sequência vulcanossedimentar. Todavia, após interpretarem as idades isotópicas U-Pb da monazita na matriz da brecha, Tallarico et al. (2000) afirmaram que a mineralização é epigenética e cerca de 175 Ma mais jovem do que as rochas encaixantes.

Os fluidos mineralizantes são tanto de baixa salinidade (6% eq. NaCl) aquo carbônicos ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$), quanto aquo salinos (até 45% NaCl+CaCl₂) (Dreher 2004). Dados isotópicos de C e O indicam que parte do CO₂ é de origem magmática, e que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ de 2,1 a 5,6‰ são coerentes com uma origem vulcanogênica.

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 6,5 a 10,3‰ parecem indicar contribuição magmática ou interação com rochas sedimentares sob condições de alta razão fluido/rocha (Dreher 2004), ou ainda, uma mistura de soluções profundas com águas meteóricas (Tallarico et al. 2000). A temperatura do fluido mineralizante, estimada pelo estudo de equilíbrio isotópico do oxigênio em pares de minerais coexistentes, foi determinada em 400°C (Dreher 2004). A temperatura de equilíbrio das cloritas da matriz da brecha foi estabelecida entre 321 a 325°C. Em termos gerais, estes dados estão de acordo com as temperaturas de homogenização de 150 a 430°C, medidas em inclusões fluidas altamente salinas (até 40% eq. NaCl) e de 100 a 150°C, medidas nas inclusões fluidas moderadamente salinas (~10% eq. NaCl) por Ribeiro (1989) e por Lindenmayer et al. (1998).

De acordo com Tallarico et al. (2000), a interação de fluidos magmáticos quentes e ácidos, com fluidos mais frios, oxidados e de menor salinidade parece ter governado a deposição de Cu, Au, U e ETR juntamente com a diminuição da temperatu-

ra, diminuição da fO₂ e aumento do pH. Esta hipótese implica que o depósito Igarapé Bahia Alemão tenha sido criado pela superposição de uma atividade magmática hidrotermal tardia, desenvolvida em uma sequência arqueana, previamente afetada por processos exalativos hidrotermais. Além disto, o enriquecimento do minério de Igarapé Bahia Alemão em U, ETR, F e Mo seria devida à interação das rochas encaixantes com um magma granítico (Lindenmayer et al. 1998).

Depósito Gameleira

Inicialmente denominado Pojuca Leste, o depósito Gameleira corresponde à extensão para leste do depósito de Cu-Zn de Pojuca, descoberto pela Docegeo no início da década de 1970 (Fig. 7). O depósito está situado a cerca de 64 km do Núcleo Urbano de Carajás e seus recursos são estimados em 100 Mt @ 0,7% Cu (Cordeiro 1999).

As hospedeiras da mineralização são rochas compostas de anfibólio plagioclásio quartzo, biotita quartzo granada, magnetita quartzo grunerita, formações ferríferas e rochas ricas em quartzo do Grupo Salobo Pojuca, do Supergrupo Itacaíunas, formadas entre 2742 e 2732 Ma (Machado et al. 1991).

Uma sequência de metandesitos com 400 m de espessura, compostos por biotita quartzo e granada biotita quartzo, ocorrem na zona nordeste da área. Essas rochas são cortadas por uma soleira gabroica com espessura entre 300 e 500 m. Rochas bandadas ricas em Fe, com foliação milonítica importante, que ocorrem preferencialmente no contato entre os andesitos e a soleira, têm origem hidrotermal. Duas intrusões granitóides cortam as rochas do depósito, sendo posteriores à foliação milonítica e anteriores a episódio de deformação rúptil. O granitóide mais antigo é paleoproterozóico e está associado com a mineralização. Trata-se de um quartzo sienítico aplítico, enquanto que o mais jovem, mesoproterozóico, é um granito leucocrático (Lindenmayer et al. 2001).

As rochas ricas em ferro da faixa Pojuca Gameleira foram anteriormente classificadas como formações ferríferas bandadas, tendo a elas sido atribuídas as fácies óxido e sulfeto por Hutchinson (1979). A mineralização, no entanto é epigenética, ocorrendo nas rochas bandadas ricas em ferro, em veios de quartzo, disseminadas nas rochas encaixantes, preenchendo fissuras ou formando a matriz de veios de

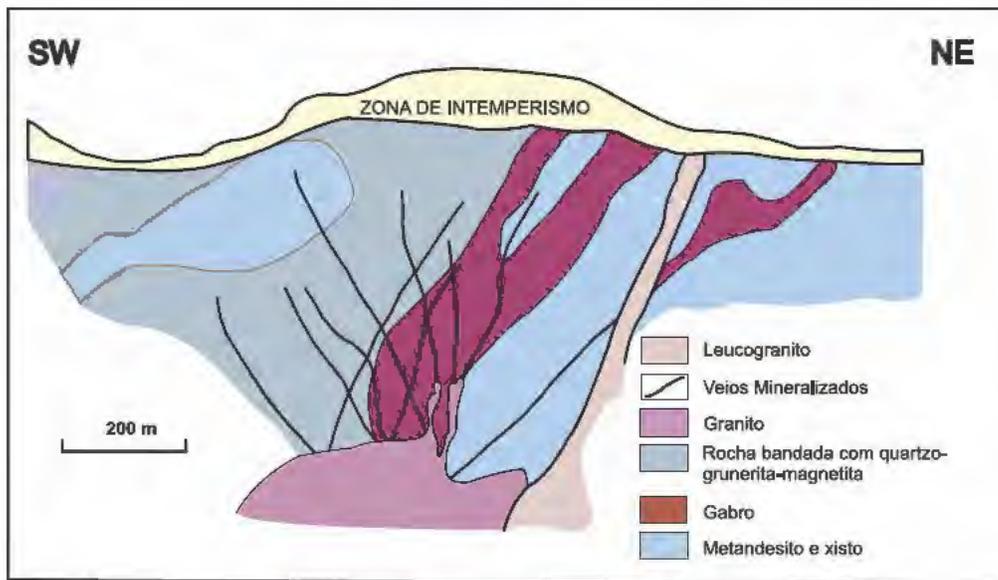


Figura 7 Seção transversal simplificada do depósito Gameleira (Fonte: Pimentel et al. 2003).

quartzo brechados. Os sulfetos principais são calcopirita e bornita, com traços de cobaltita, Co pentlandita, pirita, molibdenita e ouro (Lindenmayer et al. 2001).

As rochas hospedeiras do depósito Gameleira foram afetadas por alteração hidrotermal particularmente potássica, que transformou o protolito ígneo em rochas com biotita quartzo granada. A alteração hidrotermal originou também as rochas bandadas ricas em ferro, juntamente com o minério de Cu Au. Os efeitos da alteração hidrotermal e da deformação tectônica na soleira foram moderados, permitindo a preservação da textura subofítica original, atualmente impressa em rochas a actinolita, biotita, albita quartzo. Tendo por base sequências paragenéticas específicas de substituição mineral, pode-se admitir que a maioria dos elementos maiores e muitos elementos traço foram mobilizados durante a alteração hidrotermal e deformação (Lindenmayer et al. 2001).

Os andesitos cálcico alcalinos e gabros cogenéticos, hidrotermalmente alterados, produziram idades isotópicas Sm Nd de 2757 ± 81 Ma com $\epsilon_{Nd}(T)$ de 0,8 (Pimentel et al. 2003). Alteração filica, muito localizada e tardia, representada por muscovita, clorita e dravita, também foi observada. A razão Na:Ca no fluido provavelmente aumentou com o declínio das temperaturas. Isto ficou registrado nas assembléias minerais sucessivas observadas no gabro, que passaram de actinolita andesina oligoclásio para associações pobres em Ca, formadas por biotita Na escapolita sericita (Lindenmayer et al. 2001).

Uma temperatura média de $540 \pm 25^\circ\text{C}$ foi estabelecida a partir de medidas em três pares de minerais, correspondendo ao equilíbrio anfibólio granada concomitante com a intrusão de veios pegmatíticos. Tomando por base os dados geotermométricos, pode-se concluir que os processos de alteração potássica, enriquecimento em ferro e sulfetação em Gameleira foram produzidos essencialmente por interações fluido-rocha, associadas ao resfriamento do sistema hidrotermal, que esteve ativo no intervalo de temperatura de 540 a 190°C (Lindenmayer et al. 2001).

Estudos de inclusões fluidas caracterizaram as soluções hidrotermais aquosas de salinidade variável e com traços de nitrogênio (Lindenmayer et al. 2001).

A associação de inclusões deficientes em CO_2 , apresentando uma vasta gama de temperaturas de homogeneização e salinidades têm sido descrita na literatura como típica de fluidos portadores de forte herança magmática (Shepherd et al. 1985, Roedder & Bodnar 1997). Supersaturação dos fluidos foi atingida durante a formação das rochas ricas em Fe. Os fluidos mais quentes, responsáveis pela alteração potássica, albitização e lixiviação de Ca, foram oxidantes, alcalinos e com alta atividade de K e Cl, além de altas razões Na:Ca. Durante o resfriamento ocorreu a diminuição da razão Na:Ca acompanhada por um grande aumento da atividade do F, evidenciada pela presença maciça de fluorita. Epidoto e calcita raros também atestam o aumento da atividade do Ca na direção dos últimos estágios hidrotermais. Os dados texturais de Gameleira, mostrando que os mi

nerais de ETR estão sempre associados a veios de sulfeto e ocorrem como inclusões na biotita, indicam que a cristalização de biotita rica em flúor, fluorita e fases metálicas teriam sido os mecanismos principais, responsáveis pela cristalização dos minerais de ETR (Lindenmayer *et al.* 2001).

A associação da fluorita com a uraninita em Gameleira sugere que um composto de U F poderia ter sido o agente complexante do urânio. A assembléia de alteração, a paragênese sulfetada e a associação metálica (Fe Cu Au Mo Co U F ETR) do depósito Gameleira são similares àqueles do distrito de Cloncurry, na Austrália, gerados em zonas crustais relativamente profundas, como por exemplo Ernest Henry, Monakoff e Mount Kalbar, como descrito por Ryan (1998), Milner (1993) e Williams & Blake (1993), respectivamente.

Estudos de isótopos radiogênicos ajudaram a compreender a evolução geológica do depósito de Cu Au de Gameleira. Trouxeram também informações sobre a origem e natureza das rochas encaixantes. A geocronologia do depósito, de acordo com Pimentel *et al.* (2003), é sumariada a seguir:

2,75 Ga vulcanismo andesítico cálcico alcalino (arco magmático) e intrusão gabroica associada ao Grupo Pojuca. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos e as idades modelo de 2,8 a 3,1Ga indicam que os magmas originais foram contaminados por crosta continental antiga.

1,87 Ga intrusão do Granito Pojuca e provaavelmente do sienito aplítico, acompanhada pela geração das rochas bandadas ricas em ferro e mineralização de Cu Au.

1,70 Ga precipitação dos sulfetos dos veios portadores de sulfetos de Au e sulfetos de Cu.

1,58Ga intrusão do granito leucocrático.

A relação inequívoca da mineralização de Fe Cu Au com o sienito aplítico de Gameleira é principalmente atestada pela coincidência perfeita dos padrões de ETR das rochas bandadas ricas em ferro, fluorita, turmalina e do sienito aplítico (Lindenmayer *et al.* 2001)

A presença da soleira gabroica atuando como um corpo rígido e impermeável, teve um papel importante na canalização da circulação dos fluidos hidrotermais. Os principais caminhos foram inicialmente focalizados no contato andesito soleira. Mais tarde, o padrão de circulação modificou para incluir as fraturas, criadas durante o estágio de deformação rúptil (Lindenmayer *et al.* 2001).

As rochas bandadas ricas em ferro e mineraliza

das foram geradas há 1839 ± 15 Ma (isócrona Sm Nd), enquanto que a mineralização venular foi simultânea à deformação rúptil há 1700 ± 31 Ma (isócrona Sm Nd). Estas idades permitem inferir o tempo de atividade do sistema hidrotermal do Gameleira a um mínimo de 88 e a um máximo de 180Ma (Pimentel *et al.* 2003).

Dados geológicos e isotópicos suportam a correlação das rochas hospedeiras de Gameleira com os andesitos basálticos e com as soleiras quartzo dioríticas da mina de ferro de N4, localizada cerca de 30km a sudeste do depósito Gameleira. Esta associação de rochas vulcânicas e intrusivas pertence à Formação Parauapebas, Grupo Grão Pará, que foi gerada em um cenário de colisão de uma margem continental arqueana (Teixeira 1994, Lindenmayer *et al.* 2001).

Depósito Estrela

O depósito Estrela localiza-se próximo à extremidade leste do Cinturão Itacaúnas, cerca de 10km ao norte do depósito Cristalino. Os andesitos e gabros mineralizados do depósito Estrela ocorrem diretamente sobre a cúpula de um albita ortoclásio granito (Fig. 8). As rochas encaixantes do minério são andesitos cálcico alcalinos alterados, gabros e riolitos do Grupo Grão Pará. A idade isotópica Sm Nd de cerca de 2,76Ga corresponde, provavelmente, à idade de cristalização das rochas vulcânicas originais e gabros do depósito, coincidente com a idade das rochas do depósito Gameleira e do Grupo Salobo Pojuca, da base do Supergrupo Itacaúnas (Lindenmayer *et al.* 2005).

Os riolitos são formados por fenocristais de oligoclásio, quartzo e ortoclásio imersos em matriz de oligoclásio, ortoclásio, quartzo e Fe biotita. São quimicamente semelhantes aos riolitos da Serra Norte, embora mais alterados e enriquecidos em ETR, Rb, Ce, Th, Nb, Sm e Y (Lindenmayer *et al.* 2005).

As rochas intrusivas paleoproterozóicas compreendem quartzo diorito pórfiro (1881 ± 5 Ma, U Pb em zircão), albita ortoclásio granito e quartzo álcali feldspato sienito (episienito) vermelho ($1875 \pm 1,5$ Ma, U Pb em monazita), cujas idades isotópicas coincidem com a de formação do minério (1,85Ga, isócrona Sm Nd em rocha total).

O ortoclásio albita granito (OAG), composto por quartzo, feldspato e protolitionita, é peraluminoso e alcalino. Trata-se de granito sódico, com ra

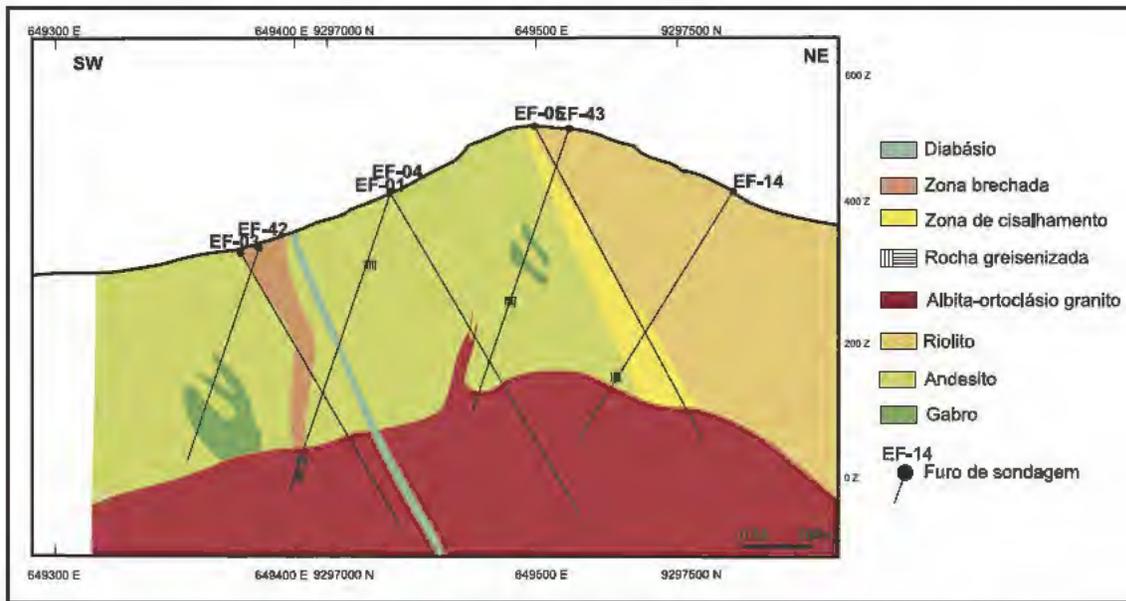


Figura 8 Seção transversal simplificada do depósito Estrela (Fonte: Lindenmayer et al. 2005).

ção $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ entre 9 e 14. O episienito (quartzo álcali feldspato sienito QAFS) vermelho é constituído por feldspato potássico, fluorita, clorita e magnetita. É álcali cálcico, metaluminoso e rico em Ba (1220ppm) e Cu (1590ppm). Existe uma perfeita coincidência entre os padrões de ETR do OAG e QAFS, exceto pela ausência de anomalia negativa de Eu no QAFS, sugerindo que o último seja uma fácies hidrotermalizada do OAG. Os granitóides mostram valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ entre +7,0 e +10,0, dentro do intervalo esperado para rochas desta natureza (Lindenmayer et al. 2005).

Os meta andesitos e metagabros do depósito Estrela são muito alterados, embora ainda portadores de texturas ópticas e subópticas. Os efeitos da alteração hidrotermal encontrada nessas rochas são representados por três tipos principais de assembléias minerais. A assembléia mais antiga e menos hidratada é composta por anfibólio, do tipo hastingsita, pargasita e Fe hornblenda e plagioclásio reliquiar ígneo substituído, em graus variados, por sericita, carbonato e/ou albita, juntamente com titano magnetita e epidoto. Essa é a assembléia predominante em gabros e corresponde à alteração cálcico sódica precoce, embora a coexistência de epidoto, albita, carbonato e clorita, em algumas amostras, sugira preservação parcial de assembléia metamórfica mais antiga. Se que se a alteração potássica, junto com ferrificação moderada e sulfetação, atestada pela presença de Fe biotita marrom e verde, junto com side

rofitita e magnetita esquelética, substituindo minerais máficos e plagioclásio. A essa fase está relacionada a mineralização venular (Lindenmayer et al. 2005).

Um estágio de greisenização tardio e localizado é representado por Li muscovita e zinnwaldita, junto com turmalina, quartzo, fluorita, topázio e clorita. Carbonatos sucedem a mineralização. Os gabros e andesitos menos alterados têm assinaturas isotópicas de oxigênio próximas de 5,0 5,5 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$, característicos de rochas não alteradas de composição semelhante (Lindenmayer et al. 2005).

Os padrões de ETR do albita ortoclásio granito, extremamente semelhantes aos de biotita, fluorita e turmalina da ganga dos veios do minério, indicam que fluidos provenientes do granito foram os responsáveis pela concentração do minério no depósito Estrela.

O quartzo diorito pórfiro é a rocha mais enriquecida em Au (5 a 50ppb) encontrada na área. Seu padrão de ETR normalizado pelo condrito mostra grande semelhança e paralelismo com a rocha greisenizada rica em Rb (>1000ppm) e Li (1080 ppm).

A zona mineralizada parece estar controlada por *splays* da Falha Carajás, encontrando-se em faixa de andesitos e gabros subordinados, balizada a NE e SW por riolitos. Existe um zoneamento dos sulfetos no depósito Estrela, com predomínio de pirita e pirrotita em direção ao norte e oeste nos riolitos, e calcopirita e pirita a sul e leste,

nos andesitos e gabros. A razão S/Cu do minério, em geral, é mais elevada do que nos depósitos da região norte da Serra de Carajás, como Salobo, Pojuca Gameleira e Igarapé Bahia Alemão, onde predominam bornita calcosita, calcopirita bornita e calcopirita, respectivamente (Lindenmayer *et al.* 2005).

Os estilos de mineralização compreendem veios, brechas e *stockworks*. Os principais minerais de minério são calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita, bornita e magnetita, em ganga de quartzo, fluorita, albita, siderofilita, turmalina, epidoto, chamosita e topázio. A calcopirita, mineral de cobre mais importante, é aurífera (0,177 apfu de Au). A pirita é cobaltífera (Co=0,012 1,756 apfu) e a pirrotita é níquelífera (Au=0 0,139, Ni=0,147 0,375 apfu) (Lindenmayer *et al.* 2005).

A sucessão mineral descrita sugere que o fluido era inicialmente neutro a alcalino e oxidante, passando a ácido e redutor durante o estágio de greisenização. Na fase tardia ocorrem os carbonatos acompanhados de quartzo e fluorita, sugerindo diminuição na pressão de P_{CO_2} e alta razão Ca/Na (Lindenmayer *et al.* 2005).

As inclusões fluidas revelam flutuações de salinidade ao longo dos eventos de alteração hidrotermal da área. A coexistência geral de inclusões fluidas bifásicas aquosas e trifásicas/multifásicas saturadas, juntamente com uma ampla variação de salinidade, indica fluidos hidrotermais com importante contribuição granítica, podendo ser explicados por processo de reação contínua entre o fluido e a rocha encaixante durante a queda de temperatura (Lindenmayer *et al.* 2005).

Também participaram desse sistema hidrotermal fluidos provenientes das rochas máficas, possivelmente já metamorfisadas, como indica a assinatura isotópica de oxigênio e deutério e que contribuíram com alguns metais, tais como Ni e Co, imprimindo à assembléia mineral um caráter bimodal. A biotitização leva $\delta^{18}O$ de gabros e andesitos para valores próximos dos granitos, cujos fluidos foram possivelmente os responsáveis pela alteração. Valores mais baixos de $\delta^{18}O$ mostram que a alteração filica e greisenização dos andesitos e gabros foi mais intensa quanto mais empobrecida em $\delta^{18}O$ for a rocha (Lindenmayer *et al.* 2005).

Greisenização e brechação tardias tiveram importante contribuição de águas meteóricas, em bora quartzo do veio de greisen tenha se equilibrado com fluidos metamórficos. O valor de $\delta^{18}O\%$

= +5,3‰ do oxigênio do fluido, em equilíbrio com quartzo dos veios, na temperatura de 250°C, indica fluidos de origem metamórfica para a greisenização. Os fluidos tardios ($\delta^{18}O\%$ = +1,3), em temperatura de equilíbrio isotópico do oxigênio de 165°C, já sofriam forte influência de águas meteóricas. A alteração potássica, responsável pela formação maciça de biotita siderofilita na área, juntamente com a sulfetação, teve influência de fluidos magmáticos derivados dos granitos. Já fluidos metamórficos foram possivelmente preponderantes no transporte e deposição de metais. À medida que o sistema resfriava, a mistura de fluidos tornava-se maior e os fluidos meteóricos passaram a ter papel importante quando do fechamento do sistema, em regime rúptil, abaixo de 200°C (Lindenmayer *et al.* 2005).

Os valores de $\delta^{34}S$ de calcopirita (+0,1 a +3,5) e pirita (+0,6 a +4,1), além de molibdenita (+0,9) indicam fonte magmática para o enxofre. Nos carbonatos dos veios tardios, os valores de $\delta^{13}C$ da calcita são compatíveis com origem magmática, enquanto que o de siderita poderia ser atribuído a carbono crustal, com influência de fluidos hidrotermais (Lindenmayer *et al.* 2005).

Alteração hidrotermal intensa e extensa e a formação dos veios mineralizados em Cu Au, ocorreu há ca. de 1,85Ga. Os valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}(T)$ dos veios sugerem derivação de fluidos a partir de fonte com assinatura isotópica de Nd arqueana (Lindenmayer *et al.* 2005).

A idade da molibdenita não reflete necessariamente a da mineralização cupro aurífera dos depósitos da região da Serra de Carajás. A idade Re Os de 2,7Ga em molibdenita deformada na borda de um veio mineralizado de idade isocrônica Sm Nd de 1857±98Ma, junto com a presença de molibdenita não deformada e mais jovem, sugere que haja mais de uma geração do mineral na área (Lindenmayer *et al.* 2005).

Os dados isotópicos e geocronológicos demonstram que a mineralização de Cu Au e o evento hidrotermal associado são paleoproterozóicos, sem associação com os eventos ígneos arqueanos. A comparação com os depósitos Salobo, Bahia Alemão e Gameleira mostra que no depósito Estrela não ocorrem as grandes massas de magnetita, características dos depósitos de óxido de Fe, Cu Au. A alteração cálcico sódica que antecede a mineralização carece de fases como escaopolita e as assembléias minerais vinculadas a

esse estágio são raras, podendo muitas vezes ser atribuídas a metamorfismo regional, anterior à intrusão granítica (Lindenmayer *et al.* 2005).

Superposta à alteração potássica dominante, na qual Fe biotita e siderofilita são os principais minerais, ocorreu greisenização em faixas localizadas, caracterizada pela presença de quartzo, topázio, fluorita, turmalina, clorita e micas litínicas, como protolitionita, Li muscovita e zinnwaldita. As rochas que as contêm apresentam teores de Li acima de 1000ppm. Estes dados parecem caracterizar um depósito de tipo híbrido, com algumas características comuns aos depósitos de OFCO e de cobre pórfiro de alto enxofre nos estágios precoces, evoluindo para greisenização tardia (Lindenmayer *et al.* 2005).

As feições regionais que controlam os demais depósitos de OFCO de Carajás estão também presentes no depósito Estrela, como o controle a partir de *splays* da Falha Carajás, a concentração do minério em andesitos reativos, balizados por duas falhas silicificadas, que poderiam ter agido como barreiras na canalização dos fluidos hidrotermais e a relação direta com granitos, fontes de calor, fluidos e alguns metais, como mostram os elementos associados F, U, ETRL, Mo, K, Rb, B e Li (Lindenmayer *et al.* 2005).

Os valores negativos de $\epsilon_{Nd}(T)$ das rochas do depósito Estrela sugerem contaminação com material crustal mais antigo. Da mesma forma, as razões Th/Yb versus Ta/Yb dos riolitos sugerem ambiente de margem continental ativa. A comparação dos resultados das datações isotópicas Sm Nd de Salobo, Gameleira (Pimentel *et al.* 2003) e do depósito Estrela sugerem que as rochas hospedeiras são cronocorrelatas. Todavia, os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ das rochas do depósito Estrela (3,2), Gameleira (1,4 em andesitos, 0,8 em gabros) e Salobo (0,1) sugerem que elas não são cogenéticas. O valor menos negativo para a isócrona, quando as rochas vulcânicas do Salobo são analisadas junto com as do depósito Gameleira, sugere que as rochas do Salobo são menos contaminadas com crosta continental (Pimentel *et al.* 2003).

Depósito Breves

O depósito de Cu Au de Breves localiza-se 9km a nordeste do depósito Igarapé Bahia Alemão. Os recursos minerais neste depósito foram estimados em 50Mt de minério @ 1,22% Cu, 0,75gAu/t,

2,4gAg/t, 1200gW/t, 175gMo/t, 75gBi/t e 70gSn/t (Nunes *et al.* 2001, Tallarico *et al.* 2003, Botelho *et al.* 2004).

A mineralização ocorre na zona apical de uma intrusão de biotita granito alcalino (Botelho *et al.* 2004) e também em arenitos e siltitos encaixantes, que pertencem à base da Formação Águas Claras (Tallarico *et al.* 2003) (Fig. 9).

A mineralização é paleoproterozóica, produzida pelo sistema hidrotermal criado por uma intrusão granítica há 1853±9 Ma (zircão U Pb, Botelho *et al.* 2004), ou há 1878±7 Ma (zircão SHRIMP U Pb, Tallarico *et al.*, 2003). Além do biotita granito alcalino, intrusões de monzogranitos e sienogranito intensamente alterados ocorrem nas proximidades. O minério é disseminado, associado a um sistema tipo *stockwork*, dentro de um halo de alteração enriquecido em Cu, Au, W, Mn, Bi, Sn, La e As, localizado na cúpula da intrusão. Manifestações da mineralização de Cu Au também aparecem nas rochas encaixantes, sob a forma de veios de quartzo (Botelho *et al.* 2004).

Os minerais de minérios são calcopirita, arsenopirita rica em cobalto, pirita, molibdenita, pirrotita, wolframita, cassiterita e bismutinita, acompanhados por marcassita, löllingita, glaucodot, safflorita, estanita, scheelita, berilo, fenacita, calcosita, covellita, uraninita e thorita. O ouro associa-se com bismuto nativo, como inclusões em arsenopirita, calcopirita e glaucodot. Outros minerais associados ao minério são fluorita, rutilo anatásio, ilmenita, carbonato, apatita rica em ETR, xenotímio e monazita (Botelho *et al.* 2004).

Dois tipos de alteração hidrotermal, uma potássica e outra fílica, foram descritos na área por Botelho *et al.* (2004). A primeira é marcada pela presença de microclínio e biotita rica em Cl em aureólas metassomáticas acima do granito e em veios. A alteração fílica hospeda os corpos principais de minério, sendo caracterizada pela presença de muscovita, quartzo, clorita e turmalina (Botelho *et al.* 2004).

Os fluidos mineralizantes representam o sistema H₂O NaCl, com salinidade menor do que 20% eq. NaCl e temperaturas de homogenização entre 150 e 250°C (Botelho *et al.* 2004).

Depósito Alvo GT-46

O depósito Alvo GT 46 situa-se no extremo NNW da Serra do Carajás, Município de São Félix do Xin

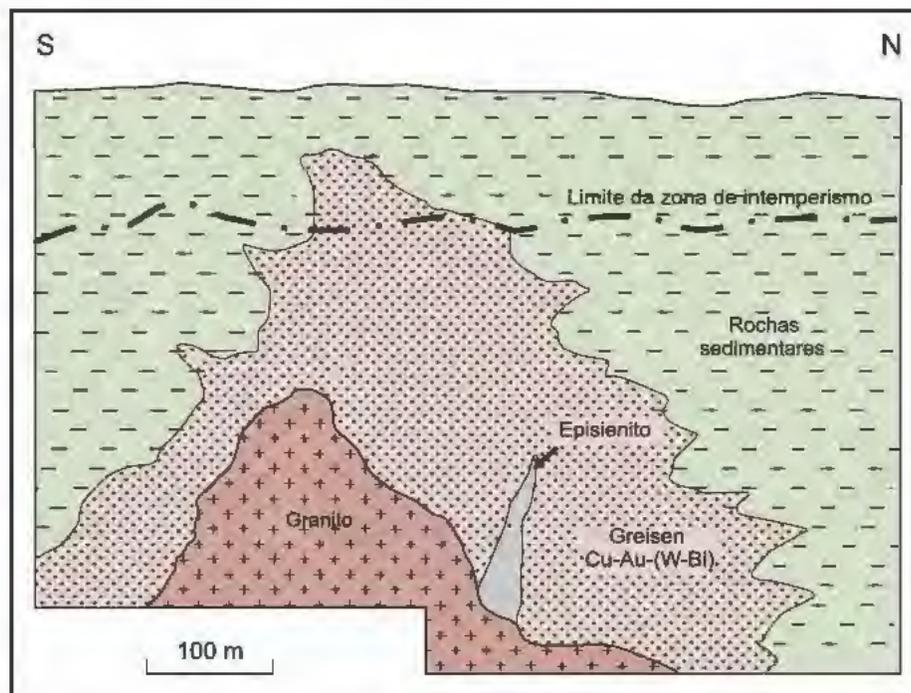


Figura 9 Seção transversal do depósito Breves (Fonte: Tallarico et al. 2004).

gu, cerca de 100km do Núcleo Residencial Cara já. Afloramentos rochosos na área de pesquisa são raros. Os mapeamentos realizados no depósito Alvo GT 46 pelos geólogos da extinta Doce geo no âmbito do Projeto Aquiri foram viabilizados com auxílio da descrição dos testemunhos de 80 furos de sondagem e resultaram em um mapa na escala original de 1:5.000 (Fig. 10).

Com base nos estudos petrográficos e litogeo químicos realizados em 14 furos de sondagem (Silva et al. 2005), os seguintes litotipos foram caracterizados na área:

- gabros, basaltos e basalto andesíticos com textura original preservada embora mineralogicamente transformadas por alteração hidrotermal;

- anfibolitos fracamente a moderadamente anisotrópicos;

- anfibolitos intensamente foliadas e ricos em biotita;

- rochas graníticas, em geral isotrópicas, localmente deformadas e foliadas sob regime dúctil, com diferentes graus de alteração hidrotermal;

- gnaiesses e xistos ricos em granada e sillimanita;

- formações ferríferas bandadas com magnetita e quartzo, com ocorrência de grunerita subordinada;

- diques e soleiras doleríticas não deformados,

com textura porfírica a glomeroporfírica.

O depósito Alvo GT 46 está inserido no contexto da seqüência metavulcano sedimentar arqueana do Grupo Grão Pará. Nesse depósito foram descritas rochas plutônicas e vulcânicas toleíticas, de ambiente de arco vulcânico, sedimentos vulcano exalativos do tipo BIF e granitóides cálcico alcalinos, também com assinatura de arco. O conjunto foi afetado por uma deformação heterogênea em regime rúptil dúctil, acompanhada de um metamorfismo dinamotermal da fácies anfibolito (Silva et al. 2005).

As principais hospedeiras da mineralização são rochas anfibolíticas contendo biotita. As mineralizações do tipo Fe Cu Au consistem de sulfetos de cobre (calcopirita, bornita, covelita e calcosita) com magnetita associada, encaixadas nos anfibolitos mais intensamente deformados e em planos de fraturas dos granitos arqueanos. Um metassomatismo ferro potássico das rochas encaixantes foi produzido pelo fluido mineralizante (Silva et al. 2005).

Estudos de inclusões fluidas e de isótopos de S e O indicam que os fluidos mineralizantes eram de natureza magmato hidrotermal, de provável derivação granítica. Os dados geocronológicos diretos e indiretos apontam para uma idade paleoproterozóica da ordem de 1,8 Ga para o evento mineralizante (Silva et al. 2005).

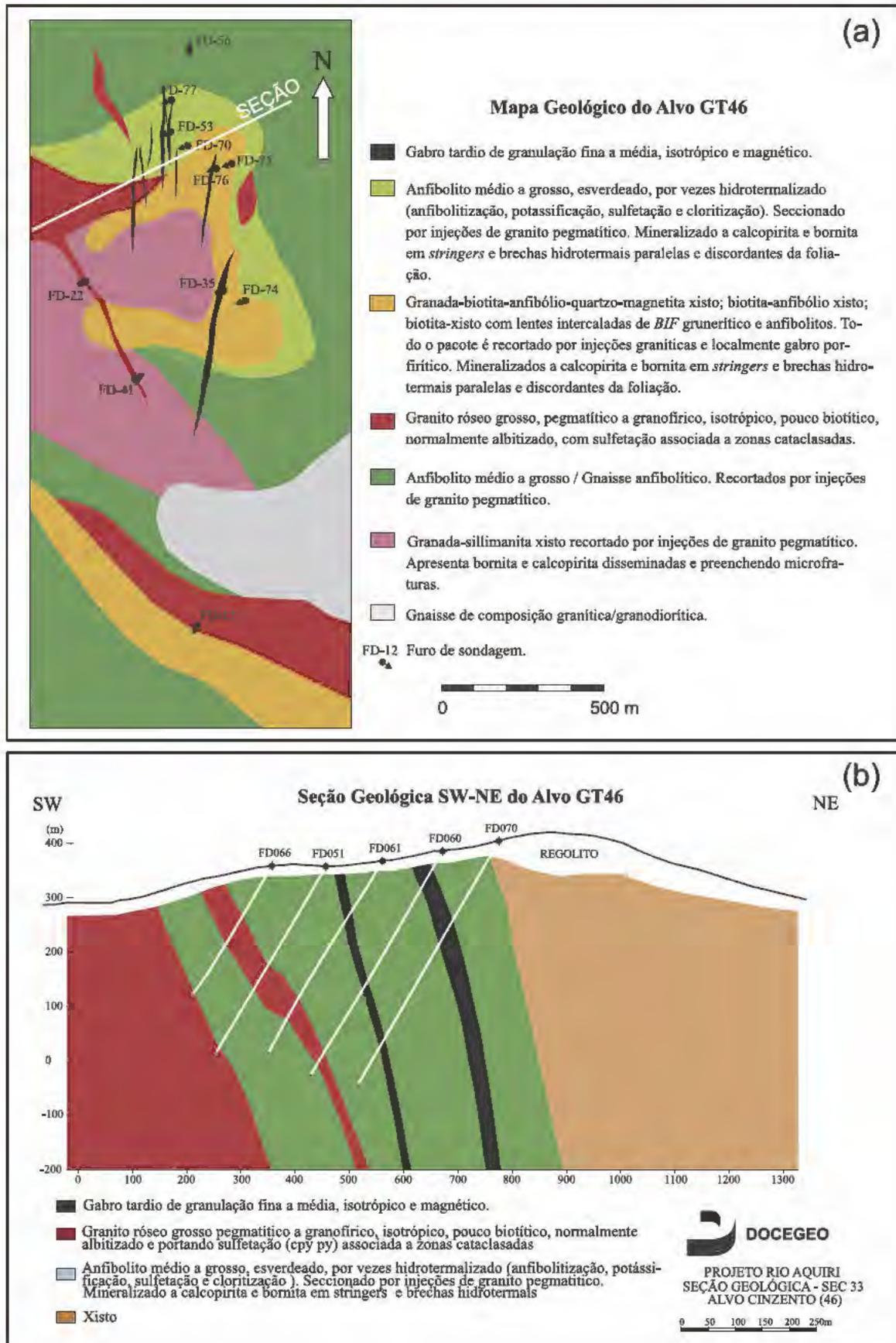


Figura 10 Mapa geológico (a) e seção transversal do depósito GT 46 (Fonte: Silva et al. 2005).

A metalogênese paleoproterozóica do depósito Alvo GT 46 foi controlada por falhas e fraturas de direção geral NNE SSW, que cortam transversalmente a estruturação E W da Serra de Carajás. Este episódio de fraturamento crustal ocorreu após a última fase intrusiva do evento Uatuma, durante o *breakup* continental relacionado à fase Crepori (Silva *et al.* 2005).

De acordo com Silva *et al.* (2005), foi possível reconhecer vários pontos de convergência das mineralizações estudadas no depósito Alvo GT 46, Serra de Carajás, com essa classe de depósitos. As principais similaridades que podem ser ressaltadas são as seguintes:

embora hospedadas por rochas arqueanas, as mineralizações de Fe Cu Au do depósito Alvo GT 46 são paleoproterozóicas, com idade em torno de 1,8Ga, similar a vários outros depósitos desta família.

a mineralização é tectonicamente controlada. O minério ocorre nos planos de foliação das rochas deformadas em regime dúctil. Num estudo de observação das feições estruturais, no âmbito regional, utilizando a superposição da geologia sobre o modelo digital de terreno, observa-se que o depósito Alvo GT 46 situa-se no contexto de falhamentos NNE SSW que cortam transversalmente a estruturação E W geral da Serra de Carajás.

as rochas hospedeiras da mineralização derivam de um ambiente de arco. Entretanto, a mineralização é pós-deformacional e pós-metamórfica e parece estar relacionada à geração de granitoides anorogênicos, alcalinos, resultantes de um fenômeno de *magma underplating* estereariano (vide Macambira *et al.* 1990, Teixeira & Egger 1994, Teixeira *et al.* 2001, Dall'Agnol *et al.* 2005).

as rochas hospedeiras da mineralização estão intensamente metassomatizadas. Observa-se o desenvolvimento de uma mineralogia de substituição resultante do aporte principalmente de ferro e potássio e, secundariamente, de elementos mais refratários (Terras Raras). O desenvolvimento expressivo de biotita e K feldspato, no envelope da zona mineralizada, é resultado de um intenso metassomatismo potássico. Por outro lado, ao longo de toda zona mineralizada observa-se a transformação dos anfibólios cálcicos (gerados pelo metamorfismo regional) em Fe anfibólios, em resposta à interação com os fluidos ricos em ferro. O auge do aporte de fluidos ricos em ferro é

traduzido pela presença de veios de quartzo com magnetita hidrotermal e a geração de bolsões de magnetitito na zona do minério.

a alteração sódica é incipiente o que pode ser entendido de duas maneiras: ou as paragêneses da alteração sódica foram superimpostas pela alteração potássica ou, mais provável, o depósito esteja num nível crustal de erosão superior ao da alteração sódica.

a magnetita é o mineral metálico predominante e claramente precede os sulfetos os quais a engolfam ou preenchem fraturas nesse mineral.

do ponto de vista morfológico, o que se observa é o minério filoniano, preenchendo planos de fraturas e de cisalhamento, formando por vezes bolsões em zonas onde a rede de fraturamento é mais intensa (Silva *et al.* 2005).

No que diz respeito à gênese das mineralizações presentes no depósito Alvo GT 46, todos os dados de inclusões fluidas, de isótopos estáveis e geocronológicos apontam para um fluido de natureza magmato hidrotermal como o responsável pela geração do minério e pelo metassomatismo ferro potássico das encaixantes.

O estudo de inclusões fluidas revelou a coexistência de inclusões carbônicas (CO₂) e aquosas salinas e hipersalinas, compatíveis com um fluido original constituído por H₂O CO₂ NaCl ± CaCl₂ ± KCl o qual teria, à exemplo do que acontece em vários depósitos dessa natureza descritos na literatura, ter sido submetido a processo de separação (Silva *et al.* 2005).

Além dos dados de IF, os dados isotópicos de S obtidos no minério do depósito Alvo GT 46 também revelam uma assinatura magmática. Os valores de δ³⁴S obtido em amostras de concentrados de sulfetos (calcopirita + bornita + covelita + calcosita) variam entre os valores zero e um, compatíveis, portanto, com uma fonte magmática (Silva *et al.* 2005).

Análises de isótopos de oxigênio foram realizadas em amostras de rochas do depósito Alvo GT 46. O objetivo principal foi confirmar as evidências petrográficas indicativas dos processos de alteração hidrotermal. Foram selecionadas amostras das encaixantes imediatas da mineralização (rochas intensamente modificadas pela interação com o fluido hidrotermal mineralizante) até amostras das zonas mais distais, onde a interação fluido-rocha foi apenas incipiente (Silva *et al.* 2005).

Os resultados obtidos mostram que os valores

de $\delta^{18}\text{O}$ das rochas menos afetadas pelos processos hidrotermais situam-se no espectro de 5,3 a 6,0‰, compatíveis com os descritos na literatura para rochas de origem mantélica, pouco modificadas por processos pós-magmáticos, em especial aquelas geradas em ambientes de subducção. Esses dados isotópicos estão em consonância com o estudo litogeoquímico realizado nas rochas do depósito Alvo GT 46 no qual concluiu-se de que estas teriam sido geradas num ambiente de subducção (Silva *et al.* 2005).

Em contraste, as encaixantes do minério e os anfibolitos próximos aos halos de metamorfismo/metassomatismo imposto pelos granitos, apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentados em decorrência de sua interação com fluidos hidrotermais de provável origem magmática (Silva *et al.* 2005).

Depósito Águas Claras

O depósito de Au-Cu (W) de Águas Claras (Silva & Villas 1998) situa-se na área central do Cinturão Itacaiúnas, hospedado em quartzitos e siltitos arqueanos da Formação Águas Claras e também em diques e soleiras gabróicas, intrudidas há ca. 2,60Ga (Fig. 11).

O depósito se localiza dentro de uma zona de cisalhamento dextral com direção NE, que constitui um dos principais *splays* da Falha Carajás. A mineralização de Au-Cu (W) ocorre como *stockwork* na zona principal de cisalhamento, estendendo-se por 400m, com largura máxima de 20m e até 250 a 300m de profundidade (Silva & Villas 1998).

Os veios de quartzo mineralizados a Au-Cu contêm clorita, magnetita e hematita, turmalina, mica

branca, carbonato, sulfetos, fluorita, epidoto, albita e caulim. Os sulfetos ocorrem preferencialmente na parte central dos veios, compostos de calcopirita, pirita, esfalerita e arsenopirita, com traços de galena, pirrotita, cobaltita, bismutinita, estanita e tenantita (Soares *et al.* 1994).

A alteração hidrotermal está em grande parte associada à cloritização e sericitização das rochas hospedeiras, com turmalinização intensa, silicificação, carbonatização e caulinização. Vênulas de siderita cortam as demais litologias, provavelmente representando a fase final do sistema hidrotermal Águas Claras (Silva & Villas 1998).

Estudos de inclusões fluidas revelaram que as soluções mineralizantes foram predominantemente aquosas, contendo NaCl, CaCl_2 e MgCl_2 . Temperaturas de homogeneização de 360 a 160°C e de 360 a 100°C foram obtidos, respectivamente, em inclusões altamente salinas (30 a 45% eq. NaCl) e inclusões moderadamente salinas (0,5 a 23,5% eq. NaCl) (Silva 1996).

O ouro ocorre como electrum (75% de Au e 25% de Ag) de granulação muito fina em: (i) inclusões nos grãos de arsenopirita, (ii) contatos de pirita calcopirita e (iii) como partículas isoladas em agregados de calcopirita (Soares *et al.* 1994).

Depósito Alvo 118

O depósito de Cu-Au do Alvo 118 situa-se ao longo de uma grande falha de direção EW, localizada no setor sul do Cinturão Itacaiúnas, próximo ao contato das rochas metavulcânicas do Grupo Grão Pará com granulitos do Complexo Pium, e com migmatitos e gnaisses dos complexos Xingu (Al

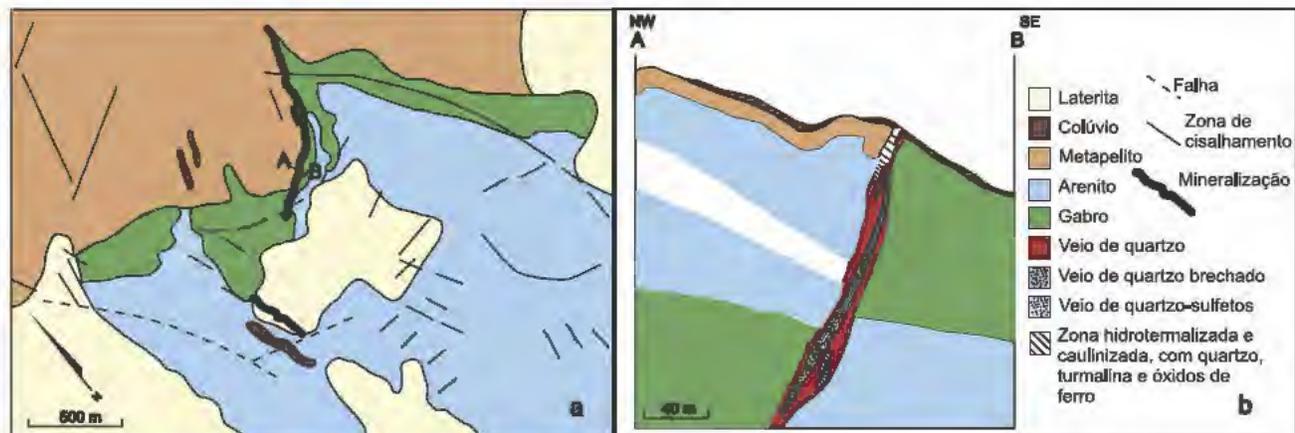


Figura 11 (a) Mapa geológico e (b) seção transversal do depósito Águas Claras (Fonte: Villas & Santos 2001).

buquerque *et al.* 2001) (Fig. 12). Granitóides que intrudiram a região há ca. 2,74Ga pertencem à Suíte Plaquê (Huhn *et al.* 1999).

O Alvo 118 compreende duas zonas distintas de mineralização. O corpo de minério principal situa-se ao longo da falha EW. Mineralizações sulfetadas de menor porte encaixam-se em falhas de direção NW-SE, formando corpos tabulares subverticais. O corpo mineralizado de maior porte define uma zona de *stockwork* que ocorre ao longo de uma estrutura reativada, com o sistema de venulação de sulfetos de cobre cortando a foliação regional (Rigon *et al.* 2000).

Dois estilos de veios foram descritos dentro do depósito: (i) veio brechados de sulfeto maciço, contendo calcopirita bornita hematita/magnetita e (ii) veio de quartzo calcita contendo calcopirita. As zonas de mineralização maciça estão associadas com zonas de intensa alteração potássica, onde aparecem K feldspato e biotita. Uma alteração clorítica distal contendo calcopirita±bornita±hematita disseminadas também está associada a este estilo de mineralização. Segundo indicações de relações texturais, os veios de quartzo calcita calcopirita são posteriores aos veios brechados de calcopirita bornita hematita/magnetita. O sistema precoce de venulação brechada representa um evento metassomático de baixo enxofre saturado em sílica, enquanto que o evento de venulação tardio representa um evento metassomático mais rico em SiO₂ (Grainger *et al.* 2008).

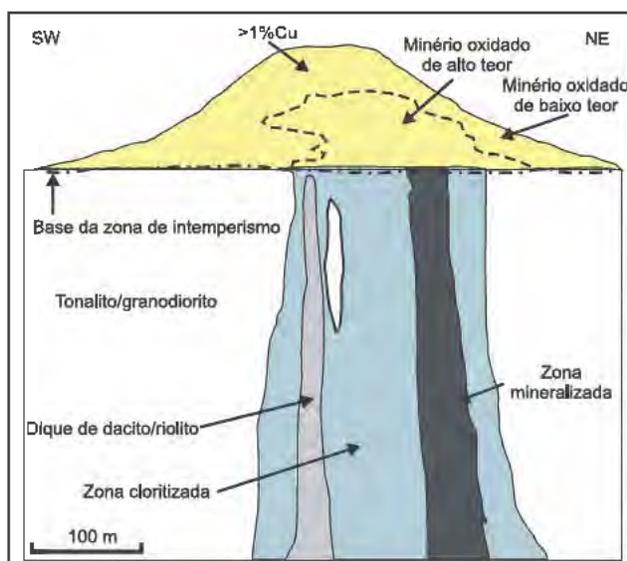


Figura 12 Seção transversal simplificada do depósito 118 (Fonte: Grainger *et al.* 2008).

DISCUSSÃO

Depósitos de OFCO compartilham uma série de características em comum, que foram enumeradas e discutidas em algumas das melhores sínteses elaboradas sobre o assunto (Hitzman 2000, Pollard 2000 e Partington & Williams 2000). As características mais importantes são:

a maioria desses depósitos é pós-arqueana, com distribuição concentrada entre o Neoproterozoico e o Plioceno.

as mineralizações associam-se invariavelmente a eventos magmáticos de natureza granítica.

os depósitos são controlados por falhamentos, em geral de segunda ordem, de baixo a alto ângulo, que costumam fazer parte de sistemas regionais.

os óxidos de ferro (magnetita/hematita) predominam em relação aos sulfetos de ferro.

concentrações anômalas de certos elementos (Co, Ni, As, Mo, W, U), além de elementos terras raras leves normalmente associam-se ao minério.

as hospedeiras da mineralização mostram-se intensamente hidrotermalizadas. A mineralogia de alteração varia de acordo com a composição da rocha. Os tipos de alteração mais comuns são sódica, sódica-cálcica, potássica, silicificação e cloritização.

existe zonalidade de alteração hidrotermal, caracterizada pelo predomínio da sódica ou sódica-cálcica nas mineralizações mais profundas. A alteração potássica (com desenvolvimento de K feldspato e biotita) ocorre em níveis crustais intermédios. Nas zonas rasas, a alteração normalmente é sericitica. A magnetita é a fase rica em ferro predominante em depósitos profundos enquanto que a hematita predomina em depósitos mais rasos.

Segundo Hitzman (2000), as feições metalogênicas que podem divergir entre os depósitos de OFCO seriam:

os processos de substituição das rochas hospedeiras, frente à ação dos fluidos hidrotermais, conduzem à geração de diferentes formatos de corpos de minérios, tais como corpos tabulares *stratabound*, veios, rede de filonetes em *stockwork* e zonas de brechação.

os depósitos de OFCO são encontrados em ambientes geotectônicos diversos, como por exemplo (i) ambiente continental intra-placa, com as mi-

neralizações relacionadas a magmatismo anoro gênico ou a zonas de colapso de orógenos intra continentais, (ii) em ambientes de tectônica extensional, com as mineralizações relacionadas a arcos de margens continentais ativas.

Os fluidos responsáveis pela mineralização seriam de origem ígnea, ricos em voláteis (Hitzman *et al.* 1992). Esta proposta ganhou importância à medida que estudos de inclusões fluidas e de isótopos de O, H e S de zonas mineralizadas de depósitos de diferentes partes do mundo, indicaram fluidos de natureza magmática, com maior ou menor participação de fluidos meteóricos. O modelo considera a assinatura de inclusões fluidas, de natureza aquosa salina a hipersalina e carbônicas. O fluido original composto por H_2O CO_2 $NaCl \pm CaCl_2 \pm KCl$ sofreria uma separação (*unmixing*) durante sua ascensão na crosta, em resposta à queda de pressão e de temperatura (Adshead *et al.* 1998, Oliver 1995, Etnner *et al.* 1993).

Os fluidos mineralizantes seriam então originados de um magma rico em CO_2 e, considerando que a separação do CO_2 resulta numa saturação precoce da fase líquida em metais, a presença dessa fase seria de crucial importância no processo mineralizante. À essa separação das fases atribuiu-se também a alteração sódica (Pollard 2000).

Levando em conta os trabalhos experimentais de Iiyama (1965) sobre o equilíbrio da razão $Na/(Na+K)$ em fluidos ricos em CO_2 e Cl, Pollard (2001), concluiu que a separação de fluidos compostos por H_2O CO_2 $NaCl \pm CaCl_2 \pm KCl$ pode levar, num momento inicial a um aumento dessa razão, resultando na alteração sódica de alguns minerais (albitização dos feldspatos). Num momento posterior, o decréscimo dessa razão geraria alterações potássicas. Esses dados colocam em discussão a necessidade de envolver evaporitos na composição do fluido hidrotermal geradores de depósitos do tipo OFCO, uma vez que a alteração sódica pode ser explicada à luz da evolução de fluidos ricos em CO_2 .

Para Barton & Johnson (1996) os depósitos de OFCO poderiam resultar da incorporação de metais por fluidos magmáticos e/ou não magmáticos, por interação com evaporitos. Segundo estes autores, a presença de um corpo intrusivo na área do depósito teria o papel apenas de fornecer calor para movimentar os fluidos e gerar um sistema de convecção hidrotermal. Para Hitzman (2000), no entanto, a maioria absoluta de depósitos OFCO prescinde de qualquer associação espacial ou tem

poral com evaporitos. Restringe-se então a aplicação da hipótese de Barton & Johnson (1996) a alguns depósitos específicos, nos quais se registrou a presença de evaporitos, tais como os depósitos de Salton Sea (EUA) e Korshunovsk (Rússia). Estudos recentes, no entanto, ressaltaram a importância de fontes alternativas de fluidos para explicar a onipresença de soluções altamente salinas nos depósitos de OFCO de Carajás. Análises de razões isotópicas de boro indicaram altos valores $\delta^{11}B$ (12,6 a 26,6‰) para o minério relacionado ao depósito Igarapé Bahia, o que poderia representar uma evidência indireta de contribuição de evaporitos marinhos para o sistema hidrotermal (Xavier *et al.* 2005).

Considerando-se que a assinatura de inclusões fluidas e assinaturas de razões isotópicas efetivamente apontam para fluidos de natureza magmática, a questão imediata que surge refere-se à natureza da rocha fonte desses fluidos. Vários autores ressaltaram o fato de que a maior parte dos depósitos de OFCO, espalhados em diferentes regiões do planeta, associados a diferentes ambientes geodinâmicos, mostram-se invariavelmente associados a rochas graníticas (ou granitóides). Estas, em geral, são rochas oxidadas (granitóides da série da magnetita), de composição ácida a intermediária (granitos a dioritos), ricos em potássio, gerados a partir da fusão parcial de rochas da crosta inferior com alguma contribuição mantélica. A fusão parcial, em regime de alta temperatura, das rochas meta-ígneas da crosta inferior seria efetivada por meio da quebra da biotita e do anfibólio. Este processo liberaria água e flúor para o líquido (fundido) e a alta temperatura promoveria a quebra de resistatos tais como zircónita e espinélio ferro-titaníferos, enriquecendo o fundido em terras raras, zircônio, urânio, dentre outros (Pollard *et al.* 1998, Creaser 1996, Rämö & Haapala 1995).

SÍNTESE DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Com base nos dados de geocronologia, pode-se concluir que a Província Carajás foi sequencialmente afetada pelas seguintes fases tectônicas: (i) três fases compressivas no Neoarqueano; (ii) uma fase compressional e uma extensional no Paleoproterozóico, e (iii) uma extensional ao final do Neoproterozóico, início do Paleozóico.

fase pré-colisional, ao redor de 2,76Ga (Neoarqueano) (Wirth 1986, Teixeira 1994), quando ocorreu a deposição das rochas do Grupo Grão Pará, incluídos a formação ferrífera bandada (Formação Carajás) e as rochas vulcânicas cálcio alcalinas da Formação Parauapebas, em ambiente de arco de margem continental.

fase colisional, ao redor de 2,74Ga (Neoarqueano), identificada pelos granitóides intrusivos (Teixeira 1994, Barros *et al.* 2001, Avelar *et al.* 1999).

fases de reativação crustal, ao redor de 2,55Ga (Neoarqueano), identificada pelos granitóides tardi colisionais (Machado *et al.* 1991, Teixeira 1994, Souza *et al.* 1996).

fase compressional, no intervalo de 2,09 a 2,08Ga (Riaciono), quando ocorreu a colisão entre o Escudo das Guianas e o Bloco Amazônia Central, acompanhada de anatexia crustal e geração de granitóides (Ledru *et al.* 1994, Tassinari *et al.* 2000).

fase extensional, relacionada à colocação de granitos anorogênicos, em torno de 1,88Ga (Orosiriano) (Dall'Agnol *et al.* 2005, Machado *et al.* 1991).

fase de fraturamento crustal generalizado, ao redor de 553±32Ma (Cordani *et al.* 1984), relacionada ao processo de aglutinação do setor ocidental do Supercontinente Gondwana.

As interpretações das feições geológicas da Província Carajás discutidas em trabalhos anteriores suportam as seguintes considerações:

a Bacia Carajás, representada principalmente pela sequência vulcanossedimentar do Grupo Grão Pará e pelos sedimentos de cobertura da Formação Águas Claras, repousa sobre rochas do embasamento de alto grau metamórfico (Complexo Xingu), muito próximo ao limite de um terreno granito *greenstone* contíguo (Bloco Rio Maria).

resultados robustos de geocronologia U Pb e Pb Pb (Machado *et al.* 1991, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996), indicam que as evoluções do Complexo Xingu e do Bloco Rio Maria foram concomitantes há 2,8Ga, enquanto que as rochas vulcânicas cálcio alcalinas do Grupo Grão Pará foram geradas no intervalo de 2,76 a 2,74Ga (Wirth 1986, Teixeira 1994).

a formação ferrífera bandada fácies óxido da Formação Carajás foi depositada no intervalo entre 2,75 e 2,74Ga (Trendall *et al.* 1998).

episódios magmáticos tardios ocorreram em

entre 2,74 e 2,70Ga, representados por soleiras e diques básicos e intermediários, alguns destes últimos de tendência shoshonítica (Meirelles 1986, Dardenne *et al.* 1988, Teixeira 1994, Mougeot 1996).

MODELO METALOGÊNICO PARA OS DEPÓSITOS DE OFCO DE CARAJÁS

Com base nas considerações expostas, pode-se adotar para o Cinturão Itacaiúnas o modelo de evolução geotectônica proposto por Teixeira (1994), que envolve convergência oblíqua de terrenos, seguida pela colisão continente durante o Arqueano (Fig. 13). Feições relevantes do modelo proposto compreendem:

a hipótese requer que a subducção tenha ocorrido sob a borda sul do terreno de alto grau (Complexo Xingu), no intervalo de 2,76 a 2,74Ga.

em fases anteriores à colisão, ambas as margens continentais passaram por evoluções geológicas complexas. A margem passiva localiza-se na borda norte do terreno granito *greenstone* (Bloco Rio Maria), enquanto que a margem ativa foi desenvolvida sobre as rochas do Complexo Xingu.

a subducção processou-se em ângulo oblíquo em relação à margem continental ativa, provocando o estabelecimento de um sistema de cisalhamento sinistral paralelo a esta margem. Este sistema denominado de Cinturão Itacaiúnas, é formado por grandes falhas direcionais afetando o embasamento e que foram mais tarde reativadas (pelo menos três vezes) sob regime rúptil dúctil (Pinheiro & Holdsworth 1997). Estas reativações criaram duas grandes descontinuidades estruturais denominadas respectivamente falhas Carajás e Cinzento.

três episódios principais de reativação rúptil dúctil do embasamento foram marcados por intrusões granitóides no Cinturão Itacaiúnas, respectivamente há 2573±2Ma (U Pb, zircão, Machado *et al.* 1991), 2527±34Ma (Rb Sr, rocha total, Barros *et al.* 1997) e 2560±37Ma (Pb Pb, evaporação de zircão, Souza *et al.* 1996).

no intervalo de 1,89 a 1,87Ga (Macambira & Lafon 1995), os terrenos de alto grau (Complexo Xingu) e o de baixo grau metamórfico (Bloco Rio Maria), anteriormente amalgamados, foram invadidos por plutões de granitos anorogênicos. Os granitos paleoproterozóicos de Carajás foram colocados em níveis crustais rasos em regime ex

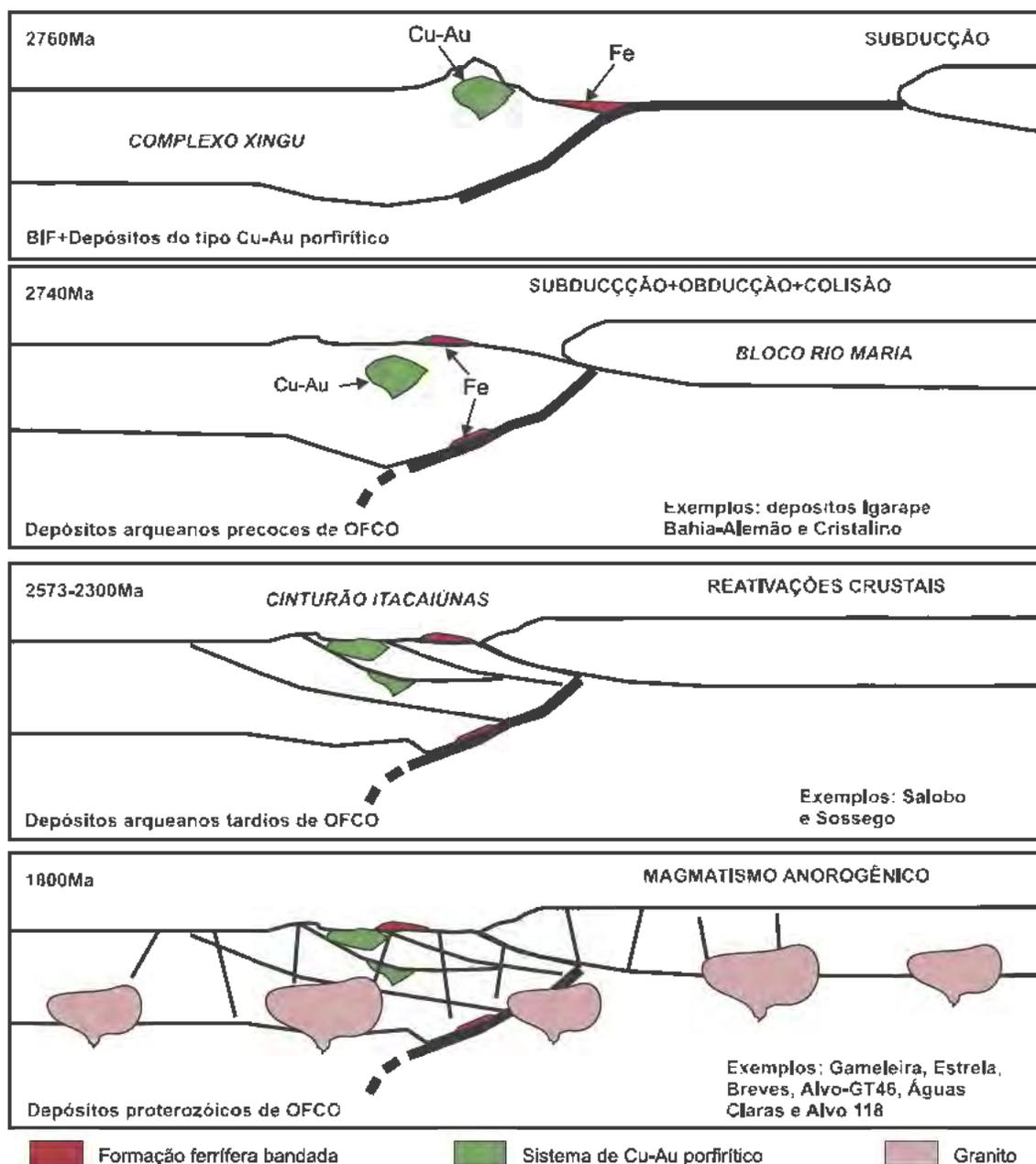


Figura 13 Modelo de evolução geotectônica para a Província Mineral de Carajás, com ênfase na geração dos depósitos de óxidos de ferro cobre ouro.

tensional, em resposta à atividade de uma superpluma mantélica (Teixeira et al. 2001, Dall'Agnol et al. 2005). Os efeitos da superpluma provocaram ruptura crustal, acompanhada do extensivo vulcanismo continental sobre o Cráton Amazônico (Vulcanismo Uatumã), que ocorreu no intervalo de 1880 a 1760Ma, durante as fases denominadas Maloquinha, Iriri, Creporí e Teles Pires (Santos et al. 2001, 2002).

ao redor de 550Ma, durante a fase de aglutinação do setor ocidental do Supercontinente Gondwana, ocorreu um processo generalizado de fra-

turamento crustal de direção geral NS, sendo muitas das fraturas preenchidas por diques de diábasio.

Com base no conjunto de informações discutidas pode se considerar que as mineralizações de OFCO de Carajás dividem-se em dois grandes grupos. O primeiro grupo compreende os depósitos de idade arqueana (Tabela 1), que podem ser subdivididos em (i) precoces, ou sincollisionais (p. ex. Igarapé Bahia Alemão e Cristalino) e (ii) tardios, ou pós collisionais (p. ex. Salobo e Sossego). O segundo grupo compreende os depósitos de ida-

de paleoproterozóica (Tabela 2), cuja origem está relacionada ao evento de magmatismo anorogênico de 1,88Ga (p. ex. Gameleira, Estrela, Breves, Alvo GT 46, Águas Claras e Alvo 118 (Fig. 13).

Em resumo, os terrenos de alto e baixo grau metamórfico da Província Carajás são reconhecidos como resultados da justaposição de uma pluma mantélica paleoproterozóica a um arco vulcânico plutônico arqueano do tipo andino. Processos hidrotermais associados às fases de reativação tectônica e granitogênese são responsáveis pelos vários estilos de mineralização do tipo OFCO, os quais fazem parte do processo de reciclagem crustal da região desde o Neoarqueano.

Agradecimentos Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo convite de redigir o presente capítulo e ressaltam que a elaboração desta síntese contou com o apoio do grupo

de geólogos das empresas Rio Doce Geologia e Mineração (Docegeo), hoje extinta e da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), hoje Vale, que trabalharam em Carajás durante as três últimas décadas.

Referências

- Adshead N.D., Voulgaris P., Muscio V.N. 1998. Geology of Australian and Papua New Guinean Mineral Deposits. In: Berkman D.A. & Mackenzie D.H. (Eds.) The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, p.793-799.
- Albuquerque M.A.C., Andrade P.J.M.B., Maurity C., Kwitko R. 2001. Geologia e características das mineralizações cupríferas do Depósito Alvo 118, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, SBG, p. 5–8 [CD-ROM].
- Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J. 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from Southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**:149–165.
- Almada M.C.O. & Villas R.N.N. 1999. O Depósito Bahia: Exemplo de depósito arqueano vulcanogênico de sul-

Tabela 1 Principais características dos depósitos arqueanos de OFCO de Carajás.

Depósito	Salobo	Sossego	Cristalino	Igarapé Bahia-Alemão
Idade da mineralização	2579±71Ma, Pb-Pb calcopirita; 2576±8Ma, Re-Os molibdenita ⁽¹⁾⁽²⁾	2200-2300Ma, Ar-Ar actinolita ⁽¹⁾	2719±36Ma, Pb-Pb calcopirita e pirita ⁽⁹⁾	2772±46Ma, Pb-Pb calcopirita; 2575±12 SHRIMP U-Pb monazita ⁽¹¹⁾ ; 2769±29Ma Pb-Pb calcopirita ⁽¹²⁾
Recursos minerais	789Mt @ 0,96% Cu, 0,52gAu/t, 55gAg/t ⁽³⁾	245Mt @ 1,1% Cu, 0,28gAu/t ⁽⁶⁾	500Mt @ 1,0% Cu, 0,30gAu/t Au ⁽¹⁰⁾	170Mt @ 1,5% Cu, 0,8gAu/t ⁽¹³⁾
Rochas encaixantes	Metavulcânicas bandadas na fácies anfibolito ⁽⁴⁾	Brechas hidrotermais desenvolvidas em granito, granito granofírico, gabro e metavulcânica félsica ⁽⁷⁾	Metavulcânicas intermediárias a félsicas, formação ferríferas e brechas hidrotermais ⁽¹⁰⁾	Brechas hidrotermais em metavulcânicas, metavulcano-clásticas, metassedimentos e formação ferrífera bandada ⁽¹¹⁾
Rochas intrusivas	Granito 2,5Ga e quartzosienito 1,8Ga ⁽⁴⁾	Intrusiva félsica, gabro e diabásio ⁽⁷⁾	Quartzo-diorito 2,74Ga, gabro diabásio e riolito ⁽¹⁰⁾	Quartzo-diorito 2,76Ga ⁽¹¹⁾
Mineralogia primária	Magnetita, fayalita, Mn-almandina, hastingsita, calcopirita, equilibrada a 750°C ⁽⁴⁾	Calcopirita, magnetita, pirita, siegenita, millerita, hessita, hematita, esfalerita ⁽⁷⁾	Hornblenda, clorita, biotita, clinopiroxênio, actinolita, plagioclásio, quartzo, ⁽¹⁰⁾	Plagioclásio, piroxênio, quartzo ⁽¹⁴⁾
Alteração hidrotermal	K-metassomatismo, ferrificação e silicificação. Lixiviação de Ca (Sr) e Na: biotita, quartzo, albita, magnetita, bornita, turmalina, grunerita. T=650-550°C. Alteração propilítica: clorita, calcita, epidoto, allanita, calcosita, fluorita, uraninita, molibdenita, safflorita, cobaltita, ouro. Th<370°C ⁽⁴⁾	Na-metassomatismo e ferrificação: albita, hematita, escapolita, turmalina. Alteração sódico-cálcica e/ou potássica, associadas à silicificação, cloritização e turmalinização: Actinolita, albita, Magnetita, calcita, epidoto, quartzo, titanita, allanita, thorianita, ouro ⁽⁷⁾	K-metassomatismo. Alteração sódica, cloritização e ferrificação: biotita, microclínio, albita, escapolita, clorita, carbonato, magnetita, hematita, ilmenita, calcopirita, pirita, bravoíta, cobaltita, millerita, vaesita quartzo, ouro ⁽¹⁰⁾	Cloritização, sulfetação, carbonatação, ferrificação, turmalinização, silicificação e biotitização: chamosita, Fe-anfibólio, siderita, Fe-turmalina e ferropirosmalita, calcopirita, bornita, carbonato, magnetita, pirita, molibdenita, ouro ⁽¹⁴⁾
Composição de fluidos	Inclusões monofásicas carbônicas (CH ₄ , 10 mol%) e inclusões aquosas. Fluidos altamente salinos (34,9-52,1% eq. NaCl) a altas temperaturas. Mistura de fluidos (1,2-21,1% eq. NaCl) a baixas temperaturas ⁽⁵⁾	Inclusões de alta salinidade (32-69% eq. NaCl), Th=200–570°C; Inclusões bifásicas, Th=102-312°C, de salinidade variável (2-23,6% eq. NaCl) ⁽⁸⁾	Sem informações.	Mineralização principal: Th=160-330°C. Salinidade 5-45%eq. NaCl. Veios tardios: Th=120-500°C. Salinidade 2-60% eq. NaCl ⁽¹⁵⁾⁽¹⁶⁾

Referências: (1) Réquia & Xavier (1995); (2) Réquia *et al.* (2003); (3) Vianna (1997); (4) Lindenmayer 1990,1998); (5) Réquia *et al.* (1955); (6) Oliveira *et al.* (2000); (7) Monteiro *et al.* (2008); (8) Carvalho *et al.* (2005); (9) Soares *et al.* (2001); (10) Huhn *et al.* (1999); (11) Tallarico *et al.* (2005); (12) Villas & Santos (2001); (13) Tallarico *et al.* (2000); (14) Tazava *et al.* (2000); (15) Almada & Villas (1999); (16) Dreher (2004).

Tabela 2 Principais características dos depósitos paleoproterozóicos de OFCO de Carajás.

Depósito	Gameleira	Estrela	Breves	Alvo GT-46
Idade da mineralização	1839±15Ma isócrona Sm-Nd rochas magnéticas bandadas; 1700±31 Ma isócrona Sm-Nd veios de biotita e sulfetos; 1734±8 Ma Ar-Ar veios de biotita e sulfetos ⁽¹⁾	1857±98 Ma isócrona Sm-Nd Veios mineralizados a Cu-Au ⁽⁶⁾	1853±9 Ma U-Pb zircão ⁽⁷⁾ ; 1878±7 Ma SHRIMP U-Pb zircão ⁽⁸⁾	1858±7 Ma e 1810±15 Ma Ar-Ar veios de biotita e sulfetos ⁽⁹⁾
Recursos minerais	100Mt @ 0,7% Cu ⁽²⁾	230Mt @ 0,5% Cu ⁽⁶⁾	50Mt @ 1,22% Cu, 0,75gAu/t, 2,4gAg/t, 200gW/t, 175gMo/t, 75gBi/t, 70gSn/t ⁽⁷⁾	Sem informação.
Rochas encaixantes	Metagabro e metandesito ⁽³⁾	Metandesito, metagabro, metarriolito, formação ferrífera bandada ⁽⁶⁾	Biotita-granito alcalino, arenito, metassiltito ⁽⁸⁾	Anfibolito, granada-sillimanita xisto, formação ferrífera bandada e granito ⁽⁹⁾
Rochas intrusivas	Granito 1874±2 Ma U-Pb zircão ⁽⁴⁾ ; granito leucocrático 1583±9/-7Ma U-Pb SHRIMP ⁽¹⁾	Quartzo-diorito pórfiro 1881±5 Ma U-Pb zircão, quartzo-sienito e albíta-granito 1875±1,5 Ma U-Pb monazita, diabásio ⁽⁶⁾	Granito 1853±9 Ma U-Pb zircão ⁽⁷⁾	Granito róseo, pegmatítico e granofríco, diabásio ⁽⁹⁾
Mineralogia primária	Anfibólio, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, magnetita, grunerita ⁽³⁾	Anfibólio, plagioclásio, clorita, epidoto ⁽⁶⁾	Feldspato, biotita, quartzo ⁽⁸⁾	Anfibolito: hornblenda, plagiogioclásio, biotita, epidoto, quartzo, clorita. Granito: microclínio, biotita, quartzo ⁽⁹⁾
Alteração hidrotermal	Alteração potássica: biotita, almandina, actinolita, albíta, quartzo, turmalina, titanita, ilmenita, magnetita, escapolita, apatita, uraninita, fluorita, ETRs. T decrescente de 540 a 190°C ⁽³⁾⁽⁵⁾	Alteração cálcio-sódica seguida de alteração potássica e greisenização: hastingsita-pargasita, turmalina, quartzo, mica branca, F-apatita, magnetita, pirita, calcopirita, pirrotita ⁽⁶⁾	Alteração potássica dada por microclínio e biotita rica em Cl. Alteração fílica dada por muscovita, quartzo, clorita e turmalina ⁽⁷⁾⁽⁸⁾	K-metassomatismo: biotita, K-feldspato, cummingtonita, magnetita, apatita, quartzo, turmalina, allanita, calcopirita, bornita, covellita e calcosita ⁽⁹⁾
Composição de fluidos	Fluidos saturados, quentes, oxidantes, alcalinos, com alta atividade de K e Cl, altas razões Na:Ca. Fluidos mais frios com razões Na:Ca menores e ricos em flúor ⁽³⁾⁽⁵⁾	Potassificação: salinidade de 1 a 50% eq. NaCl, Th=250-100°C. Greisenização: salinidade de 1 a 45% eq. NaCl, Th=220-110°C ⁽⁶⁾	Fluidos aquosos, sistema H ₂ O-NaCl, com salinidade inferior a 20% eq. NaCl e temperatura de homogeneização entre 150 e 250°C ⁽⁷⁾	Inclusões monofásicas a polifásicas. Fluidos supersaturados ricos em H ₂ O, K, B, SiO ₂ , ETRs, Zr, Fe, Cu, Mo, Sb, Au, com baixo CO ₂ . Salinidade ≈35% eq. NaCl. Th=200-300°C ⁽⁹⁾

Referências: (1) Pimentel *et al.* (2003); (2) Rigon *et al.* (2000); (3) Lindenmayer *et al.* (2001); (4) Machado *et al.* (1991); (5) Ronchi *et al.* (2003); (6) Lindenmayer *et al.* (2005); (7) Botelho *et al.* (2004); (8) Tallarico *et al.* (2003); (9) Silva *et al.* (2005).

fetos de Cu±Au tipo Besshi em Carajás, Pará. Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 98–101.

Araújo O.J.B. & Maia R.G. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Serra de Carajás, Folha SB.22Z-A. *Brasília: DNPM/CPRM*, 164 p.

Araújo O.J.B., Macambira E.M.B., Vale A.G., Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S., Pena Filho J.I.C., Neves A.P., João X.S.J., Costa J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 299–306.

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira M.J.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã. *Provincia Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. Rev. Bras. Geoc.*, **29**:453–460.

Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Barbey P., Boullier A.M., 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: An example of an Archean A-type granitoid. *Jour. South Am. Earth Sci.*, **10**:321–330.

Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., 2001. Idade de zircões do complexo granítico Estrela, Província Metalogenética de Carajás, Brasil. *Cong. Bras.*

Geoquímica, **8**, *Resumos Expandidos*, p. 67.

Barton M.D., Johnson D.A. 1996. Evaporitic-source model for igneous related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralisation. *Geology*, **24**:259–262.

Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**:215–242.

Betts P.G., Giles D., Lister G.S., Frick L.R. 2002. Evolution of the Australian lithosphere. *Australian J. Earth Sci.*, **49**:661–695.

Botelho N.F., Moura M.A., Olivo G.R., Kyser K., Teixeira L.M., Cunha L.M., Santana, M.U. 2004. Tipologia do depósito de Breves (Cu (Au-Mo W e Sn), Carajás. *In: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN, ADIMB-DNPM. Ouro Preto. Minas Gerais, Brasil. Seção Poster, P 10. [CD-ROM]*.

Borrok D.M., Kesler S.E., Boer R.H., Essene E.J. 1998. The Vergenoeg magnetite-fluorite deposit, South Africa: Support for a hydrothermal model for massive iron oxide deposits. *Econ. Geol.*, **93**:564–586.

Carvalho E.R., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R. 2005. Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, **1**, Gramado, RS [CD-ROM].

Chao E.C.T., Back J.M., Minkin J.A., Tatsumoto M., Wang

- Junwen, Conrad J.E., McKee E.H., Hou Zonglin, Meng Qingrun, Shengguang, H. 1997. The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin. *USGS Bulletin* 2143. (<http://pubs.usgs.gov/bul/b2143/intro.html>).
- Chen H. 2008. *The Marcona-Mina Justa District, South-central Peru: Implications for the genesis and definition of the iron oxide-copper(-gold) ore deposit clan*. PhD Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 266p.
- Corriveau L. 2007. Iron oxide copper-gold deposits: a Canadian perspective. In: Goodfellow, W D. (Ed.) Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, *Special Publication* 5, p. 307–328.
- Cordeiro A. A.C. 1999. Pesquisa Mineral: Panorama atual da CVRD na Amazônia. VI Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais*, p. 80-83.
- CPRM 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – GIS Brasil, Folha SB.22 –Araguaia.
- Craske T.E. 1995. Geological Aspects of the discovery of the Ernest Henry Cu-Au Deposit, Northwest Queensland. *AIG Bulletin*, **16**:95-109.
- Creaser R.A., 1996. Petrogenesis of a Mesoproterozoic quartz latite-granitoid suite from the Roxby Downs area, South Australia. *Prec. Res.*, **79**:371-394.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **1**:363-372.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, p.11-54.
- Dall'Agnol R., Teixeira N., Rämö T.O., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province. *Lithos*, **80**:101-129.
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, São Paulo. 211p.
- Edflet A., Armstrong R.N., Smith M., Martinsson O. 2005. Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjårrojåkka apatite-iron and Cu (-Au) occurrences, Kiruna area, northern Sweden: *Mineral. Dep.*, **40**:409–434.
- Ettner D.C., Bjørlykke A, Andersen T. 1993. Fluid evolution and Au-Cu genesis along a shear zone: A regional fluid inclusion study of shear zone-hosted alteration and gold and copper mineralization in the Kautokeino greenstone belt, Finnmark, Norway. *J. Geoch. Explor.*, **49**:233-267.
- Farias N.F. 1981. Projeto Cobre Carajás - Jazida Salobo 3A e Salobo 4A. Rio Doce Geologia e Mineração S. A., Docegeo (relatório inédito).
- Farias N.F. & Saueressig R. 1982. Pesquisa geológica na Jazida de Cobre Salobo 3A, In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, I, Belém, *Anais*, Vol. II. 2, pp. 39-45.
- Ferreira Filho C.F., 1985. *Geologia e Mineralizações Sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 112 p.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B, Villas R.N.N. 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., João Pessoa, *Anais*, p. 493.
- Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop I, Carajás e Províncias adjacentes: Evolução crustal e metalogênese, p. 116-119 [CD-ROM].
- Gomes C.G. 2002. *Anfíbolios cálcicos dos depósitos de óxido de Fe, Cu-Au de Gameleira, Salobo e Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Pará): Minerais metamórficos ou hidrotermais?* Monografia de conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Unisinos, 100 p.
- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher I.R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geol. Rev.*, **33**:451–489.
- Groves D.I., Vielreicher N.M. 2001. The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: An end-member of the iron oxide copper-gold-rare earth element group? *Mineral. Dep.*, **36**:189–194.
- Grip E. 1978. Sweden - Extract on the Bergslagen district of central Sweden. In: Bowie S.H.U., Kvalheim, A., Haslam, H.W. (Eds.) Mineral Deposits of Europe, v. 1, Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 97–138.
- Haynes D.W., 2006. The Olympic Dam ore deposit discovery – a personal view: *Soc. Econ. Geol. Newsletter*, **66**:7–15.
- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why. In: Porter, T.M. (Ed.) *Hydrothermal iron oxide copper- gold and related deposits: A global perspective* Austral. Miner. Fund., Adelaide, p. 9–25
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu, U, Au, REE) deposits. *Prec. Res.*, **58**:241–287.
- Huhn S.R.B. & Nascimento J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa M.L. & Angélica R.S. (Coords.) Contribuições à Geologia da Amazônia, v. 1, SBG, Belém, p. 143–160.
- Huhn, S.R.B., Souza, C.I.J., Albuquerque, M.C., Leal, E.D., Brustolin, V. 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada -Região da Serra do Rabo - Carajás-PA. Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, p. 140–143.
- Hutchinson R.W. 1979. Report on Decegeo Copper Projects MM1, Salobo and Regional Geological Relationships, Pará, Brasil. Docegeo (relatório inédito).
- Iiyama J.T., 1965. Influence des anions sur les équilibres d'échange d'ions Na-K dans les feldspaths alcalins à 600°C sous une pression de 1000 bars. *Bull. Soc. Française Minéral. Cristallog.*, **88**:618–622.
- Laing W.P. 1995. Base metal + gold mineralisation styles in the Cloncurry Terrane. Base Metal Deposits Symposium, Townsville, North Queensland. *Extended Abstracts. EGRU Publication*, **38**:77–88.
- Ledru P., Johan V., Milési J.P., Tegye M. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: Evidence for a 2Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Prec. Res.*, **69**:169-191.
- Lindenmayer Z.G. 1998. O Depósito de Cu (Au-Ag-Mo) do Salobo, Serra de Carajás, Revisitado. Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base. ADIMB-CPGG-UFBA-CAPEs-PADCT. Salvador, p. 29–37.

- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo, Carajás, Brazil: Geology, geochemistry and metamorphism*. PhD Thesis, University of Western Ontario, London, Canada, 407p.
- Lindenmayer Z.G. 1981. Geologia do depósito do Salobo 3 Alfa. Docegeo (relatório inédito).
- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.S., Caron R., Castro Paula F., Laux, J.H., Pimentel M.M., Sardinha A.S. 2005. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra de Carajás, Pará. In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (Eds.) *Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia*. Brasília. DNPM, p.137-205.
- Lindenmayer Z.G., Santos A.B.S., Pimentel M.M., Fleck A., Gomes C. 2004. Geology of the Estrela Cu-Au Deposit, Carajás, Brazil. In: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN, ADIMB-DNPM. Ouro Preto. Minas Gerais, Brasil. Poster Section, P 08 [CD-ROM].
- Lindenmayer Z.G. 2003. O depósito de Cu-Au do Salobo, Serra de Carajás, Pará. In: , Ronchi L.H. & F.J. Althoff F.J. (Eds.) *Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*, Vol. 1, Unisinos, São Leopoldo, RS. p. 63-91.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck A., Galli C.P. 2002. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: Uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e com o depósito ferrífero de S11, Serra de Carajás. In: Klein E.L., Vasques M.L., and Rosa-Costa L.T. (Eds) In: SBG, *Núcleo Norte, Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**:169-190.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatzki A.C. 2001. Geologia do Depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra de Carajás, Pará. In: Jost H., Brodt J.A., Queiroz E.T. (Eds.) *Caracterização de Depósitos Auríferos Brasileiros*, DNPM-ADIMB, Brasília, D.F. **1**:79-139.
- Lindenmayer Z.G. & Teixeira J.B.G. 1999. Ore Genesis at the Salobo Copper Deposit, Serra de Carajás, In: Silva M.G. & Misi A. (Eds.) *Base Metal Deposits of Brazil*. Salvador, MME/CPRM/DNPM, p. 33-43.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da mineralização Cu-Au primária, da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:259-272.
- Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S. 1994. The Salobo Cu (Au, Ag, Mo) Deposit, Serra de Carajás, Brazil. *Congreso Geológico Chileno*, **7**, Concepción, Chile, *Atas*, **2**:840-842.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Prec. Res.*, **49**:1-26
- Meirelles M.R. 1986. *Geoquímica e Petrologia dos Jaspilitos e Rochas Vulcânicas Associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 150p.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:263-288.
- Macambira M.J.B., Lafon J.M., Dall'Agnol R., Costi H., João X.S.J. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: Uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **20**:258-266.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazon Craton, Brazil; *Intern. Geol. Rev.*, **38**:1134-1142.
- Milner S. 1993. The Monakoff Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Co-Ba-F Deposit – Geological Summary, In: Derrick G. (Ed.), *Core Shack Explanatory Notes, AMF Course 832/93*. Australian Mineral Foundation, Glenside, SA., p. 31-39.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho, C.R., Torresi, I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineral. Dep.*, **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 Geol. Rev.*, **34**:317-336.
- Mougeot R. 1996. *Étude de la limite Archéen-Protérozoïque et des Minéralisations Au, ±U Associées. Exemples des Régions de Jacobina (État de Bahia, Brésil) et des Carajás (État de Pará, Brésil)*. Tese de Doutorado, Université Montpellier II, France, 310 p.
- Neves M.P., Villas, R.N., Toro, M.A.G. 2006. Datação e avaliação da fonte dos metais do depósito do Sossego, região de Carajás: Evidências isotópicas de Pb e Sm-Nd. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **43**, *Anais* [CD-ROM].
- Nogueira A.C.R. & Truckenbrodt W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra de Carajás. *Acta Geol. Leopoldensia*, **40**:7-10.
- Nunes A.R., Rego J.L., Meireles H.P., Tallarico J.B.C., Lima da Silva P.E., Siqueira J.B., Stevanato R., Ferreira F.J.F. 2001. A escoberta do Depósito Breves na Província Mineral de Carajás. Simpósio de Geologia da Amazônia, **7**, Seção Temática III- Metalogênese e Geologia Econômica, p. 57-60 [CD-ROM].
- Oliver N.H.S. 1995. Hydrothermal history of the of the Mary Kathleen Fold Belt, Queensland, Australia. *Austral. J. Earth Sci.*, **42**:267-279.
- Oliveira J.A.L., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. IUGS, International Geological Congress, **31** [CD-ROM].
- Oreskes N. & Hitzman, M. 1993. A model for the origin of Olympic Dam deposits. In: Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M (Eds.) *Mineral Deposit Modeling. GAC Special Paper*, **40**:615-633.
- Partington G.A., Williams, P.J. 2000. Proterozoic lode gold and (iron)-copper-gold deposits: A comparison of Australian and global examples. In: Hagemann, S.G. & Brown, E.B (Eds.), *Rev. Econ. Geol.*, **13**:69-101.
- Perkins C. & Wyborn L. 1996. The age of Cu-Au mineralisation, Cloncurry District, Mount Isa Inlier, as determined by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *AGSO Res. Newsletter*, **25**:8-9.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong, R., Araújo, J.C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au Deposit, Serra de Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga Granite driven Hydrothermal Alteration and Mineralization. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:803-813.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *J. Geol. Soc.*, **154**:99-103.
- Pollard P.J. 2001. Sodic(-calcic) alteration associated with Fe-oxide Cu-Au deposits: An origin via unmixing of magmatic-derived H₂O-CO₂-salt fluids. *Mi-*

- neral. *Dep.*, **36**:93-100.
- Pollard P.J. 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: Porter, T.M. (Ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, Adelaide, Porter Geoscience Consultancy Publishing, **1**:27-41.
- Pollard P.J., Mark G., Mitchell, L.C. 1998. Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry District, Northwest Queensland. *Econ. Geol.*, **93**:1330--1344.
- Rämö O.T., Haapala I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral. Petrol.*, **52**:129-185.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *Mineral. Dep.*, **38**:727-738.
- Ribeiro A.A., M.T.F. Suita M.T.F., Sial A.N.; Fallick A.E., Eli F., Goulard E.A. 2009. Geoquímica de isótopos estáveis (C, S e O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do depósito Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará. *Geochim. Brasiliensis*, **23**:159-176.
- Ribeiro A.M.R. 1989. *Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da Área Bahia, Serra de Carajás, Pará*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 134p.
- Rigon J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F. 2000. Alvo 118 copper-gold deposit—geology and mineralization, Serra dos Carajás, Para, Brazil. In: IUGS, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro [CD-ROM].
- Roedder E. & Bodnar, R.J. 1997. Fluid Inclusion Studies of Hydrothermal Ore Deposits. In: Barnes H.L. (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd Edition, John Wiley, New York, p. 657-697.
- Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G, Araújo J.C., Althoff A.M.R., Caron R., Baecker C.A. 2003. Padrão de inclusões fluidas em depósitos de Óxido de Ferro Cu e Au na região de Carajás – PA. In: Ronchi L.H., Althoff F.J. (Eds.) *Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*. Unisinos, São Leopoldo, RS., **1**:11-18.
- Ronzê P.C., Soares A.D.V., Santos M.G.S., Barreira C.F. 2000. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In: Porter T.M. (Ed.) *Hydrothermal iron-oxide copper-gold & related deposits: A global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 191-202.
- Rotherham J.F. 1997. A metasomatic origin for the iron-oxide Au-Cu Starra orebodies, Eastern Fold Belt, Mount Isa Inlier. *Mineral. Dep.*, **32**:205-218.
- Ryan A.J. 1998. *Ernest Henry copper-gold deposit*. Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 22, p. 259-768.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province Brazil and implications for the evolution of the Amazon Craton: Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós"Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineral. Dep.*, **36**:278-299.
- Sardinha A. S. 2002. *Geologia. Geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo. Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, UFPA, 122 p.
- Shepherd T. S., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Ed. Blackie, London, 239p.
- Sillitoe R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineral. Dep.*, **38**:787–812.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Projeto Radam. Geologia das Folhas SB22 Araguaia e parte da SC22 Tocantins. MME/DNPM. 1143 p. (Boletim 4).
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A., Franca-Rocha W.J.S. 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT-46 (Igarapé Cinzento), Carajás, In Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (Eds.) *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM - CT-Mineral/FINEP – ADIMB, Brasília, p. 93–151.
- Silva, C.M.G. 1996. *O prospecto Águas Claras, Carajás (PA): Alteração hidrotermal e mineralização de sulfetos associada*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará.
- Silva C.M.G., Villas R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide±Au deposit, Carajás Region, Pará, Brazil: Geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:315–326.
- Siqueira, J.B. & Costa, J.B.S. 1991. Evolução geológica do Duplex Salobo - Mirim. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 3, Belém, p.232-243
- Smith M. & Chengyu W. 2000. The geology and genesis of the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit: A review. In: Porter, T.M., (Ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, **1**:271-281.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Vieira E.A.P., Massoti F.S., Souza C.I.J., Padilha J.L., Magni M.C.V. 2001. Depósito Cu(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 7, Belém. *Resumos Expandidos* [CD-ROM].
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra de Carajás): Implicações estratigráficas. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 5, Belém, *Resumos Expandidos*, p. 380-383.
- Soares A.D.V., Santos A.B.,Vieira E.A., Bella V.M., Martins L.P.B. 1994. Área Águas Claras: Contexto geológico e mineralizações. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 4, Belém, p. 379–382.
- 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, 193 p.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper- Gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, **100**:7–28.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes, A.R. 2004. Geological and SHRIMP U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Dep.*, **39**:68-86.
- Tallarico F.H.B., Coimbra C.R., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia primary Cu-Au Mineralization, Carajás Province: A descriptive model and genetic considerations. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:230-233.
- Tallarico F.H.B, Rego J.L., Oliveira C.G. 1998. A Mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia-Carajás: Um depósito da classe óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 116.

- Tassinari C.C.G., Mellito K.M., Babinski M. 2003. Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Episodes*, **26**:2-9.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldes M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani et al. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro. Intern. Geol. Congr., **31**, p. 41-95.
- Tazava E. 1999. *Mineralização de Au-Cu-(±ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 81p.
- Tazava E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu (REE-U) deposit, Carajás, Brazil. In: Porter T.M. (Ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposit: a global perspective*. Australian Mineral Foundation Inc. 203-212.
- Teixeira J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra de Carajás, Pará, Brazil*. PhD. Thesis, The Pennsylvania State University, USA, 175 p.
- Teixeira J.B.G. & Eggler, D.H. 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra de Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geol. Leopold.*, **40**:71-114.
- Teixeira J.B.G., Misi A., Vasconcelos P.M. 2001. The Wilson Cycle, megaplume activity, and paleoproterozoic metallogenesis. Simpósio de Geologia da Amazônia VII, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Seção II Geotectônica, *Resumos Expandidos* [CD-ROM].
- Teixeira J.B. G. & Lindenmayer Z.G. 2006. Os fundamentos Geológicos da Serra de Carajás In: Teixeira, J.B.G. & Beisiegel, V.R. (Orgs.) *Carajás: Geologia e Ocupação Humana*, Belém. Museu Emilio Goeldi, p. 19-90.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**:265-277.
- Vianna M.T. 1997. Salobo: Investindo U\$ 1 bilhão para a produção de 200 mil t/ano de cobre cátodo (grau LME), 8 t/ano de Au, 37 t/ano de prata e 200 mil t/ano de ácido sulfúrico, em Marabá, Pa. In: IBRAM, Cong. Brasil. Mineração, **7**, Belo Horizonte, *Anais*, XII-21-XII-43.
- Vieira A.E.P., Saueressig R., Siqueira J.B., Silva E.R.P., Rêgo J.L., Castro, F.D.C. 1988. Caracterização Geológica da Jazida Polimetálica do Salobo 3A – Reavaliação. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **35**, Belém, *Anexo aos Anais*, p. 97-114.
- Villas R.N.N., Neves M.P., Moura C.V., Toro M.A.G., Aires B., Maurity C. 2006. Estudos isotópicos (Pb, C e O) no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Simpósio de Geologia da Amazônia, **9**, *Resumos* [CD-ROM].
- Villas R.N., Lima L.F.O., Neves M.P., Sousa F.D.S., Lamarão C.N., Fanton J., Morais R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Simp. Brasil. Metalogenia, **1**, Gramado, RS [CD-ROM].
- Villas R.N.N. & Santos M.D. 2001. The gold deposits of the Carajás Mineral Province: Deposit styles and metallogenesis. *Mineral. Dep.*, **36**:300-331.
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H.S. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, *100th Anniv. Vol.*, p. 371-405.
- Williams P.J. & Blake K.L. 1993. Alteration in the Cloncurry District. Roles of recognition and interpretation in exploration for Cu-Au and Pb-Zn-Ag deposits: James Cook University. Economic Geology Research Unit, Contribution 49:1-74.
- Woodall R. 1993. The multidisciplinary team approach to successful mineral exploration. *Soc. Econ. Geol. Newsletter*, **14**, 1-6.
- Xavier R.P., Wiedenbeck M., Dreher A.M., Rhede D., Monteiro L.V.S., Araújo C.E.G. 2005. Chemical and boron isotopic composition of tourmaline from Archean and Paleoproterozoic Cu-Au deposits in the Carajás Mineral Province. Brazilian Symp. Metallogeny 1 [CD-ROM].
- Zucchetti M & Lobato L.M. 2005. Alteração hidrotermal a ferro nas rochas máficas associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, Província Mineral de Carajás, PA. I Simpósio de Exploração Mineral, Ouro Preto, MG. Trabalho apresentado em painel.

CAPÍTULO III

DEPÓSITO DE Cu-Au PORFIRÍTICO CHAPADA, GOIÁS

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

III - DEPÓSITO DE Cu-Au PORFIRÍTICO CHAPADA, GOIÁS

RAUL MINAS KUYUMJIAN¹, CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA¹, FREDERICO BEDRAN OLIVEIRA²
& CARLOS EDUARDO PARAÍZO BORGES³

1 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70919-900,

Brasília, DF. E-mail: raulmk@unb.br

2 - Ministério de Minas e Energia, Brasília, DF. E-mail: frederico.oliveira@mme.gov.br

3 - Mineração Maracá - Praça Pedro Francisco Dias, 100, Setor Central 76560-000, Alto Horizonte, GO.

Abstract The Cu-Au Chapada deposit is located 8km from Alto Horizonte-GO. The geologic picture is dominated by metavolcanic sedimentary sequences that integrate the Neoproterozoic Magmatic Arc of Mara Rosa, located in the central portion of the Tocantins Province. The framework of the deposit is represented by an antiform whose core is composed by association of magnetite-biotite gnaiss and muscovite-biotite schist surrounded by amphiboles schist, biotite-muscovite schist, metacherts, metavolcanoclastics rocks, amphibolites and kyanite-quartz schist. These rocks are cut by pegmatite dikes oriented towards N40°-60°W. The core of biotite gneiss corresponding to an acid to intermediate plutonic body, typical of volcanic arc environment, with calc-alkaline character, and the association of metavolcanoclastics rocks, amphibolites and metacherts involving is related to a metavolcanic-sedimentary sequence. The Cu-Au Chapada ore is formed predominantly by the association chalcopryrite-pyrite-magnetite, but also chalcopryrite-magnetite or chalcopryrite-pyrite, with subordinate occurrences of galena, sphalerite and bornite. The deformational history of the Cu-Au Chapada Deposit comprises three phases of deformation. Phase Dn is represented by isoclinal recumbent folds, resulting in compressive stress EW to NW-SE, in association with amphibolite facies metamorphism. Phase Dn+1 is related to the Rio dos Bois shear zone, with drag and intrafolial folds which asymmetry indicates general vergence to the SE, in association with greenschist facies metamorphism. The later deformational event, Dn+2, is related to regional smooth folding of foliation, oriented approximately EW and NS, resulting in a dome-and-basin interference pattern. Two genetic hypotheses have been presented for the mineralization: one suggests that the deposit was generated by processes similar to those involved in the genesis of porphyry Cu-Au deposits, in arcs of intra-oceanic islands; in this chapter it is understood that only part of the formation of the Cu-Au Chapada deposit is associated with magmatic processes described in hydrothermal deposits of porphyry Cu-Au, between 900 and 850 Ma. Evidence shows that the genesis of the Cu-Au Chapada deposit is also related to epigenetic hydrothermal processes, marked by the transformation of magnetite-biotite gneiss to muscovite-biotite schist, associated with the deformation of Rio dos Bois shear zone at the end of the Brazilian Orogeny, between 600 and 560 Ma. In this sense, it is assumed that part of the deposit, called Capacete, is interpreted as an orogenic or intrusion related Cu-Au deposit developed during syn- to late-tectonic stage of collisional magmatism.

Keywords: Cu-Au porphyry deposit, Chapada, Goiás, Brazil, Neoproterozoic, Mara Rosa Magmatic Arc

INTRODUÇÃO

O Depósito de Cu Au Chapada está localizado na porção noroeste do estado de Goiás, 3 km a sudoeste de Alto Horizonte (Chapada), 28 km a oeste de Campinorte, 40 km a sudoeste de Mara Rosa, 290 km a noroeste de Brasília e 335 km a norte de Goiânia (Fig. 1). O relevo da região é suavemente ondulado, com extensos platôs e altitudes em torno de 400 m resultantes de pediplanação ocorrida no Plioceno, durante o ciclo geomorfológico Velhas (King 1956), com formação de crostas lateríticas de até 14 m de espessura, mas em avançado estágio de degradação, registrada

por ampla dispersão de solos arenosos lixiviados, fragmentos quartzosos e nódulos lateríticos (Porto & Hale 1996).

No início da década de 70, os trabalhos de exploração na região eram direcionados para a descoberta de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, uma vez que a associação de rochas vulcano plutônicas que domina o contexto geológico regional era até então correlacionada aos *gre enstone belts* arqueanos da região de Crixás Hidrolina. Os primeiros registros de prospecção mineral na região de Chapada datam de 1973, quando a Mineração Serras do Sul - Minerasul, subsidiária da International Nickel Company Limited



Figura 1 Mapa de localização do Depósito de Cu Au Chapada.

(INCO), desenvolveu prospecção geoquímica regional em sedimentos de drenagem, resultando anomalia de 215 ppm Cu, localizada nas proximidades de Alto Horizonte (Chapada). Com base em informações na literatura existente e estudos fotogeológicos, a Mineração Serras do Leste, do Grupo Eluma, confirmou a existência de alvos com potencial para depósitos de metais na área de Chapada (Silva & Sá 1988) e, em seguida, desenvolveu prospecção em sedimentos de drenagens em escala de semi detalhe e solos naqueles alvos, definindo extensa anomalia em solos, a qual corresponde, aproximadamente, em superfície, às atuais dimensões da mina (*open pit*). Programas de sondagens foram desenvolvidos de 1975 a 1981, o que possibilitou uma avaliação preliminar da jazida e realização de testes metalúrgicos de bancada e em planta piloto (Silva & Sá 1988). A pesquisa mineral foi retomada em 2003, quando a Mineração Maracá Indústria e Comércio S/A, do Grupo Yamana Gold, adquiriu o direito de exploração do depósito e iniciou a construção da planta de beneficiamento. O início da produção comercial

foi em Fevereiro de 2007, com previsão de vida útil da mina de 15 anos para exploração de minério primário e de 3 anos adicionais para exploração de minério oxidado.

O Depósito de Cu Au Chapada é de médio porte, com operação a céu aberto, em cava longa e

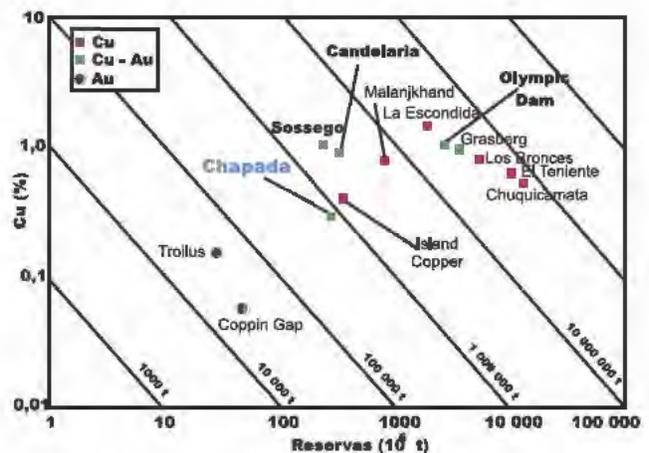


Figura 2 Gráfico comparativo Reserva (t) x Teor (%Cu) dos principais depósitos mundiais de Cu e/ou Au (modificado de Sinclair 2007).

rasa, com dimensões finais de 3000 m x 900 m x 220 m e relação estéril/minério 1:1 (incluindo 30 m de capeamento). A reserva do depósito é de 421 milhões de toneladas (medida + indicada) e teores de 0,31% Cu e 0,225 g/t Au (Fig. 2). Em 2007 foram extraídos 16 milhões t/ano de minério e produzidos 180.000 t/ano de concentrado, com recuperação de 89% Cu e de 55% Au. O concen

trado se destina 80% para exportação e 20% para o mercado interno.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Depósito de Cu Au Chapada se localiza na porção central da Província Tocantins, que representa um amplo orógeno neoproterozóico desen

Legenda

- Coberturas Fanerozóicas
- Faixas Paraguai e Araguaia**
- NPb Grupo Alto Paraguai
- NPc Grupo Tocantins
- NPc Grupo Cuiabá
- NPc Grupo Estrondo
- Granulitos/ortognaisses (Embasamento?)
- Faixa Brasília**
- Zona Externa**
- NPb Grupo Bambuí (inclui a cobertura sobre o Cráton São Francisco)
- NPpc Grupos Paranoá e Canastra
- PPpa Grupo Araí
- PPna Grupo Natividade
- Greenstone belts / Ortognaisses
- Zona Interna**
- MPna Mélange Ofiolítica / Grupo Araxá
- Terrenos Granulíticos + ortognaisses
- Arco Magmático de Goiás**
- Sequências vulcano-sedimentares
- Ortognaisses
- Maiço de Goiás**
- Coberturas dobradas / Grupo Serra da Mesa
- Complexos máfico-ultramáficos / seqüências vulcano-sedimentares adjacentes:
PPMPbj - Barro Alto / Juscelândia
PPMPnc - Niquelândia / Coitezeiro
PPMPcp - Cana Brava / Palmeirópolis
- Greenstone belts/Ortognaisses
- Convenções**
- Principais elementos estruturais:
1 - Lineamento Transbrasiliano
2 - Sintaxe dos Pirineus
- Falhas de empurrão (rampas frontais e oblíquas)
- Limites geológicos
- Limites da Província Tocantins
- Limites estaduais

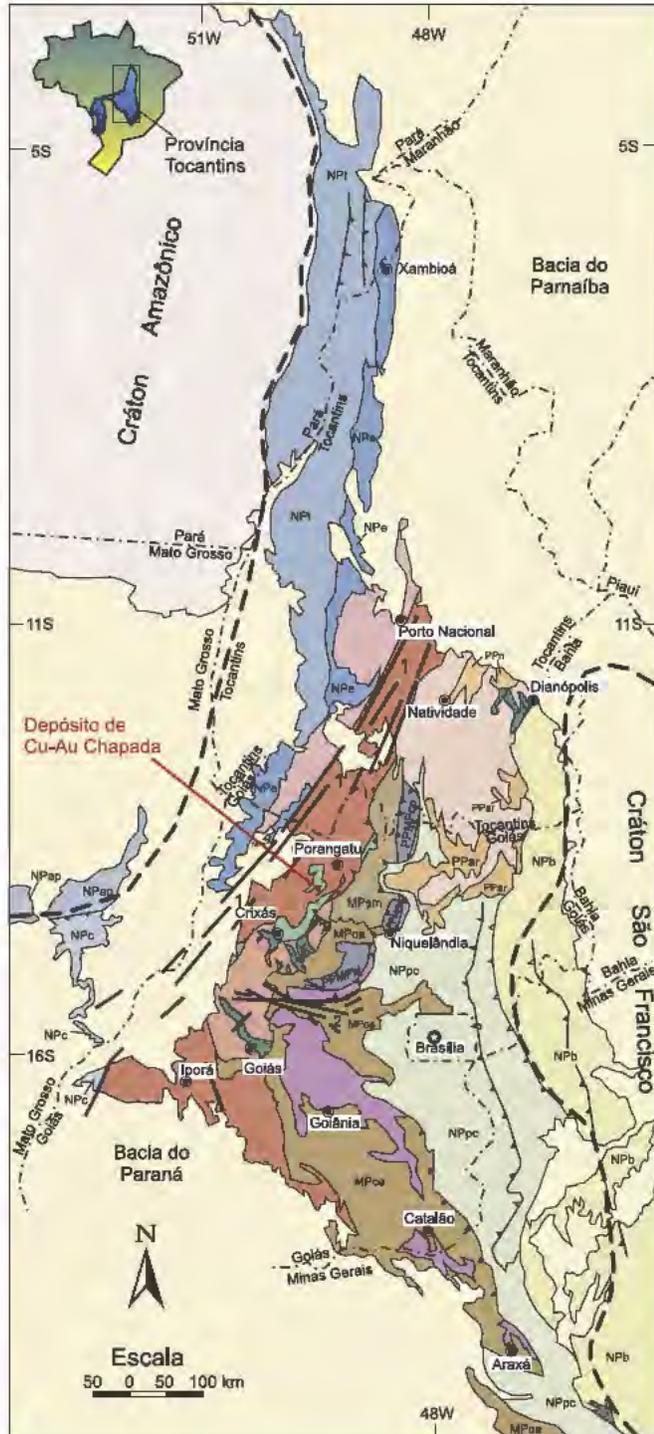


Figura 3 Mapa geológico simplificado da porção centro leste da Província Tocantins (Pimentel et al. 2004).

volvido entre o Cráton Amazônico, a oeste, e o Cráton São Francisco, a leste, em consequência da convergência e colisão de massas continentais na aglutinação de Gondwana ocidental, durante a Orogenia Brasileira. A parte leste da Província é ocupada por espessa sequência de rochas metassedimentares e extensa exposição de rochas neoproterozóicas do Arco Magmático Goiás (Fig. 3).

Na Faixa Brasília, o mais proeminente grupo de estruturas compreende um sistema de falhas reversas e de empurrão, com vergência tectônica em direção ao cráton São Francisco, a leste. Tais estruturas constituem as mais conspícuas feições da deformação neoproterozóica durante o ciclo orogênico Brasileiro (Fuck *et al.* 1994, Strieder & Sui ta 1999, Araújo Filho 2000). Na porção norte do Arco Magmático Goiás, tais feições tectônicas mostram-se representadas por: (i) um sistema regional de zonas de cisalhamento reversas oblíquas e/ou de empurrões de alto ângulo (falha Rio dos Bois), com disposição geral NE, responsáveis pela justaposição de rochas do arco neoproterozóico aos terrenos granito *greenstone* arqueanos da região de Crixás Hidrolina, a sul, e a rochas paleoproterozóicas da sequência vulcanossedimentar Campinorte e metassedimentares mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa, a leste; e (ii) um sistema espaçado de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com orientação geral NNE, correspondente aos lineamentos Transbrasilianos. Esses dois sistemas mostram-se recortados por falhas discretas de cisalhamento direcional orientadas segundo NW.

O ARCO MAGMÁTICO GOIÁS

O Arco Magmático Goiás limita-se a oeste com a Faixa Araguaia e cavalgado a leste pelo Maciço de Goiás e foi formado pela acresção de sistemas de arcos de ilhas na margem oeste do Cráton São Francisco, no período de 900 a 600 Ma (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 2000, 2004, Laux *et al.* 2005). Geograficamente, estende-se na direção nordeste sudoeste por mais de 1000 km, nas porções oeste do estado de Goiás e sul do estado do Tocantins, estando encoberto ao norte pela Bacia Paleozóica do Parnaíba (Fuck *et al.* 2005, 2006). O Arco Magmático Goiás compreende dois domínios principais de crosta juvenil neoproterozóica constituídas predominantemente por ortognaisses tonalíticos expostos entre faixas estreitas

de rochas vulcanossedimentares com orientação geral NNE: o Arco Mara Rosa, na sua parte norte, onde predominam metassedimentares detríticas, enquanto metavulcânicas félsicas a intermediárias são pouco frequentes e granitos pós-orogênicos são metaluminosos do tipo I A; e o Arco Arenópolis, na sua parte sul, onde metassedimentares detríticas são menos abundantes, enquanto metavulcânicas dacíticas a andesíticas são frequentes e granitos pós-orogênicos são leucocráticos com muscovita (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 1997, Pimentel *et al.* 2000, Junges *et al.* 2002b, Pimentel *et al.* 2004).

No Arco Magmático Mara Rosa, na região de Chapada Mara Rosa, as metaplutônicas de composição tonalítica a diorítica são consideradas semelhantes às rochas graníticas tipo M de arcos de ilha imaturos e apresentam características químicas semelhantes às de adakitos (Pimentel *et al.* 1997). Dados isotópicos de U Pb indicam que o magmatismo tonalítico, com magmatismo máfico associado, ocorreu em dois intervalos de tempo: entre ca. 856 e 807 Ma e entre ca. 640 e 622 Ma (Junges *et al.* 2003). As supracrustais daquela região formam três faixas estreitas de direção NNE, denominadas de leste, central e oeste, separadas entre si por metatonalito e metadiorito. As três faixas são constituídas de anfíbolitos, metatufos félsicos a intermediários, metagrauvacas, granada mica xistos, *metachert*, formação ferrífera, quartzito e rochas ultramáficas, todas metamorfizadas nas fácies xisto verde a anfíbolito (Arantes *et al.* 1991) (Fig. 4). Os anfíbolitos são toleíticos, semelhantes a boninitos, representando fragmento de crosta oceânica, ou calcio alcalinos, produtos de magmatismo de arco (Palermo 1996, Palermo *et al.* 2000). Granada anfíbolito e epidoto anfíbolito da área do depósito de Chapada apresentam assinatura química semelhante à de metabasaltos originados em ambiente de *back arc* (Kuyumjian 1989).

As composições isotópicas Sm Nd de granada mica xistos feldspáticos e de biotita gnaisse de granulação fina indicam idades TDM no intervalo 0,9 e 1,2 Ga, indicando que tais rochas são produtos de erosão de rochas do arco, com pouca contribuição de fontes mais antigas, e que foram depositadas em ambiente intraoceânico. Idades Sm Nd obtidas a partir dos pares granada-rocha total de rochas metassedimentares da sequência Mara Rosa indicam dois eventos metamórficos: um,

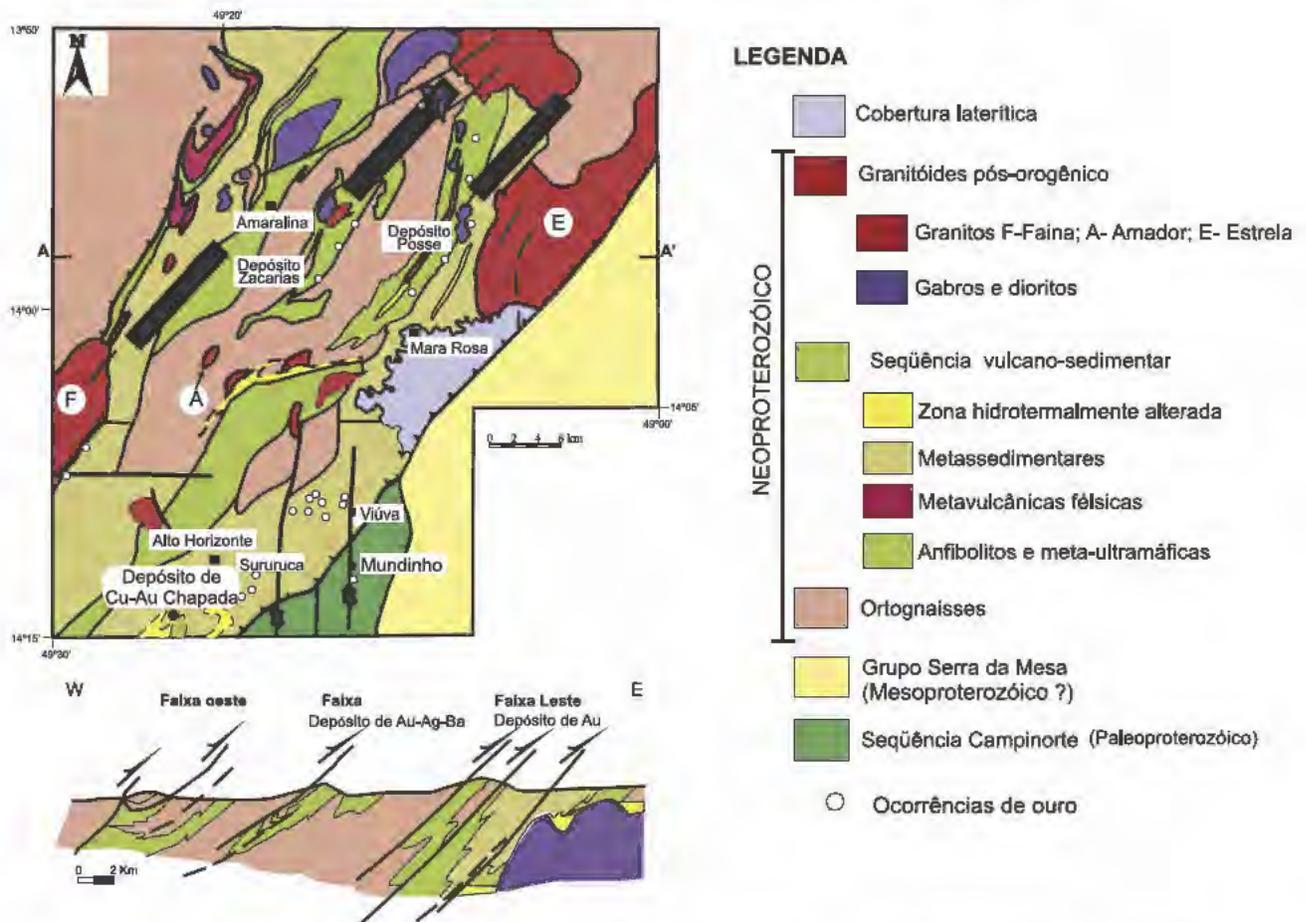


Figura 4 Mapa geológico do distrito de Cu Au e Au Chapada Mara Rosa (modificado de Arantes et al. 1991) e seção estrutural esquemática através do Arco Magmático Mara Rosa (Palermo et al. 2000).

mais antigo, há 760 Ma, e outro, mais jovem, com idades tipicamente brasileiras, há ca. 600 Ma (Junges et al. 2002a, b). O último evento deformacional foi imediatamente seguido de intrusões graníticas (biotita granito e leucogranito a duas micas) e gabro dioríticas, constituindo uma associação bimodal pós orogênica (Pimentel et al. 1997, Junges et al. 2002b).

Segundo Junges et al. (2003), o Arco Magmático de Goiás representa a colagem de arcos de ilha intra oceânicos que se iniciou em aproximadamente 900-850 Ma entre os continentes neoproterozoicos Amazonas e São Francisco. Esta colagem foi acrescida à margem oeste do continente São Francisco em 780-760 Ma e posteriormente deformada durante o fechamento final do oceano em 600 Ma. Portanto, as rochas de arcos de ilha na região central do Brasil registram um longo período de convergência de placas e formação de arco magmático, incluindo colisões arco continente e continente continente, após o fechamento de extensa bacia oceânica. Ainda segundo aqueles

autores, esse período de formação de arcos de ilha coincide, em parte, no tempo geológico, com a fragmentação do supercontinente Rodínia.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE Cu-Au E Au DO ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA

O Depósito de Cu Au Chapada se insere no contexto do distrito auro cuprífero Chapada Mara Rosa (Oliveira et al. 2000, 2004), que vem sendo investigado por companhias de mineração desde o início da década de 70. Este distrito contém importantes garimpos e depósitos de Au (Posse, Mundinho, Viúva, Sururuca), Au Ag Ba (Zacarias) e Cu Au (Chapada), além de várias ocorrências auríferas pouco estudadas (Lacerda 1986). Segundo Oliveira et al. (2000), os principais depósitos de ouro e cobre do distrito Chapada Mara Rosa podem ser identificados

por quatro associações distintas: (i) Depósito Zacarias (Au Ag Ba), interpretado como vulcano gênico disseminado de natureza estratiforme (Pool

1994); (ii) Depósito Chapada (Cu Au), interpretado como vulcanogênico disseminado (Kuyumjian, 1989) ou cobre porfirítico (Richardson *et al.* 1986); (iii) Depósito Posse (Au), definido como disseminado controlado por zona de cisalhamento mesozonal (Palermo *et al.* 2000); e (iv) Depósito Mundi nho (Au Cu Bi), considerado como veios quartzo sulfetados controlados por zona de cisalhamento com magmatismo pós orogênico associado.

No contexto do Arco Mara Rosa, duas ocorrências se destacam, Serra do Caranã e Morro dos Picos, as quais estão associadas à cianita muscovita quartzo xistos/cianita quartzitos (\pm muscovita, \pm pirita) estruturados na direção NNE e mergulho WNW. Segundo Nascimento (2008), todas as características das unidades litológicas descritas na Serra do Caranã permitem correlacioná-las com zonas hidrotermais metamorfizadas, na qual a seqüência litológica, de rochas a cianita, seria o equivalente metamórfico de zonas de alteração hidrotermal argílica intermediária a avançada. Para isso a autora se baseou na presença de estruturas do tipo *boxwork*, interpretadas como uma porosidade secundária formada a partir da dissolução de anidrita, mineral que ocorre geralmente associado com halos de alteração potássica de depósitos do tipo pórfiro. Ainda segundo a autora, a presença de hornblenda biotita ortognaisses, com baixo teor de Cu e Au em profundidade, é um indicativo de alteração hidrotermal potássica, e a presença de uma associação de actinolita epidoto (clorita) da borda desses ortognaisses estaria associada com uma alteração propilítica. Nascimento (2008) também descreve o Morro dos Picos, localizado a oeste da cidade de Porangatu, com características semelhantes à Serra do Caranã, com ocorrência de Cu associada a muscovita pirita cianita quartzito, com feldspato, rutilo, turmalina, lazulita, crandalita, biotita e clorita subordinados.

GEOLOGIA LOCAL

O Depósito de Cu Au Chapada está inserido no contexto geomorfológico de extensos platôs sustentados por perfis lateríticos espessos, onde exposições de rochas inalteradas são escassas. O contexto geológico do depósito é dominado pela Seqüência vulcano sedimentar Mara Rosa, que Arantes *et al.* (1991) compartimentaram em três faixas estreitas e anastomosadas, com disposi-

ção geral NE e mergulhos moderados a fortes para NW, denominadas de faixas leste, central e oeste. Essas faixas se mostram entremeadas por corpos alongados sin tectônicos de ortognaisses dioríticos a tonalíticos e recortadas por intrusões tardias pós tectônicas, pouco ou não deformadas, de composições dioríticas a graníticas. As faixas são compostas em diferentes proporções por associações de metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvacas finas a médias, *metacherts*, formações ferríferas, além de grande variedade de metassedimentares psamo pelíticas e produtos hidrotermalizados, metamorfizados sob condições de fácies xisto verde a anfíbolito. Oliveira *et al.* (2006) redefiniram essas faixas com base em dados geocronológicos. Dessa forma, as faixas central e leste, pertencentes à Seqüência vulcano sedimentar Mara Rosa, foram renomeadas para subunidades metavulcânica básica e metavulcano sedimentar, respectivamente, enquanto a faixa leste, predominantemente metassedimentar (subunidade metassedimentar), foi reconsiderada como pertencente à Seqüência vulcano sedimentar Santa Terezinha.

O Depósito de Cu Au Chapada se insere no contexto da faixa leste ou da subunidade vulcano sedimentar que compreende uma ampla variação de metavulcânicas básicas a ácidas e metassedimentares psamo pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais, dentre os quais se destacam cianititos, cianita quartzitos, estauroлита cianita anfíbolito, quartzo epidotitos, pirita quartzo sericitita xisto, muscovita biotita xisto feldspático, muscovita biotita plagioclásio microclínio gnaiss e gedrita antofilita xisto (Fig. 5). As metavulcânicas básicas são representadas, sobretudo, por anfíbolitos finamente bandados, sendo, no entanto, comuns variações de granada anfíbolito, biotita anfíbolito, antofilita anfíbolito e epidoto anfíbolito. Algumas rochas interpretadas supostamente como metavulcânicas ácidas a intermediárias (metadacitos, metadacitos, metatufos andesíticos) são identificadas por biotita microclínio gnaiss, epidoto biotita plagioclásio gnaiss, muscovita plagioclásio gnaiss e cianita biotita plagioclásio gnaiss. A seqüência de metassedimentares psamo pelíticas apresenta a mais ampla variação petrográfica, com destaque para o grupo de biotita xistos e biotita xistos feldspáticos que são constituídos predominantemente de biotita, quartzo e plagioclásio, além de combinações variáveis de anfi-

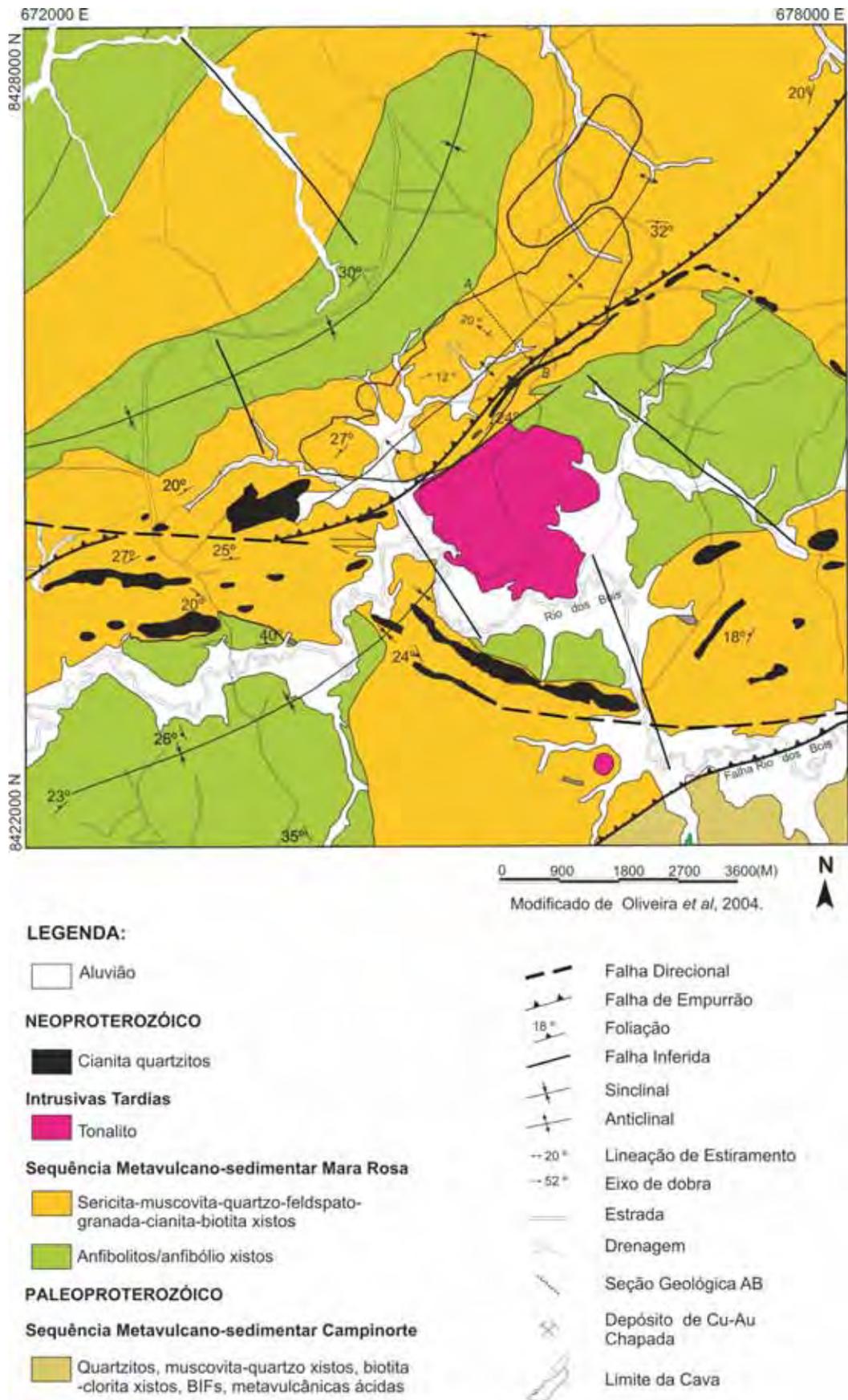


Figura 5 Mapa geológico de semi detalhe do Depósito de Cu Au Chapada (modificado de Oliveira et al. 2004).

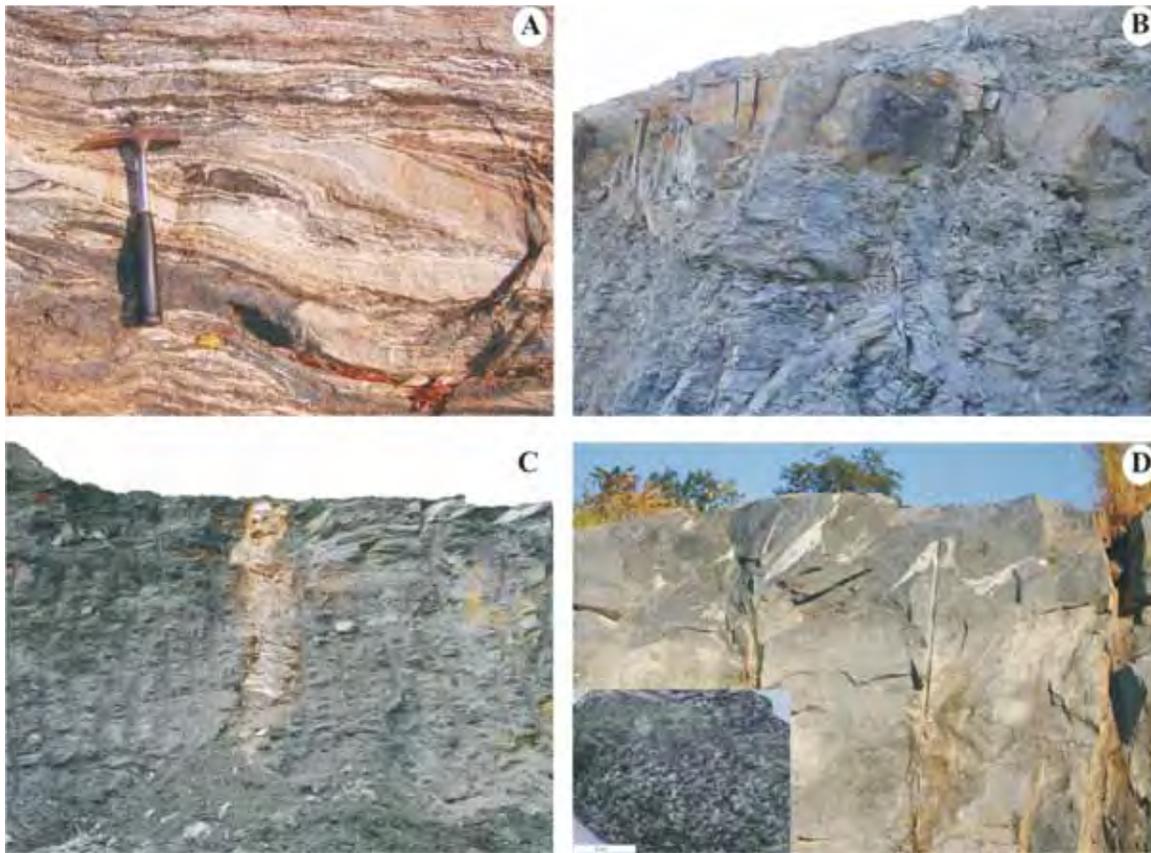


Figura 6 A. Ortognaisse tonalítico com bandamento, segregação quartzosa e remobilizados quartzo feldspáticos, com destaque para xenólitos de anfibolito. B. Exposição de anfibolito maciço, cinza escuro e granulação média, em frente de lavra da porção norte da cava da mina. C. Exposição de pegmatóide que recorta muscovita biotita xisto. D. Frente de lavra localizada a sul da cava da mina, com detalhe para amostra de tonalito cinza escuro de granulação média a grossa e textura ígnea fanerítica preservada.

bólio, epidoto, clorita, feldspato potássico, granada, estauroлита, cianita e muscovita. São comuns ainda quartzitos e biotita quartzo xistos feldspáticos finamente laminados ou em camadas espessas interpretados como meta arenitos impuros e/ou metagravaucaas, intercalados esporadicamente por metavulcânicas básicas que afloram em grande extensão a sudeste de Mara Rosa (Fig. 6).

Na região do Depósito de Cu Au Chapada, as rochas metabásicas se assemelham tanto a metabasaltos (granada, diopsídio e epidoto anfibolitos) quanto à meta andesitos basálticos (quartzo granada e quartzo anfibolitos), sendo que os metabasaltos possuem assinaturas geoquímicas similares a basaltos toleíticos imaturos de arco de ilha, ricos em Mg, Ni e Cr (Kuyumjian 1989). Os diopsídio anfibolitos, entretanto, apresentam assinatura geoquímica complexa entre arcos de ilha e MORB, o que sugere ambiente de retro arco para a formação de tais rochas (Kuyumjian 1994, Junges *et al.* 2002b). Já os meta andesitos basálticos

da região de Chapada apresentam caráter predominantemente calcio alcalino de arco oceânico. Nos anfibolitos descritos no Depósito de Cu Au Chapada observam-se baixas concentrações de cério e ETR, com enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados, típico de rochas máficas vulcânicas de ambiente de arco (Richardson *et al.* 1986).

DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO DE Cu-Au CHAPADA

Na seção geológica da Figura 7, confeccionada a partir da interpretação de furos de sonda e da descrição de frentes de lavra, observa-se que o arcabouço estrutural do Depósito de Cu Au Chapada é representado por um antifórme aberto em que o núcleo é representado pela associação de magnetita biotita gnaiesses/muscovita biotita xistos, enquanto a cobertura compõe-se de uma ampla variação de rochas metavulcânicas e meta vulcanoclásticas básicas a ácidas, além de metas

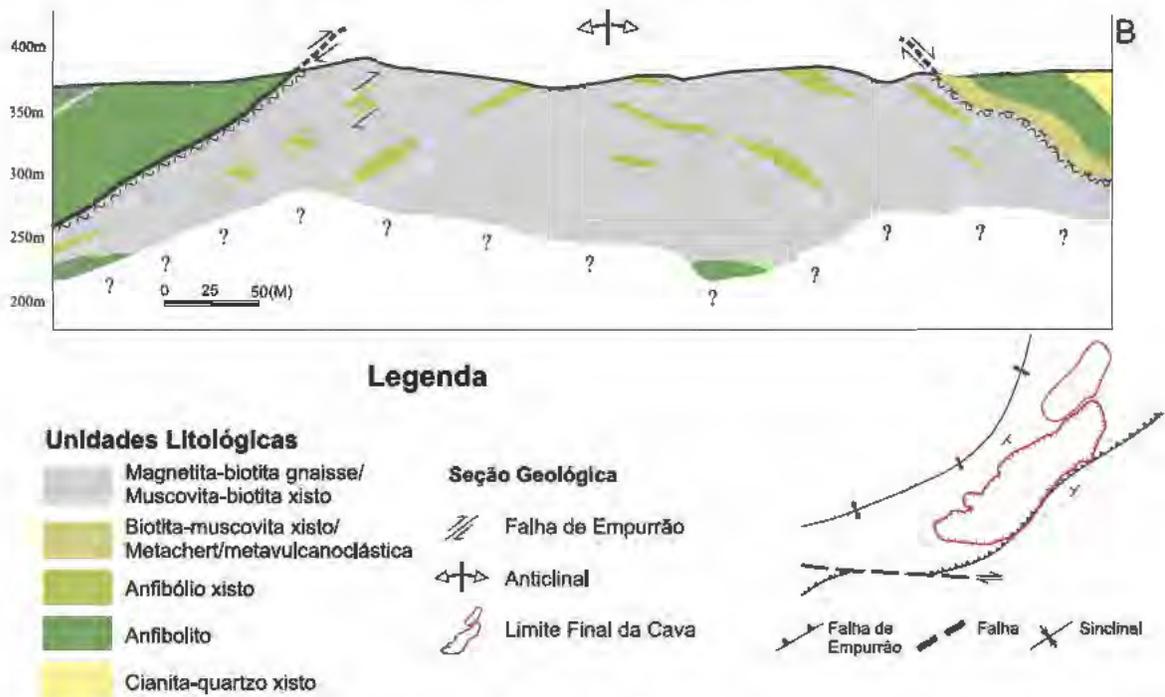


Figura 7 Seção geológica NW SE do Depósito de Cu Au Chapada, confeccionada a partir de testemunhos de sondagem.

sedimentares químicas (*metacherts*). Todo o conjunto mostra-se recortado por diques pegmatíticos estreitos orientados segundo N40 60°W e por uma intrusão diorítica semicircular pouco deformada.

Rochas hospedeiras

As rochas hospedeiras compreendem uma ampla variação de xistos associados à magnetita biotita gnaisses finos e anfibolitos, dentre os quais se destacam muscovita biotita xistos, anfibólio xistos, associação biotita muscovita xistos/cianita epidoto muscovita biotita xisto feldspático/*metacherts* e associação cianititos/quartzo cianititos/cianita quartzitos/cianita muscovita quartzito xistos (Fig. 8).

Magnetita-biotita gnaisses ocorrem como corpos centimétricos a métricos com geometria tabular ou sigmoidal (*boudins* simétricos a assimétricos) intercalados e/ou envoltos por muscovita biotita xistos, além de muscovita biotita xisto feldspático, cianita biotita xisto, biotita quartzito xisto, epidoto biotita xisto feldspático. Os magnetita biotita gnaisses, identificados na mina por biotita gnaisses finos ou metaarenitos feldspáticos, exibem tonalidades de cinza claro a médio, macroestrutura maciça, granulação fina e compõem-se essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclínio,

biotita, muscovita, epidoto e, subordinadamente, anfibólio, granada, cianita, magnetita/hematita e ilmenita. A rocha apresenta foliação difusa diagnosticada por domínios sigmoidais com microestrutura granoblástica fina, constituídos de quartzo, plagioclásio e microclínio, envoltos por faixas estreitas e anastomosadas compostas de biotita marrom, muscovita e epidoto. Neste trabalho, os magnetita biotita gnaisses são interpretados como produtos metamórficos de intrusão (ou subvulcânica) ácida a intermediária.

Muscovita-biotita xistos são as rochas mais comuns da mina, perfazendo cerca de 60% das hospedeiras da mineralização, e representam genericamente produtos da substituição de magnetita biotita gnaisses expostos principalmente na porção central da cava. São rochas de tonalidades cinza claro a escuro e compõem-se essencialmente de biotita, muscovita, quartzo, epidoto e carbonato neoformados e plagioclásio, microclínio e, subordinadamente, anfibólio, granada, estaurolita e cianita reliquiares. Os minerais opacos são representados por pirita e calcopirita neoformados, que se encontram entremeados em agregados lamelares de biotita e muscovita, além de magnetita/ilmenita e hematita reliquiares. Essas rochas apresentam foliação bem desenvolvida realçada por domínios granoblásticos finos quartzo

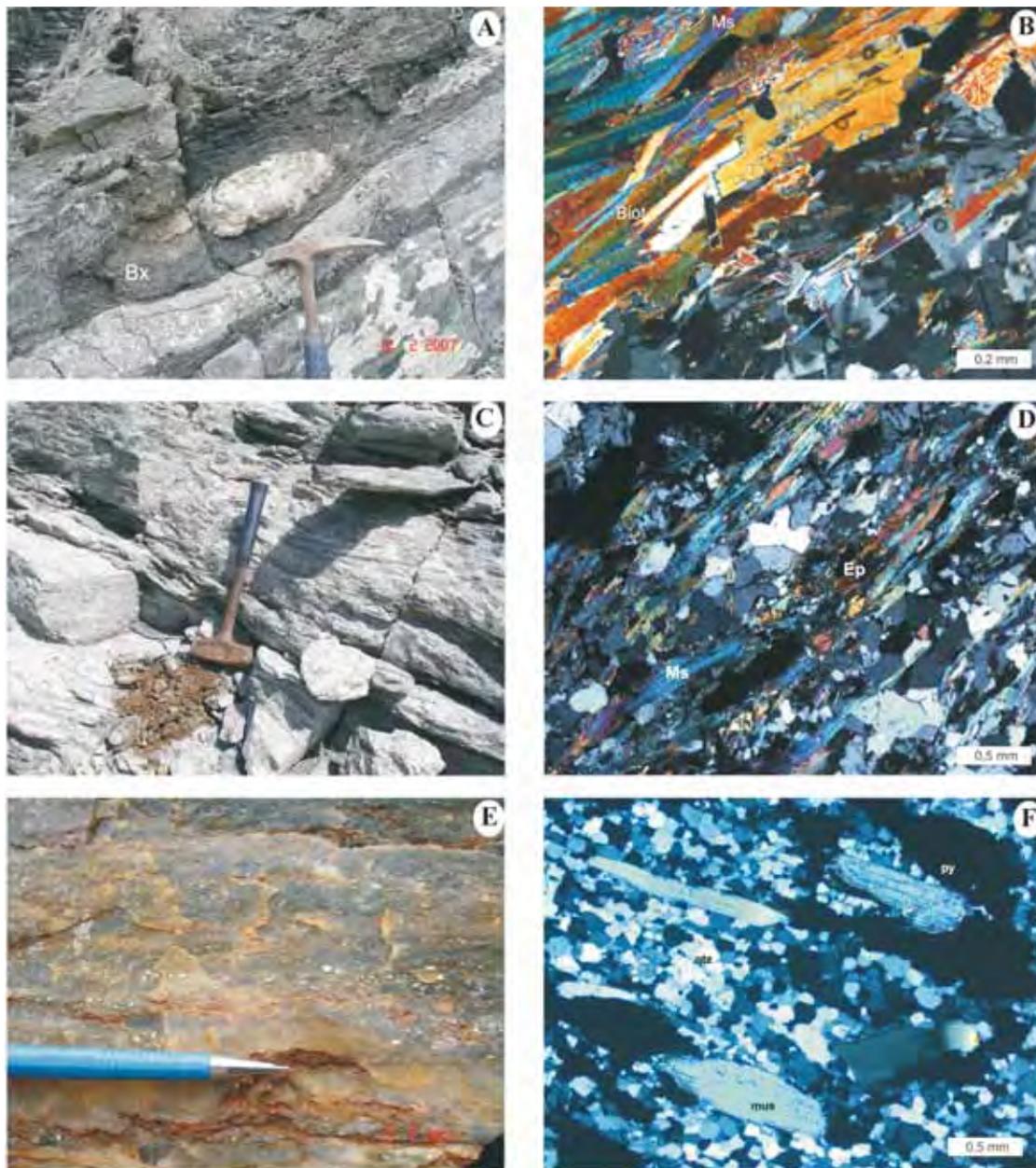


Figura 8 A) Exposição de muscovita biotita xisto (Bx) intercalado com magnetita biotita gnaisse. B) Fotomicrografia de muscovita biotita xisto, com destaque para o contato de faixas com textura granoblástica e faixas com textura lepidoblástica, rica em biotita e muscovita (LT/NC). C) Exposição de biotita muscovita xisto, levemente foliado, com cor cinza claro. D) Fotomicrografia de biotita muscovita xisto exibindo lamelas orientadas de muscovita e biotita associadas a cristais de epidoto e pirita (LT/NC). E) Amostra de metachert amarelo claro, maciço, rico em pirita. F) Fotomicrografia de metachert exibindo cristais de muscovita e pirita em meio à matriz de quartzo (LT/NC).

feldspáticos, com disseminações de biotita e epidoto, envelopados por agregados lepidoblásticos ricos em biotita, muscovita e, subordinadamente, clorita de granulação fina a média. Plagioclásio, microclínio, cianita e estauroлита exibem frequentemente alteração parcial para muscovita, enquanto anfibólio se apresenta substituído por biotita. As variações na composição modal dessas

rochas permitem classificá-las em muscovita biotita xisto feldspático, cianita biotita xisto, biotita quartzo xisto, epidoto biotita xisto feldspático e estauroлита cianita granada biotita xisto.

Anfibólio xistos ocorrem em maior volume na interface da associação magnetita biotita gnaisse/muscovita biotita xistos com anfibólitos que se situam nas cotas mais elevadas da mina (capa).

São rochas com tonalidades de cinza escuro a verde escuro, granulação fina a média e macroestrutura maciça a finamente foliada ressaltada pela orientação de lamelas de biotita, por vezes alterada para muscovita e clorita, e porfiroclastos alongados de anfibólio, imersos em matriz com textura predominantemente granoblástica fina composta por anfibólio (gedrita, hornblenda ou antofilita), biotita, quartzo, epidoto, plagioclásio e, subordinadamente, carbonato, mica branca e clorita. Os porfiroclastos de anfibólio ocorrem esporadicamente substituídos por biotita e carbonato. Essas rochas são, por vezes, ricas em pirita e calcopirita que se associam preferencialmente aos domínios lepidoblásticos ricos em biotita, ou a carbonato e epidoto remobilizados por falhas e fraturas tardias E W e NW SE.

Associação biotita-muscovita xistos/cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático/metacherts ocorre principalmente na porção sudoeste da cava, capeando o núcleo da associação magnetita biotita gnaiss/muscovita biotita xisto. São rochas com variação petrográfica complexa, mas que pela própria associação com metassedimentares químicas (*metacherts*), metavulcanoclásticas e metavulcânicas básicas (capa da mina) são denominadas genericamente de rochas metavulcano sedimentares ricas em muscovita, biotita, calcopirita e pirita.

Os biotita muscovita xistos são os principais representantes desta associação e se caracterizam por apresentar tonalidade cinza claro, granulação fina a média e foliação bem desenvolvida marcada por domínios lepidoblásticos ricos em muscovita e, subordinadamente, biotita e epidoto, que envolvem núcleos granoblásticos constituídos de quartzo, plagioclásio e, em menor proporção, microclínio. Porfiroblastos poiquilíticos de cianita, anfibólio, granada e estauroлита são constituintes comuns e ocorrem preferencialmente associados aos domínios micáceos, onde se apresentam como grãos alongados a sigmóides, por vezes rotacionados, com alteração parcial em suas extremidades para muscovita fina (sericita). Disseminações de calcopirita (<2%) e pirita (<10%) ocorrem como grãos alongados (estirados) de granulação fina, associados (ou intercrescidos) com domínios ricos em muscovita e biotita.

Cianita epidoto muscovita biotita xistos feldspáticos correspondem a produtos interpretados como metavulcanoclásticas associadas à meta

chert, descritos na porção sudoeste da cava. São rochas que apresentam tonalidades de cinza claro a cinza escuro, granulação fina a média, macroestrutura foliada a ligeiramente maciça em que se destacam porfiroclastos alongados de feldspatos parcialmente alterados imersos em matriz fina (textura porfirítica reliquiar). A matriz é compartimentada em domínios granoblásticos lenticulares a sigmóides constituídos de quartzo, plagioclásio, epidoto, muscovita e biotita, além de cianita, anfibólio e granada, que se encontram envelopados por domínios lepidoblásticos anastomosados com postos de biotita, muscovita e, subordinadamente, epidoto e cianita. Biotita exibe frequentemente alteração parcial para sericita e clorita. Os minerais opacos são representados por pirita, calcopirita e, em menor proporção, magnetita que se mostram como grãos alongados (estirados) dispostos ao longo da foliação e entremeados com agregados lamelares de biotita e muscovita. Os grãos de calcopirita e pirita ocorrem como cristais xenoblásticos de granulação muito fina a fina.

Os *metacherts* são cinza claro a cinza amarelo, maciços a ligeiramente bandados e compõem-se de quartzo e, em menor proporção, muscovita e pirita. Quartzo ocorre em agregados sigmóides com microestrutura granoblástica fina, que se mostram delimitados por faixas estreitas de muscovita de granulação fina. Pirita e calcopirita são por vezes abundantes (<10%) e se mostram como grãos estirados que definem superfícies de bandamento difuso.

Associação cianitos/quartzo cianitos/cianita quartzitos /cianita-muscovita-quartzo xistos ocorre como pequenas elevações no entorno do depósito (Morro do Urubu) e na porção leste da cava, controladas por falhas de empurrão NE SW reorientadas por falhas direcionais E W. Os cianita quartzo xistos são cinza esbranquiçados a branco azulados, finos a médios e com foliação difusa marcada por domínios granoblásticos ricos em quartzo envelopados por muscovita e cianita. Variações petrográficas ricas em quartzo ou cianita, pobres em muscovita e com estrutura maciça são genericamente denominadas de cianita quartzitos ou quartzo cianitos. Cianita ocorre como cristais alongados orientados ou como agregados prismáticos de granulação média a grossa, com microestrutura diablástica, concentrados em charneiras de dobras da fase D_{n+1} . Muscovita ocorre como lamelas dispostas segundo a fo

liação ou como lamelas finas oriundas da substituição de plagioclásio ou de outros minerais aluminosos, incluindo cianita. Microclínio, plagioclásio, estaurolita, rutilo e pirita são subordinados. Rutilo ocorre como diminutos prismas, em geral incluídos na cianita. Pirita, sob a forma de grãos ou *boxworks* alongados e orientados segundo a foliação, é o sulfeto dominante. As rochas dessa associação não são consideradas minério, mas ocorrem associadas a biotita muscovita xistos ricos em calcopirita.

Textura e Mineralogia do Minério

O minério do Depósito de Cu Au Chapada consiste de disseminações de sulfetos ao longo de planos de foliação (ou superfícies axiais de dobras) e, em menor proporção, por pequenas concentrações maciças em charneiras de dobras ou em falhas e fraturas orientadas segundo E W e NW SE. O minério é constituído por uma associação de sulfetos (calcopirita, pirita, bornita, molibdenita, esfarelita, galena) e óxidos (magnetita, hematita, ilmenita, rutilo), onde calcopirita aparece como o único mineral minério importante. Os minerais da ganga compõem-se predominantemente de biotita, muscovita, quartzo, feldspatos, anfibólio e, subordinadamente, epidoto, clorita, carbonato, cianita, estaurolita, granada, titanita e rutilo. O ouro, com granulação muito fina, ocorre inclusive na calcopirita, porém variações mais grossas ocorrem em fraturas e espaços intergranulares em sulfetos (Richardson *et al.* 1986).

De maneira geral, o minério do Depósito de Cu Au Chapada é constituído pela associação de calcopirita, pirita e magnetita, prevalecendo as associações calcopirita magnetita (minério magnético) ou calcopirita pirita (minério pirítico), onde pirita é o mineral mais abundante, magnetita tem ocorrência subordinada, enquanto galena, bornita e esfalerita são raras (Fig. 9). As duas associações minerais são refletidas em mapeamento de detalhe na cava da mina, onde se observa um núcleo central rico em magnetita (minério magnético) e um envelope externo em que predomina pirita (minério pirítico). O núcleo rico em magnetita ocorre hospedado predominantemente por magnetita biotita gnaises intercalados com muscovita biotita xistos, descritos principalmente na porção NE da cava (corpo capacete), enquanto o minério pirítico está associado principalmente a

biotita muscovita xistos, *metacherts* e rochas ricas em cianita da seqüência metavulcano sedimentar exposta na porção leste e sudoeste da cava. O minério magnético descrito no núcleo da cava se destaca por conter teores mais elevados de ouro que o minério rico em pirita.

Sob microscópio, revelam grande variedade de texturas envolvendo calcopirita, pirita, magnetita e os minerais da ganga. Essas texturas são produtos de transformações metamórficas e deformacionais que se manifestam mais comumente como grãos reliquiais de sulfetos fortemente estirados e recristalizados, arranjos granoblásticos poligonizados de sulfetos e óxidos, e intercrescimentos de sulfetos e filossilicatos (biotita, muscovita, clorita) neoformados. A calcopirita ocorre como grãos livres e, menos frequentemente, inclusões no interior e/ou em fraturas na magnetita e pirita.

Deformação e Metamorfismo

Ramos Filho *et al.* (2003) evidenciaram na região de Alto Horizonte, dois sistemas cisalhantes regionais, sendo um sinistral com direção N40 45°E e outro dextral com direção N25 30°W, resultantes de compressão regional NNW SSE. Os autores definiram duas fases de deformação na região de Alto Horizonte: (i) D_1 representada por superfícies de empurrão de direção e vergência para leste, com dobras assimétricas a isocliniais recumbentes de eixos NS e N20° 30°E e foliação penetrativa com mergulho para W resultantes da uma compressão regional EW, mais antiga, e (ii) D_2 com a geração de zonas de cisalhamento NS basilianas, dobras abertas com eixo EW e dois sistemas regionais de zonas de cisalhamento com forte mergulho e rejeito direcional, sendo um sinistral com direção N40° 45°E e outro dextral com direção N25° 30°W, resultantes de compressão regional NNW SSE. As dobras abertas interferem com as dobras isocliniais recumbentes dando origem a padrão de interferência tipo cogumelo. Na falha reversa sinistral Rio dos Bois, resultante da compressão regional D_2 , ocorre milonito granítico com clastos de plagioclásio e microclina, e foliação com atitude N55°E/40°NW, com indicadores estruturais sugerindo cisalhamento sinistral.

O mapeamento estrutural das frentes de lava da mina mostrou que a história deformacional do Depósito de Cu Au Chapada está registrada em três fases deformacionais principais (D_n , D_{n+1} , D_{n+2})

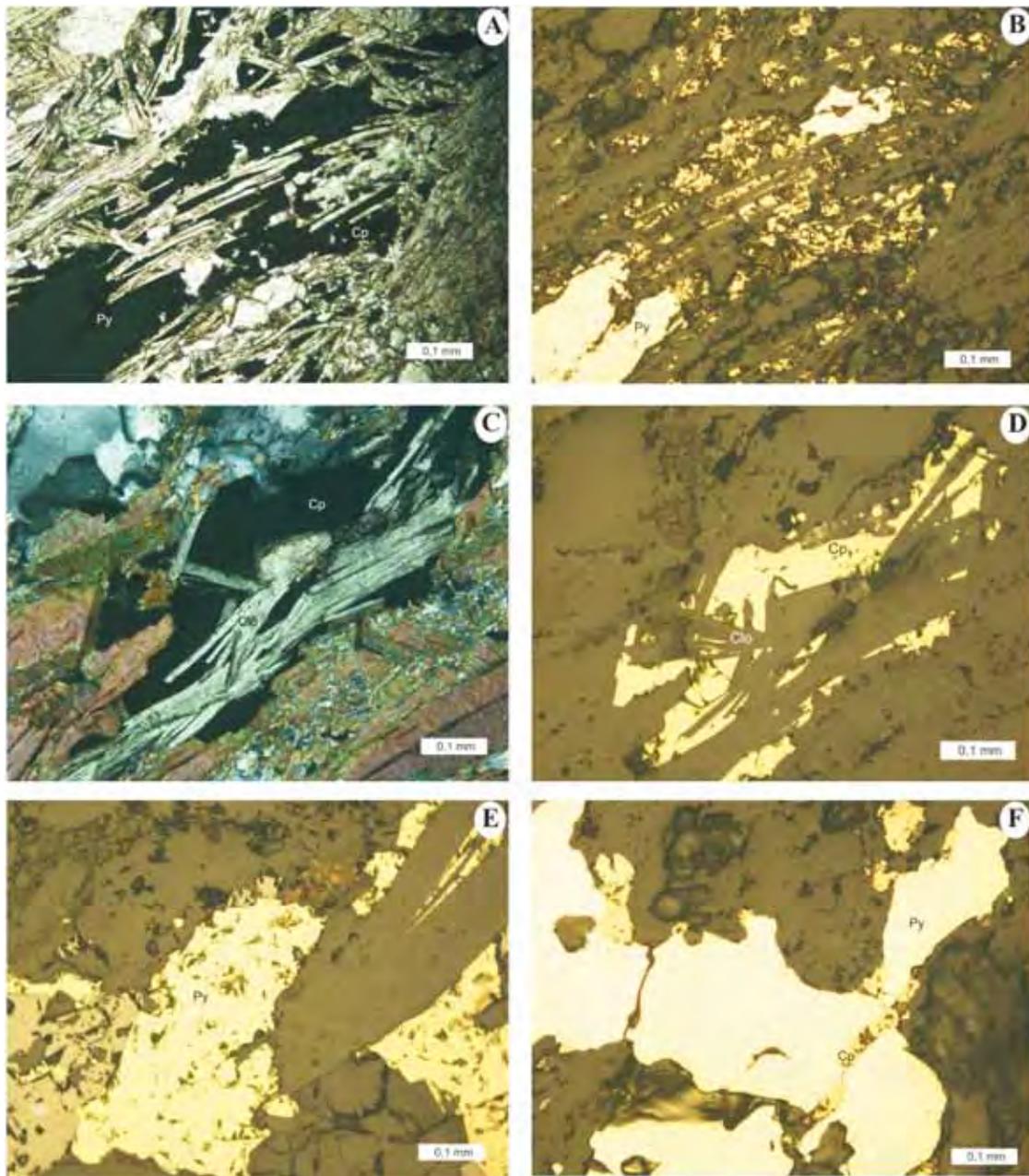


Figura 9 A, B, C e D. Fotomicrografias do minério pirítico, com destaque para textura realçada por intercrescimentos sulfetos/filossilicatos (biotita, muscovita, clorita), (A LT/NP, B LR/NC, C LT/NC, D LR/NC). E) Fotomicrografia do minério magnetítico, com destaque para textura granoblástica média realçada por contatos planares entre os minerais (LR/NC). F) Fotomicrografia da associação calcopirita pirita (minério pirítico), com destaque para a ocorrência de calcopirita em fraturas no interior e nas bordas de grãos xenomórficos de pirita (LR/NC).

que estão diretamente relacionadas à evolução tectônica do Arco Magmático Mara Rosa durante a Orogenia Brasileira (Evento E_n) no Neoproterozóico, num intervalo aproximado entre 900 e 600 Ma (Oliveira 2010).

Fase deformacional D_n foi responsável pela estruturação da seqüência vulcano sedimentar Mara Rosa em sinclinais e anticlinais assimétricos,

com comprimentos de onda e amplitudes de magnitude regional. No depósito de Cu Au Chapada, a fase D_n é diagnosticada por dobras sub isoclinais a isoclinais recumbentes, envolvidas por redobramento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E/SE, geradas por esforço compressivo E W a NW SE (Fig. 10). Estas estruturas estão bem registradas em anfibolitos e magnetita



Figura 10 A) Dobras recumbentes (D_n) associadas aos magnetita biotita gnaisses, expostas na porção NE da cava. B) Superfície S_n truncada por superfície S_{n+1} associada à falha Rio dos Bois.

biotita gnaisses, na porção norte/noroeste da cava, em que dobras isoclinais com dimensões métricas a decamétricas exibem plano axial com orientação geral NE e mergulhos suaves para NW ($330\ 350^\circ/10\ 20^\circ$), e eixo com disposição geral NE e caimento para N/NW ($00^\circ\ 10^\circ/070^\circ$).

Segundo Richardson *et al.* (1986) e Kuyumjian (1989), as condições de pressão e temperatura para o pico do metamorfismo da fase D_n , usando o geotermômetro *biotita granada* e os geobarômetros *ky si*, *gross ky qz an*, *zo ky qz an H₂O* e *alm rut ilm ky qz*, foram estimadas como em torno de 650°C e 9kbar. Sob essas condições ocorreram a deformação e a recristalização de sulfetos (calcopirita, pirita), acompanhadas da blastese de cianita, estaurólita, muscovita, biotita, microclínio, plagioclásio, anfibólio e etc, que sugerem a atuação de um episódio de mineralização anterior ao pico do metamorfismo. Esse episódio está registrado principalmente nas rochas ricas em cianita, bioti

ta, muscovita e calcopirita da associação metavulcano sedimentar.

Fase deformacional D_{n+1} está relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois), que representa a mais conspícua estrutura do contexto deformacional do Arco Magmático Mara Rosa e do Depósito de Cu Au Chapada. A falha Rio dos Bois corresponde a um sistema de falhas de empurrão a reversas oblíquas geradas por esforços compressivos orientados preferencialmente segundo NNW SSE. A esta fase se associa uma ampla variação de estruturas geradas por cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil que estão representadas principalmente por dobras de arrasto, que exibem espessamento de charneira e flancos longos e curtos, indicativas de transporte de massa de NW para SE. São frequentes ainda dobras intrafoliais desarmônicas, com segregação quartzosa concentrada ao longo de charneiras, além de dobras isoclinais abertas que

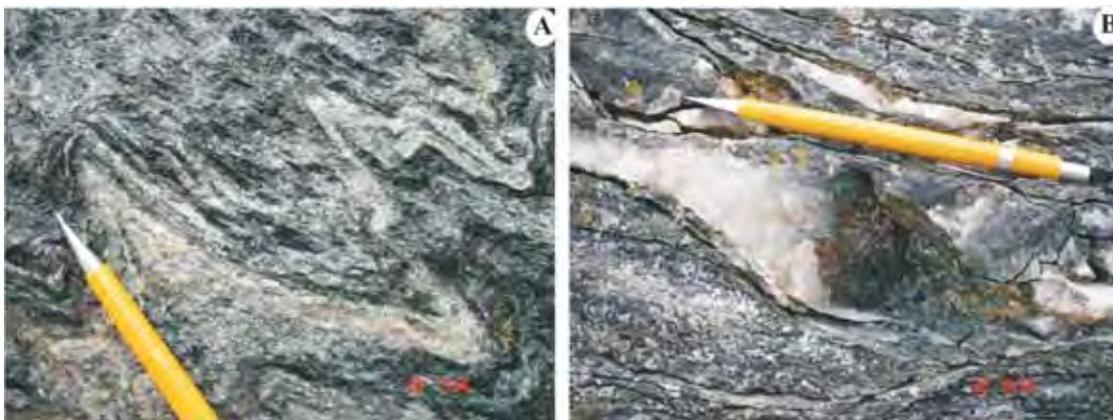


Figura 11 A. Padrão de dobras parasitas e intrafoliais em muscovita biotita xistos. B. Sigmóide assimétrico de quartzo com sulfeto.

exibem intensa boudinagem nas zonas de charneira (Fig. 11). A foliação milonítica desenvolvida durante essa fase apresenta direção geral N20 50°E e mergulhos moderados para NW (290 320°/ 10 40°), à qual se associa lineação de estiramento identificada principalmente em corpos sigmoides assimétricos com disposição geral 10 30°N30 40°W (10° 30°/320° 330°) e eixos de dobras, *boudins* e *rods* com orientação geral 00° 15°N40 070°E (00° 15°/040° 070°). Estes elementos são indicativos de transporte tectônico de baixo caimento, baixa obliquidade e vergência para SE.

Kuyumjian (1989) mostrou que a borda de granada gerada durante o metamorfismo de fácies anfibolito da fase D_n foi reequilibrada na fácies xisto verde, em torno de 460°C e 5 Kbar, o que corresponderia às condições de metamorfismo da fase D_{n+1} . O metamorfismo ocorreu sob regime deformacional dúctil a dúctil rúptil e foi responsável por reações de biotitização, muscovitização e sulfetação que acompanharam a transformação de magnetita biotita gnaisses em biotita muscovita xistos ricos em calcopirita e pirita. A intercalação desses sulfetos em agregados lamelares de filossilicatos neoformados é uma indicação da atuação de um importante episódio de mineralização associado a fase D_{n+1} . Essa constatação é corroborada pelo fato dos magnetita biotita gnaisses se mostrarem destituídos de sulfetos, o que descarta uma eventual remobilização de calcopirita e pirita dessas encaixantes para os muscovita biotita xistos.

Fase deformacional D_{n+2} se associa dobramento regional suave, diagnosticado por antififormes e sinformes abertos e ligeiramente assimétricos, em que eixos ortogonais com disposição aproximada

E W e N S imprimem padrão de interferência do tipo domo e bacia. Esta estrutura controla, inclusive, a geometria atual do depósito. Um conjunto de falhas e fraturas geradas e/ou reativadas durante essa fase participou do deslocamento de corpos de minério bem como da remobilização de calcopirita e pirita (Fig. 12). Uma importante zona de cisalhamento dúctil rúptil E W/30 50°N (360°/30 50°) e dextral foi responsável pela reorientação na extremidade SW do depósito de NE SW para E W. Essa reorientação pode ter sido acompanhada por desmembramento do depósito, o que implicaria em sua continuidade além da porção sul dessa falha. Falhas e fraturas sub verticais em torno E W e N S controlam a remobilização de pirita e calcopirita e a cristalização de epidoto e carbonato em domínios de dilatação, enquanto falhas sub verticais NW SE controlam a intrusão de pegmatitos graníticos, comuns na cava da mina.

Idades Sm Nd obtidas a partir dos pares granada rocha total de rochas metassedimentares da seqüência Mara Rosa indicam um evento mais antigo de fácies anfibolito, há cerca de 760 730 Ma, correspondente a fase D_n , e outro mais jovem de fácies xisto verde, há cerca de 610 600 Ma, relativo à fase D_{n+1} (Pimentel *et al.* 1997; Junges 1998; Junges *et al.* 2002a, b).

Alteração Hidrotermal e Mineralização de Cu-Au

Cianititos e rochas com cianita são comuns no Depósito de Cu Au Chapada bem como em outros depósitos e ocorrências de Cu Au do Arco Magmático Mara Rosa (Serra das Araras, Serra dos Picos, Serra do Caranã, Serra de Bom Jesus) e Au (Pos



Figura 12 A) Sinclinal D_{n+2} desenvolvida por dobramento regional suave, levemente assimétrica, com eixo E NE/ W SW. B) Fraturas e/ou juntas N S a N20°W e mergulho de 70° 90° para W, associada à zona de charneira de dobras recumbentes.

se, Zacarias). Essas rochas se distribuem mais frequentemente sob a forma de blocos e matacões ao longo das encostas de serras estreitas e lineares, que na maioria dos casos se adapta a zonas de cisalhamento de extensão regional (ex. Falha Rio dos Bois). Outras rochas portadoras de cianita, representadas por cianita quartzito, muscovita cianita quartzito, muscovita cianita quartzito xisto, cianita granada muscovita xisto, cianita biotita quartzito muscovita e plagioclásio paragonita cianita xisto, ocorrem em lentes ou corpos irregulares com dimensões diversas. De maneira geral, estas rochas contêm rutilo como acessório frequente, além de córindon, lazulita, anidrita, roscoelita (V muscovita), turmalina e ouro com aparição esporádica. Pirita é o sulfeto dominante, por vezes em concentrações elevadas, enquanto calcopirita é subordinada ou, mais comumente, ausente. Cianita ocorre frequentemente como porfiroblastos prismáticos sin-cinematocinéticos e, em menor proporção, como porfiroblastos placosos com textura diablastica, concentrados em charneiras de dobras. Esse mineral sofreu blastese durante a fase D_n , sob condições de fácies anfíbolito, sendo, no entanto, comum a sua transformação para muscovita pela superimposição de deformação associada à fase D_{n+1} , sob condições de fácies xisto verde. Na década de 1980, a ocorrência de cianititos da Serra das Araras foi lavrada por garimpagem e o seu concentrado empregado na indústria de refratários.

Rochas com cianita são em geral formadas por três processos: i) metamorfismo de zonas de alteração hidrotermal avançada (halo argílico) em rochas vulcânicas e plutônicas de arcos de ilha; ii) metamorfismo de sedimentos aluminosos; e iii) metassomatismo sin-metamórfico controlado estruturalmente. Estudos geoquímicos e petrográficos em cianita quartzitos da Noruega (Müller *et al.* 2007) e da Província Piedmont na Virginia Central, Estados Unidos (Owens & Passetk 2007), têm discutido a origem dessas rochas em contexto similar ao do Arco Magmático Mara Rosa. Os autores sugerem que os protolitos das rochas ricas em cianita são equivalentes aos produtos gerados por alteração argílica avançada em ambiente subvulcânico. No caso da Província Piedmont, as rochas ricas em cianita são tidas ainda como evidências da ação de sistema epitermal aurífero de alta sulfetação (*high sulfidation epithermal gold system*) (Owens & Passetk 2007).

As rochas ricas em cianita do Arco Magmático Mara Rosa ocorrem em diversos contextos, sendo mais comuns em associação com biotita gnaisse tonalíticos, onde exibem um nítido zoneamento com rochas com concentrações elevadas de epidoto e biotita, incluindo epidotitos e biotita xistos. Nós sugerimos que estas rochas foram originadas a partir do metamorfismo superimposto sobre produtos gerados durante transformações magmático hidrotermais, similares aos sistemas envolvidos na formação de depósitos de Cu Au porfíricos. As rochas ricas em cianita estariam relacionadas aos halos pré-metamórficos marcados por alteração hidrotermal avançada (halo argílico), diagnosticados por protolitos ricos em quartzito e calcopirita.

Características Singenéticas da Mineralização de Cu-Au

Para Richardson *et al.* (1986), o Depósito de Cu Au Chapada foi gerado por processos similares aos de depósitos de Cu Au porfírico, enquanto Kuyumjian (1989) defendeu origem que se aproxima ao modelo de depósitos vulcanogênicos disseminados (*stringer ore type*). Os argumentos de Kuyumjian (1989) se fundamentam no zoneamento da alteração hidrotermal associada à mineralização. O autor sugere que epidotitos e rochas ricas em epidoto teriam se formado pela interação vulcano exalativa de soluções aquosas marinhas aquecidas e basaltos em estágio anterior ao desenvolvimento da foliação S_n (fase D_n). Os epidotitos representariam condutos de fluxo de salmouras com metais, incluindo Cu e Au, enquanto magnetita pirita quartzito sericitaxistos, encaixantes da mineralização, poderiam representar halo de alteração filica metamorfisado. Enfatiza ainda que existe estreita associação entre as rochas com estaurolita e gedrita e os domínios mineralizados, o que pode ser indicativo de halo clorítico metamorfizado, enquanto os xistos com microclínio e altos teores de K_2O são sugestivos de alteração potássica, que teria se associado mais intensamente à precipitação de calcopirita e ouro.

Por outro lado, Richardson *et al.* (1986) combinam feições geológicas e geoquímicas para sugerir que o Depósito de Cu Au Chapada tem características que se assemelham às descritas em depósitos de Cu Au porfíricos formados em ambientes de arcos de ilhas intra-oceânicos (Yumul *et*

al. 2002). De acordo com os autores, entre as similitudes observadas destacam-se: abundância de minério sulfetado disseminado, predominância de calcopirita e pirita, e ausência de lentes de sulfetos maciços; teor e volume de sulfetos de Cu e Au compatíveis com os depósitos de cobre porfirítico de arco de ilha; associação de sulfetos e óxidos do Depósito de Cu Au Chapada, assim como seu zoneamento, incluindo envelope periférico rico em pirita e um núcleo central abundante em magnetita, semelhante aos descritos em depósitos de cobre porfirítico; a química da alteração no entorno do depósito é também similar ao que se verifica nos depósitos de cobre porfirítico, com enriquecimento em K_2O e depleção em Na_2O e CaO ; e valores da composição isotópica de enxofre ($\delta^{34}S$) compatíveis com fluidos de derivação magmática (ca. 0‰) (Sawkins 1990, Sillitoe 1997).

Kuyumjian (2000) reformulou a sua proposta genética, se aproximando do modelo de Richardson *et al.* (1986), ao sugerir que o Depósito de Cu Au Chapada teria se formado pela junção de processos hidrotermais magmáticos epitermais, seguidos de remobilização metamórfica, que o autor denomina de sistema porfirítico epitermal metamorizado ou modificado.

Características Epigenéticas da Mineralização de Cu-Au

O depósito de Cu Au que ocorre hospedado em muscovita biotita xistos associados a magnetita biotita gnaisses (Corpo Capacete) apresenta características que permitem interpretá-lo como gerado por processos epigenéticos atuantes durante a fase D_{n+1} , à qual se associa o desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois. Esses processos estão particularmente relacionados à transformação de magnetita biotita gnaisses em muscovita biotita xistos ricos em calcopirita e pirita, descritos anteriormente. Essa transformação se deu sob regime deformacional dúctil a dúctil-rúptil e metamorfismo de fácies xisto verde, sendo marcada principalmente por reações incongruentes de biotitização, muscovitização e sulfetação, além de cloritização e carbonatação incipientes, de núcleos quartzo feldspáticos ricos em magnetita. O minério formado sob esse contexto é representado por faixas de muscovita biotita xistos, com dezenas de metros de espessura e que englobam grande volume de núcleos de magnetita

biotita gnaisses reliquias. Os sulfetos (calcopirita, pirita) ocorrem como disseminações planares concordantes com a foliação milonítica de baixo ângulo e/ou interestratificados com agregados lamelares de biotita e muscovita.

O fato desse depósito (Corpo Capacete) se encontrar controlado por uma zona de cisalhamento de expressão regional (zona de cisalhamento Rio dos Bois), formada durante os estágios finais da evolução da Orogenia Brasileira na região, entre 620 e 580 Ma, sugere que esse depósito integre a classe dos depósitos auríferos orogênicos (*orogenic gold deposits*) (Fig. 13). Se por um lado o posicionamento tectono-estrutural, as condições metamórficas e a natureza da alteração da mineralização são compatíveis com as características dos depósitos dessa categoria, por outro lado as elevadas concentrações de calcopirita encontradas raramente são descritas em depósitos com características epigenéticas. Isso nos permite extrapolar que essa mineralização apresenta características que se aproximam mais daquelas que são relacionadas para os depósitos controlados por intrusões (*intrusion related Cu Au deposits*).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Um modelo genético definitivo para o Depósito de Cu Au Chapada é ainda controverso, mas é de consenso entre os diversos autores que um importante episódio de mineralização, de natureza magmático hidrotermal, teria atuado anteriormente ao pico do metamorfismo regional, durante a fase D_n . Neste trabalho, entende-se que apenas uma parte do depósito foi gerada por processos magmático hidrotermais similares aos envolvidos na gênese de depósitos de Cu Au porfiríticos, entre 890 e 860 Ma, na qual zonas de alteração hidrotermal potássica a propilítica foram metamorfiçadas em fácies anfíbolito, como registrado por cianititos e rochas portadoras de cianita que ocorrem em todo o contexto do Arco Magmático Mara Rosa. Evidências descritas a partir de análise estrutural de detalhe em frentes de lavra da mina e petrografia das encaixantes e hospedeiras mostram que a gênese do depósito também está relacionada a processos hidrotermais epigenéticos associados à evolução da zona de cisalhamento Rio dos Bois, durante a fase D_{n+1} . Esses processos estão associados à transformação de magnetita biotita gnaisses em muscovita biotita xistos ricos

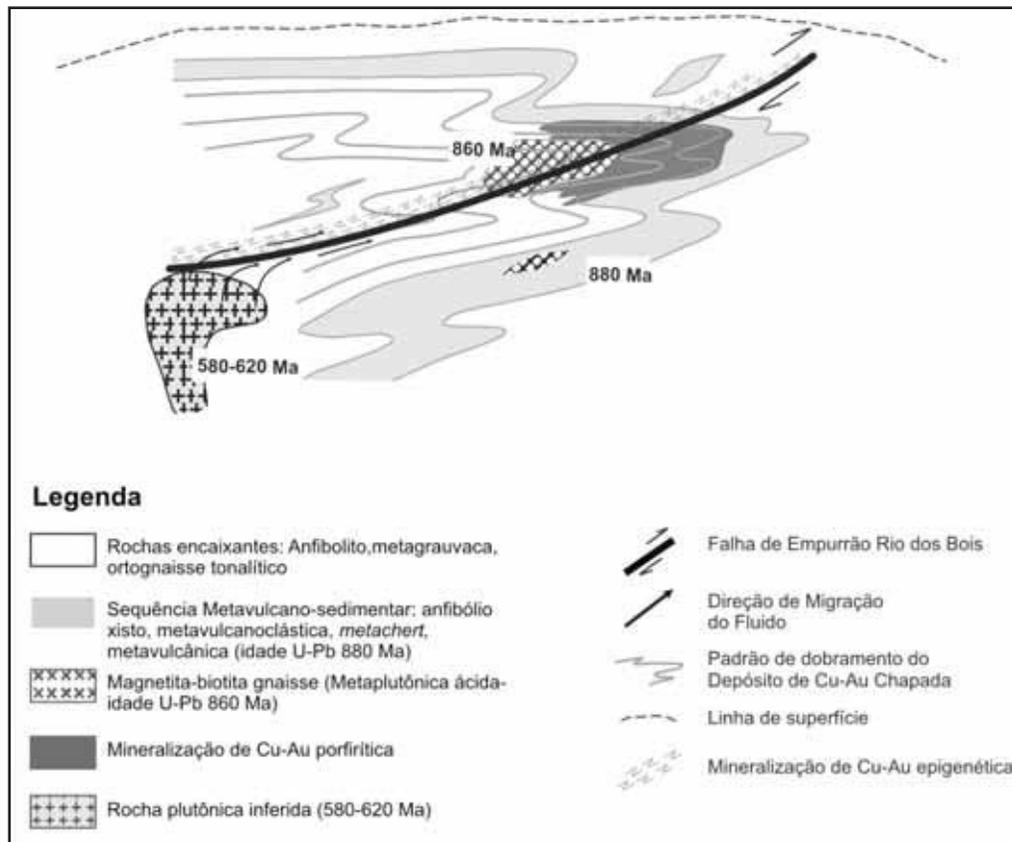


Figura 13 Esquema que ilustra a relação entre a mineralização de Cu Au do depósito de Cu Au Chapada. Em um primeiro episódio, entre cerca de 880 e 860 Ma, ocorreu mineralização singênica com características similares aos depósitos de Cu Au porfiríticos (cinza escuro). Um segundo episódio com características epigenéticas ocorreu durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois, entre 620 e 580 Ma e pode ser considerada como do tipo "intrusion related".

em calcopirita pirita e ouro, em que prevalecem reações de biotitização, muscovitização e sulfetação controladas por deformação dúctil a dúctil rúptil que se associa ao desenvolvimento de foliação milonítica que preserva, em parte, núcleos reliquiais de magnetita biotita gnaisses.

O fato do depósito ser controlado pela zona de cisalhamento Rio dos Bois, formada durante os estágios finais da evolução da Orogenia Brasileira na região, entre 620 e 580 Ma, sugere que parte do depósito (Corpo Capacete) integre a classe dos depósitos auríferos orogênicos (*orogenic gold deposits*). Por outro lado, as elevadas concentrações de calcopirita permitem extrapolar que essa mineralização apresenta características que se aproximam mais daquelas que são relacionadas aos depósitos controlados por intrusões (*intrusion related Cu Au deposits*).

Pelo exposto, as evidências de dois eventos mineralizantes revelam uma metalogênese complexa resultante de processos superpostos. O evento mais recente, epigenético e contemporâ-

neo à fase Dn+1, não descrito anteriormente, traz um novo aspecto para as mineralizações de Cu e Au do Arco Mara Rosa e coloca o sistema Rio dos Bois como importante agente mineralizador.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq pelo apoio financeiro nas formas de bolsas a pós graduandos e recursos de editais universais aos professores pesquisadores, ao Instituto de Geociências UnB pelas atividades laboratoriais, à Mineração Maracá Indústria e Comércio S/A, do Grupo Yamana Gold Inc. pelo apoio logístico.

Referências

- Arantes D., Buck P.S., Osborne G.A., Porto C.G. 1991. A Sequência Vulcano-sedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo*, pp. 27-40.
- Araújo Filho J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasileiro fold thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revi. Brás. Geoc.*, **30**:144-148.
- Bedran F.O. 2010. *Características epigenéticas do de-*

- pósiito de Cu-Au Chapada*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 113 p.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D'el Rey Silva L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 38, Camburiú, Bol. Res. Expandidos, p.215-217.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 9, Anais, p. 26-27.
- Fuck R.A., Dantas E.L., De Sordi D.A., Chiarini M.F., Oliveira C.G., Almeida T. 2006. Programa Geologia do Brasil-Folha Santa Terezinha de Goiás. FUB/CPRM, Brasília, 89 pp.
- Junges S.L. 1998. *Caracterização geoquímica e isotópica da Faixa Oeste da Seqüência Vulcanossedimentar de Mara Rosa*. Dissertação de Mestrado. UNB, Brasília, 120pp.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Dantas E.L., Laux J.H. 2002a. Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 41, João Pessoa, Anais, p.312.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Moraes R. 2002b. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Prec. Res.*, **117**:101-108.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Dantas E.L., Laux J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In 4 South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 2003. *Short Papers*. Salvador, CBPM, IRD, **1**:198-201.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:147-265.
- Kuyumjian R.M. 1989. *The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil*. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.
- Kuyumjian R.M. 1994. Geologia da seqüência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, Anais, p. 142-144.
- Kuyumjian R.M. 1995. Diversity of Fluids in the Origin of the Chapada Cu-Au Deposit, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:203-205.
- Kuyumjian R.M. 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brazil: characteristics and speculations. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:285-288.
- Lacerda H. 1986. As mineralizações auríferas da região de Mara Rosa (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:274-284.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2005. Two Neoproterozoic Crustal Accretion Events in the Brasília Belt, Central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**:183-198.
- Müller A., Ihlen P.M., Wanvik J.E., Flem B. 2007. High-purity Quartz mineralisation in Kyanite quartzites, Norway. *Mineral. Dep.*, **42**:523-535.
- Nascimento E.L.C. 2008. *Rochas a cianita-quartzo no Arco Neoproterozóico de Mara Rosa - evidências para mineralização do tipo Cu-Au porfirítica*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, inédito.
- Oliveira C.G., Queiroz C.L., Pimentel M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:219-221.
- Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A. 2004. The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geol. Ver.*, **25**:285-299.
- Oliveira C.G., Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A. 2006. Programa Geologia do Brasil-Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, 124 pp.
- Owens B.E., Pasek M.A. 2007. Kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia: evidence for a possible high-sulphidation system. *Society of Economic Geologists*, 102:495-509.
- Palermo N. 1996. *Le Gissement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Brasil) dans son cadre géologique*. These de doctorat, ENSPM, Paris, 175p + anexes.
- Palermo N., Porto C.G., Costa Junior. C.N. 2000. The Mara Rosa gold district, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:256-260.
- Poll N.J. 1994. *The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás state, Brazil*. Colorado School of Mines, USA. Dissertação de Mestrado, 124p.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Del'Rey-Silva L.J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre os terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Rev. Brás. Geoc.*, **26**:61-70.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province : further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Prec. Res.*, **81**:299-310.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. *Rev. Brás. Geoc.*, **30**:35-39.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In Mantesso Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito Neves BB (Org.) Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p.355-368.
- Porto C.G. & Hale M. 1996. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. *J. Geoch. Explor.*, **57**:115-125.
- Ramos Filho W.L., Araújo Filho J.O., Kuyumjian R.M. 2003. Características da ambiência estrutural do depósito de Chapada, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:109-116.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.*, **81**:1884-1898.
- Sawkins F.J. 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 2ª ed. Berlin. 325 pp.
- Sillitoe R.H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian J. Earth Sci.*, **44**:373-388.
- Silva J.A & Sá J.A.G. 1988. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. *Principais depósitos minerais do Brasil*, v.3, capítulo 5.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits, In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, *Special Publication*, v. 5, p. 223-243.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. 1999. Neoproterozoic tectonic evolution of the Tocantins Structural Province, Central Brazil. *J. Geodynamics* **28**:267-289.
- Yumul G.P., Dimalanta C.B., Maglambayan V.B., Tamayo R.A. 2002. Mineralization Controls in Island Arc Settings: Insights from Philippine Metallic Deposits. *Gond. Res.*, **6**(4):767-776.

CAPÍTULO IV

DEPÓSITOS DE COBRE DO VALE DO RIO CURAÇÁ, BAHIA

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

IV - DEPÓSITOS DE COBRE DO VALE DO RIO CURAÇÁ, BAHIA

JOÃO BATISTA GUIMARÃES TEIXEIRA¹, MARIA DA GLÓRIA DA SILVA^{1,2},
ZARA GERHARDT LINDENMAYER³, LUIZ JOSÉ HOMEM D'EL-REY SILVA⁴,
PAULO MARCOS VASCONCELOS⁵, CARLOS HENRIQUE CASTRO DOS REIS⁶ &
JOÃO BATISTA FREITAS ANDRADE²

1. Universidade Federal da Bahia
2. Serviço Geológico do Brasil-CPRM
3. Consultora Independente
4. Universidade de Brasília
5. Universidade de Queensland, Austrália
6. Mineração Caraíba S.A.

Abstract More than three hundred mafic-ultramafic bodies of various sizes and containing copper sulfide mineralization occur in the region of the Curaçá River Valley, northern Bahia State. All of these mineralized bodies make the Cupriferous Province of the Curaçá River Valley, which covers an area of about 1700km², spreading over the municipalities of Juazeiro, Jaguarari and Curaçá.

The basement, supracrustal sequence and mafic-ultramafic intrusive rocks underwent granulite facies metamorphism and have been later reworked during the evolution of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, resulting in diaphoresis to the amphibolite facies, partial migmatization and intrusion of granitic rocks. With the slow and progressive rise of the terrain, retrograde reactions continued to occur, located mainly in shear zones, imprinting in the rocks greenschist facies mineral paragenesis. The lithological sequence was subjected to at least three phases of deformation (D_1 - D_3), which generated open and closed folds, with vertical axial planes and N-S oriented axes with gentle dips to the south, which correspond to three metamorphic events (M_1 - M_3) that gave origin of the granulite to amphibolite parageneses. In granulites of the Caraíba Complex, SHRIMP U-Pb ages of 2695±12Ma and 2634±19Ma were obtained in zircons cores and an age of 2072Ma was obtained on their metamorphic borders. Zircons from norites were dated by the U-Pb SHRIMP method. The results indicate the crystallization age (2580± 10Ma) and the age of granulitic metamorphism (2103±23Ma). The main hydrothermal event is Paleoproterozoic, as demonstrated by Ar-Ar dating on phlogopite from the Caraíba Mine, which yielded plateau-ages of around 2.0-2.1Ga.

The mafic-ultramafic bodies are composed of cumulates (rare peridotites and abundant pyroxenites) and mafic cumulates (melanorite, norite, gabbro-norite), leuconorite and rare anorthosite. The main mineralized bodies with copper sulfides are associated to pyroxenite, glimmerite and norite. In addition to the mineralized bodies of Caraíba there are other bodies of high economic potential in the Curaçá Valley, like Target R22, Surubim and Vermelhos. Mineralization consists of copper sulfide, with predominance of chalcopyrite+bornite, in a ratio of 70% to 30%. The sulfides occur primarily associated with hypersthenite, norites and mica-rich rocks (glimmerite). The sulfides are invariably accompanied by magnetite. The cupriferous mineralization of the Curaçá River Valley is part of the tectonothermal evolution the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, which occurred within the 2.6 to 1.8Ga interval. The data set obtained so far, both on the regional scale and on the deposit scale, shows the high complexity of this type of ore, which preserves traces of inherited characteristics of genetic processes and subsequent modifying processes. The ore displays evidence of a mantelic origin, and has been modified by tectono-deformational and metamorphic processes that affected either the mafic-ultramafic sequences and their host rocks. The sum of all of these processes yielded a hybrid mineralization, mainly controlled by tectonism, with unequivocal proof of remobilization and enrichment by hydrothermal processes of probable magmatic nature.

Keywords: Copper deposits, Metallogeny, Caraíba, Bahia, Brazil.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Orógeno Itabuna Salvador Curaçá OISC (Fig. 1), como definido por Barbosa (1996), Barbosa (1990) e Padilha & Melo (1991), consiste em um cinturão de rochas gnáissico granulíticas ar

queanas e paleoproterozóicas intensamente de formadas e que se estende por cerca de 800km, na borda leste do Cráton do São Francisco, desde o sul até a porção norte do Estado da Bahia. Trata-se de uma faixa orogênica de idade riaciana, que evoluiu em decorrência da colisão de vários

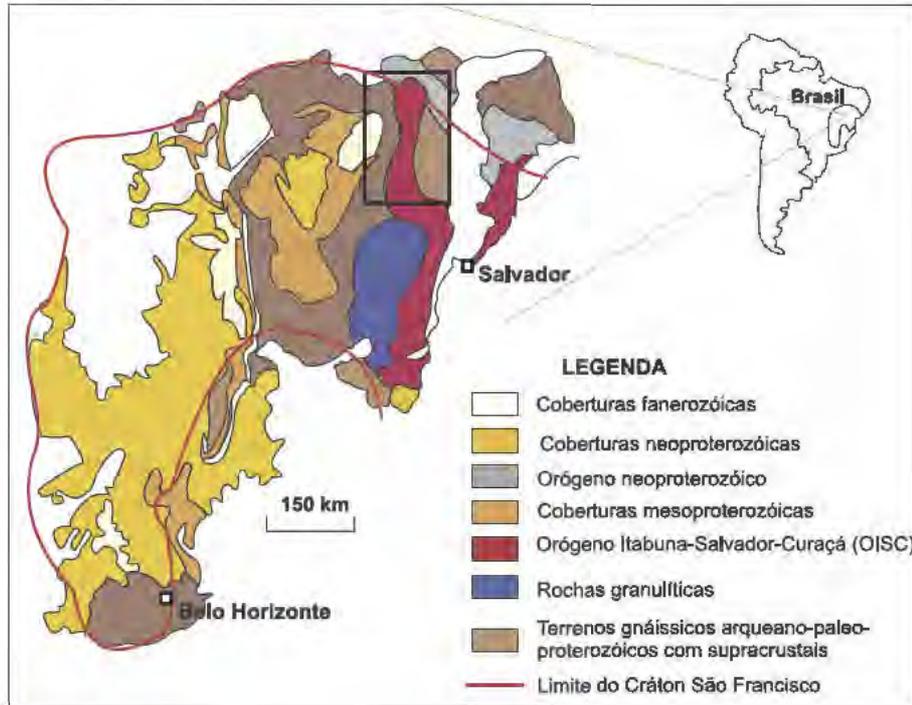


Figura 1 Mapa geológico esquemático do Cráton São Francisco, com destaque para o Orógeno Itabuna Salvador Curaçá (OISC). O retângulo corresponde ao segmento norte desse orógeno.

blocos arqueanos, no intervalo de 2,1 2,0Ga. (Sabaté *et al.* 1990, Ledru *et al.* 1994, Barbosa & Sabaté 2002, 2004).

Na porção norte deste orógeno (Fig. 2), localiza-se o Cinturão Salvador Curaçá (CSC), intercalado entre os blocos arqueanos de Gavião a oeste e de Serrinha a leste, caracterizado por apresentar lentes de diferentes rochas tectonicamente imbricadas, em decorrência de episódios de deformação cisalhante dúctil, inicialmente de caráter tangencial, que evoluiu para um regime transcorrente (Kosin *et al.* 2003). No CSC são descritos o Complexo Caraíba, Tanque Novo Ipirá e a Suite São José do Jacuípe, além de corpos máfico ultramáficos e diversas gerações de granitóides paleoproterozóicos intrusivos (Seixas *et al.* 1975, Loureiro 1991, Melo 1991, Sampaio 1992, Melo *et al.* 1995).

A presença de mineralizações, com destaque para sulfetos de cobre no Vale do Rio Curaçá e cromita no Vale do Rio Jacurici, despertou a atenção de geólogos de empresas públicas e privadas e de pesquisadores de universidades para o segmento norte do OISC. Ladeira & Brockes Jr. (1969), seguidos por Delgado & Souza (1975), foram os pioneiros no estudo detalhado das rochas hospedeiras do minério de cobre do Vale do Rio Curaçá.

Posteriormente, em função do potencial metalogênico, vários trabalhos foram desenvolvidos na região, a exemplo de Figueiredo (1976), Lindenmayer (1982), Jardim de Sá *et al.* (1982), Conceição (1990), Oliveira (1990), Teixeira (1997) e Leite (2002).

Estudos específicos da evolução geoquímica e de geologia isotópica dos terrenos de alto grau do Vale do Curaçá foram realizados por Figueiredo (1980), Sabaté *et al.* (1994), Oliveira & Tarney (1995) e Silva *et al.* (1997). Trabalhos de síntese da evolução do conhecimento sobre o Cinturão Salvador Curaçá, incluindo o Bloco Serrinha e o Cinturão Saúde Itapicuru Jacobina foram preparados por Kosin *et al.* (1999, 2001, 2003), Souza *et al.* (2000) e Oliveira *et al.* (2004).

Considerando que o presente capítulo trata apenas das mineralizações de cobre do OSC, que ocorrem apenas no Vale do Rio Curaçá, serão discutidos a seguir aspectos relativos exclusivamente à geologia e metalogênese dessa porção do orógeno.

SÍNTESE DA GEOLOGIA DO VALE DO RIO CURAÇÁ

Os terrenos do Vale do Rio Curaçá (Fig. 3), com põem uma estreita faixa de direção N S situada

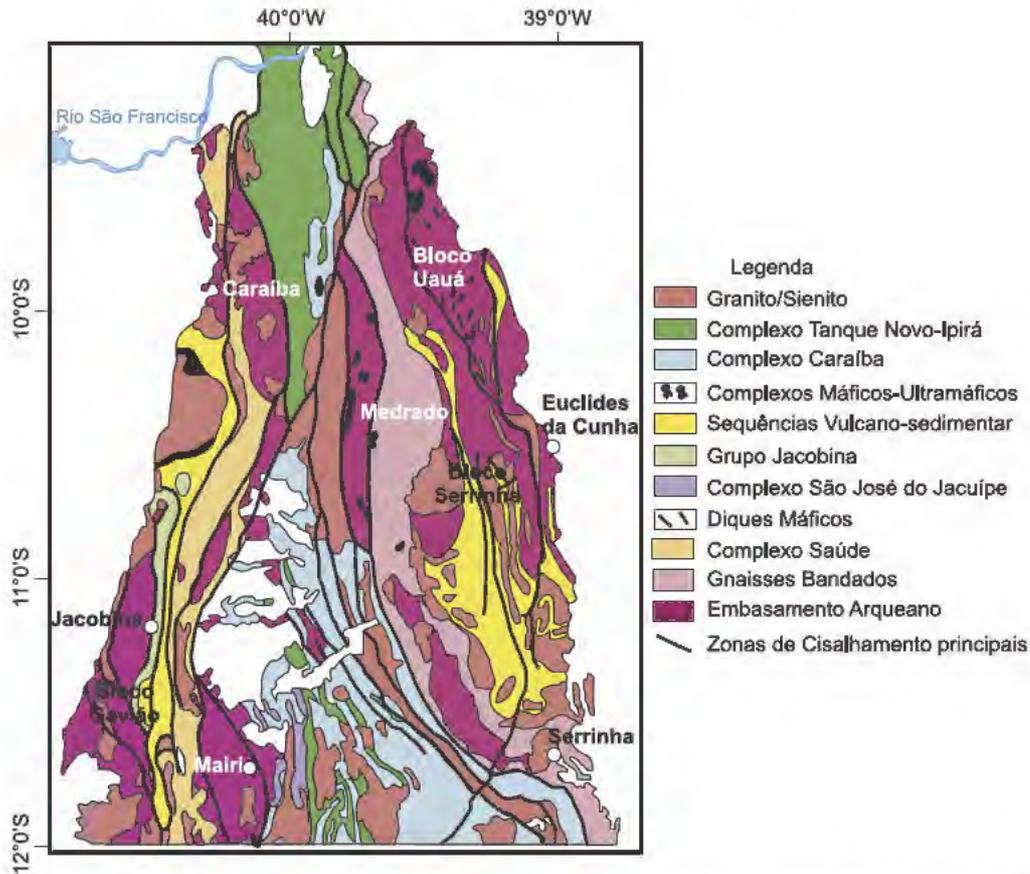


Figura 2 Mapa geológico do segmento norte do Orógeno Itabuna Salvador Curaçá, modificado de Kosin et al. (2003).

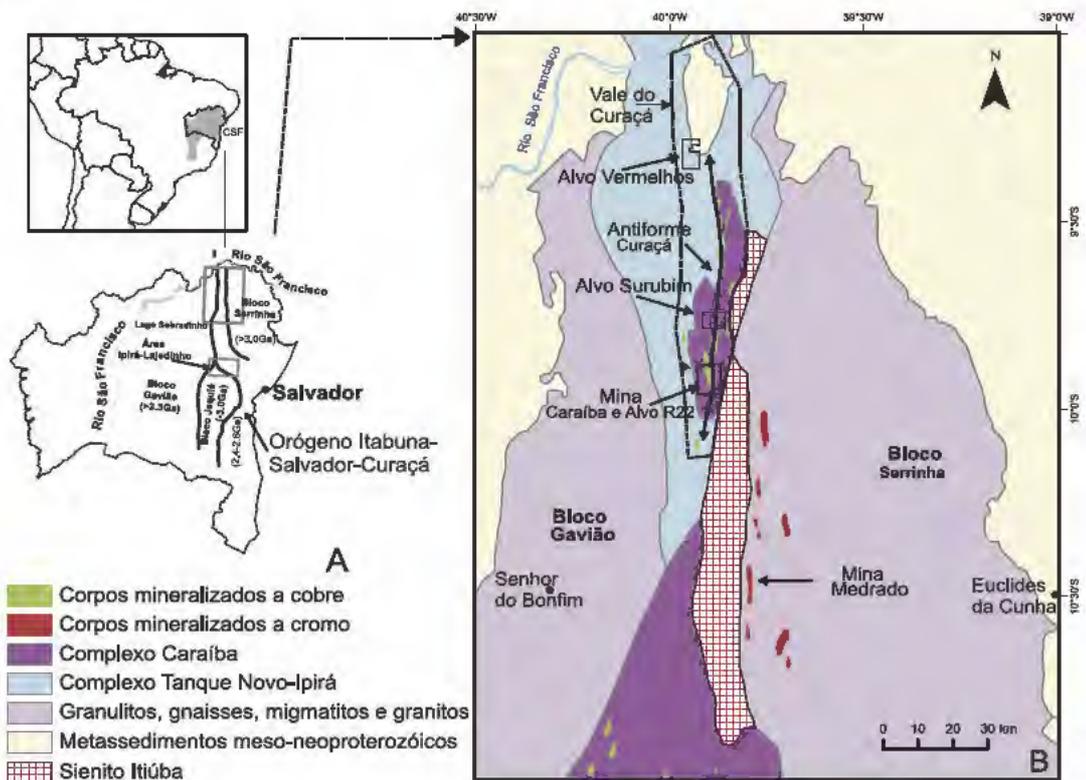


Figura 3 Mapa geológico simplificado do segmento norte do Orógeno Itabuna Salvador Curaçá, mostrando a faixa que corresponde ao Vale do Rio Curaçá.

na porção noroeste do OSC. A distribuição regional das ocorrências de cobre está circunscrita a essa faixa, embora existam alguns registros que transcendem a área do vale na direção sudeste. Nestes terrenos foram cartografadas as unidades Complexo Caraíba e Tanque Novo Ipirá, os corpos máfico ultramáficos portadores das mineralizações de cobre e diversas gerações de granitóides paleoproterozóicos, intrusivos (Seixas *et al.* 1975, Loureiro 1991, Melo 1991, Sampaio 1992, Melo *et al.* 1995).

Complexo Caraíba

A unidade litoestratigráfica de maior representatividade no Cinturão Salvador Curaçá é o Complexo Caraíba (Loureiro 1991, Melo 1991, Pereira 1992, Sampaio 1992, Melo *et al.* 1995), que ocorre desde o meridiano de Salvador, ao sul, até Curaçá, ao norte, numa faixa de aproximadamente 500km de extensão.

Esta unidade é composta por ortognaisse granulítico, petrograficamente classificado como hiperstênio gnaisse tonalito, hiperstênio gnaisse diorito, hiperstênio gnaisse trondhjemito, gnaises monzodiorítica e quartzodiorítica (Teixeira 1997).

Segundo Melo (1991) as paragêneses minerais apontam para condições de metamorfismo na transição entre as fácies anfíbolito alto e granulito, portanto um ambiente de favorabilidade para fenômenos de fusão parcial, que explicaria as frequentes estruturas migmatíticas do tipo nebulítico, *schlieren* e *schöllen*, cujas fases leucossomáticas são sieno granítica e monzonítica. São ainda descritas estruturas migmatíticas decorrentes da injeção de granitóides, que teriam contaminado e transformado parcialmente os ortognaises encaixantes em suas zonas de borda (Kosin *et al.* 2003).

Teixeira (1997) reconheceu dois grupos principais no conjunto de ortognaises granulíticos: ortognaisse sódico e ortognaisse sódico potássico. Segundo este autor, o ortognaisse sódico pertence à série trondhjemítica e pode ser componente de uma sequência do tipo TTG (tonalito trondhjemito granodiorito), ou seja, trata-se de rochas de afinidade adakítica, geradas a partir da subducção e fusão parcial de uma crosta oceânica hidratada. O ortognaisse sódico potássico, por sua vez, mostra quimismo compatível com a série cálcico alcalina clássica (normal e de alto potássio). Tais

rochas foram geradas, provavelmente, em um ambiente de margem continental ativa (Teixeira 1997).

Datações U Pb SHRIMP em núcleos de zircões forneceram idades neoarqueanas de 2695Ma para o ortognaisse enderbítico derivado do magmatismo cálcico alcalino juvenil e de 2634Ma para a geração do ortognaisse charnockítico (Silva *et al.* 1997).

Oliveira *et al.* (2004) obtiveram idades modelo T_{DM} em rochas do mesmo afloramento datado em 2695Ma pelo método U Pb SHRIMP e em seus equivalentes na porção norte do terreno de alto grau do Vale do Rio Curaçá. As idades obtidas variam entre 2,83Ga e 2,71Ga, com $\epsilon Nd(2695Ma)$ entre 0,49 e 1,71. O estreito intervalo nas idades modelo obtidas e os valores positivos de ϵNd foram considerados por Oliveira *et al.* (2004) como fortes indicações de que os protólitos dos granulitos tenham sido gerados em um provável ambiente de arco magmático continental.

Datações U Pb SHRIMP, realizadas nos núcleos e bordas de zircões presentes em ortognaisse granulítico da região de São José de Jacuípe, forneceram idades de 2,08 2,07Ma para o metamorfismo granulítico (Silva *et al.* 1997).

Complexo Tanque Novo-Ipirá

O Complexo Tanque Novo Ipirá, tal como definido por Kosin *et al.* (1999), consiste em um conjunto de rochas supracrustais de natureza vulcanossedimentar, metamorfasadas nas fácies anfíbolito a granulito. Nesta unidade os autores supracitados descrevem biotita gnaisse aluminoso, rochas calcissilicáticas, metacalcário, quartzito, formações ferríferas, gnaisse kinzigítico, gnaisse granatífero, gnaisse bandado e xisto grafitoso, além de rochas metamáficas e meta ultramáficas.

Corpos Máfico-ultramáficos

Intrudidos nos complexos Caraíba e Tanque Novo Ipirá ocorrem vários corpos máfico ultramáficos, de dimensões variadas. Alguns corpos, em especial os distribuídos no Vale do Rio Curaçá, contêm mineralizações econômicas sulfetadas de cobre, principalmente sob a forma de bornita e calcopirita. O conjunto desses corpos mineralizados constitui a **Província Cuprífera do Vale do Rio Curaçá**, a qual abrange uma área de cerca de 1700km², englobando parcialmente os municípios

de Juazeiro, Jaguarari e Curaçá (Fig. 4).

Os corpos máfico ultramáficos são compostos de cumalatos ultramáficos (abundante piroxenito e raro peridotito) e cumalatos máficos (melanorito, norito, gabro norito), além de leuconorito e raro anortosito. Essas rochas foram objeto de uma série de estudos realizados por diferentes autores, que lhes atribuíram diversas hipóteses petrogenéticas. Em decorrência disto, constituiu-se um valioso acervo de dados cartográficos, estruturais, geofísicos, petrográficos, geoquímicos, isotópicos, geocronológicos, dentre outros, resultantes dos trabalhos históricos efetuados na área pela CPRM,

Docegeo, Mineração Caraíba, Codelco, além de trabalhos de pesquisadores acadêmicos.

Os estudos realizados por Lindenmayer (1982) nos corpos máfico ultramáficos, permitiram o reconhecimento de rochas de composição hiperstênica norítica (às quais estão associadas as principais mineralizações de cobre da área), associações de corpos noríticos e gabríticos com anortositos subordinados (pobres em sulfetos de Cu) e lentes de gabro e gabro noritos estéreis.

A presença de intrusões mineralizadas sempre em contato direto com sedimentos carbonáticos, aliada à existência de sulfetos associados a grafi

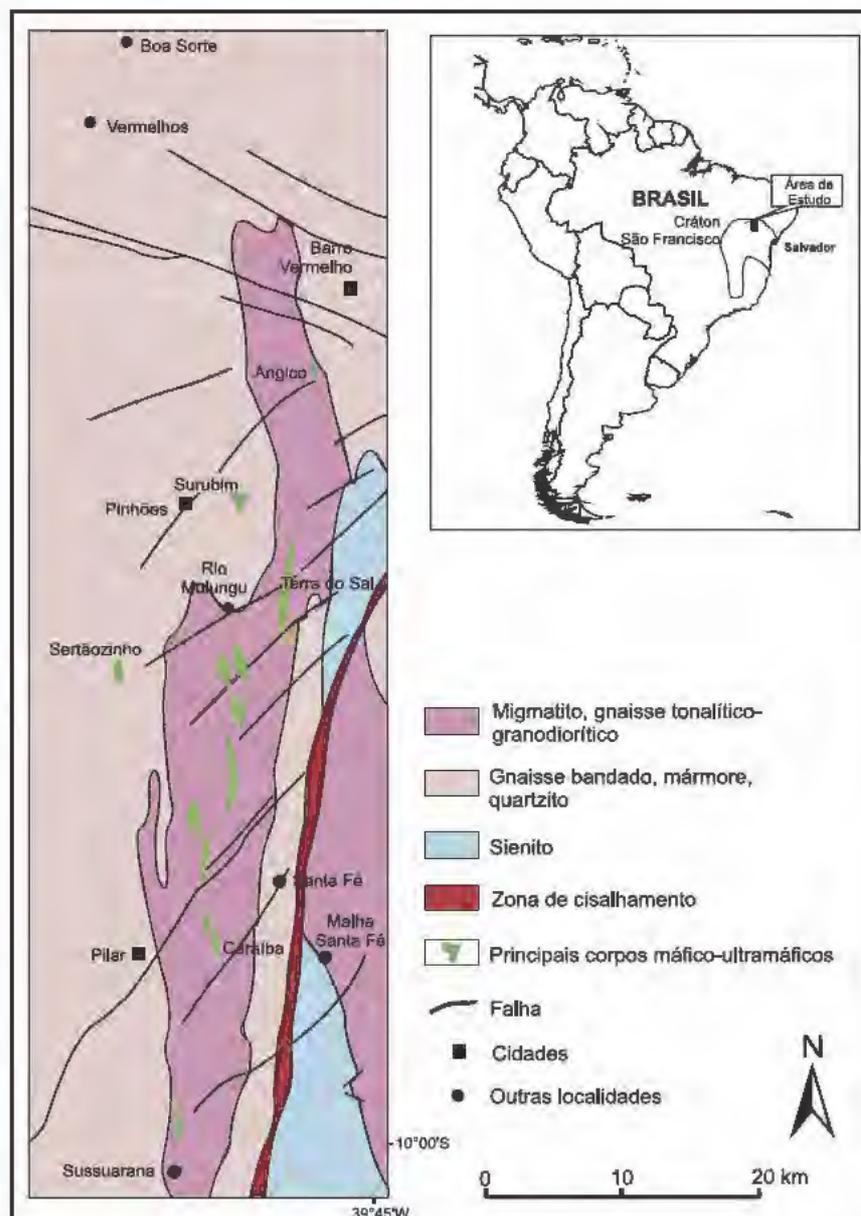


Figura 4 Mapa geológico simplificado do vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas de ocorrência de corpos máfico ultramáficos. Modificado de Delgado & Souza (1981).

ta bem como a existência, na jazida de Caraíba, de sedimentos carbonáticos portadores de níveis de anidrita (prováveis níveis de evaporitos arqueanos de acordo com Leake *et al.* 1979), em íntima associação com o minério, são fortes indícios de que a assimilação de enxofre das encaixantes tenha tido papel importante na formação desses depósitos.

Lindenmayer (1982) propôs que os corpos máfico ultramáficos representam soleiras diferenciadas, originados a partir de um magma basáltico toleítico. Trabalhos posteriores, realizados por Lindenmayer *et al.* (1984), D'el Rey Silva (1984, 1985) e D'el Rey Silva *et al.* (1988, 1994, 1996) convergiram para esta proposição de soleiras diferenciadas, intrusivas no embasamento do orógeno Salvador Curaçá. Para os autores citados, as intrusões teriam ocorrido antes dos três eventos deformacionais que atingiram a região (D_1 , D_2 e D_3). Isso explicaria, segundo eles, a complexa geometria apresentada pelos corpos mineralizados e suas encaixantes e a dificuldade encontrada em se estabelecer uma sequência litoestratigráfica coerente para os mesmos.

Para Mandetta (1982), os corpos mineralizados a cobre teriam sido gerados a partir de um magma toleítico e os corpos máficos estéreis, com destaque para as rochas mais ricas em olivina, teriam tido como fonte um magma rico em magnésio. O autor propôs que o conjunto de corpos represente uma intrusão máfico ultramáfica diferenciada, com os membros ultramáficos (piroxenito e rochas mais ricas em olivina) na base, seguidos de rochas máficas (melanorito e norito) e as rochas mais ricas em plagioclásio (leucogabro e anortositos) no topo.

Uma nova proposta surgiu para a petrogênese destes corpos em decorrência dos trabalhos desenvolvidos por Oliveira (1990) na Mina Caraíba. Para o autor, os corpos máfico ultramáficos seriam representados por múltiplas intrusões de diques, além de brechas ígneas de composição hiperstenítica, norítica e anortosítica de afinidade toleítica. Os peridotitos e gabros, ainda segundo Oliveira (1990), seriam xenólitos trazidos pelo magma toleítico que deu origem aos diques e teriam uma assinatura geoquímica cálcico alcalina.

Embora discordantes, as propostas até então apresentadas convergem no sentido de que todas propõem uma origem magmática convencional para os corpos máfico ultramáficos.

Em total discordância em relação a esta linha de pensamento, Maier & Barnes (1999) propuseram que os piroxenitos e glimmeritos mineralizados de Caraíba representariam restitos de um processo de fusão parcial de um protólito diorítico rico em sulfetos de cobre, pobre em sulfetos níquel e rico em magnetita, flogopita, apatita e zircão. Fenômenos de anatexia, segundo esses autores, teriam ocorrido durante o pico do metamorfismo granulítico, relacionado à deformação D_2 . Ainda de acordo com Maier & Barnes (1999) o protólito diorítico seria resultado da cristalização de um magma residual proveniente de um magma basáltico que fracionou olivina e piroxênio em profundidade, ficando deficiente em Ni, o que, segundo os autores, justificaria os baixos teores de níquel no minério de cobre de Caraíba e demais corpos do Vale do Curaçá.

Datações U Pb SHRIMP em zircões dos noritos de Caraíba, realizadas por Oliveira *et al.* (2004), forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordante de $2580 \pm 10\text{Ma}$, interpretada pelos autores como de cristalização. Uma população de zircões com razões $\text{Th}/\text{U} < 0,1$, forneceu a idade de $2103 \pm 23\text{Ma}$, interpretada pelos autores como a do metamorfismo regional de alto grau.

No tocante ao *timing* de colocação dos corpos máfico ultramáficos, Oliveira & Tarney (1995) postularam, com base em observações de campo, que os mesmos intrudiram em rochas previamente deformadas. Entretanto, para D'el Rey Silva (1985) e D'el Rey Silva *et al.* (1996) estes corpos teriam intrudido as encaixantes antes do evento deformacional D_1 e submetidos aos eventos subsequentes D_2 e D_3 .

Estudos petrográficos, geocronológicos e isotópicos mais recentes, realizados por D'el Rey Silva *et al.* (2007), em rochas anfibolíticas presentes em um afloramento situado no Aeroporto da Mina Caraíba (Afloramento do Aeroporto), lançaram uma nova proposta para a origem dos corpos máfico ultramáficos. Os resultados obtidos pelos autores supracitados revelam que o protólito dos anfibolitos estava em conformidade com a posição subhorizontal das rochas vulcano sedimentares da unidade Tanque Novo Ipirá, sendo, portanto, pré-deformação D_1 . Além disso, o protólito é correlato aos corpos máfico ultramáficos e possui assinatura isotópica compatível com rochas basálticas oriundas de um manto depletado. Com base nisso, D'el Rey Silva *et al.* (2007) consideram pos

sível que o protólito de Caraíba possa ter sido: (a) um segmento de crosta oceânica, (b) derrames de basaltos oceânicos intercalados com os sedimentos da unidade Tanque Novo Ipirá, (c) *sills* gabróicos intrudidos na unidade Tanque Novo Ipirá.

Granito e Sienito Paleoproterozóicos

No Vale do Curaçá, a Suíte São José do Jacuípe e os Complexos Caraíba e Tanque Novo Ipirá, foram intrudidos por granitóides paleoproterozóicos sin-, tardi- e pós-tectônicos.

A geração de granitóides sintectônicos, de acordo com Melo *et al.* (1995), compreende corpos metaluminosos, subalcalinos, cujo representante mais expressivo é o granitóide Riacho da Onça. Trata-se de um corpo composto por *augen* gnais, quartzo monzoníticos, monzoníticos e graníticos, colocados sintranscorrência, contendo xenólitos do Complexo Caraíba (Melo *et al.* 1995).

Além do granitóide de Riacho da Onça, são ainda descritos no âmbito do CSC outros corpos sintranscorrentes, de composição granodiorítica a granítica, derivados de magmas cálcico alcalinos (origem mantélica), e também corpos peraluminosos, derivados de fusão crustal (Kosin *et al.* 2003).

Silva *et al.* (1997) realizaram datações U-Pb SHRIMP em zircões do granitóide Riacho da Onça tendo obtido a idade riaciana de $2126 \pm 0,019$ Ma.

O maciço sienítico de Itiúba constitui um batólito alongado N-S, com cerca de 150km de extensão, intrusivo no embasamento do CSC. De acordo com Conceição *et al.* (1991) este corpo, balizado por zonas de cisalhamento, foi gerado em regime transcorrente transtensional, ou em um sistema *pull apart* como sugerido por Corrêa Gomes *et al.* (1996), provindo de fonte mantélica. Conceição & Otero (1996) descreveram no maciço de Itiúba rochas álcali-feldspato sieníticas e sienitos leucocráticos, cinza claro a rosados, médios a grossos, com estruturas de acumulação magmática. Conceição (1990) caracterizou-o como metaluminoso, com média alcalinidade, potássico e enriquecido em Ba, Sr e ETR. Datações U-Pb SHRIMP em zircões deste maciço forneceram a idade de 2084 ± 9 Ma (Oliveira *et al.* 2004). Ainda de acordo com Oliveira *et al.* (2004), idades modelo Nd T_{DM} no intervalo 2,70-2,81Ga e valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos (-5,77 a -8,51) obtidos em amostras do Sienito de Itiúba seriam indicativos de uma ori-

gem a partir da fusão parcial de material de uma litosfera continental mais antiga, ou então de um magma de origem mantélica que sofreu forte contaminação por material da crosta continental.

Granitóides pós-tectônicos foram descritos por Otero & Conceição (1996) na porção sul do Cinturão Salvador Curaçá, no extremo meridional do maciço sienítico de Itiúba. Os autores reportaram a presença de sienogranitos e monzogranitos com biotita e/ou hornblenda, e granodioritos e monzonitos subordinados, finos a médios, localmente porfíricos e com estruturas de fluxo magmático. Otero & Conceição (1996) descrevem a presença de xenólitos de sienito e estruturas de *mingling* (misturas mecânicas). Não existem até o momento idades U-Pb em zircões dessas rochas. Os dados geocronológicos disponíveis são idades isocônicas Rb-Sr, em rocha total, obtidas por Melo (1991) e por Otero & Conceição (1996), de 1915Ma ($R_0=0,7054$) e 1897Ma ($R_0=0,70387$), respectivamente.

Deformação e Metamorfismo

Barbosa & Sabaté (2002, 2004) definiram o Cinturão Salvador Curaçá (CSC) como um orógeno colisional paleoproterozóico envolvendo diferentes terrenos presentes nos blocos arqueanos de Gavião e Serrinha. As deformações decorrentes desse evento colisional parecem ter ocorrido em dois estágios principais, ambos associados com intrusões graníticas, de acordo com vários autores, a exemplo de Alves da Silva *et al.* (1993), Sabaté (1996), Chauvet *et al.* (1997a, b) e Leite (2002, 2009).

Segundo Alves da Silva *et al.* (1993) a deformação mais antiga (estágio D_1), de natureza compressiva, teria sido dominada por empurrões e dobras com vergência para sudeste. Para Sabaté (1996) e Leite (2002) essa deformação D_1 é caracterizada pela geração de um bandamento com posicional e por dobras relíquias, isoclinais a deitadas. Posteriormente, ainda de acordo com Alves da Silva *et al.* (1993), a tectônica compressiva teria mudado para direcional, com a formação de várias zonas de cisalhamento norte-sul e forte foliação com a mesma orientação (estágio D_2). De acordo com Leite (2002), o estágio D_2 , resultante da tectônica de transpressão estabelecida pela colisão oblíqua, retrabalhou as deformações geradas no estágio D_1 e teve seu padrão geométri-

co repartido em domínios de dobramentos e de cisalhamento, com foliação orientada NNW. Os dobramentos possuem planos axiais sub verticalizados e dobras do tipo *en echelon*, enquanto os domínios de cisalhamento são constituídos por uma foliação milonítica verticalizada, cujas feições cinemáticas apontam para cisalhamento variando de simples a puro, além de lineações de estiramento mineral, com *rakes* variando de subhorizontais a *dip slip* (Leite 2002).

As condições de P T durante a evolução do orógeno foram discutidas por vários autores. Estudos de caráter regional, realizados por Barbosa & Sabaté (2002, 2004) indicaram que as condições prevalentes de metamorfismo foram de alto grau, com pressões que atingiram 7kb e temperaturas em torno de 850°C.

Entretanto, estudos petrológicos realizados por Leite (2002), em granulitos subsaturados em sílica e ricos em safirina, os quais ocorrem sob a forma de enclaves em rochas charnockíticas do CSC, demonstraram que o pico do metamorfismo atingiu condições de temperatura ultra alta (TUA), entre 900 e 950°C e pressões no intervalo de 6 a 8kb. Nestas condições, segundo o autor, ocorrem processos de fusão parcial (anatexia crustal), com geração de magmatismo peraluminoso.

Ainda segundo Leite (2002), a trajetória regressiva do metamorfismo foi estabelecida a partir do soerguimento orogênico, em conjugação com a colocação de granitos peraluminosos ao longo das zonas de cisalhamento, gerando novas paragêneses metamórficas sob condições de pressão da ordem de 3kb e temperaturas em torno de 500°C. A circulação de fluidos oriundos do magmatismo granítico promoveu reações de metassomatismo, com lixiviação e aporte de vários elementos, com destaque para fenômenos expressivos de potassificação (Leite 2002).

Datação Th U Pb, por microsonda eletrônica, realizada em monazitas em equilíbrio com as associações minerais de granulitos aluminosos do CSC (Vlach & Del Lama 2002), forneceu idades da ordem de 2,07 e 2,08 ($\pm 0,02$)Ga para o metamorfismo de alto grau. Datação Ar Ar de flogopitas desenvolvidas nas rochas máfico ultramáficas de Caraiíba (presente estudo) forneceram idades de 2003 ± 8 e 1993 ± 6 Ma, compatíveis portanto com esse evento metamórfico metassomático.

Em resumo, o conjunto embasamento, sequência supracrustal e intrusivas máfico ultramáficas,

foi submetido a metamorfismo da fácies granulito e, posteriormente, retrabalhado durante a evolução do orógeno, resultando em diaforese à fácies anfibolito, migmatização parcial e intrusão de rochas graníticas. Com a ascensão lenta e progressiva do pacote, as reações diaforéticas continuaram a se processar, localizadas principalmente em zonas de cisalhamento e/ou alívio de tensão, imprimindo às rochas, localmente, paragêneses da fácies xisto verde (Lindenmayer 1982). Estudos de química mineral em anfibólios das rochas máfico ultramáficas da Mina Caraiíba e do Alvo Vermelhos (presente estudo), corroboram o quadro evolutivo acima descrito. Todos os anfibólios analisados apresentam razões $FeOt/(MgO+FeOt) < 7$ que apontam para origem metamórfica desses minerais. Foi identificado um largo espectro composicional de anfibólios, com um grupo de anfibólios ricos em Ca Na de alta temperatura (edenita, pargasita/Mg hastingsita, ferroedenita) (Fig. 5), e outro grupo de anfibólios cálcicos do tipo actinolita e Mg hornblenda (Fig. 6). Os anfibólios de alta temperatura e pressão devem estar associados a eventos metamórficos de alto grau enquanto a

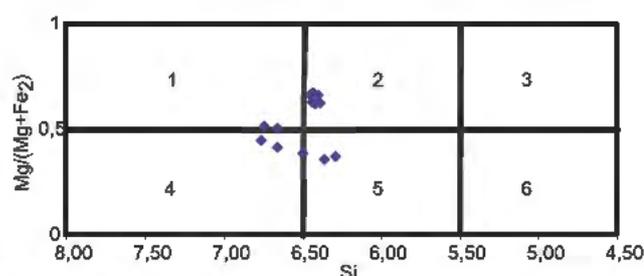


Figura 5 Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos, ricos em Na ($CaB \geq 1,5$, $(Na+K)A \geq 0,5$) de acordo com Leake et al (1997). (1) Edenita, (2) Pargasita/Mg hastingsita, (3) Mg sadanagaíta, (4) Fe edenita, (5) Fe pargasita/hastingsita, Sadanagaíta.

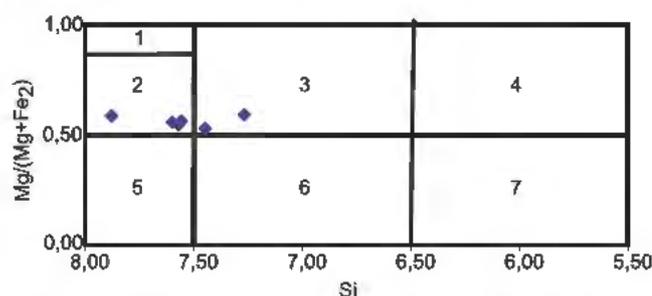


Figura 6 Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos ($CaB \geq .5$, $(Na+K)A \leq 0,5$) de acordo com Leake et al (1997). (1) Tremolita, (2) Actinolita, (3) Mg hornblenda, (4) Tschermakita, (5) Fe actinolita, (6) Fe hornblenda, (7) Fe tschermakita.

actinolita representa a fase de reequilíbrio regressivo das paragêneses anteriormente geradas.

Resultados Geocronológicos e Isotópicos

As unidades litoestratigráficas do Cinturão Salvador Curaçá foram datadas por vários autores, por diferentes métodos. Nos granulitos do Complexo Caraíba foram obtidas as idades U Pb SHRIMP de 2695 ± 12 Ma e 2634 ± 19 Ma, nos núcleos de zircões e idade 2072 Ma em suas bordas metamórficas. Oliveira *et al.* (2004) obtiveram, nessas mesmas rochas, idades modelo T_{DM} entre $2,83$ Ga e $2,71$ Ga, com valores de ϵNd (2695 Ma) entre $0,49$ e $1,71$.

As rochas metassedimentares de alto grau do Complexo Tanque Novo Ipirá não possuem até o momento dados U Pb. O único dado geocronológico publicado é uma idade modelo T_{DM} de 2719 Ma, obtida por Oliveira *et al.* (2004) em gnaisses aluminosos. As relações de campo sugerem que estas rochas sejam mais jovens que o Complexo Caraíba. Já a Suite São José do Jacuípe (SSJJ), de acordo Teixeira (1997), apresenta relações de campos sugestivas de um posicionamento estratigráfico inferior aos metassedimentos do Complexo Tanque Novo Ipirá e é truncada (além de apresentar xenólitos) pelo Complexo Caraíba.

O metamorfismo de alto grau ao qual essas rochas foram submetidas foi datado também por Vlach & Del Lama (2002) pelo método Th U Pb em microsonda eletrônica. As rochas analisadas foram gnaisses com espinélio sillimanita cordierita granada e gnaisses com coríndon espinélio sillimanita granada, cujos valores estimados de temperatura e pressão foram de $835^\circ\text{C}/6,9$ kb e $890^\circ\text{C}/7,4$ kb, respectivamente. A monazita em equilíbrio com essas associações minerais revelou idades de fechamento do sistema Th U Pb próximas a $2,07$ e $2,08$ ($\pm 0,02$) Ga, interpretadas como idades de cristalização e, portanto, do metamorfismo da fácies granulito (Vlach & Del Lama 2002).

Zircões dos noritos de Caraíba foram datados pelo método U Pb SHRIMP por Oliveira *et al.* (2004). Os resultados apontaram a idade de cristalização dessas rochas (2580 ± 10 Ma) e a idade do metamorfismo granulítico (2103 ± 23 Ma).

Geocronologia U Pb em anfibolito e resultados de análises isotópicas Sm Nd em anfibolito, tonalito e granito coletadas no "Afloramento do Aeroporto", localizado a norte da Mina Caraíba, indica

ram homogeneização parcial e modificações heterogêneas na composição isotópica original, induzidas pelo metamorfismo acompanhado de deformação progressiva (D'el Rey Silva *et al.* 2007). As idades obtidas por meio desta investigação permitem considerar que o protólito da rocha anfibolítica cristalizou se há aproximadamente $2,6$ Ga e que o metamorfismo de alto grau que afetou as rochas do cinturão granulítico processou-se no intervalo de $2,08$ a $2,05$ Ga (D'el Rey Silva *et al.* 2007). Estas idades estão em perfeito acordo com os dados de Oliveira (1998) e de Vlach & Del Lama (2002). Ainda de acordo com D'el Rey Silva *et al.* (2007) os valores de ϵNd (para $T \sim 2,6$ Ga) obtidos nas rochas anfibolíticas situam-se entre $2,03$ e $+1,21$, com as amostras provenientes das porções centrais dos *boudins* mais largos (portanto, menos contaminadas), com valores em torno de zero. Estes resultados foram interpretados pelos autores como indicativos de que os anfibolitos tiveram como protólitos rochas basálticas oriundas de um manto deplecionado, ou seja, rochas de fundo oceânico.

Os granitóides intrusivos no Cinturão Salvador Curaçá são paleoproterozóicos. Entre eles foram reconhecidos: (i) granitóide sintectônico, com idades U Pb SHRIMP de $2126 \pm 0,0019$ Ma e $2082 \pm 0,007$ Ma, referentes à cristalização e metamorfismo, respectivamente (Silva *et al.* 1997); (ii) granitóide sin a tarditectônico, a exemplo do Sienito de Itiúba e o quartzo monzonito de Capela do Alto Alegre, com idades U Pb SHRIMP de 2084 ± 9 e 2078 ± 6 Ma, respectivamente (Oliveira *et al.* 2004); e (iii) granitóides pós tectônicos, de composição sieno granítica, dos quais só existem isócronas Rb Sr rocha total, com idades entre 1915 e 1897 Ma (Melo 1991, Otero & Conceição 1996).

DEPÓSITOS DE COBRE

Distribuição Geográfica

Intrudidos nos complexos Caraíba e Tanque Novo Ipirá ocorrem mais de trezentos corpos máfico ultramáficos de dimensões variadas. Alguns, em especial os do Vale do Rio Curaçá, contêm mineralizações econômicas sulfetadas de cobre, sob a forma de bornita e calcopirita. O conjunto dos corpos mineralizados constitui a **Província Cuprífera do Vale do Rio Curaçá**, a qual abrange uma área de cerca de 1700km^2 que engloba parcial

mente os municípios de Juazeiro, Jaguarari e Curaçá. Contudo, a distribuição regional das ocorrências de cobre transcende os limites do Vale do Rio Curaçá, estendendo-se para sudeste até próximo do paralelo 11°S. Investigações detalhadas sobre a extensão da província cuprífera contida em terrenos de alto grau metamórfico ainda estão para ser realizadas.

Os relatos mais antigos sobre a ocorrência de

minério de cobre no Vale do Rio Curaçá são atribuídos ao engenheiro Oliveira Bulhões, que durante estudos sobre o prolongamento da estrada de ferro do Rio São Francisco no ano de 1874, descobriu fragmentos de malaquita. Da descoberta à implantação da mina de Caraíba (céu aberto e mais tarde subterrânea), hoje gerenciada pela Mineração Caraíba S.A., decorreram mais de cem anos.

Os principais corpos mineralizados a sulfetos de cobre são associados a piroxenitos, noritos e glimeritos da Mina Caraíba. Além dos corpos mineralizados de Caraíba existem outros de elevado potencial no Vale do Rio Curaçá, a exemplo dos Alvos R22, Surubim e Vermelhos (Fig. 7).

Depósitos-tipo: Mina Caraíba e Alvo R22

Rochas Hospedeiras

Na região do Vale do Rio Curaçá onde ficam localizados a Mina Caraíba e o Alvo R22 (Fig. 7), o embasamento é tonalítico a quartzozodiorítico, com níveis gabróicos, sotopostos a uma se-

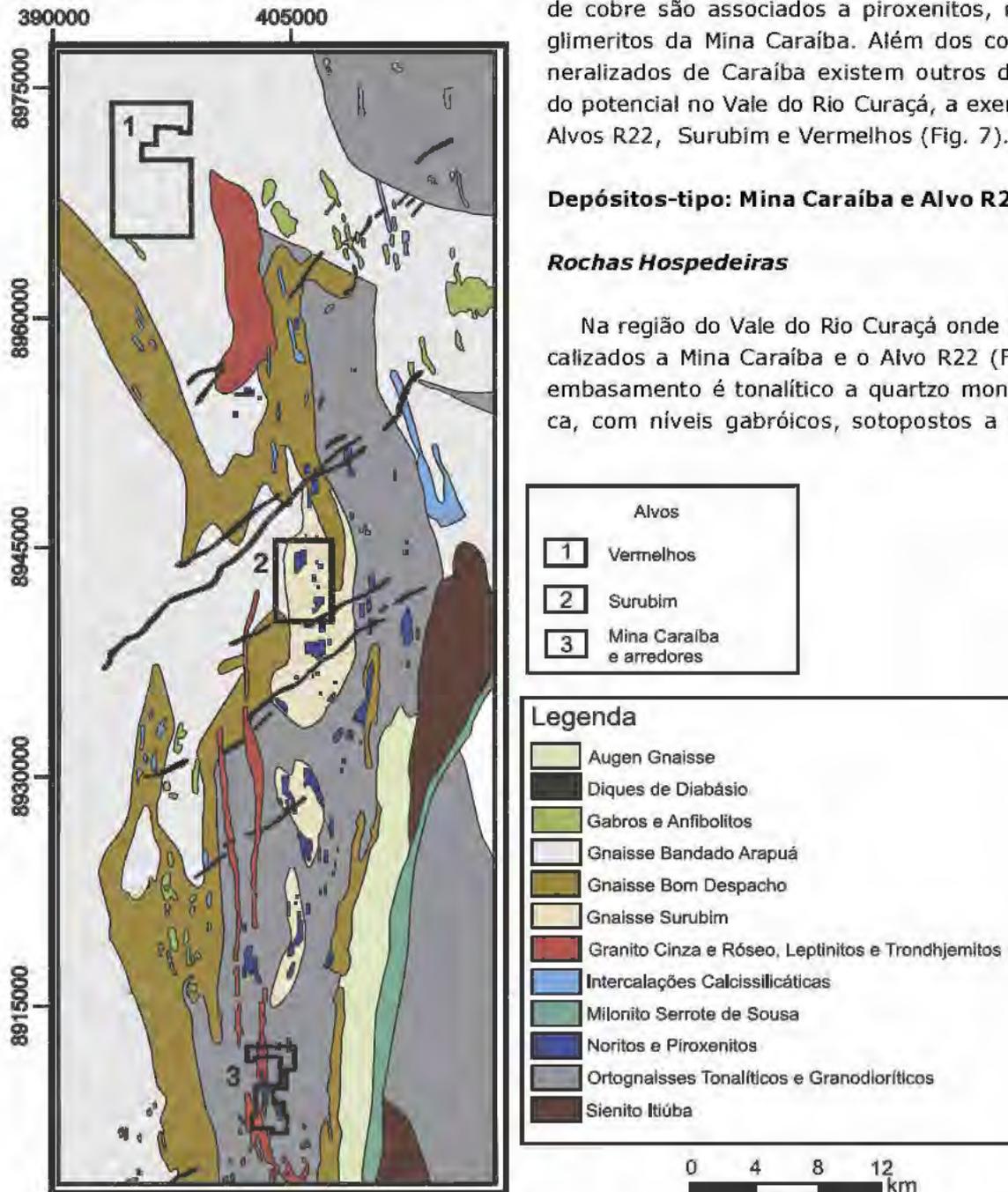


Figura 7 Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá com a localização dos alvos Caraíba, Surubim e Vermelhos). Fonte: Corpo Técnico da Mineração Caraíba S.A

quência supracrustal pelítica na base e química no topo. As rochas supracrustais, pertencentes à unidade Tanque Novo Ipirá, são representadas por leptinito grafitoso, gnaiss quartzo feldspático, cordierita silimanita granada biotita gnaiss, anfíbolo, formação ferrífera bandada, rocha cálcico silicática, mármore e quartzito (D'el Rey Silva et al. 1999, Lindenmayer 1982). Além das rochas supracrustais ocorrem também gnaiss migmatítico e intrusões sintectônicas (G_1 e G_2) de tonalito e granodiorito e intrusões tarditectônicas de sienogranito (G_3).

Todo o conjunto foi submetido a pelo menos três fases de deformação progressiva (D_1 a D_3), que geraram dobras abertas e fechadas, com planos axiais verticalizados, eixos orientados N-S e mergulhos suaves para sul, às quais correspondem três eventos metamórficos (M_1 a M_3) que deram origem a paragêneses das fácies granulito a anfíbolo (D'el Rey Silva et al. 2007).

As rochas máfico ultramáficas consistem em corpos decamétricos a hectométricos de leucogabro, gabro, gabronorito, norito, melanorito, hiperstenito e peridotito. Estas rochas apresentam-se tanto com estrutura maciça e textura fina a média, quanto anisotrópicas, com desenvolvimento de uma foliação tectônica. O mapa da Figura 8 ilustra a geologia simplificada da Mina Caraíba.

O **piroxenito** é maciço, verde escuro, composto por cristais euédricos de hiperstênio (50 a 90%), hornblenda (1 a 15%), plagioclásio An_{38-52} (0 a 10%), além de apatita, zircão e percentuais variados de magnetita e ilmenita. Parte destas rochas está metamorficamente transformada em diferentes graus, pela ação de fluidos hidrotermais que deram origem a micas (biotita/flogopita).

O **melanorito** é maciço, rico em hiperstênio, de cor cinza escura e o **norito** é equigranular maciço, fino a médio, com tonalidades acinzentadas. Com põe-se de hiperstênio e clino hiperstênio (6 a 67%), biotita (4 a 28%), hornblenda (1 a 14%), plagioclásio An_{32-47} (15 a 84%), além de zircão, apatita, granada, magnetita, ilmenita e sulfetos de cobre.

O **leuconorito** é um norito rico em clinopiroxênio, com estrutura bandada. Por vezes passa a camadas centimétricas de **anortosito**, constituídos por plagioclásio, com quartzo subordinado.

O **gabro-norito** é verde acinzentado e de textura granoblástica média. É constituído de hiperstênio, hornblenda, biotita e plagioclásio. Magnetita, apatita, zircão, ilmenita e pirrotita ocorrem como acessórios. Na área do Alvo R22 esta rocha é uma importante hospedeira de mineralização de cobre.

O **gabro** é esverdeado, médio a grosso, com clinopiroxênio, hiperstênio, biotita e plagioclásio. Em geral, não é associado a minério de cobre.

Além das rochas descritas, uma de composição **diorítica**, esverdeada, grossa, com hornblenda e biotita, ocorre na cava da Mina Caraíba e no Alvo R22. As Figs. 9 e 10 mostram o padrão de ETR das rochas noríticas, gabróicas e dioríticas.

Observações de campo e estudos petrográficos comprovaram que as rochas máfico ultramáficas, em especial o piroxenito, melanorito e norito, foram significativamente afetadas por fluidos hidrotermais que transformaram parcialmente os transformaram em rochas marrom escuro, ricas em biotita/flogopita (65 a 98%), com percentuais variados de plagioclásio (0 a 17%) e quartzo (0 a 30%). Foram ainda descritos nessas rochas percentuais

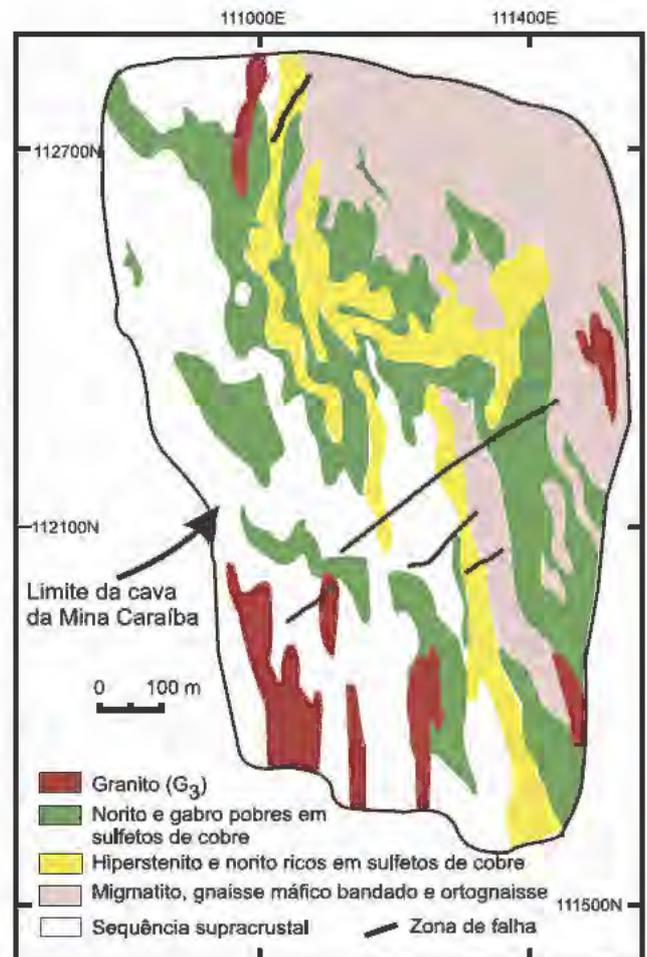


Figura 8 Mapa geológico simplificado do open pit da Mina Caraíba, de acordo com D'el Rey Silva (1984, 1985).

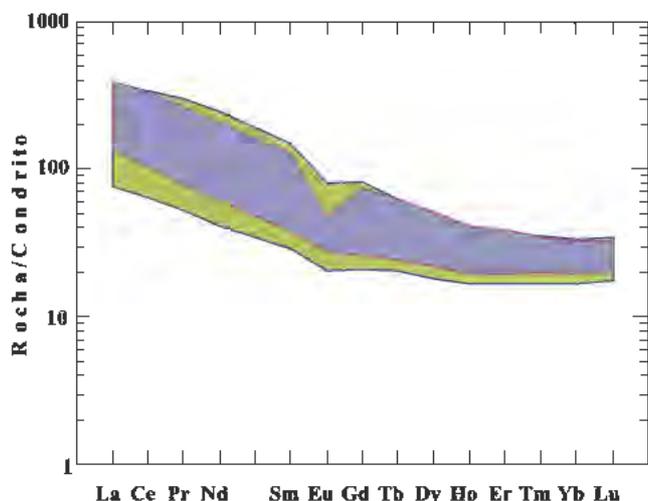


Figura 9 Diagrama rocha/condrito de rochas noríticas (lilas) e gabróicas (verde) da Mina Caraíba.

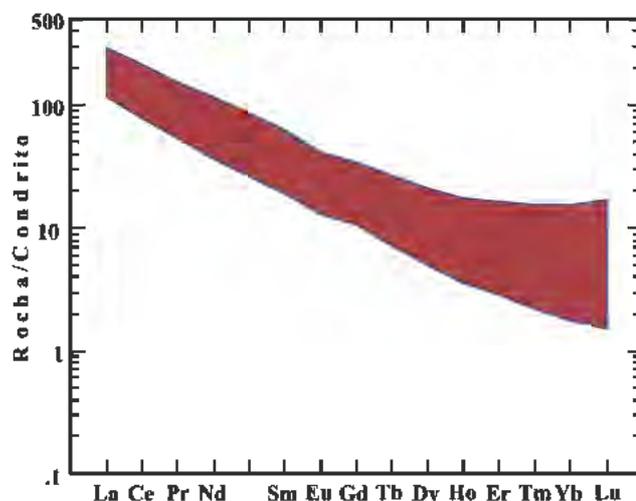


Figura 10 Diagrama rocha/condrito de rochas dioríticas da Mina Caraíba.

elevados de magnetita e, subordinadamente, apatita, zircão e hercinita. A apatita ocorre subordinada, mas, por vezes, em até 10% da rocha. Quando muito ricas em micas, essas rochas têm sido denominadas de **glimmeritos**. Estes ocorrem preferencialmente em zonas tectonizadas, onde os litotipos máfico ultramáficos foram cisalhados e, portanto, sujeitos à ação mais penetrativa de fluidos. Os minerais de transformação apontam para fluidos ricos em ferro, potássio e elementos de alto campo de força (Zr e P).

Estudos litoquímicos realizados no âmbito desse trabalho, e em trabalhos anteriores (a exemplo de Maier & Barnes 1999), mostram um forte enriquecimento em LREE, Zr, Y e P nos glimmeritos, em relação aos piroxenitos (Figs. 11 a e b).

O enriquecimento nesses elementos parece decorrer da percolação de fluidos hidrotermais nas rochas máfico ultramáficas. Tal hipótese tem suporte no quimismo das micas e de magnetitas pre-

sentes nos glimmeritos e nas rochas máfico ultramáficas micáceas em geral.

De acordo com as análises de química mineral realizadas neste trabalho, as micas possuem composição predominantemente flogopítica, plotando no campo eastonita siderofilita flogopita no diagrama da Fig. 12a. A fórmula estrutural dessas micas foi calculada com base em 22 átomos de oxigênio e a distribuição catiônica foi normalizada a 14. Todas as micas analisadas possuem razões moleculares $Fe^{3+}/Fe^{2+} < 0,3$ e $Mg/Fe > 1,5$ (Fig. 12b), sendo portanto compatíveis com flogopita de origem hidrotermal (Yavuz & Oztas 1997).

Paralelamente, observa-se a existência de populações composicionalmente distintas de magnetitas nas rochas máfico ultramáficas: (i) uma população de magnetitas ricas em Cr, Al, Ti e V, quantitativamente predominantes, de provável origem magmática, e (ii) uma população de magnetita mais puras, com teores mínimos ou livres desses

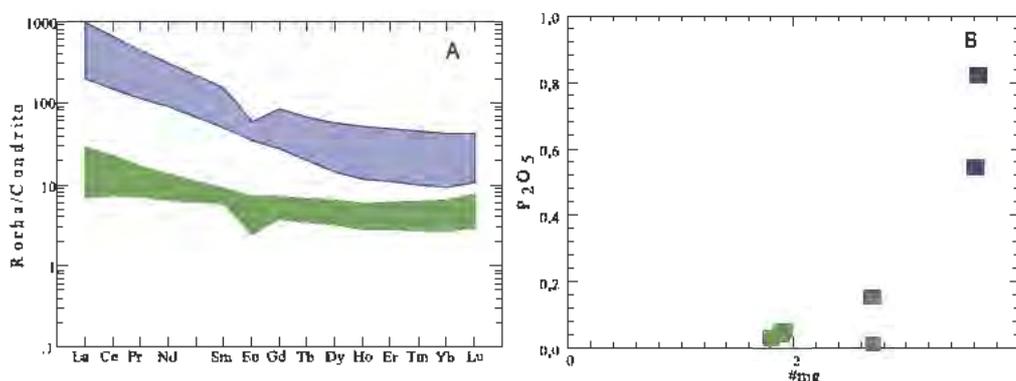


Figura 11 A Diagrama rocha/condrito de piroxenito (verde) e glimmerito (azul). B Diagrama mg' versus P_2O_5 (% peso) de piroxenito (quadrados verdes) e glimmerito (quadrados azuis).

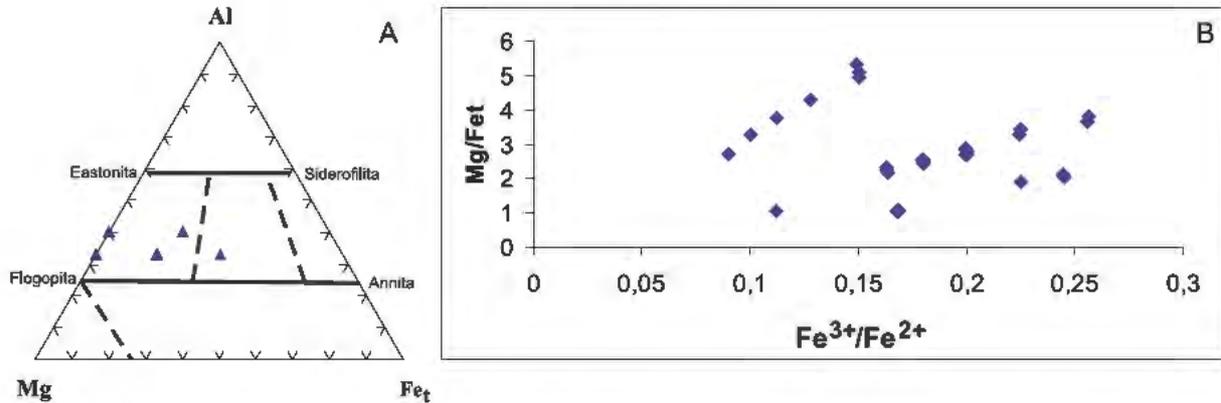


Figura 12 A Diagrama ternário Al Mg Fe total mostrando a tendência composicional das micas do glimmerite e piroxenite micáceo de Caraíba. B Diagrama da razão Mg/Fet e Fe^{3+}/Fe^{2+} das micas de Caraíba.

elementos, de caráter venular e de preenchimento, sinalizando com uma possível origem hidrotermal. Essas últimas ocorrem principalmente nas rochas mais ricas em micas. Os diagramas da Fig. 13 mostram a correspondência entre os valores de TiO_2 , Al_2O_3 e Cr_2O_3 das magnetitas analisadas.

O principal evento hidrotermal é de idade paleoproterozóica. Datações Ar Ar nas flogopitas realizadas na Universidade de Queensland, Austrália (Fig. 14a e b), forneceram dois conjuntos de idades platô: um no intervalo de 2,0 2,1Ga e outro da ordem de 1,9Ga. As idades obtidas são da mesma ordem de grandeza da idade K Ar de $1956 \pm 0,008Ma$, obtida por Figueiredo (1981), também em biotitas das rochas ultramáficas e glimmeritos. Tais idades, por sua vez, são cronocorrelatas ao magmatismo tarditectônico, rico em potássio, que deu origem a corpos sieníticos no contexto do segmento norte do Cinturão Salvador Curaçá. Diante do exposto pode se levantar a hipótese de que fluidos ricos em K, Zr, P, LREE, dentre outros elementos, oriundos da atividade

magmática sienítica, tenham percolado as rochas máfico ultramáficas através de zonas de fratura e cisalhamento, e promovido as transformações mineralógicas hidrotermais, com geração de rochas ricas em flogopita.

Geologia Estrutural

Do ponto de vista estrutural, os corpos mineralizados da Mina Caraíba compõem uma sinforme subconcordante com a foliação regional, com mergulho para oeste. A atitude média é N10W/70°SE. A intrusão dos corpos ocorreu paralelamente ao plano axial da sinforme, ao longo de zonas de cisalhamento.

Os diversos trabalhos realizados na Mina Caraíba e seus arredores, por D'el Rey Silva (1984, 1985) e D'el Rey Silva et al. (1988, 1994, 1996), demonstraram a complexidade geométrica dos corpos mineralizados, tendo em vista a superposição de eventos deformacionais. Com base nos mapeamentos regionais e de detalhe realizados ao

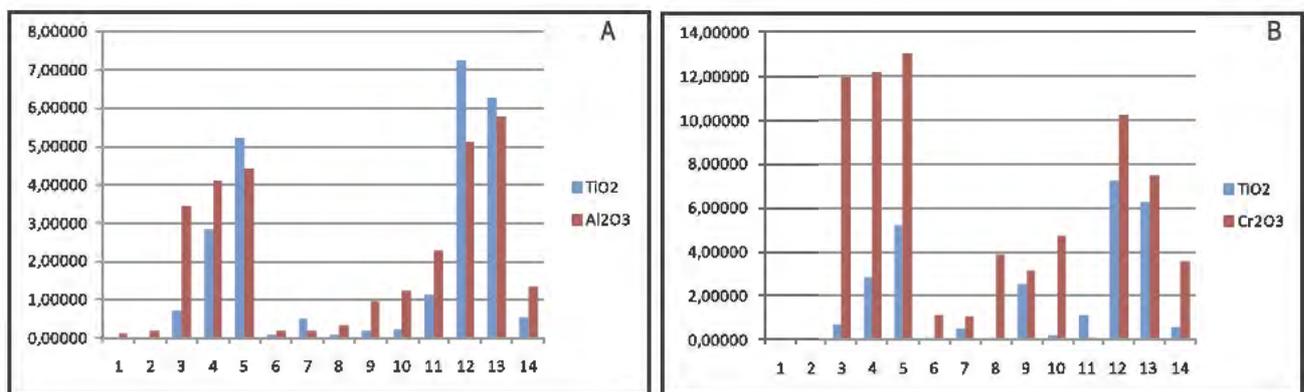


Figura 13 Diagramas de barras mostrando (a) as correlações entre os teores (% em peso) de TiO_2 e Al_2O_3 e (b) TiO_2 e Cr_2O_3

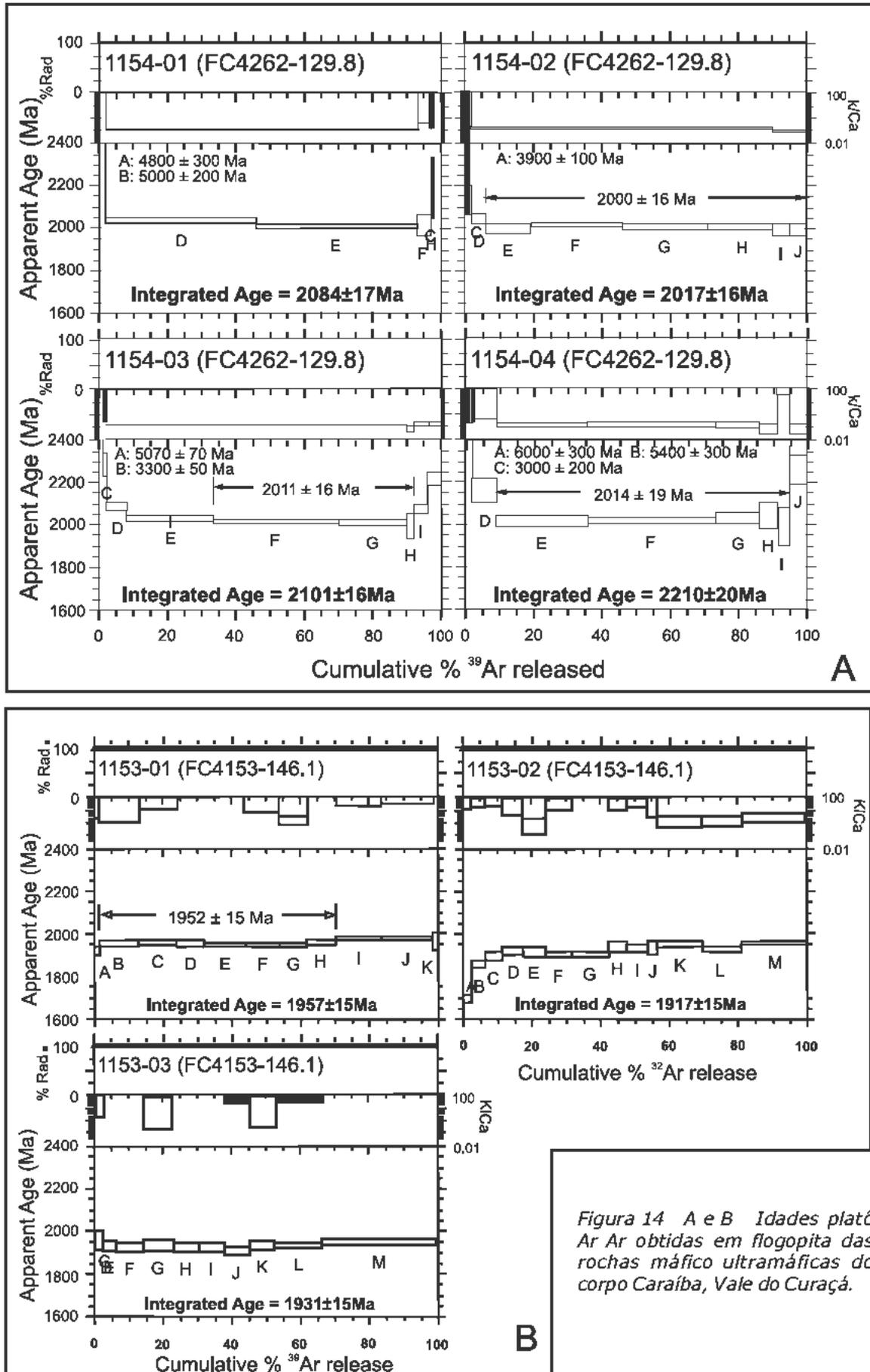


Figura 14 A e B Idades platô Ar Ar obtidas em flogopita das rochas máfico ultramáficas do corpo Caraíba, Vale do Curaçá.

longo de duas décadas, os autores supracitados propuseram um modelo deformacional para o corpo Caraíba, o qual se aproxima da forma de um cogumelo orientado N S (Fig. 15). O cogumelo decorre da interferência da sinforme F3 com várias dobras F₂. Tais complexidades dificultam a definição segura das feições morfológicas dos corpos de minérios e resultam em variações bruscas de espessura, forma e teor, em distâncias relativamente pequenas, exigindo uma elevada densidade de sondagem para alcançar graus de segurança adequados aos trabalhos de lavra.

Geofísica

O processamento e a interpretação dos dados aeromagnetométricos demonstram que a área em estudo encontra-se em uma faixa com expressivos *trends* magnéticos de direção aproximadamente N S, originados por uma tectônica cisalhante que gerou a foliação milonítica. Estes *trends* podem ser observados tanto na imagem do campo magnético total (Fig. 16a) quanto na derivada vertical deste campo (Fig. 16b), o que sugere sinais magnéticos de fontes profundas. Seccionando o *trend* N S, são observadas outras assinaturas geofísicas lineares, com direção NE SW, relacionadas a falhas e fraturas. Deslocamentos de eixos de anomalias mostram, em alguns casos, movimen-

tações sinistrais nestas estruturas (NE SW).

A Mina Caraíba e o Alvo R22 (polígono destacado nas figuras 16 a e b) estão situados entre duas expressivas falhas de direção NE SW, as quais seccionam zonas de cisalhamento N S (Fig. 17a). As feições lineares magnéticas de direção NE SW ocorrem em menor proporção e estão sobrepostas às de direção N S, com seus sinais magnéticos de maiores amplitudes.

Neste mesmo ambiente, a partir do processamento e interpretação dos dados aerogamaespectrométricos, observa-se um baixo radiométrico correspondente às rochas máfico ultramáficas, circundado por rochas com assinatura radiométrica de alto K, Th e U (Fig. 17b). O baixo radiométrico encontra-se no interior de uma estrutura dobrada, no formato de uma sinclinal. Os dados gravimétricos (*Bouguer*) mostram estruturas com anomalias positivas, que coincidem com o baixo radiométrico (rochas máfico ultramáficas) num *trend* aproximadamente NNW. Na Figura 17b pode-se observar a área de maior ocorrência de rochas máfico ultramáficas a qual coincide com o baixo radiométrico e com a anomalia Bouguer.

Principais Características do Minério

A mineralização consiste em sulfetos de cobre, com predomínio da paragénese calcopirita+bornita,

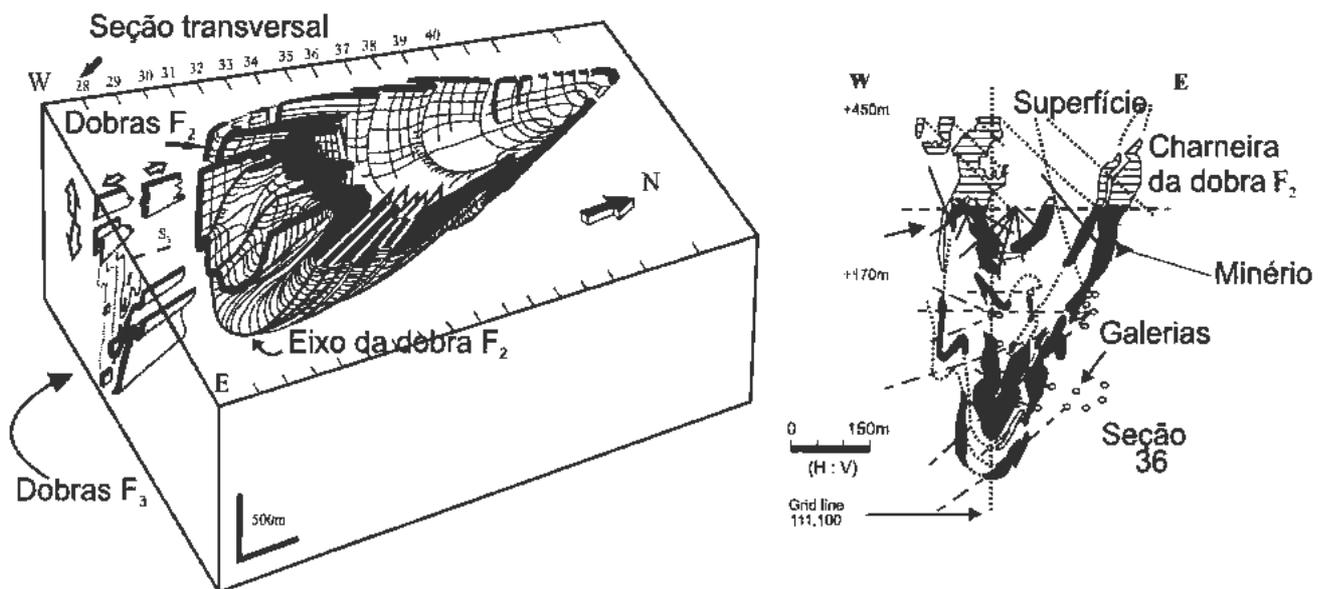


Figura 15 Representação esquemática do cogumelo da Mina Caraíba (bloco diagrama e seção transversal) de acordo com D'el Rey Silva et al. (1988). Notar o padrão de interferência F₂×F₃ na Seção 36 (modificado de D'el Rey Silva et al. (1996) e D'el Rey Silva & Oliveira (1999)).

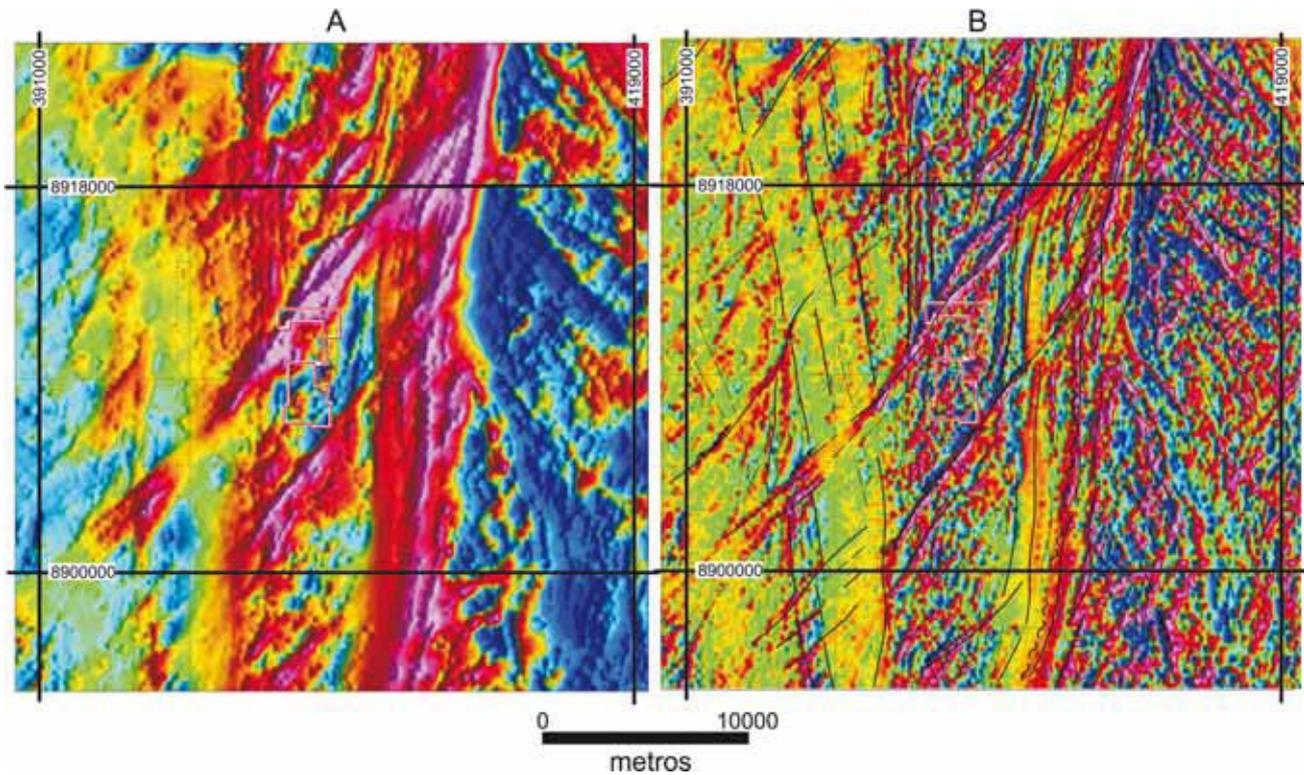


Figura 16 A Mapa do campo magnético total. B Mapa da primeira derivada vertical do campo magnético total mostrando os traços estruturais da área da Mina Caraíba e arredores. O polígono representa a área da mina e do Alvo R22. Datum WGS 84/Zona UTM 24S.

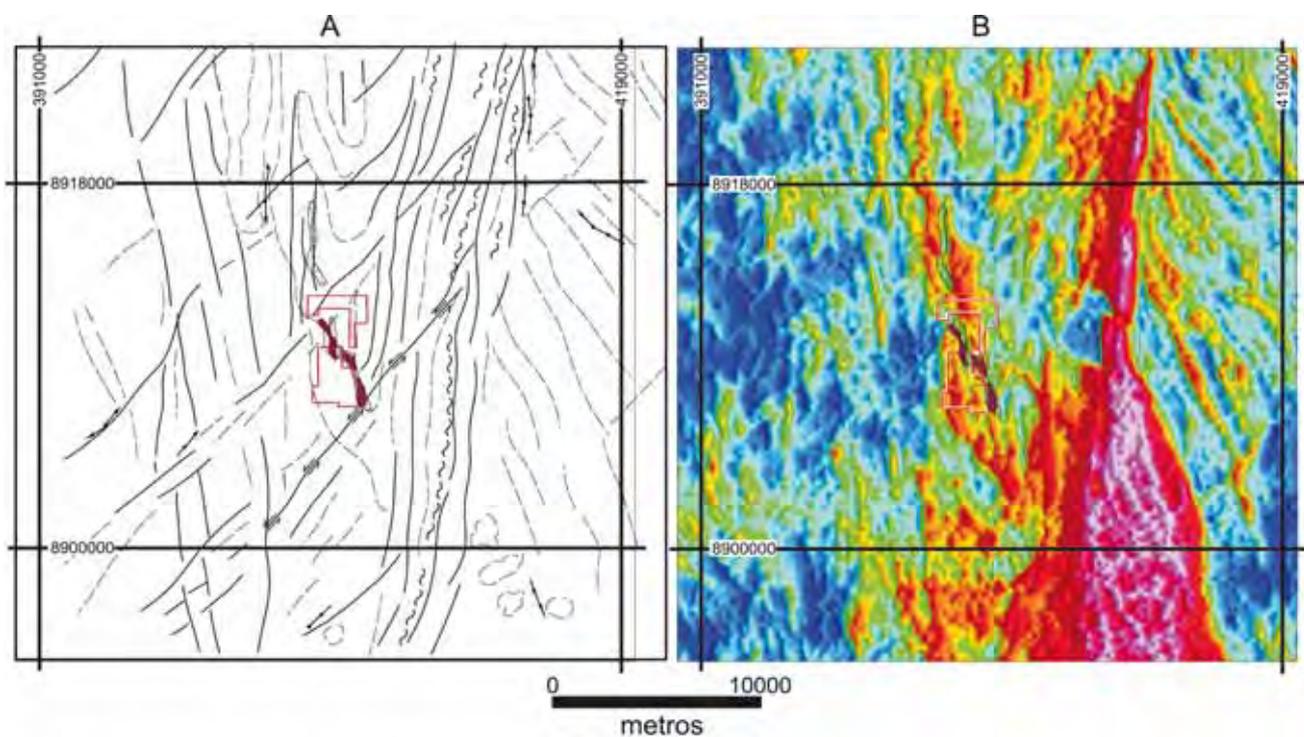


Figura 17 A Mapa de interpretação magnética qualitativa das estruturas. B Mapa de gamaespectrometria (contagem total) com a anomalia Bouguer sobreposta.

numa relação de 70% para 30%. Ocorrem dois tipos de mineralizações associadas a hiperstenitos e noritos e a rochas ricas em mica (glimmeritos): (i) minério disseminado, em rede, ocupando os interstícios da trama silicática das rochas hospedeiras (Fig. 19a), e (ii) minério epigenético, preenchendo planos estruturais nas rochas máfico ultramáficas (Figs. 18b, 19b, 20a) e, secundariamente, nas encaixantes regionais, em especial nas rochas cálcico silicáticas.

O minério disseminado ocorre apenas nos piroxenitos enquanto o minério em fraturas ocorre tanto nos piroxenitos e noritos quanto nas rochas cálcico silicáticas encaixantes do corpo máfico ultramáfico. A mineralização tectono controlada também forma brechas, com clastos de ortopiroxenito envoltos por calcopirita (Fig. 18c) que mostram clara natureza epigenética.

Além de calcopirita e bornita, ocorrem outros sulfetos associados ao minério, a exemplo de covelita, cubanita, digenita, pirita, pirrotita e pentlandita. No que diz respeito à pentlandita, esta

foi observada mais frequentemente associada ao minério disseminado. As figuras 19 e 20 ilustram diferentes feições texturais do minério, observadas em estudo petrográfico, com destaque para os intercrescimentos entre calcopirita e magnetita, conforme ilustrado na Figura 20b. Os maiores teores de cobre ocorrem relacionados aos sulfetos em fraturas, uma vez que nestas estruturas o preenchimento por sulfetos maciços pode atingir 10cm de largura.

Os sulfetos encontram-se invariavelmente acompanhados de magnetita. Nas áreas de concentração de sulfetos tectono controlados o percentual de magnetita equipara-se ao percentual de sulfetos e às vezes o supera. A Figura 21, extraída de trabalho realizado por Maier & Barnes (1996) em piroxenitos mineralizados do Vale do Curaçá, ilustra as proporções entre opacos e silicatos e a relação magnetita *versus* sulfetos no minério.

Os resultados de estudos de química mineral realizados no âmbito desse trabalho mostraram

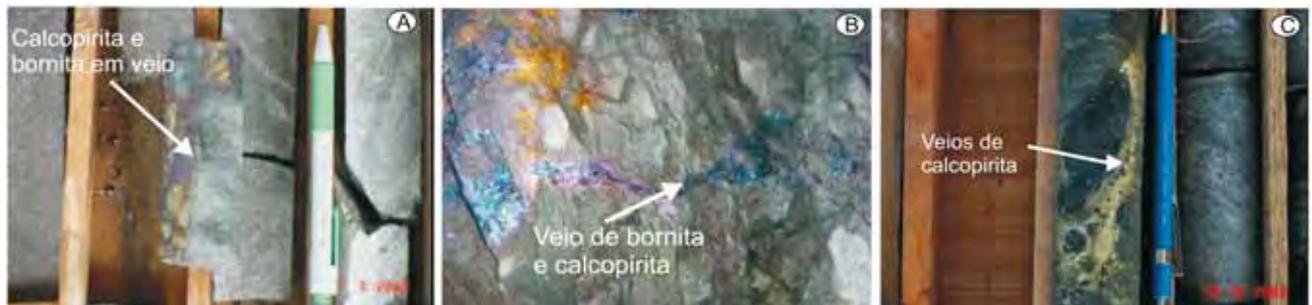


Figura 18 Mina Caraíba. A Bornita e calcopirita em fraturas no piroxenito. B Bornita e calcopirita em fratura na rocha cálcico silicática. C Minério brechado com fragmento de piroxenito envolto por calcopirita no furo de sondagem FC4199 (75,60m).

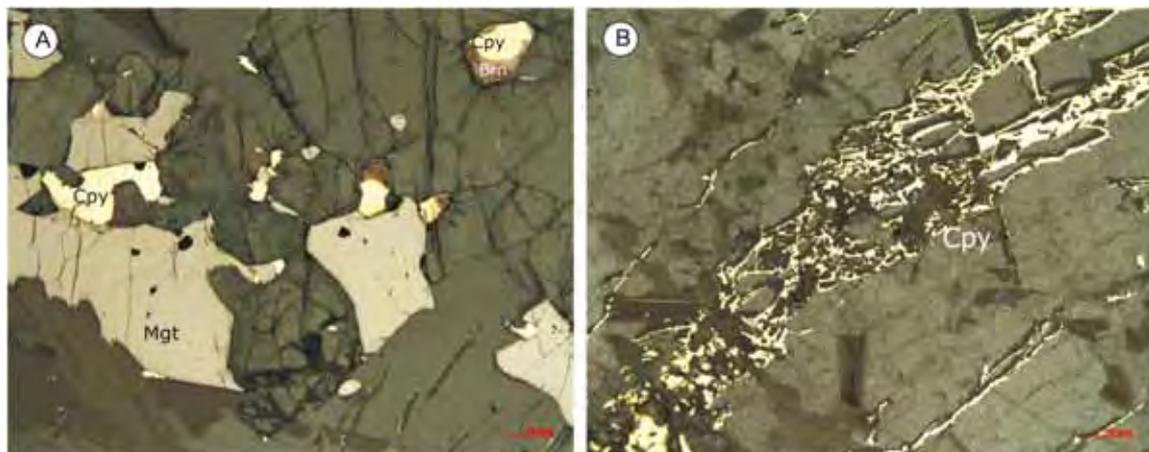


Figura 19 Mina Caraíba. A Fotomicrografia do minério disseminado. Sulfetos de cobre e magnetita nos interstícios da trama silicática. LR 100x. B Fotomicrografia do minério de cobre em fraturas no piroxenito. LR 100x.

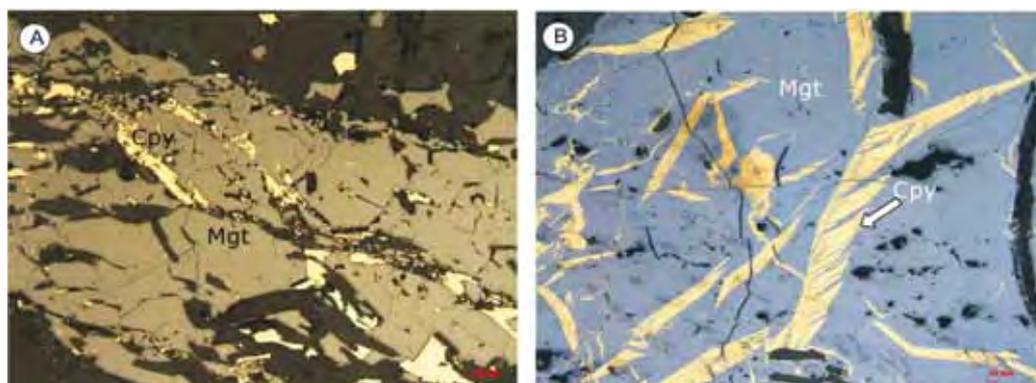


Figura 20 Mina Caraíba. A Fotomicrografia do minério de cobre. Magnetita e calcopirita em fratura no piroxenito. LR 100×. B Fotomicrografia do minério que mostra detalhe do intercrescimento magnetita-calcopirita. LR 250×.

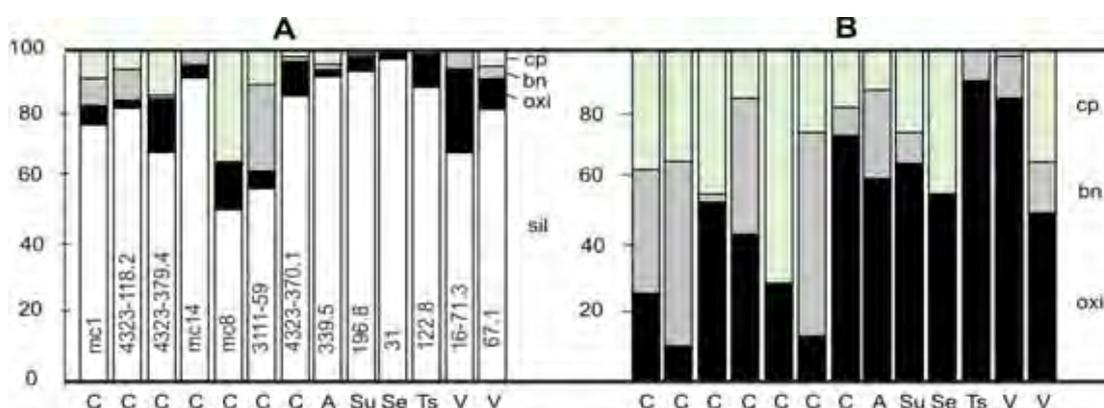


Figura 21 A Proporções modais de silicatos e de fases opacas (magnetita e sulfetos) em amostras representativas de piroxenitos mineralizados do Vale do Curaçá. B Magnetita e sulfetos normalizados a 100%. Símbolos: (C) Caraíba, (A) Angico, (Ts) Terra do Sal, (V) Vermelhos, (Su) Sussuarana, (Se) Sertãozinho. Fonte: Maier & Barnes (1996).

se muito similares aos resultados obtidos por Maier & Barnes (1996). Tais dados apontam claramente para a existência de pelo menos duas gerações de magnetitas, sendo uma geração de magnetitas ricas em Ti, V, Cr e Al e outra geração de magnetitas desprovidas, ou quase totalmente desprovidas destes elementos. As relações texturais e o quimismo das magnetitas titano vana díferas são sugestivas de uma origem primária, magmática. Já magnetita desprovida de Ti, V, Cr e Al possui relações texturais sugestivas de origem tardia. A associação comum de magnetita com minério remobilizado acompanhado de abundante flogopita, que preenche dutos estruturais, aponta para uma origem hidrotermal.

DISCUSSÃO SOBRE A METALOGÊNESE DOS DEPÓSITOS

Lindenmayer (1982) propôs uma origem magmática para os sulfetos, os quais teriam se forma

do por saturação do magma toleítico em enxôfre, com ocorrência posterior do fenômeno de imiscibilidade de líquido. Na opinião da autora, o enxôfre proviria de rochas ricas em anidrita, presentes na sequência metavulcano sedimentar encaixante dos corpos máfico ultramáficos. Tal hipótese não explicaria a ausência de níquel no minério nem as elevadas razões Se/S observadas.

Medidas das razões isotópicas de enxôfre dos sulfetos (calcopirita e bornita) da Mina Caraíba, Alvo R22 e Vermelhos, foram realizadas para o presente trabalho pelo Prof. Bernard Bühn, do Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica da Universidade de Brasília.

Os resultados (Fig. 22) mostram que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰ VCDT) distribuem-se de +1,98 a 2,34, com valor médio de 0,95. Estes valores têm um espectro mais amplo de distribuição que os obtidos por Oliveira & Choudhuri (1993), situados na faixa de 1,495 a +0,643. Observe-se que os valores mais baixos, próximos de zero, estão re

lacionados aos sulfetos intersticiais, enquanto que os afastados de zero (positivos e negativos) relacionam-se aos sulfetos condicionados a estruturas tectono controladas. Isto corrobora a hipótese da existência de um evento mineralizante primário, ortomagmático, que teria originado os sulfetos disseminados, intersticiais, e um segundo evento, hidrotermal, responsável pelo minério tectono controlado, que é a mineralização economicamente importante. Os valores isotópicos do minério intersticial apontam para uma origem predominantemente magmática, mantélica, do S. No minério tectono controlado os valores de $\delta^{34}\text{S}$ parecem indicar um S de origem igualmente mantélica, ou reciclado de fonte mantélica com baixo fraacionamento, com discreta participação de enxofre crustal, mais pesado, oriundo das rochas encaixantes regionais dos corpos máfico ultramáficos.

De maneira geral, o minério da Mina Caraíba e dos demais alvos mineralizados a cobre do Vale do Rio Curaçá, a exemplo de Surubim e Vermeelhos, apresenta características incomuns quando comparados a outros depósitos de cobre associados a rochas máfico ultramáficas, como destacam Maier & Barnes (1996, 1999): (i) as elevadas razões Cu/Ni (a presença de sulfetos de Ni é reduzida no minério), (ii) as altas razões Se/S, em média 1200×10^{-6} , mas de até 4500×10^{-6} , enquanto a razão no manto superior é da ordem de 230 a 350×10^{-6} , (iii) o elevado percentual de magnetita associada aos sulfetos (vide Fig. 21), (iv) a presença, por vezes dominante, de flogopita nos ortopiroxenitos, (v) concentrações anômalas de apatita e zircão.

A maior parte destas características foi também descrita nos depósitos de cobre de Koperberg, distrito cuprífero de Okiep, África do Sul, motivo pelo qual os depósitos do Vale do Curaçá têm sido historicamente comparados a Okiep (Townsend *et al.* 1980, Oliveira & Tarney 1995). No caso do depósito de Okiep, Cawthorn & Meyer (1993) e Boer *et al.* (1994), postularam a existência de um minério primário magmático, constituído por calcopirita e pirrotita, submetido a processos de oxidação e dessulfurização face ao metamorfismo de alto grau, resultando na associação calcopirita, bornita, magnetita pura. Para Maier & Barnes (1996), a gênese do minério de Caraíba poderia ser explicada à luz dessa hipótese.

Considerando que as altas razões Se/S não decorrem necessariamente da perda de enxofre

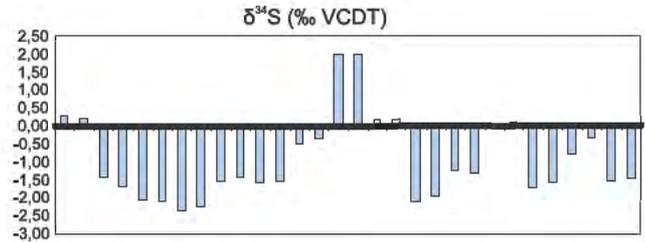


Figura 22 Valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos em sulfetos (calcopirita e bornita) do minério da Mina Caraíba, Alvo R22 e Alvo Vermelhos.

pelo magma e que o modelo de dessulfurização não explicaria as elevadas razões Cu/Ni do minério, Maier & Barnes (1999) reavaliaram a hipótese genética anteriormente proposta. Na reformulação da hipótese os autores citados propuseram uma origem crustal para o minério de cobre do Vale do Curaçá. De acordo com esta proposta, os ortopiroxenitos representariam restitos da fusão parcial de um protolito diorítico que continha sulfetos ricos em Cu e Se (e pobres em Ni), magnetita, flogopita e apatita. Nesse modelo, os sulfetos teriam sofrido fusão, porém devido à sua alta densidade teriam permanecido no restito. Os autores prosseguiram sugerindo que bornita e calcopirita foram as fases principais cristalizadas a partir desse líquido sulfetado, com posterior redistribuição nas charneiras das dobras durante o último evento de deformação da área.

Embora Maier & Barnes (1999) descartem a alternativa de modelo hidrotermal para o minério de Caraíba, ressalte-se que Hutchinson (2004) e Chen (2008) considerem a possibilidade do depósito de Okiep, África do Sul, análogo aos do Vale do Curaçá, pertencer aos do tipo óxidos de ferro cobre ouro (OFCO). A natureza tectono controlada de grande parte do minério de cobre do Curaçá, somada à abundante presença de flogopita e magnetita, além de apatita e zircão, enriquecimento em LREE, ausência de níquel, presença de ouro, dentre outras características, permite de fato que se considere a possibilidade desse minério tratar-se de uma associação Cu Fe Au do tipo OFCO.

Em que pese o caráter especulativo dessa proposta, há que se considerar que a associação flogopita + magnetita pode eventualmente resultar de processo metassomático ferro potássico. Ressalte-se que a flogopita dos glimmeritos tem idade de Ar Ar em torno de 2Ga, ou seja, é cronocorrelata ao magmatismo potássico que intrude tanto o embasamento quanto as intrusões máfico ultra

máficas do Vale do Rio Curaçá.

Ainda relativo ao processo hidrotermal/metassomático, vale destacar a existência no Alvo R22 de uma rocha denominada de **metassomatito** pelo corpo técnico da Mineração Caraíba. Esse termo tem sido usado para caracterizar diversos tipos de rocha presentes na área, que contém mais de 50% feldspato potássico, o que imprime uma coloração às mesmas. A presença desses feldspatos é interpretada como decorrente de um fenômeno de alteração hidrotermal alcalina pervasiva sobre as rochas de máficas deformadas. Na sondagem subterrânea do R22 foram identificados metassomatitos mineralizados a calcopirita.

O processamento dos dados aerogamaspectrométricos da área da Mina Caraíba corroborou o aporte potássico. A Fig. 23a mostra a forte assinatura potássica na área da mina, condicionada aos traços estruturais N S e NE SW, indicativo de que estes canalizaram fluidos ricos em potássio. A Fig. 23b mostra que a área da mina, a despeito da presença de rochas máfico ultramáficas, apresenta valores elevados de Th K U que sugerem processos hidrotermais e consequente metassomatismo, com enriquecimento desses elementos.

Teores e Reservas

Os trabalhos realizados pelo *staff* da Mineração Caraíba na mina subterrânea de Caraíba e nos alvos Surubim e Vermelhos lograram o cálculo dos recursos de minério sulfetado referentes ao ano de 2009 constam das Tabelas 1 a 3 e os de minério oxidado das Tabelas 4 a 6.

CONCLUSÕES

As mineralizações cupríferas do Vale do Rio Curaçá são parte integrante da evolução tectono-termal do segmento norte do Orógeno Itabuna Salvador Curaçá, que transcorreu no intervalo de 2,6 a 1,8Ga.

O conjunto de dados até agora obtidos, tanto na escala regional quanto na dos depósitos, revela a alta complexidade deste tipo de minério, o qual preserva traços de características herdadas de processos formadores e de sucessivos modificadores.

As evidências, com ênfase para os valores $\delta^{34}\text{S}$, apontam para um minério de derivação originalmente mantélica, que foi submetido a

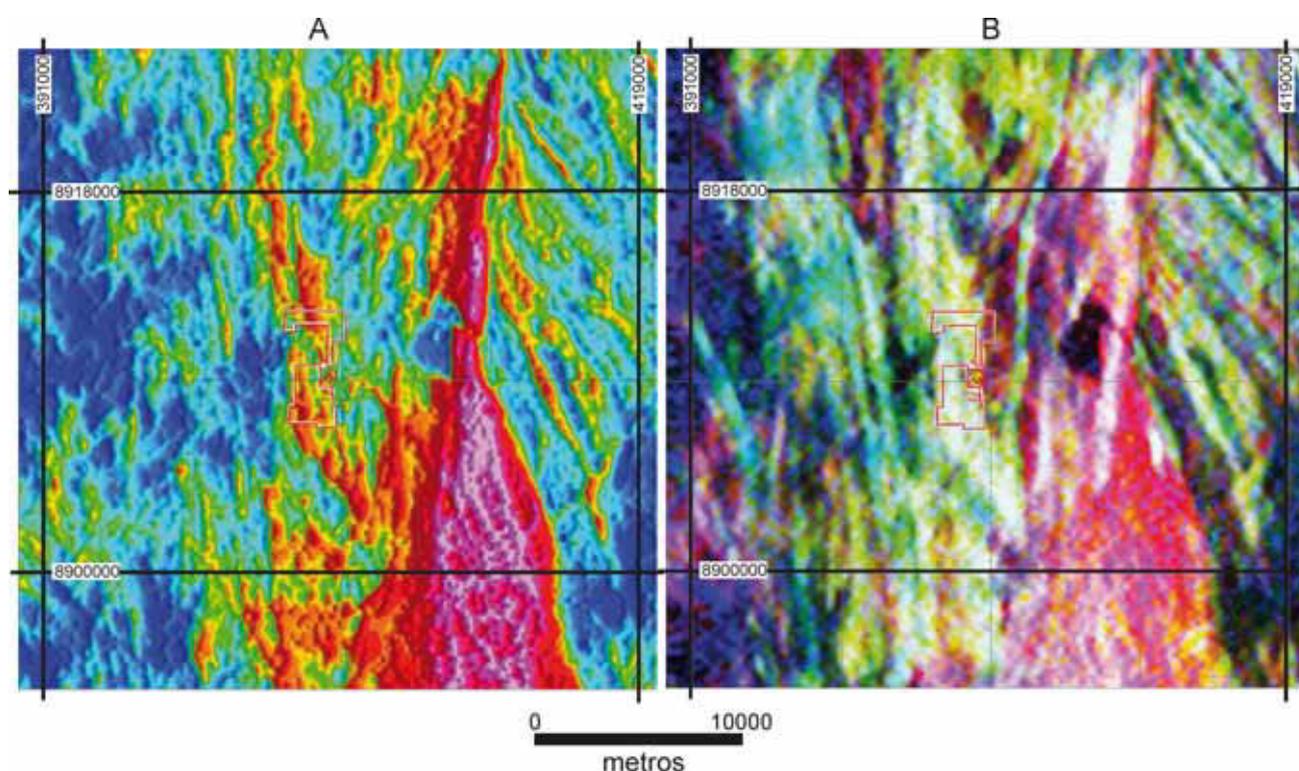


Figura 23 A Mapa dos valores anômalos de potássio. B Mapa dos parâmetros ternários $R(F)$ $G(K)$ $B(U)$ da região da Mina Caraíba. Datum WGS 84/Zona UTM 24S.

Tabela 1 Minério Sulfetado da mina subterrânea.

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	4.771.716	2,28	108.984
Indicado	10.813.099	1,72	185.651
Sub-total	15.584.815	1,89	294.635
Inferido	9.057.641	1,65	149.095
Sub-total	9.057.641	1,65	149.095
TOTAL	24.642.456	1,80	443.731

Tabela 2 Minério sulfetado do Alvo Surubim.

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	6.017.642	0,85	51.391
Indicado	637.259	0,94	5.958
Sub-total	6.654.901	0,86	57.349
Inferido	67.271	0,96	644
Potencial	2.000.000	0,96	19.140
Sub-total	2.067.271	0,96	19.784
TOTAL	8.722.172	0,88	77.133

Tabela 3 Minério Sulfetado do Alvo Vermelhos.

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	8.135.154	0,48	39.082
Indicado	6.920.259	0,67	46.232
Sub-total	15.055.413	0,57	85.314
Inferido	15.169.637	0,85	128.959
Potencial	21.183.738	1,20	254.205
Sub-total	36.353.375	1,05	383.163
TOTAL	51.408.788	0,91	468.477

Tabela 4 Pilha de oxidado da Mina Caraíba.

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	2.112.000	0,56	11.926
Sub-total	2.112.000	0,56	11.926
TOTAL	2.112.000	0,56	11.926

Tabela 5 Minério oxidado do Alvo Surubim.

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	789.067	0,64	5.011
Indicado	7.575	0,54	41
Sub-total	796.642	0,63	5.052
TOTAL	796.642	0,63	5.052

Tabela 6 Minério Oxidado do Alvo Vermelhos.

Recursos	Massa (t)	Teor (%Cu)	Cu contido (t)
Medido	164.972	0,60	990
Indicado	567.985	0,59	3.351
Sub-total	732.956	0,59	4.341
TOTAL	732.956	0,59	4.341

transformações físicas e químicas pelo metamorfismo de alto grau da região, durante a orogênese riaciana e, posteriormente, pelos processos hidrotermais metassomáticos que ocorreram durante a fase de soergimento das raízes da faixa orogênica e de colocação de corpos sieníticos tardi orogênicos.

Como resultado desse conjunto de processos, criou-se um tipo híbrido de mineralização, tecto no controlada e com feições inequívocas de remobilização e enriquecimento por processo hidrotermal de provável natureza magmática.

Com base no conhecimento atual, os indícios prospectivos mais importantes, em escala regional, seriam (i) a presença de rochas básicas e ultrabásicas, (ii) evidências indiretas de mineralização sulfetada, como ocorrências de minerais oxidados de cobre (malaquita e azurita), (iii) anomalias de cobre em amostras de sedimentos de corrente e de solo, (iv) evidências indiretas da existência do processo de mineralização detectadas por levantamentos magnetométricos, gravimétricos e de polarização induzida (IP), (v) zonas de cisalhamento em rochas básico ultrabásicas, e (vi) zonas com presença significativa de micas potássicas.

Agradecimentos Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo convite para redigir o presente capítulo; à Mineração Caraíba S.A. pelo apoio nas viagens de campo, acesso aos testemunhos de sondagem e liberação de informações do banco de dados da Empresa; ao Prof. Dr. Silvio Vlach e ao MSc. Marco Mansueto, ambos do Laboratório de Microsonda do IG/USP, pela orientação durante a execução das análises de química mineral e ao Prof. Dr. Vicente Girardi pelo incentivo e colaboração.

Referências

- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil – an expression of Archean-Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf D., Vidal P. (Eds.) *Granulites and crustal evolution*. Boston: Kluwer Academic, p. 195-221.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: A synthesis. *Anais Acad. Brasil. Ciências*, **74**:343-359.
- Barbosa J.S.F. 1996. O embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior de Estado da Bahia. In: Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. (Eds.), *Geologia da Bahia, Texto Explicativo SME-SGM, Capítulo III*, pp. 63-83.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.* **133**:1-27.
- Boer R.H., Meyer F.M., Cawthorn R.G. 1994. Stable isotopic evidence for crustal contamination and desulfidation of the cupriferous Koperberg Suite, Namaqualand, South Africa: *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **58**:2677-2687.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Oliveira J.G., Lima e Silva F.J. 1994. The Mushroomshaped Caraíba and other Cu-sulphide deposits in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil. Caraíba Cu-deposit, Vale do Curaçá-Ba: Understanding the Structural Evolution of the

- Paleoproterozoic, Granulitic Ipirá-Curaçá Belt within the São Francisco Craton. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, Bol. Resumos Expandidos, vol. 2, pp. 175-177.
- Cawthorn R.G. & Meyer F.M. 1993, Petrochemistry of the Okiep copper district basic intrusive bodies, northwestern Cape Province, South Africa: *Econ. Geol.*, **88**:590-605.
- Chauvet A., Guerrot C., Silva F.C.A., Faure M. 1997. Géochronologie 207Pb/206Pb et 40Ar/39Ar des granites paléoproterozoïques de la ceinture de roches vertes du Rio Iapicuru (Bahia, Brésil). *Compt. Rend. l'Acad. Scie. Paris II*, **324**:293-300.
- Chauvet A., Silva, F.C.A., Faure M., Guerrot C. 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Prec. Res.*, **84**:139-162.
- Chen H. 2008. *The Marcona-Mina Justa district, south-central Perú: implications for the genesis and definition of the iron oxide-copper (-gold) ore deposit clan*. PhD thesis, Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- Conceição H. 1990. *Petrologie du Massif Sienitique D'Itiúba: contribution à l'étude mineralogique des roches alcaline dans l'Etat de Bahia (Brésil)*. Université du Paris-Sud, Paris, Tese de Doutorado, 394 p
- Conceição H., Sabaté P., Bonin B. 1991. The Itiúba alkaline syenite massif, Bahia State (Brazil): mineralogical, geochemical and petrological constraints - relation to the genesis of rapakivi magmatism. *Prec. Res.*, **51**:283-314.
- Delgado I.M., Souza J.D. 1981. Projeto Cobre Curaçá. In Cobre no Vale do Rio Curaçá, Estado da Bahia. Departamento Nacional de Produção Mineral, Seção Geologia Econômica, 7-149.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1984. *Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia, Brasil*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, 152p.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia. Geologia e Recursos Naturais do Estado da Bahia, SME, Série Textos Básicos 6, 51-123.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Cavalcante P.R.B., Mota E.R., Rocha A.M.R. 1988. Controle estrutural da mina de cobre Caraíba: implicações na lavra e na tectônica das faixas móveis do Proterozóico Inferior. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, v. 1, p. 16-29.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Dantas E.L., Teixeira J.B.G., Laux J.H., Silva M.G. 2007. U-Pb and Sm-Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá Belt, São Francisco Craton, Brazil: Tectonic implications. *Gond. Res.*, **12**:454-467.
- D'el-Rey Silva L.J.H., Oliveira J.G., Gaál E.G. 1996. Implication of the Caraíba deposit's structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypersthénites of the Curaçá Valley, Bahia-Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:181-196.
- Figueiredo M.C.H. 1981. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia-Brasil. In: Inda, H.A.V., Marinho, M.M., Duarte, F.B. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, v.4, SME, Ba. p. 1-71.
- Hutchinson R.W. 2004. Acceptance of the R.A.F. Penrose Gold Medal for 2004. *Econ. Geol.*, **100**:1277-1286.
- Jardim de Sá E.F., Arcanjo C.J., Legrand J-M. 1982. Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrane in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil. *Rev. Ras. Geoc.*, **12**:251-262.
- Kosin M., Melo R.C., Souza J.D., Oliveira E.P., Carvalho M.J., Leite C.M. 2003. Geologia do Segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:15-26.
- Kosin M., Guimarães J. T., Abram M.B. 1999. Folha Aracaju-SW, SC.24-Y. Salvador: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Kosin M., Melo R.C., Oliveira E.P. 2001. Geologia do Bloco Serrinha e do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. In: Barbosa, J.S.F, Oliveira, E. P., Corrêa Gomes, L. C., Marinho, M. M., Melo, R. C. (Eds) *Workshop Sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá*, Salvador, Cap. 3, 19 p.
- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J., Johan V., Onstott T. 1994. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comp. Rend. l'Acad. Scie.. Paris II*, **318**:251-257.
- Leite C.M.M. 2002. *A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas Regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia Crustal e Tectônica*. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, 412p.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Gonçalves P., Nicollet C., Sabaté P. 2009 Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gond. Res.*, **15**:49-70
- Lindenmayer Z.G. 1982. *Evolução geológica do vale do rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 140 p.
- Lindenmayer Z.G. et al. 1984. Projeto Cu Bahia, Alvará 872, DNPM 812.998/73. Relatório Final de Pesquisa, DOCEGEO-CVRD, 3 volumes.
- Loureiro H.S.C. (Org). 1991. *PLGB. Mundo Novo. Folha SC-24-Y-D-IV*. Escala 1:100.000. DNPM, Brasília. CPRM/SUREG-SA
- Maier W.D. & Barnes S.-J. 1996. Unusually high concentrations of magnetite at Caraíba and others Cu-sulfide deposits in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil, *The Can. Mineral.*, **34**:717-731.
- Maier W.D. & Barnes S.J. 1999. The origin of Cu sulfide deposits in the Curaçá Valley, Bahia: evidence from Cu, Ni, Se, and Platinum-Group Element concentrations. *Economic Geology*, **94**:165-183.
- Mandetta, P. (1982) Aspectos geológicos e petrogenéticos das associações máfico-ultramáficas da região de Caraíba, Vale do Curacá/Ba. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha SC.24-Y-D Serrinha. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha SC.24-Y-D Serrinha*. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM.
- Oliveira E.P. 1998. The Cu-rich Caraíba and Cu-rich Medrado Maficultramafic Complexes, Bahia, Brazil: U-Pb and Nd isotope constrains for archaean lithospheric mantle remobilisation in the paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Belo Horizonte, *Anais* p. 48.
- Oliveira E.P., Carvalho M.J., Mcnaughton N. 2004. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá: cronologia de acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP Série Científica*, **4**:41-53.

- Oliveira E.P. & Tarney J. 1995. Genesis of the copper-rich Caraíba norite-hypersthenite complex, Brazil. *Mineral. Depos.*, **30**:351-373.
- Oliveira E.P. & Choudhuri A. 1993. Sulphur isotope geochemistry indicative of a mantle source for the Caraíba copper sulphides, Brazil, II Simpósio sobre o Craton do São Francisco, 1, 351-353.
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N.J., Pimentel M.M., Fletcher I.R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Prec. Res.*, **128**:143-165.
- Padilha A.V. & Melo R.C. 1991. Capítulo 8. Evolução Geológica In: Melo, R.C., org. *PLGB. Pintadas. folha SC-24-Y-D-V*. Texto Explicativo. Escala 1:100.000. p. 129-157. DNPM, Brasília. CPRM/SUREG-SA.
- Sabaté P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano-Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Barbosa J.S.F., Dominguez J.M.L. (Eds.), *Mapa Geológico do Estado da Bahia*, Texto Explicativo Escala 1: 1.000.000, SICM/SGM, Salvador, Brazil, pp. 200-226.
- Sabaté P., Marinho M.M., Vidal P., Vachette M.C. 1990. The 2-Ga Peraluminous Magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante Belts (Bahia-Brazil): Geologic and Isotopic Constraints on the Sources. *Chem. Geol.*, **83**:325-338
- Silva F.C.A. 1995. Estudo estrutural do *greenstone belt* paleoproterozóico do Rio Itapicuru (Bahia): importância dos granitos sintectônicos, controle das mineralizações auríferas e evolução transamazônica do Cráton do São Francisco. In: SBG, SNET, 5., Gramado, *Resumos Expandidos*, 331-333.
- Silva F.C.A., Chauvet A., Faure M. 1993. Early Proterozoic orogeny (Transamazonian) and syntectonic granite emplacement in the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Comp. Rend. l'Acad. Sciences. Paris II*, **316**:1139-1146
- Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: Intern. Simp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Salvador, *Extended Abstracts*, pp.: 282-283.
- Souza J.D., Abram M.B., Santos R.A., Melo R.C. 2000. The basement of the northeastern São Francisco Craton. Field trip. Salvador: CPRM/Serviço Geológico do Brasil.
- Teixeira L.R. 1997. *O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, 202p.
- Townend R., Ferreira P.M., Franke N.D. 1980. Caraíba, a new copper deposit in Brazil. *Institut. Min. Metal. Trans.*, **89B**:159-164
- Yavuz F. & Oztas T. 1997. Bioterm - A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. *Computers & Geosc.*, **23**:897-907.

CAPÍTULO V

DEPÓSITO DE Ni-Cu-Co-Au-EGP DE FORTALEZA DE MINAS, MINAS GERAIS

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

V - DEPÓSITO DE Ni-Cu-Co-Au-EGP DE FORTALEZA DE MINAS, MINAS GERAIS

SEBASTIÃO GOMES DE CARVALHO¹ & THOMAS LAFAYETTE BRENNER²

¹ Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE/UNESP-Rio Claro. E-mail: carvalho@rc.unesp.br

² Votorantim Metais. E-mail: thomas.brenner@vmetais.com.br

Abstract The Fortaleza de Minas Ni-Cu-Co-Au-PGE deposit is located in the southwestern region of the State of Minas Gerais, Brazil, about 350 km from Belo Horizonte. The deposit is hosted by komatiites of the Mesoarchean (2.86 Ga) Morro do Ferro greenstone belt, which was affected by Paleoproterozoic (2.2-1.9Ga) metamorphism and granitic intrusions, as well as Neoproterozoic (~600 Ma) deformation. The greenstone belt is included within migmatites of the Barbacena Complex (3.3-2.7 Ga) and partially covered by Neoproterozoic metasedimentary rocks. The deposit has a tabular shape and contains three types of ore. The most important consists of massive and disseminated volcanogenic ore, followed by sulfide veins that comprises tectonically remobilized sulfides, and later hydrothermal sulfide veins. The ore minerals comprise pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, cobaltite-gersdorffite, PGE and magnetite. Reserves are estimated to be around 10.10⁶ tons in the average with 2.5% Ni, 0.4% Cu, 500 ppm Co and 0.7 g/t Pt, Pd and Au.

Keywords: Ni-Cu deposit, komatiite, Fortaleza de Minas, Brazil

INTRODUÇÃO

A jazida de sulfeto maciço de níquel, cobre, cobalto, platinoídes e enxofre de Fortaleza de Minas é o primeiro depósito vulcanogênico associado a derrames komatiíticos do território brasileiro. Descoberto em 1983 pela BP Mineração, sua lavra foi iniciada em 1997 pelo Grupo Rio Tinto que, em 2004, transferiu os direitos para a Votorantim Metais. A descoberta causou significativas mudanças na filosofia exploratória para terrenos graníticos *greenstone* no país e teve como ponto de partida o reconhecimento de vários afloramentos de *gossam* superpostos a anomalias geoquímicas de Ni, Co e Cu em solo e rocha, previamente detectados por pesquisadores da Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho - UNESP. O depósito se localiza a 4 km da cidade de Fortaleza de Minas, sudoeste de Minas Gerais, tem como coordenadas geográficas centrais 46°42' Oeste e 20°54' Sul e dista cerca de 350 km de Belo Horizonte.

O depósito está hospedado por derrames de komatiitos do *Greenstone Belt* Morro do Ferro, de idade mesoarqueana (2863 ± 65 Ma, Sm/Nd) (Pimentel & Ferreira Filho 2002). Foi afetado por metamorfismo e intrusões granitoides do Transama-

zônico (2,2 1,9 Ga) e afetado por deformação Brasileira (~600 Ma), mas sem descaracterização de sua associação com komatiitos, preservados em quilhas sinclinais inclusas em migmatitos do Complexo Barbacena (3,3 2,7 Ga) e parcialmente coberto por rochas metassedimentares neoproterozoicas dos grupos Araxá/Canastra e Bambuí.

A jazida tem formato tabular e é constituída por três classes de minérios geneticamente distintas. A mais importante, designada como Classe dos Minérios Vulcanogênicos, comporta três tipos, isto é, maciço brechóide (BR), matriz (MX) e disseminado (DS). A segunda, Classe dos Minérios Remobilizados Tectonicamente, inclui minério venulado em hospedeira ultramáfica (SU) e minério hospedado em formação ferrífera (SC). A terceira classe, pouco estudada, tem sido genericamente denominada de Classe dos Minérios Hidrotermais (MH). Os principais minerais de minérios compreendem pirrotita, pentlandita, calcopirita, cobaltita gersdorffita, minerais do grupo da platina e magnetita. Suas reservas iniciais foram estimadas em 10.10⁶ Ton com teor médio de 2.5% de Ni, 0.4% de Cu, 500 ppm de Co e 0.7g/t de Pt, Pd e Au (Benner 2007). Embora o minério tenha assinatura geoquímica típica de depósitos associados a komatiitos, o mesmo se aplica às suas encaixantes,

cujas características são de ambiente de lagos de lavas.

AMBIENTE TECTÔNICO

Ao sul da região de Fortaleza de Minas afloram rochas do Complexo Varginha (Cavalcante *et al.* 1979), do Neoproterozóico (660-640 Ma), representadas por migmatitos, charnockitos, granulitos e ortognaisses, submetidas a metamorfismo de altas temperaturas e elevadas pressões e que caracterizam o Cinturão Granulítico Alfenas (Almeida *et al.* 1979, Zanardo *et al.* 1990, Hasui 1993, Dell Lama *et al.* 2000, Carvalho 1990, 1998). As rochas supracrustais compreendem paragnaisses, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, formações ferríferas, anfibolitos e metaultrabásitos diversos. Todo o Complexo se estrutura com marcante foliação SW de baixo ângulo, com lineação de estiramento NW-SE, associada ao Sistema Transcorrente Campo do Meio, de caráter sinistral e relacionado à

colisão Brasileira de direção E-W entre os blocos São Paulo e Brasília ao longo da Sutura de Alterosa (Fig. 1).

O Complexo Barbacena (Hasui *et al.* 1993), ou Complexo Campos Gerais (Cavalcante *et al.* 1979), ou, ainda, Embasamento Cristalino ou Pré-Cambriano Indiviso é uma entidade heterogênea composta por três unidades litológicas distintas. Uma representa o arcabouço litológico geral (Fig. 1) e é formada por granitóides foliados, biotita e/ou anfibólio gnaisses bandados, laminados e facóidais, e migmatitos diversos com melanossoma gnáissico, anfibolítico e ultramamáficos. Embutidos tectonicamente nessas rochas ocorrem, regionalmente, os demais domínios. O mais antigo é representado por faixas estreitas e descontínuas de seqüências metavulcanossedimentares (Fig. 2b), tais como as de Alpinópolis e de Fortaleza de Minas (Carvalho *et al.* 1992, Teixeira *et al.* 1987, Brenner 2007). Com direção geral N45W, são constituídas por derrames básicos/ultrabásicos com qui

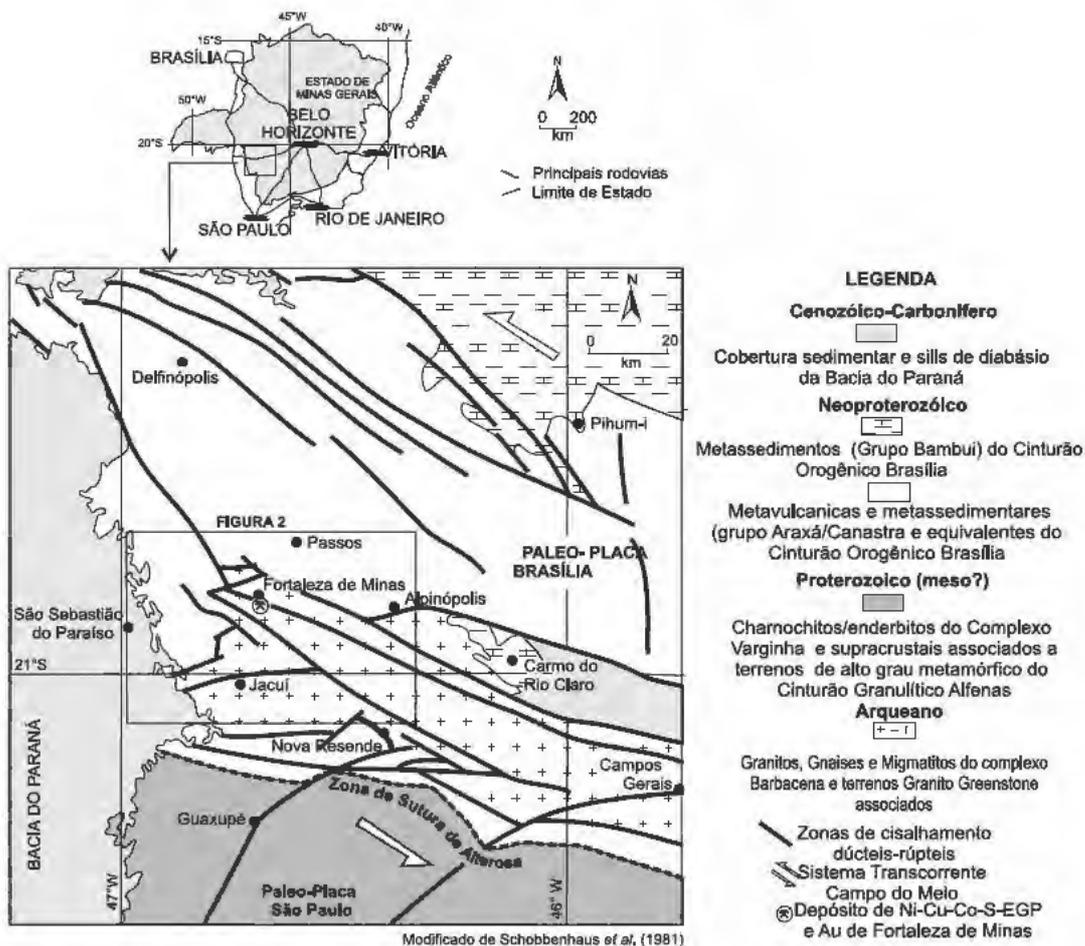


Figura 1 Esboço geológico regional do sudoeste do estado de Minas Gerais, onde está localizado o depósito Fortaleza de Minas.

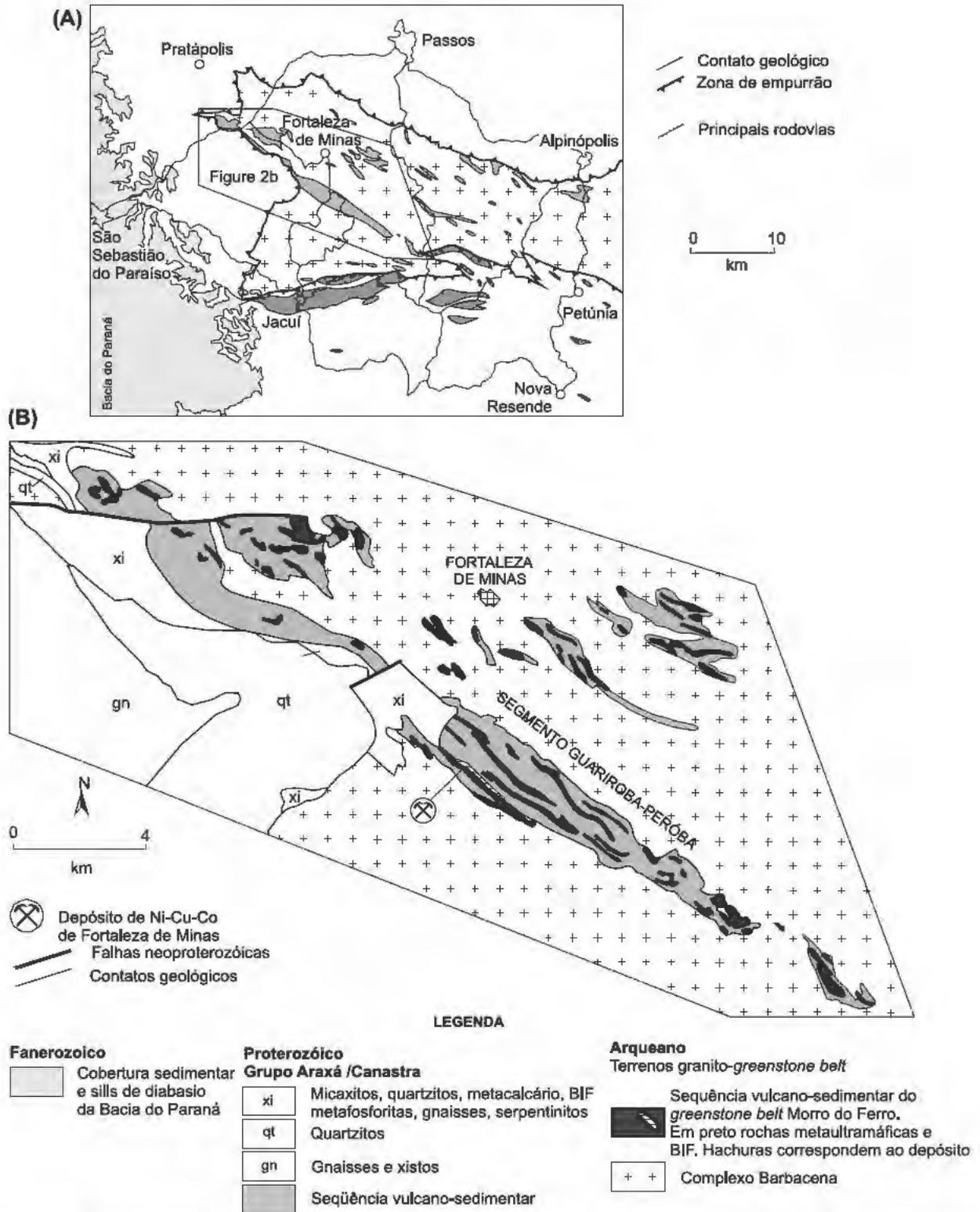


Figura 2 (A) Seqüências metavulcano sedimentares arqueanas e proterozóicas do sudoeste de Minas Gerais; (B) Geologia local da região do depósito de Fortaleza de Minas (Modificado de Carvalho et al. 1996 e Brenner et al. 2007).

mismo komatiítico, portadores ou não de texturas spinifex, e freqüentes intercalações de formações ferríferas, chert grafitoso e quartzito. Regionalmente, essas seqüências, controladas por zonas

de cisalhamentos, afloram intermitentemente por mais de 80 km, espessura máxima de 5 km, e com pondo o Greenstone belt Morro do Ferro que, em conjunto com o Greenstone Belt de Pium hi, à nor

deste, representam os terrenos granito *greens tone* do sudoeste de Minas Gerais. Possuem evidências de terem sido submetidos a sucessivos processos deformacionais e metamórficos no Proterozóico inferior e superior, respectivamente na fácies anfíbolito e xisto verde.

O terceiro domínio, também representado por faixas metavulcano sedimentares alongadas segundo EW, aflora na região das cidades de Jacui Bom Jesus da Penha (Fig. 2a). Apesar de pouco estudadas, estas seqüências são constituídas por rochas metabásicas e metaultrabásicas com raros níveis de metachert. Outras características, como as ocorrências antieconômicas de asbesto, cromita podiforme, aluviões auríferas exauridas e ausência de komatiitos têm sido argumentos para interpretá-las como fragmentos de ofiolitos da base dos grupos Araxá/Canastra.

Cavalgando os terrenos granito *greenstone*, a norte e a oeste, ocorre espesso pacote de metassedimentos (Fig. 2b) neoproterozóicos atribuídos aos Grupos Araxá/Canastra, que localmente compõem a *nappe* de Passos e interpretados como de deposição em margem continental. Seus litótipos estão metamorfizados na fácies xisto verde a anfíbolito e compreendem filitos, sericita xistos, mica xistos granatíferos, xistos, quartzitos e gnais ses. Próximo às cidades de Jacuí e Itaú de Minas ocorrem metarenitos, metassiltitos, metacalcários, metafosforitos, formações ferríferas bandadas e subordinados tremolita xistos e serpentinitos. O último conjunto tem sido interpretado como mistura tectônica de superfície de cavalgamento mediante a qual as rochas dos Grupos Araxá/Canastra foram empurrados sobre os terrenos granito *greenstone*, de oeste para leste. Regionalmente (Fig.1) ocorrem ainda metapelitos e carbonatos neoproterozóicos do grupo Bambuí, que cobrem os terrenos granito *greenstone* a nordeste bem como rochas sedimentares paleozóico/mesozóicos da Bacia do Paraná, a oeste.

Os vários modelos geotectônicos propostos para a área interpretam o Complexo Barbacena como área arqueana retrabalhada no Neoarqueano, Paleoproterozóico e Neoproterozóico. Feições de deformação, transporte tectônico, segmentação e metamorfismo desenvolvidas por cavalgamento seguido de transcorrências e reativações lá registradas também estão impressos na jazida de Fortaleza de Minas e nas unidades litológicas posteriores (Ebert 1968, 1998; Hasui *et al.* 1988,

1990; Soares 1988; Wernick 1981; Morales *et al.* 1993). Dados geológicos, gravimétricos e magnetométricos sugerem que subducção de leste para oeste colocou um bloco crustal ao norte (Paleo Placa Brasília), hospedeiro dos terrenos granito *greentone* do sudoeste mineiro (Fig. 1) sob um de sul (Paleo Placa São Paulo), separados pela Sutura de Alterosa (Haralyi & Hasui 1985, Hasui *et al.* 1989). A colisão desenvolveu um sistema de cavalgamentos, posteriormente afetado pelo Sistema Transcorrente Campo do Meio, de condições dúcteis até rúpteis da fácies anfíbolito/zona da cinzita, com local anatexia (Hasui *et al.* 1988, 1990, 1993; Carvalho 1990, Zanardo 1992, 1996; Fernandes 2003, Feola 2004, Brenner 2007).

GEOLOGIA DO DEPÓSITO E SEU ENTORNO

A integração de estudos geológicos com dados aerogeofísicos, geofísica de superfície e de sondagem mostra que as rochas do *greenstone belt* Morro do Ferro e, em especial, as relacionadas com o ambiente mineralizado (Fig. 2b), localmente denominado como Segmento Guariroba Peróba, se estruturam em sinformes no embasamento migmatítico gnaissico (Fig. 3). O depósito de Fortaleza de Minas ocorre no flanco de uma dessas estruturas da porção sudoeste do *greenstone belt* onde o mesmo consiste de uma sucessão de derrames subdivididos por Brenner *et al.* (1990) em três unidades vulcânicas denominadas de inferior, intermediária e superior (Figs. 3 e 4). Nestas unidades se reconhece as características típicas de *greenstone belt*, tais como ciclicidade de vulcanismo, natureza komatiítica, brecha de fluxos, lavas em almofadas e textura spinifex. Embora predominem derrames de basalto e de komatiito piroxenítico, com raros basaltos toleíticos, na porção sudoeste ocorre espesso derrame de basalto komatiítico com alto grau de diferenciação, composto por vários derrames fracionados com intercalações de formações ferríferas. O depósito hospeda-se nos ortocumulados basais desse derrame, os quais foram transformados em serpentinito e talco xisto (Fig. 4).

Estudos mineralógicos, metamórficos e estruturais, complementados por dados litogeoquímicos realizados por Brenner *et al.* (2007), mostram que a porção basal daquele derrame é composta por olivina ortocumulada (serpentinito), seguida de piroxênio cumulado (piroxenito) na porção in-

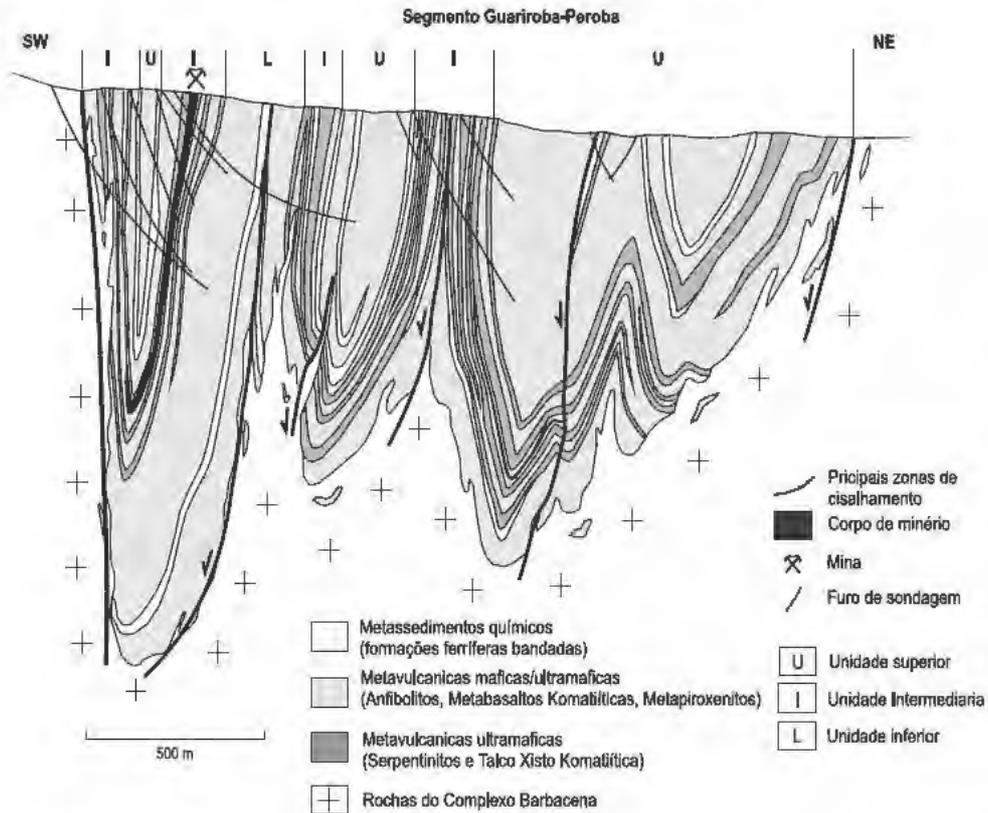


Figura 3 Perfil litoestrutural SW NE interpretado a partir de furos de sondagem e perfis gravimétricos que mostra a disposição do corpo mineralizado a SW do segmento e das rochas em geral, preservadas em sinformes no complexo Barbacena.

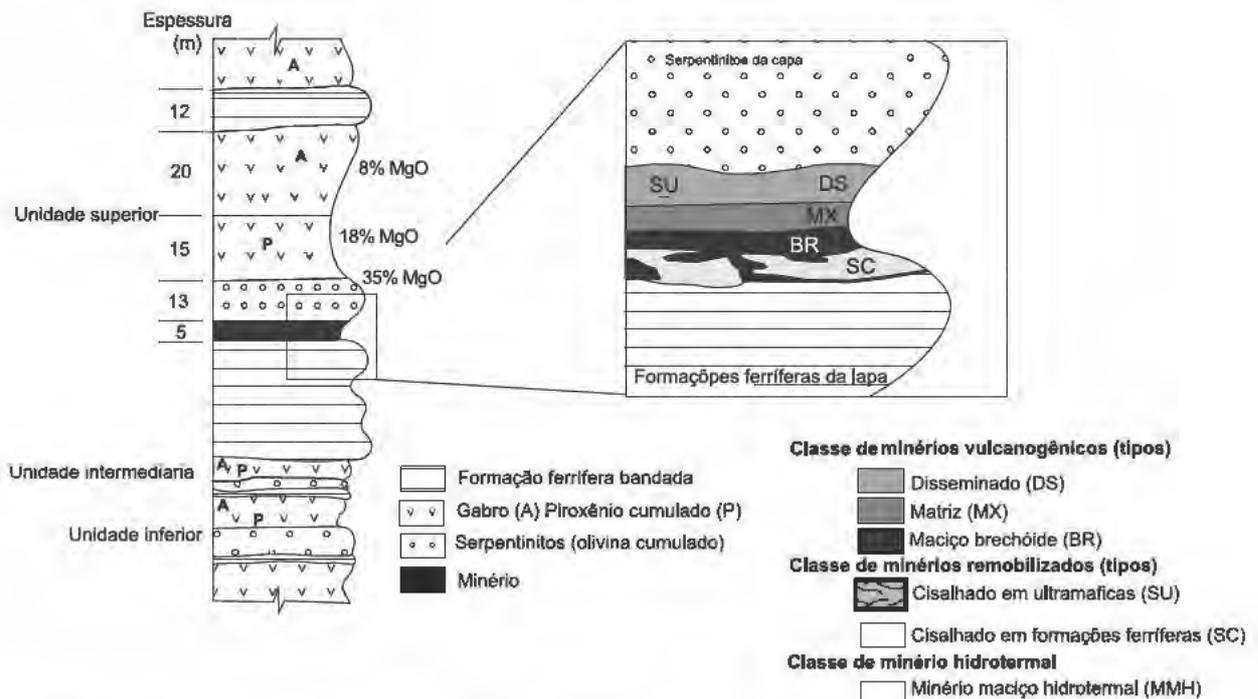


Figura 4 Seção estratigráfica e esquemática das unidades vulcânicas do greenstone belt Morro do Ferro nos arredores de Fortaleza de Minas, e suas relações com o depósito (modificado de Brenner et al. 2007).

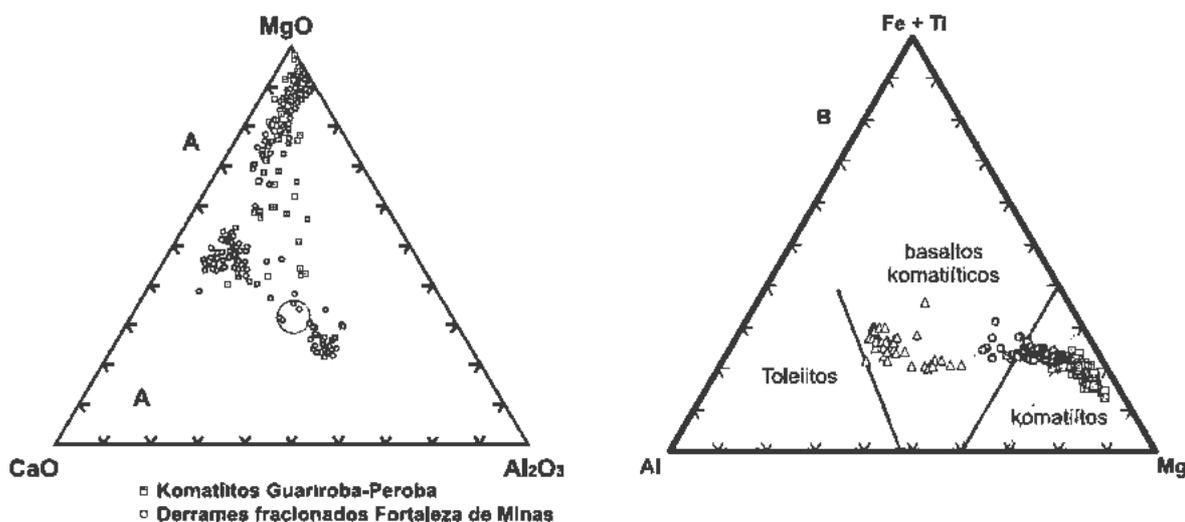


Figura 6 A Diagrama MgO CaO Al₂O₃ que mostra a composição química de komatiitos pouco diferenciados representativos do segmento Guariroba-Peroba (quadrados), e das lavas fortemente fracionadas reconhecidas apenas na porção SW do segmento (circulo). B Diagrama de Jensen que discrimina o campo dos basaltos komatiíticos (triângulos) dos piroxenitos cumuláticos (círculos) e olivina cumulados (quadrado) gerados a partir do fracionamento dos derrames komatiíticos da porção SW do segmento.

Tabela 1 Modificações metamórficas provocadas pelas orogêneses Paleoproterozóica a Brasiliana nas rochas do greenstone belt Morro do Ferro.

Neoarqueano		Transamazônico ao brasileiro	
Sucessão de vulcanismo mostrado na Fig.4	protoito	principais litotipos e minerais dominantes	transformações metamórficas mais frequentemente observadas
AT	gabros	tremolita-clorita-actinolita xisto (70-85% de act)-epd-(crb)-(spn)-plg-chl	ferro actinolita ↗ ↓ Clinopiroxênio → hornblenda ↘ act/tremolita rutilo → titanita
PI	piroxênitos cumuláticos	clorita-tremolita-actinolita xisto (75-90% de act e trm)-chl-(prx)-(crb)-(mgt)-ant-	↗ act/tremolita clinopiroxênio ↘ ↓ clorita
TT	olivinas ortocumuladas	talco xisto Tlc(30-60%)-crb(20-50%)-chl(10-15%)-crb-mgt-(trm)	act/tremolita ↘ clorita → talco ↗ Serpentina
SS	olivinas ortocumuladas	serpentinita Ant(50-90%)-mgt(10-15%)-crb-tlc-chl-	↗ talco ↗ act/tremolita olivinas ↘ ↓ clorita ↓ serpentina
Depósito de Ni-Cu-Co	Disseminado Matriz Maciço	BR MX DS	BR, SC, MX, DS,SU MH
BIF	sedimentos químicos tufáceos margosos e cherts ferruginosos	Formações ferríferas bandedas na fácies óxido, silicática e sulfetada mgt-cmt-grt-qz-suf-grf	↗ actinolita ↘ ↗ grunerita → clorita → estilpnolomelana ↘ epidoto ↓ ↑ magnetita/hematita cummingtonita

Ant= antigorita, hbl= hornblenda, epd=epidoto, act=actinolita, plg=plagioclásio, spn=esfeno, prx=piroxênio, chl=clorita, crb=carbonato, cmt=cummingtonita, grt=grunerita, trm=tremolita, tlc=talco, mgt=magnetita, qz=quartzo, suf=sulfeto

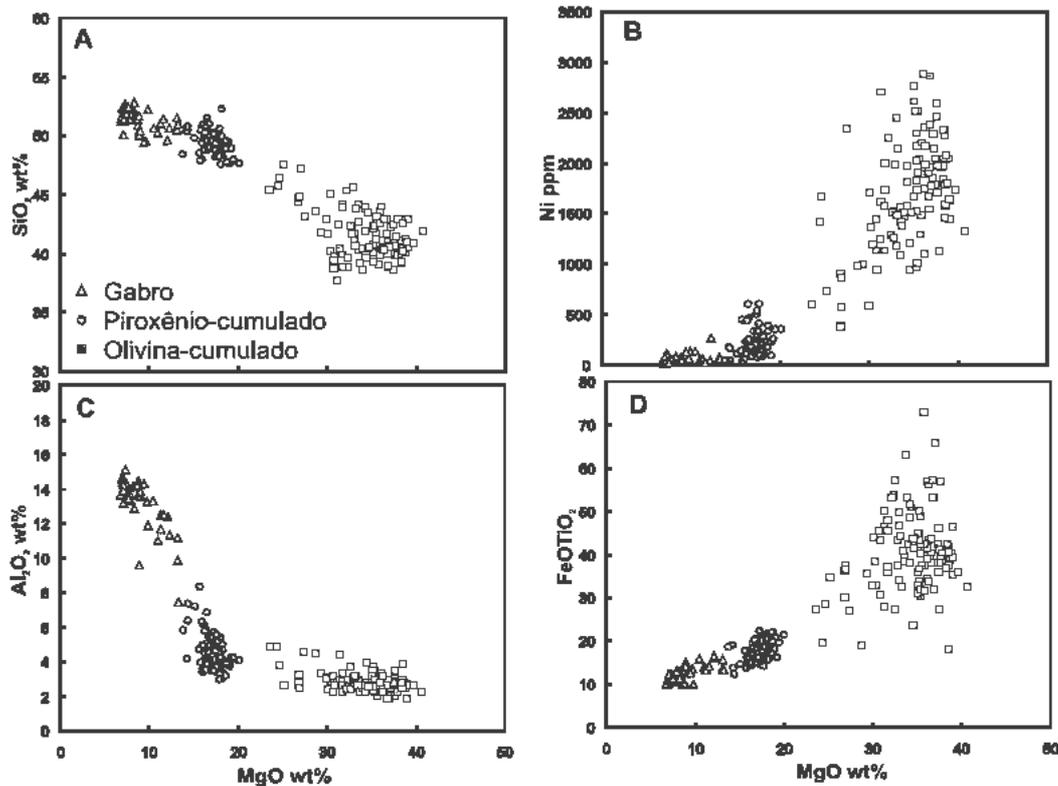


Figura 7 Diagramas de correlações negativas de SiO₂ e Al₂O₃ com MgO e positivas de Ni e FeO/TiO₂ indicativos de fracionamento dos magmas originais dos derrames da porção sudoeste do segmento Guariroba Peroba, greenstone belt Morro do Ferro.

sitiva entre Ni e FeO/TiO₂, versus MgO (Figs. 7c e 7d) discriminam essas tendências. Estimativas sobre a composição média de MgO desses derrames fracionados permitem inferir que o magma original continha entre 18 e 23% de MgO (Brenner *et al.* 2007), o que corresponde a komatiitos e basaltos komatiíticos (Figs. 6 e 7)

Estudos de Brenner *et al.* (2007) sobre o alto grau de fracionamento dos derrames no ambiente mineralizado, caracterizado por altas razões Cr/Ni, Cr/Mg e S/Se, ausência de empobrecimento de níquel nas encaixantes do depósito, contaminação crustal evidenciada pelo enriquecimento em Terras Raras Leves, ausência de texturas spinifex nas proximidades do corpo de minério e a faciolgia dos derrames demonstram que o resfriamento e a diferenciação do magma contrasta com os ambientes descritos na literatura como portadores de depósitos correlatos. Ambientes de vulcanismo komatiítico com alto grau de fracionamento, até então pouco considerados do ponto de vista metalogenético, têm sido descritos como originados em lagos de lavas (Hill *et al.* 1995). Nesse ambiente, o fracionamento das lavas resulta em

olivina ortocumulada, piroxênio cumulados e gabbro, como o de Fortaleza de Minas. As Figs. 8A e B mostram a semelhança de comportamento dos principais elementos químicos discriminantes de fracionamento dos derrames de Fortaleza de Minas e de Fred's Flow de Munro Township, Canadá, considerado como lago de lavas.

DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO

Após a sua formação, o depósito Fortaleza de Minas foi afetado por sucessivos eventos tectônicos desde o Paleoproterozóico até o Brasiliano e sua forma atual se ajusta a uma zona de cisalhamento transcorrente dúctil rúptil sinistral N45W, sub vertical, pertencente ao sistema principal de transcorrência Campo do Meio, de idade Brasília. Associadas ao sistema principal ocorrem falhas transcorrentes secundárias WNW-ESSE, NW-SE e NE-SW, de mergulhos subverticais e que correspondem às orientações P, R, Y e R' do modelo de Riedel (Fig. 9), principais responsáveis pela lenticularização do corpo de minério. Em harmonia com a orientação da zona de cisalhamento princi

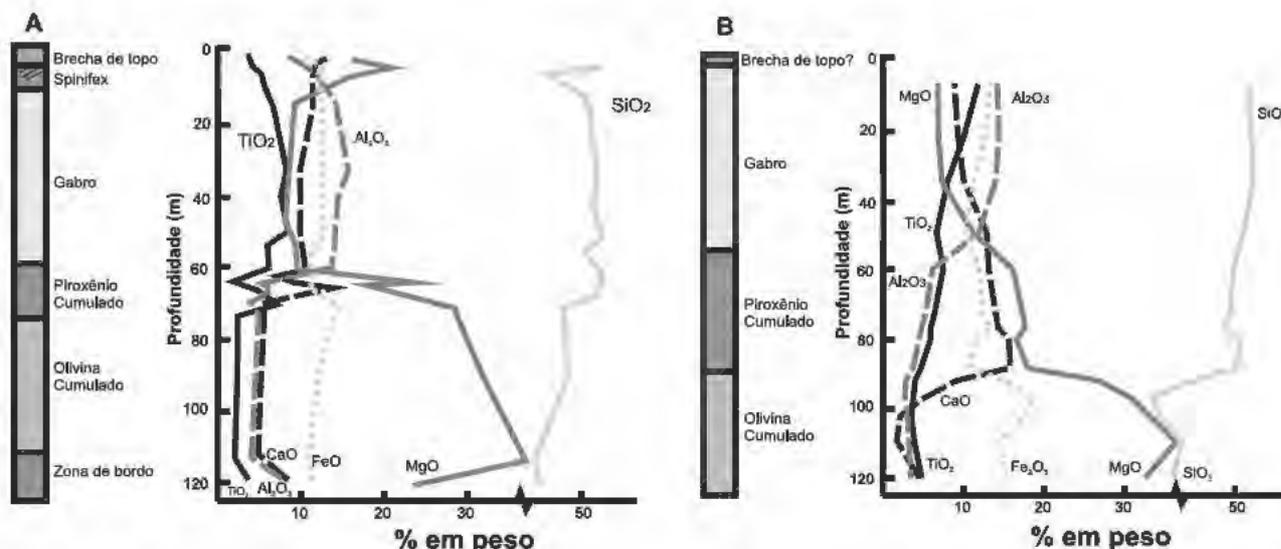


Figura 8 Diagramas que mostram a semelhança entre (A) os tipos litológicos e respectivas assinaturas geoquímicas resultantes de fracionamento de komatiitos de Munro Township Freed's Flow e (B) de Fortaleza de Minas.

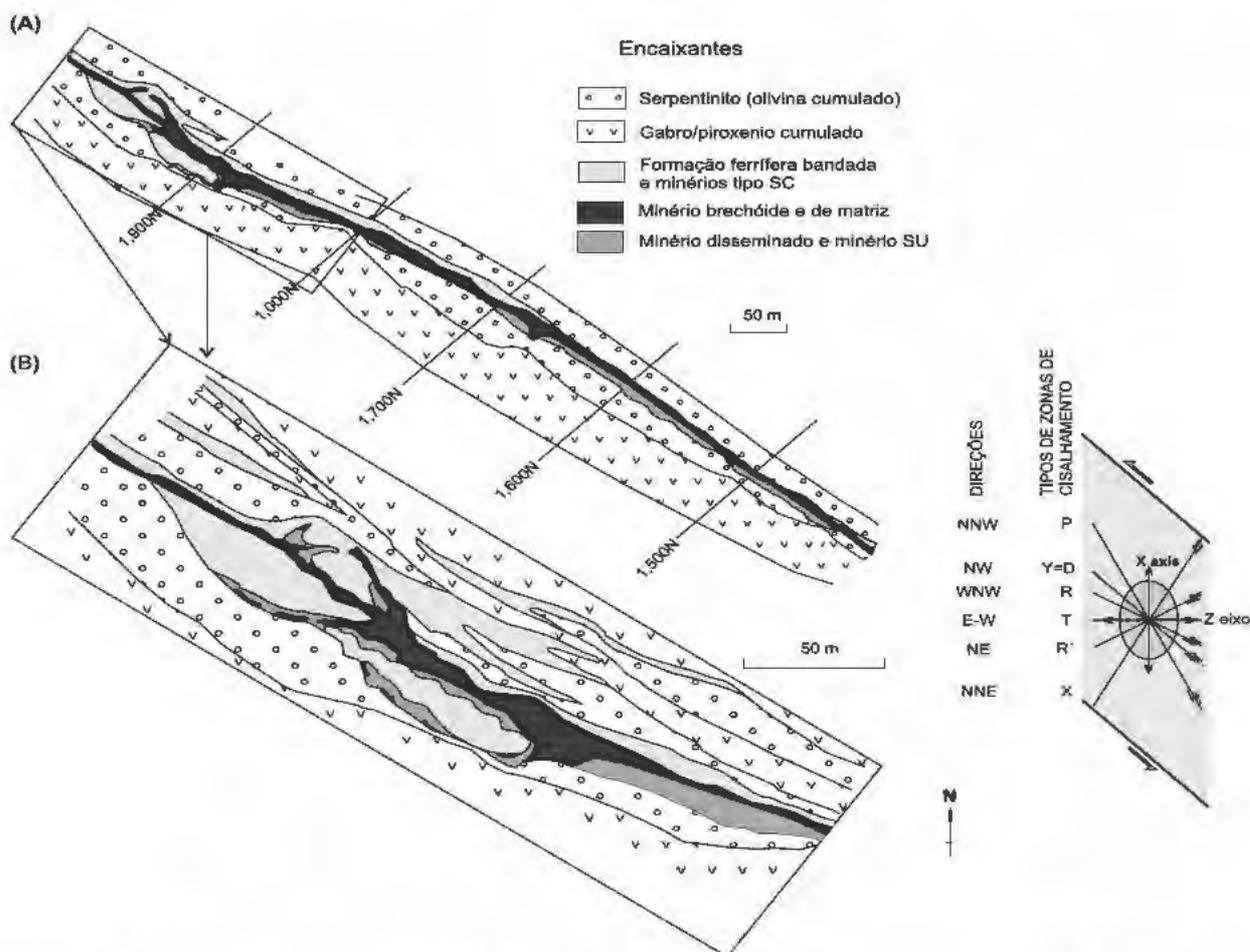


Figura 9 A Mapa geológico simplificado do depósito Fortaleza de Minas que mostra o corpo de minério e a distribuição das classes de minério. B Detalhe da área mais rica do depósito interpretada como de lago de lavas. C Esquema que mostra que o corpo de minério foi afetado por deformações progressivas segundo o modelo Riedel no Brasiliano. Modelo Riedel com indicação dos eixos x e z, na elipse de deformação. NW SE Cisalhamento simples (sinistral). P, Y, R Zonas de cisalhamento sinistral. R' Zona de cisalhamento dextral. T Fraturas de tensão. X Descontinuidades.

pal e os sistemas secundários, o depósito é contínuo por mais de 1,5 Km, com espessura média de 5 m, profundidades superiores a 500 m e se situa na base de espesso derrame komatiítico (Figs. 3, 5 e 9).

O depósito contém três classes principais de minério, designadas como de minério vulcanogênico, minério tectonicamente remobilizado e minério hidrotermal. Com base em critérios genéticos, estratigráficos, composição mineral do minério e da ganga, quantidade de sulfetos, teor, texturas e quimismo, cada classe, exceto a de minério hidrotermal, ainda pouco estudado, comporta tipos e/ou subtipos de minérios (Brenner 2007). Na classe dos minérios vulcanogênicos (Fig. 10) ocorrem os tipos maciço brechóide (BR), matriz (MX) e disseminado (DS). Na classe dos minérios remobilizados (Fig. 11) ocorrem os tipos cisalhado em rochas ultramáficas (SU) e cisalhado em formação ferrífera (SC).

CLASSE DOS MINÉRIOS VULCANOGÊNICOS: ASPECTOS TIPOLOGICOS, MINERALÓGICOS E QUÍMICOS

Apesar das condições tectono metamórficas transformarem o depósito e suas encaixantes, os três tipos de minérios da classe dos vulcanogênicos possuem características típicas de formação simultânea com o resfriamento e a cristalização fracionada da lava komatiítica hospedeira. Do ponto de vista genético, a fonte de metais dessa classe de minério, bem como o tempo de sua concentração, relativamente às suas hospedeiras, insere-se em um contexto singenético/familiar nos moldes do clássico modelo das "bolas de bilhar", proposto por Naldrett (1973, 1981A e B), Naldrett & Campbell (1982) e Naldrett (2005).

Minério maciço brechóide (BR) - Ocupa a porção basal do corpo e está sobreposto a uma camada de BIF (Fig. 4). Seu nome deriva da abundância de clastos de formação ferrífera, serpentinito, talco xisto e, por vezes, piroxenito e gabro suportados por matriz sulfetada. Não raro, fragmentos de minério de matriz e disseminado também ocorrem neste tipo. As principais variedades de minérios desse tipo estão ilustradas na Fig. 10. Os fragmentos, em geral orientados, são milimétricos a decimétricos e, por vezes, métricos (Fig. 10a). A variação das dimensões dos fragmentos é controlada principalmente por zonas de maior taxa

de deformação cisalhante que favoreceram a sua diminuição (Fig. 10b). A estrutura de brecha, considerada inicialmente como de origem tectônica, pode, em parte, derivar da erosão termo mecânica que ocorre quando o derrame flui sobre as rochas do substrato (Lesher & Campbell 1993, Lambert *et al.* 1998). O minério também pode conter estruturas tectônicas tais como faixas de cisalhamento dúctil marcadas por estreitas zonas de composição mineral distintas, ou por diferenciação no grau de moagem, estiramento de silicatos, sulfetos e clastos, cataclase marcada por leitos de pentlandita mais ou menos contínuas na matriz sulfetada composta predominantemente por pirrotita, ou foliação milonítica dada por finos leitos de pentlandita, sombras de pressão e filmes de silicatos (Fig. 10c).

Este tipo de minério consiste de sulfetos, óxido e silicatos (Tabela 2). Os sulfetos representam cerca de 60% (em peso) da composição total e, quando recalculados para 100%, revelam 65% de pirrotita, 25 a 30% de pentlandita e 5 a 10% de calcopirita (Tabela 3). Os silicatos representam 24% da composição total, sendo a tremolita o mineral mais freqüente (10%). A fase óxido representa 12% e é composta por magnetita. Embora ocorra ampla variação de teores dos elementos que o compõem (Fig. 12), os teores médios são de 4,14% de Ni, 0,56% de Cu, 870 ppm de Co, 16% de S, 0,42 g/t de Pt, 0,69 g/t de Pd e 0,14 g/t de Au (Tabela 4).

Minério de matriz (MX). Ocorre acima e em contacto com o minério brechóide e abaixo do disseminado e tem poucas variações tipológicas (Figs. 10E a G). Sua principal característica é a textura na qual a paragênese sulfetada, dominante, envolve as demais fases minerais e, em especial, a serpentina pseudomorfa de olivina e magnetita, que ainda preservam formas originais arredondadas (Figs. 10E e F). Comumente ocorre na base de derrames fortemente diferenciados, indicativa de origem magmática com textura cumulu. Essa tipologia é comum em outras seqüências *greens tone* mineralizadas mundiais, em particular na Austrália (Lesher & Keays 2002, Naldrett 2005), onde é descrita como minérios com textura em rede. Em Fortaleza de Minas, esse tipo, apesar de preservar a textura original, pode estar recristalizado, cataclástico (Fig. 10G), mas é menos deformado que o tipo BR, mais dúctil, e do que o disseminado DS, mais rúptil. A paragênese sulfetada re

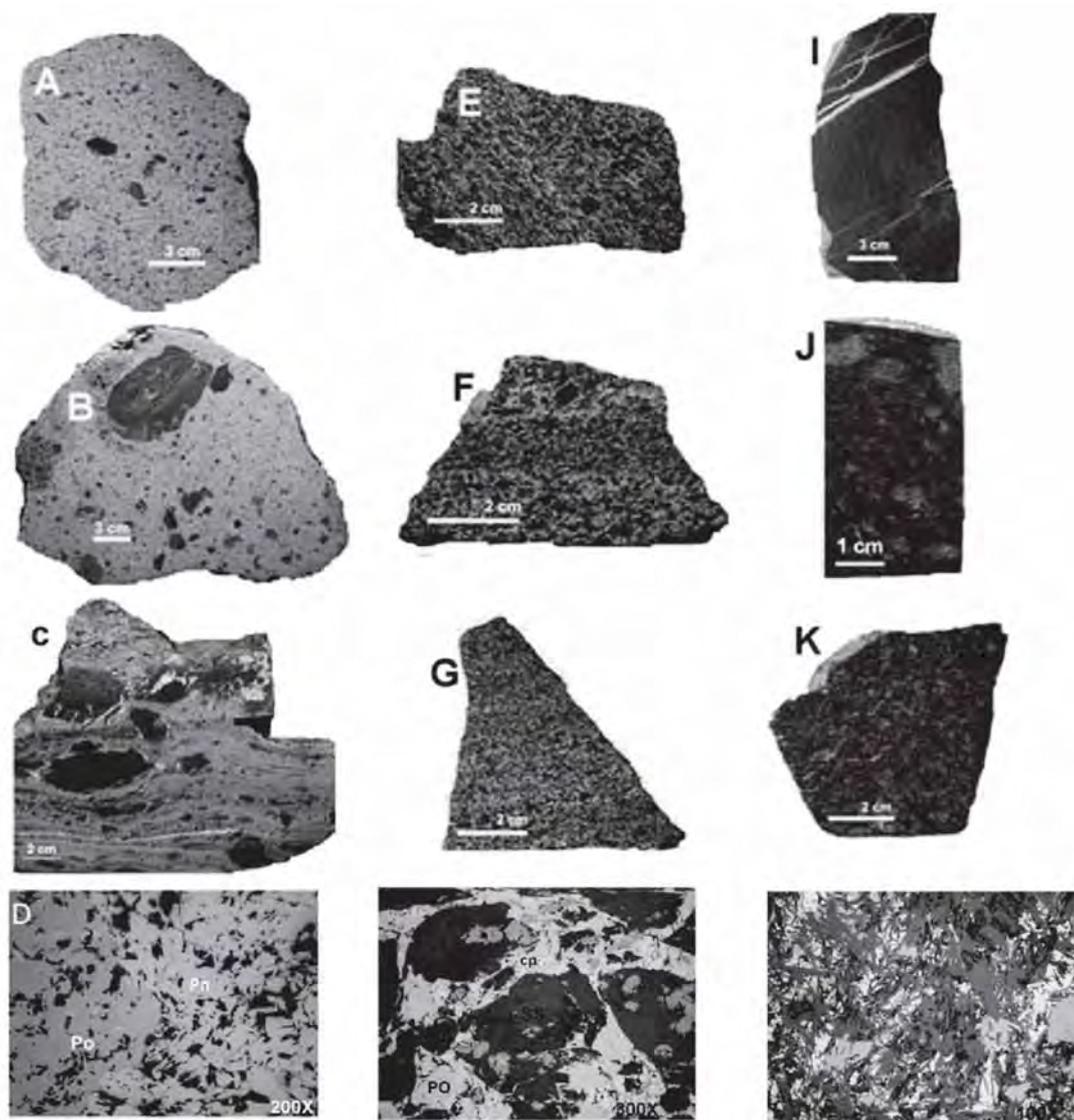


Figura 10 Classe de minérios vulcanogênicos (primários). **A** Minério maciço brechóide (BR) com fragmentos de serpentinito, termolita xisto e formação ferrífera envolvidos por sulfeto maciço. **B** Minério maciço brechóide com fragmento decimétricos de BIF e de outros menores envolvidos por matriz sulfetada. Observar que fragmento de BIF já continha foliação, dobras e fraturas antes de ser englobado por sulfetos. **C** Minério brechóide cisalhado, com finos leitos de pentlandita recristalizada e sombras de pressão na foliação milonítica. **D** Pentlandita (Pn) e pirrotita (Po) no minério BR (440x). **E** Minério de matriz (MX) com massa de sulfetos que circunda antigorita pseudomorfa sobre olivina. **F** Minério de matriz com faixa centimétrica de cisalhamento dada por granulação mais fina, próximo ao contato com Minério Brechóide. **G** Minério de matriz fina por cisalhamento. **H** Textura típica do minério de matriz, com sulfetos (Po, Pn e Cp) em volta de cristais reliquias de olivina transformados em serpentina e termolita (300x). **I** Minério disseminado (DS) composto impregnação por sulfetos do protólito de serpentinito (pontos claros), mais rúptil do que os demais tipos, com comum presença de fraturas com crisotilo. **J** Variedade do minério disseminado dada por concentrações arredondadas (manchadas) de sulfetos. **K** Minério disseminado fraturado e cisalhado com início de remobilização de sulfetos para as fraturas. **L** Arranjo típico do minério DS, com sulfetos e serpentinito intercrescidos (200x).

presenta cerca de 50% (em peso) da composição mineral do minério, seguida de cerca de 35% de silicatos e 10 a 15% de óxidos (Tabela 3). Como no tipo BR, contém 65% de pirrotita, 25 a 30% de pentlandita e 5 a 10% de calcopirita, com 10 a 15% de magnetita e 27% de antigorita, o silicato

mais abundante (Tabela 2). Os teores médios dos elementos do minério, embora variáveis (Fig. 12), são de 3,4% de Ni, 0,63% de Cu, 724 ppm de Co, 13,2% S; 0,53 g/t de PT, 0,74 g/t de Pd e 0,14 g/ton de Au (Tabela 4).

Minério disseminado "DS". Ocorre no topo do

Tabela 2 Composição mineralógica modal (% em peso) dos principais tipos de minério do depósito de Fortaleza de Minas (MG).

Classe de minérios		hosp	sulf	mt	ant	cl	Crb	Trm	act	tlc	qtz
Vulcanogenicos	DS	SS	21	15	46	5	4	4	1	4	
	MX	SS	51	10-15	27	1	3	<1		3	
Remobilizados	BR	SS	65	11	2	2	2	10	<1	7	1
	SU	SS	22	14	-	11	7	-	-	38	
tectônicos	SC	BIF	28	<1	-	1	<1	8	60	<1	9
Hidrotermais	MH	SS/TT	85-90	-	-	-	-	-	-	-	

DS – minério disseminado; MX – minério de matriz; BR – minério maciço brechóide; SU – minério disseminado cisalhado hospedado em serpentinito; SC – minério cisalhado hospedado em formações ferríferas; MH – minério hidrotermal; hosp – hospedeiras (SS – serpentinito; TT – Talco xisto; BIF – formação ferífera); sulf – sulfetos (Po – pirrotita; Pn – pentlandita; Cp – calcopirita); mt – magnetita; ant – antigorita; cl – clorita; crb – carbonato; trm – tremolita; Act- actinolita; tlc – talco; qz- quartzo.

Tabela 3 Percentagem em peso, recalculadas para 100%, das principais fases de sulfetos dos minérios do depósito de Fortaleza de Minas.

Classe dos minérios vulcanogenicos	Classe dos minérios remobilizados			Classe dos minérios hidrotermais		
	Elementos	BR	MX		DS	SU
Po	65	65	65	65	60	50 - 55
Pn	25 - 30	25 - 30	25 - 0	25	20	30 - 40
Cp	5 - 10	5 - 10	5 - 8	5 - 10	15	05 - 10
Bv	-	-	-	-	-	05 - 10
Py	-	-	-	-	-	01 - 05
F. Sil	25	35	65	65	70	5 - 10
F. Sulf	63	51	23	22	25	85 - 90
F. Ox	10 - 12	10 - 13	10 - 15	10 - 13	5 - 8	5

BR- minério maciço brechóide; MX – minério de matriz; DS – minério disseminado; SU - variante remobilizada do minério disseminado; SC – minério cisalhado em formação ferrífera; MH minério maciço hidrotermal; Po – pirrotita; Pn- pentlandita; Cp- calcopirita; Bv- bravoita/violartita; Py – pirita; F.Ox – representatividade média de associações formadas por óxidos no minério; F .Sil representatividade média da associação mineral silicatada; F. Sulf – representatividade média associada de minerais sulfetados.

Tabela 4 Média dos teores nas três classes de minérios do depósito de Fortaleza de Minas.

	Minérios vulcanogênicos			Minérios remobilizados		Minérios hidrotermais	Todos os tipos
	BR	MX	DS	SU	SC	MH	
Nº/Am	2881/260	542/146	652/146	565/65	767/142	23/05	5407/759
Ni	4.14	3.40	0.95	1.23	1.00	9.10(14*)	2.93
Cu	0.56	0.63	0.25	0.22	0.35	0.71	0.47
Co	873	724	261	308	239	1650	623
S	16.01	13.24	2.70	5.06	4.41	28.32	1141
Pt	0.42	0.53	0.13	0.23	0.11	0.35	031
Pd	0.69	0.74	0.24	0.32	0.20	4.44 (40*)	049
Au	0.14	0.14	0.08	0.09	0,08	-	0.11
PGE + Au	1.25	1.41	0.45	0.64	0.39	4.79	0.91
Ni/Cu	8.90	6.45	5.42	7.83	4.52	21.16	7.50
S/Ni	3.86	3.93	2.89	3.99	4.37	3.24	3.85

Métodos analíticos: Ni, Cu e Co por absorção atômica após digestão total, S pelo método LECOS e Pt, Pd e Au por fusão total. Ni, Cu e S em porcentagem, Co em PPM e Pt, Pd e Au em g/t. nos ensaios consideraram-se apenas os valores mais elevados: Ni 7.60, Cu 2.00, Co 1620, S 30, e exceção ao minério hidrotermal. O valor mais elevado no número de amostra se refere às análises realizadas para Ni e Cu e o menor para as análises de Pt e Pd. *Teores máximos encontrados. Am – número de amostras

corpo de minério e se caracteriza por disseminações de sulfetos, em média 20% do total da rocha, em matriz de serpentinito e segundo algumas variedades tipológicas (Figs. 10I, J e K). A fase silicatada atinge até 65%, da qual a antigorita (46%) é o mineral mais abundante. Magnetita é o

óxido dominante (15%) e os sulfetos não atingem 20% (Tabela 2). A paragênese sulfetada, recalculada para 100%, consiste de 65% de pirrotita, 30% de pentlandita e 5% de calcopirita, proporções estas semelhantes as dos tipos BR e MX (Tabela 3). Seus teores médios (Fig. 12 e Tabela 4) são de

0,95% de Ni, 0,25% de Cu, 260 ppm de Co, 2,70% de S, 0,13 g/t de PT, 0,24 g/t de Pd e 0,08 g/ton de Au. Como nos demais tipos, está recristalizado e com evidências de comportamento rúptil, extensivo ao serpentinito hospedeiro.

CLASSE DOS MINÉRIOS REMOBILIZADOS: ASPECTOS TIPOLOGICOS, MINERALÓGICOS E QUÍMICOS

Esta classe está representada por minérios cisalhados hospedados em talco xisto e serpentinito da capa (SU), e em formações ferríferas (SC) (Fig 11). Suas relações com a tectônica local sugerem que os tipos desta classe se formaram durante o início da Orogênese Brasileira, responsável pela remobilização dos minérios BR, MX e DS para suas encaixantes proximais. São, portanto, de origem epigenética a partir dos minérios vulcanogênicos primários.

Minério cisalhado em rochas ultramáficas "SU" - (Figs. 11A e B). Representa uma variedade do minério DS e está hospedado em zonas de cisalhamento que ocorrem na capa de serpentinitos e talco xistos. Os sulfetos ocorrem em fraturas R e P do modelo de Riedel, que, com frequência, se interconectam. É composto por ganga de silicatos (>65%) representados por talco (38%) e clorita (11%) (Tabela 2). A fase sulfetada é composta por pirrotita, pentlandita e calcopirita, que ocorrem em proporções de 65%, 25% e 10%, respectivamente, quando recalculada para 100%. Magnetita ocorre em proporções superiores a 10% (Tabela 3). Embora variável (Fig.12), teores típicos deste minério são de 1.23% de Ni, 0,22% de Cu, 308 ppm de Co, 5,1% de S, 0,23 g/t de PT, 0,32 g/t de Pd e 0,09 g/t de Au (Tabela 4).

Minério cisalhado em formação ferrífera "SC" (Figs. 11C, D e E). Este tipo de minério ocorre logo abaixo do, e em contato com o minério maciço brechóide, e na porção superior do horizonte de formação ferrífera estéril da lapa do depósito (Fig. 4). É composto por massas de sulfetos remobilizadas a partir do minério brechóide em condições fluidas a subsólidas e depositadas em fraturas P, X, R e T do modelo Riedel em zonas de transensão (Santos 1996), bem como em foliações da formação ferrífera. Seu caráter remobilizado é evidenciado pela presença de fragmentos de minérios primários nas massas sulfetadas. A ganga do minério é composta por cerca de 70% de silicatos,

representados por actinolita (55%) e grunerita (5%) (Tabela 2). Os sulfetos representam 30% em peso e, quando recalculados para 100%, contêm 65% de pirrotita, 25% de pentlandita e 10% de calcopirita (Tabela 3). Magnetita ocorre em menos de 5%. Os teores médios são de 1% de Ni, 0,35% de Cu, 239 ppm de Co, 4.4% de S, 0,11 g/t de PT, 0,20 g/t de Pd e 0,08 g/t de Au (Tabela 4).

CLASSE DOS MINÉRIOS HIDROTERMAIS: ASPECTOS TIPOLOGICOS, MINERALÓGICOS E QUÍMICOS

O minério maciço hidrotermal "MH" (Fig.13) é volumetricamente pouco expressivo e de ocorrência restrita à área sul da jazida. É controlado por sistema tardio de fissuras, vênulas, fraturas horizontais a verticais, e pequenas falhas verticais a inclinadas de direções preferenciais NS e NE SW. Esse conjunto é obliquo à maior extensão da jazida (Fig.9) e resulta de controle pela zona de cisalhamento Campo do Meio, principal responsável pela arquitetura atual dos minérios vulcanogênicos remobilizados tectonicamente.

Os principais corpos de minério são bolsões de espessura desde poucos centímetros até uma dezena de metros, aparentemente persistindo como estruturas *pull apart* em profundidade. Estão hospedados em serpentinitos, mais raramente em talco xistos, da capa do depósito, e mantêm contato com o tipo BR na sua lapa, considerado como sua principal fonte de origem. Possuem características que os diferenciam das demais tipologias tais como sua posição espacial, presença de texturas hidrotermais no minério e nas encaixantes proximais, teores, quimismo e paragênese mineral. A ausência de deformação indica que são tardios ao Ciclo Brasileiro e sua gênese vinculada a soluções hidrotermais os relaciona com os estágios finais de metamorfismo do ciclo. As soluções foram ricas em elementos químicos e complexos solúveis, como $\text{CO}_3^{-2}\text{SiO}_2$, Mg, Ca, Fe, Ni, Cu, Co e PGE, remobilizados dos minérios vulcanogênicos e remobilizados tectonicamente para sistemas de fraturas alojadas em serpentinito e talco xisto e também afetaram os minérios anteriores.

As mudanças causadas pelas soluções hidrotermais nos serpentinitos mineralizados da capa (DS e SU) são evidenciadas por brechação, digestão e substituição em diferentes graus de intensidade. As fases minerais hidrotermais estão dis

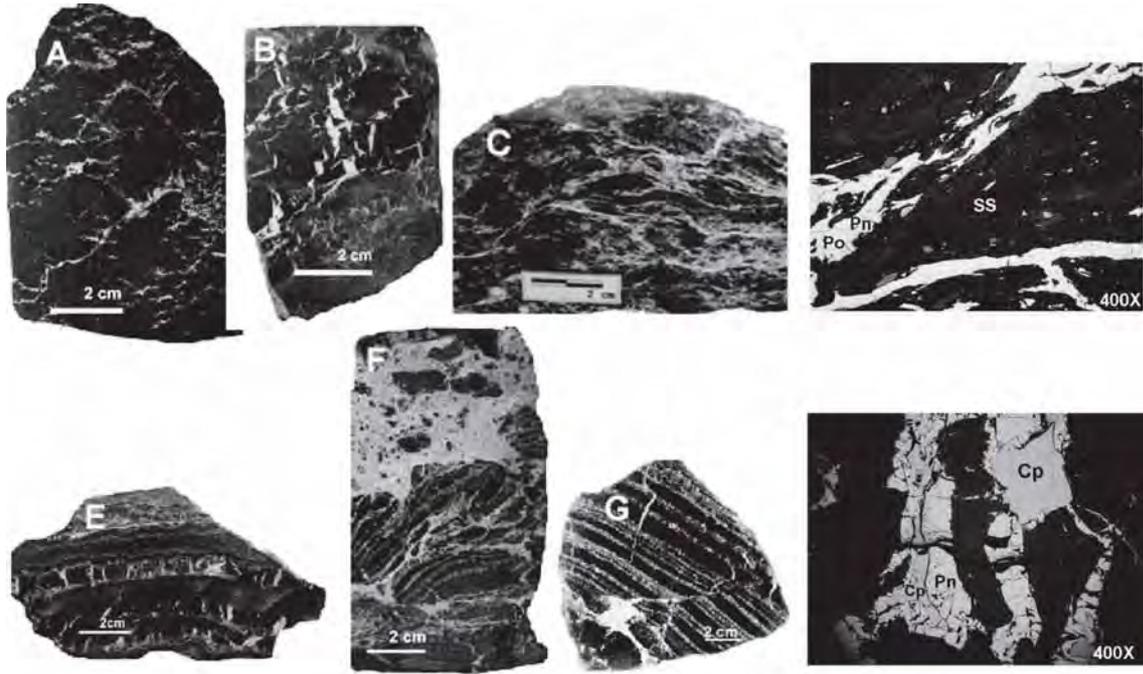


Figura 11 Variedades de minérios remobilizados tectonicamente. A Minério do tipo SU constituído por pirrotita, calcopirita e pentlandita em fraturas de serpentinito encaixante. B Minério do tipo Su em serpentinito com tension gashes. C Minério cisalhado com leitos de sulfetos na foliação milonítica de serpentinito e talco xisto. D Minério SU com remobilização de sulfetos (Po e Pn) em fraturas do serpentinito (400x). E Minério SC com alternância de leitos de silicatos, óxidos e sulfetos. Os leitos mais escuros, dominados por magnetita, contém tension gashes preenchidas por sulfetos remobilizados do minério maciço. F Aparência geral do minério de formação ferrífera SC da lapa do corpo mineralizado e resultante da penetração de massas de sulfeto maciço. G Formação ferrífera da fácies sulfeto originalmente estéril e transformada em minério SC por injeções de minério maciço BR. H Minério SC com veios de sulfetos (Pn e Cp) remobilizados em fraturas de formação ferrífera (400x).

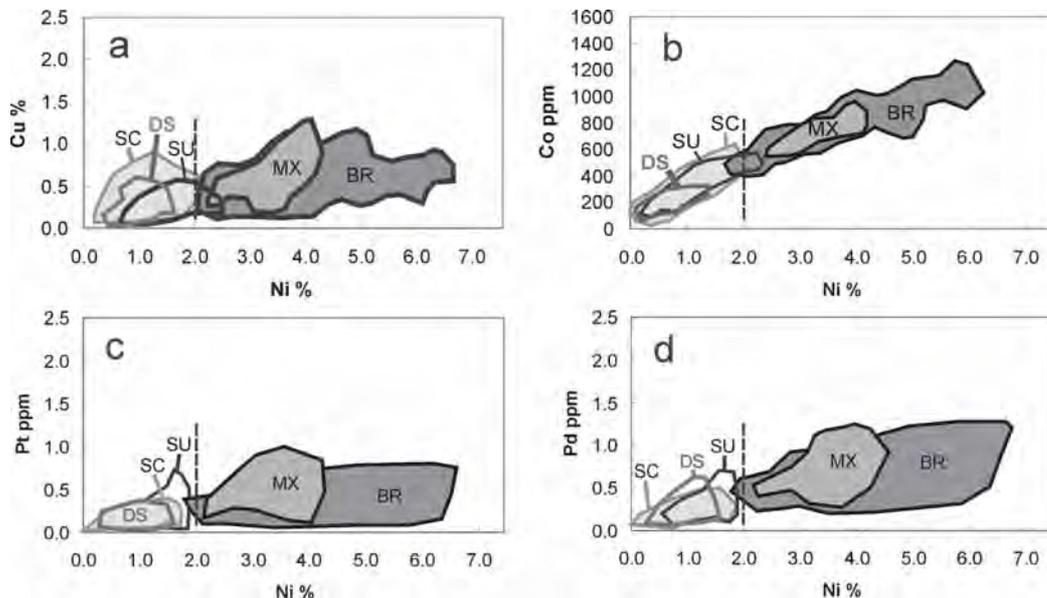


Figura 12 Diagrama de variação dos teores e da correlação entre os elementos Ni, Co, Cu e EGP das diferentes classes de minérios do depósito e das tipologias de cada classe em A, B, C e D. Observam-se, respectivamente, os limites inferiores e superiores dos teores de Ni Cu; Ni Co; Ni Pt e Ni Pd, bem como as correlações entre esses elementos em cada tipo de minério. A linha vertical pontilhada delimita o campo dos minérios de alto e baixo teores. O minério maciço hidrotermal (MH), pelo seu baixo volume não está representado.

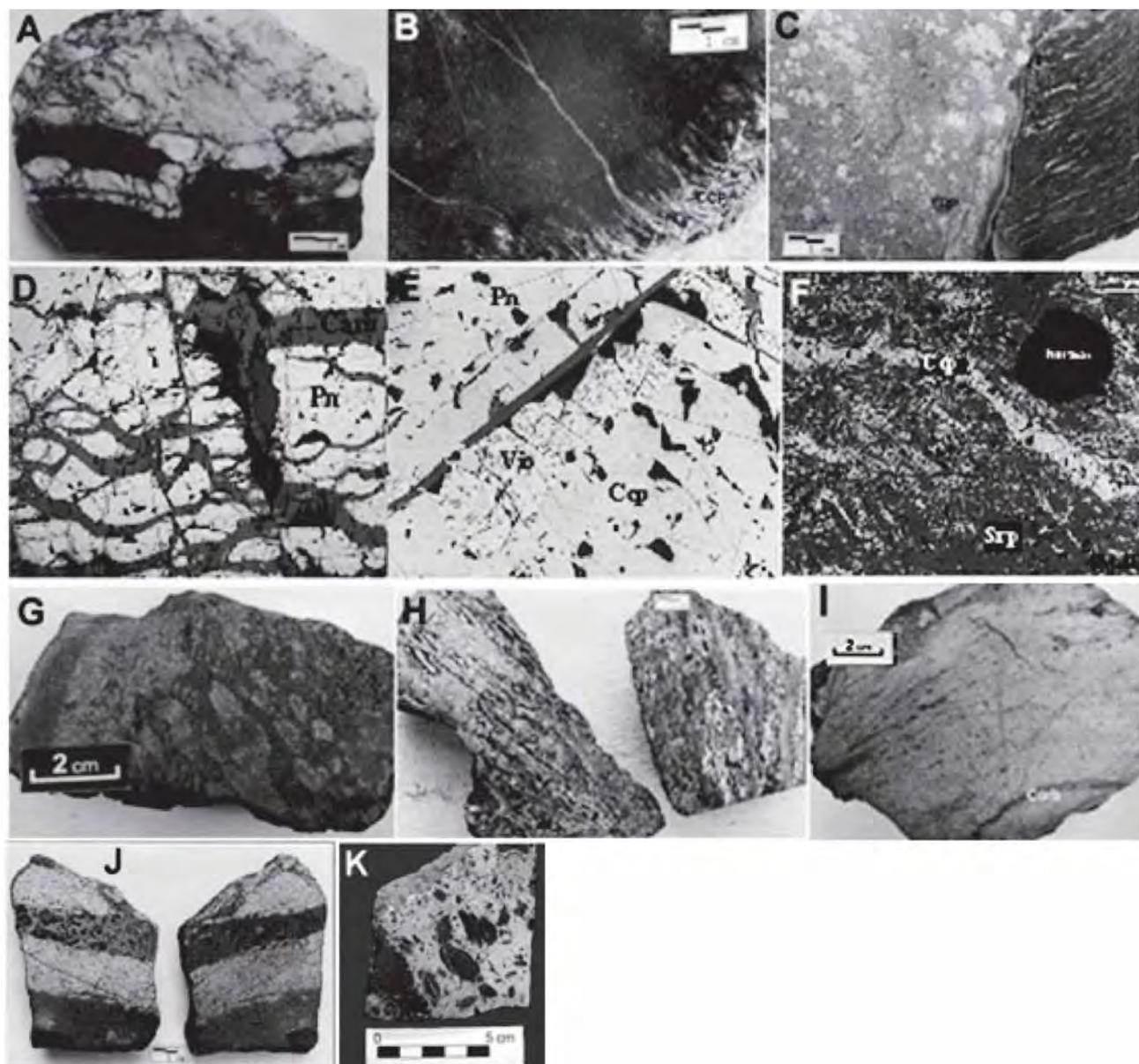


Figura 13 Principais tipos de minérios maciços hidrotermais. A Brechação e substituição de serpentinito mineralizado (DS) por carbonato (ankerita, dolomita). B Zonação mineral em serpentinito previamente mineralizado (DS) dada, do núcleo para as bordas, por magnetização (serpentinito manchado) seguido de auréola cloritica, carbonatação e calcopiritização maciça. C Minério MH com textura granular marcada por aglomerados de pentlandita neoformada pela substituição hidrotermal do minério do tipo BR no contato com serpentinito mineralizado (SU) que, por sua vez, é marcado por filmes de calcopirita hidrotermal injetada nas fraturas e na foliação. D Fotomicrografia do contacto do minério MH com serpentinito que registram a intensidade da substituição carbonática sobre o antigo minério tipo BR. E Fotomicrografia do minério MH que mostra a substituição de pirrotita e pentlandita mais antigas do minério tipo BR por nova geração de pentlandita, violarita e pirrotita. F Fotomicrografia que mostra a substituição do minério SU por soluções hidrotermais ricas em Cu (calcopiritização) para formar uma variedade tipológica da classe MH. G Minério do tipo BR hidrotermalizado com textura em ilhas (maculada). Pentlandita e pirrotita estão parcialmente transformadas violarita e com fragmentos do tipo BR substituídos no processo de violiritização. H Substituição parcial de talco xisto da capa do depósito representativa de uma variedade da classe de minério MH. I Minério MH do tipo maciço hidrotermal com calcopirita e leitos e manchas de carbonato de substituição do minério do tipo DS. J Variedade tipológica da classe de minério MH próxima do contato de serpentinito mineralizado (SU) com geração de novo minério maciço com alternância de leitos maciços de calcopirita com leitos de pirrotita e pentlandita em matriz carbonática. K Minério tipo SC substituído por soluções hidrotermais ricas em cobre (calcopiritização) e geração de minério MH.

postas em halos de magnetização, cloritização, carbonatação e sulfetação (Fig. 13). O minério consiste de faixas de espessura milimétrica com calcopirita, pirrotita e pentlandita com amplas variações de teores (Fig. 13C, D, E, F).

Nos locais onde a substituição hidrotermal foi mais efetiva é comum a formação de aglomerados de novos cristais centimétricos a decimétricos de pentlandita e polidimita sem deformação e que conferem ao minério textura do tipo manchada (Figs. 13C, G e H). Subordinadamente também ocorre minério maciço de calcopirita com veios de carbonato (Fig. 13I) e do tipo bandado com leitões de calcopirita maciça alternados com bandas ricas em pentlandita, pirrotita e calcopirita em matriz de ankerita (Figs. 13J e D). Minério brechóide afetado por alteração hidrotermal ainda é possível ocorrer vestígios de seus fragmentos líticos ilhados no minério MH, indicativo de que as soluções hidrotermais foram capazes de transformar diferentes tipos de minério pré existentes (Figs. 13G, H, E e F). A alteração de minérios e rochas e formação de novo minério de alto teor também estão registrados em restritos corpos de talcos da capa do depósito (Fig. 13H). Feições de alteração hidrotermal também ocorrem no tipo SC, mas não foram observadas em minério de matriz (MX). Na tipologia SC, a alteração hidrotermal é marcada por calcopirita neoformada e, em menores quantidades, de carbonato, pirrotita e pentlandita que substituem, de forma generalizada, o minério original (Figs. 13K e F).

O minério MH é constituído por matriz de pirrotita, pentlandita, calcopirita, pirita e magnetita. A ganga consiste de anfibólio, talco, serpentina, clorita e carbonato (ankerita/dolomita).

Os teores deste minério é alto quando comparado com as demais classes da jazida. Em média, possuem de 9,1% a 14% de Ni, 0,71% de Cu, 1650 ppm de Co, 28,3% de S, 0,35g/t de Pt e de 4,4 a 40 g/t de Pd (Tabela 4).

MINERAIS RAROS, ACESSÓRIOS E SUPÉRGÊNICOS DO MINÉRIO

Além dos constituintes principais, todos os tipos de minério acima descritos também contêm ampla variedade de minerais raros (<0,1%) e supergênicos (Tabelas 1, 2 e 3). Nas classes de minério vulcanogênico e remobilizado hidrotermal ocorre discreta variedade de minerais do grupo

da platina, predominando kotulskita melonita (teluretos de Bi, Pd, Ni), irarsita, sperrylita, osarsita e omeita (Marchetto 1990, Carvalho 1998). Nos minérios hidrotermais, Michelin *et al.* (2007) identificaram a presença de merenskita níquelífera, michenerita, froodita e fases desconhecidas como Ir Rh As S, Ru Te S, Rh AS S e Pd Bi Te. Além desses minerais, também ocorre nicolita, maucherita, ouro, mackinawita, grafite, arsenopirita, galena, tetradimita, vivianita, linnaeita, polidimita, sigenita, molibidênita, prata e bismuto. Outros minerais raros compreendem cobaltita gersdorffita, esfalerita, cromo magnetita, ilmenita e hematita. A lista de minerais supergênicos consta da Tabela 9.

DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E PRINCIPAIS ASPECTOS GEOQUÍMICOS DO MINÉRIO

A estrutura, geometria e distribuição espacial irregular das classes de minério do depósito Fortaleza de Minas estão intimamente vinculadas ao vulcanismo e subsequente evolução geológica regional. A Figura 14 é uma secção vertical e longitudinal do depósito e abrange toda a sua extensão. Nela se observa que a entre as coordenadas locais 1900N e 1200N e nas altitudes entre 600 e 1000 m situa-se a porção mais rica do depósito, como denota a curva de isoteor de 4% de Níquel. Este intervalo é o única porção do depósito onde estão preservadas a estratigrafia e as relações espaciais entre os corpos de minério dos tipos BR, MX e DS, e onde formações ferríferas bandadas estão ausentes, mas que, em outros locais, sempre ocorrem na lapa do corpo mineralizado. Por outro lado, minérios remobilizados (SC e SU), interpretados como produtos de deformação e mobilização de tipos primários, também não ocorrem nesta área, mas como extensões laterais e em profundidades maiores.

A transição dos minérios vulcanogênicos da porção central da jazida para os minérios remobilizados laterais é marcada pela diminuição dos teores em quase todas as tipologias, exceto para o minério SU. Esta distribuição espacial de teores, comum em depósitos similares de *greenstone belts*, tem sido considerado por diversos autores como evidência de erosão termo mecânica. A erosão ocorre quando a lava komatiítica (rio de lava), sob fluxo turbulento e altas temperaturas, escoava e erode o substrato composto por horizontes de sedimentos químicos que marcam intervalos de

qüiescência do vulcanismo. O volume de sedimentos incorporados nas lavas resulta na formação de depressões no substrato e que alojam o minério vulcanogênico.

A Figura 14 e Tabela 7 mostram a distribuição espacial dos corpos de minérios e os respectivos contrastes entre os teores das diferentes classes de minérios. No domínio central ocorrem os teores mais elevados da jazida e, assim, representa um antigo canal de escoamento acompanhado de erosão do substrato. Sob segregação magmática, ocorrida por cristalização fracionada durante os estágios de resfriamento, esse magma se consolidou e formou o conjunto litológico que consta das Tabelas 2 e 4 e da figura 4, simultaneamente com a formação do corpo de minério maciço.

A assinatura geoquímica do minério, sua composição mineral modal (sulfetos, óxidos e silicatos), teores médios e proporções de elementos constituintes (Fe, S, Ni, Co, Cu) de Fortaleza de Minas são semelhantes a de outros depósitos associados a komatiitos de *greenstone belts* (Fig. 12 e Tabelas 3 a 7).

Pirrotita, pentlandita e calcopirita ocorrem em volumes relativamente uniformes e de 65%, 25 a

30% e de 5 a 10%, respectivamente (Tabela 3). Esta uniformidade é responsável pela variação dos teores entre 1 e 4,14% de Ni e entre 0,22 e 0,63% de Cu, que quando recalculados para 100% de

Tabela 5 Composição química média dos principais sulfetos das diferentes tipologias do minério do depósito de Fortaleza de Minas (valores em %).

	Pirrotita					Pirita
	BR	MX	DS	SC	MH	MH
Fe	56.96	59.40	57.40	59.35	58.90	46.01
S	38.35	38.59	38.32	38.15	39.30	52.60
Ni	0.96	0.61	0.56	0.22	0.70	1.0
Co	0.60	0.37	0.06	0.05	0.02	0.1
Co/Ni	0.62	0.60	0.10	0.22	0.02	0.1
	Pentlandita/Polidimita (?)					Violarita
	BR	MX	DS	SC	MH	MH
Fe	28.31	30.82	31.65	31.23	30.30	20.50
S	31.63	32.36	36.50	33.30	33.30	41.60
Ni	36.77	34.80	34.50	34.33	35.00	34.50
Co	0.86	0.87	1.04	0.84	0.60	0.90
Co/Ni	0.023	0.025	0.030	0.024	0.017	0.02
Calcopirita						
Fe	29.78	31.94	-	30.60	30.20	
S	33.48	33.36	-	33.24	34.70	
Cu	33.74	31.94	-	32.71	34.70	
Ni	0.04	0.04	-	0.015	-	
Co	0.030	0.035	-	0.039	0.01	
Co/Ni	0.75	0.87	-	2.0	-	

Dados obtidos por análise de microsonda eletrônica em mais de 50 análises pontuais para cada mineral nas diferentes classes de minérios do depósito Fortaleza de Minas

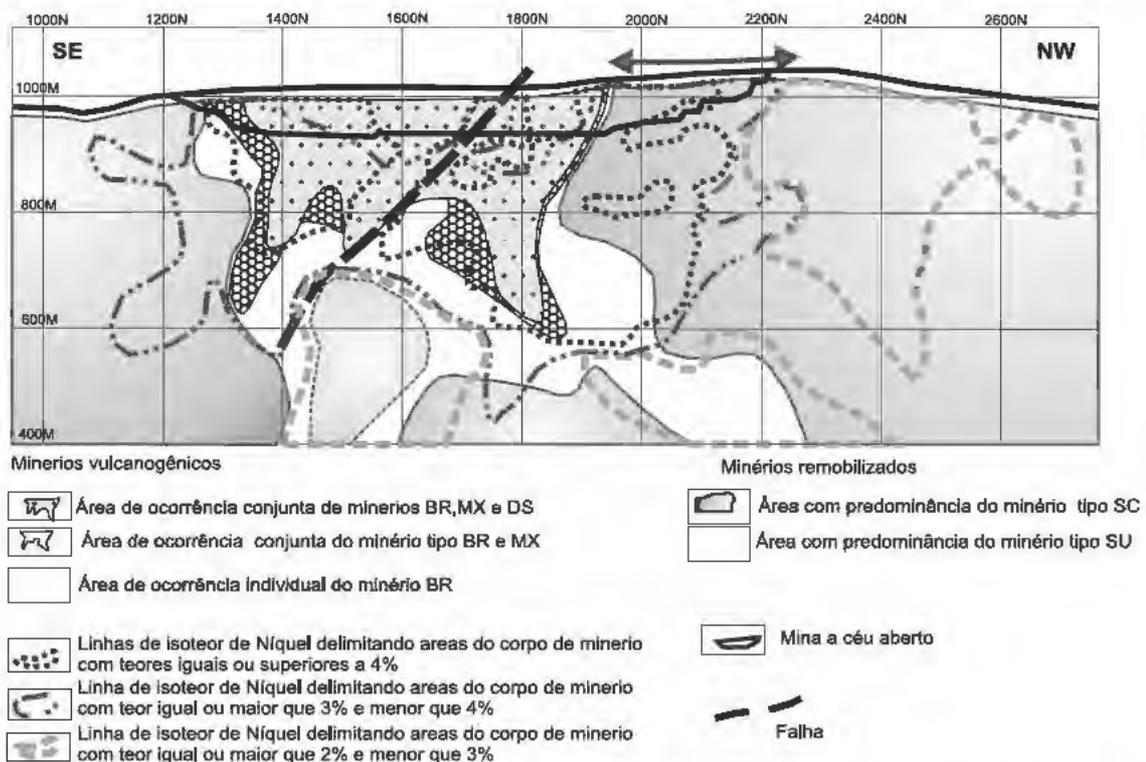


Figura 14 Seção vertical e longitudinal abrangendo o depósito Fortaleza de Minas em toda a sua extensão. Incorpora todas as informações geológicas disponíveis incluindo aquelas obtidas em mais de 300 furos de sondagens profundas.

Tabela 6 Média dos teores dos principais tipos de minérios do depósito de Fortaleza de Minas nos do minérios de canal e remobilização.

	Domínio de canal				Domínio Remobilizado		
	DS	MX	BR	SC	SU	BR	SC
Nº/Am	500/66	378/63	1047/85	133/20	431/46	670/37	331/33
Ni	0.92	3.37	4.31	1.04	1.25	3.67	1.02
Cu	0.24	0.63	0.61	0.39	0.22	0.49	0.32
Co	2.59	7.43	9.16	2.48	3.11	7.81	2.52
S	2.63	13.38	16.64	4.37	5.35	14.37	4.49
Pt	0.13	0.64	0.43	0.13	0.24	0.32	0.15
Pd	0.24	0.80	0.70	0.25	0.31	0.49	0.22
Au	0.10	0.16	0.15	0.08	0.08	0.09	0.08
PGE ₊ Au	0.47	1.60	1.28	0.46	0.63	0.90	0.45
Ni/Cu ratio	5.86	6.47	8.68	4.71	8.05	9.22	4.97
S/Ni ratio	2.90	3.92	3.90	4.29	4.19	3.87	4.39

Métodos analíticos: Ni, Cu e Co por absorção atômica após digestão total, S pelo método LECOS e Pt, Pd e Au por fusão total. Ni, Cu e S em porcentagem, Co em PPM e Pt, Pd e Au em g/t. nos ensaios consideraram-se apenas os valores mais elevados: Ni 7.60, Cu 2.00, Co 1620, S 30. O valor mais elevado no número de amostras se refere às análises realizadas para Ni e Cu e o menor para as análises de Pt e Pd, N°/Am – número de amostras analisadas.

Tabela 7 Teores dos principais tipos de minério do depósito de Fortaleza de Minas, recalculado para 100% de sulfetos.

Minério de matriz MX		Minério brechóide BR	Minérios hidrotermais MH
Ni	8.63	9.15	11.45
Cu	1.98	1.78	0.40
Co	0.17	0.18	0.26
S	37.40	37.30	37.20
Fe	90.00	68.70	56.00

Método analítico: Ni, Cu, Co e Fe por absorção atômica após digestão total da amostra, S pelo método LECOS. Ni, Cu, Fe em porcentagem.

sulfetos, representam teores de 8,63 a 9,15% de Ni e de 1,78 a 1,98% de Cu (Tabela 7). Estes teores respondem pelas razões Ni/Cu entre 4,5 e 8,9 nos diferentes tipos de minério (Tabela 4), exceto na classe dos minérios hidrotermais, onde a razão situa-se em torno de 21, valor este relativamente baixo quando comparada com outros depósitos semelhantes (Fig. 15). Cada ponto na figura representa o teor médio de Ni e Cu de um depósito e a respectiva variância (Naldrett 1981). A figura também mostra que maioria dos depósitos em komatiitos de outras províncias ocupa domínios contendo entre 10 e 15% de Ni e 1,5% de Cu, e que os minérios mais ricos de Fortaleza de Minas (Tabelas 6 e 7) situam-se próximo ao limite inferior desses domínios. Embora os teores não se situem nos campos esperados, não são suficientemente baixos para serem enquadrados no campo dos gabros.

Comportamento similar ocorre com os teores de EGP do depósito (Tabela 4 e Fig. 12) e em diagrama PT/(Pt+Pd) versus Cu/(Cu+Ni) que descreve tipos de magmas e mineralizações associadas (Fig. 16). Neste, os minérios estudados se posicionam nos limites externos do campo dos depósitos associados a komatiitos. Essa caracterís-

tica é provável reflexo da evolução geológica polifásica da área.

OXIDAÇÃO E ALTERAÇÃO SUPÉRGENA DESENVOLVIDA SOBRE O DEPÓSITO

Publicações que reportam resultados de estudos sobre a alteração supérgena de depósitos de sulfetos em geral e, de depósitos de sulfeto maciço de Ni Cu Co associados a komatiitos em particular são devidas a Wattmuff (1974), Blain & Andrew (1977), Nickel (1983, 1984), Nickel & Daniels (1985), Thornber *et al.* (1981) e Taylor & Thornber (1992). Estudos sobre a alteração supérgena do depósito de Fortaleza de Minas foram realizados por Imbernon (1998), Oliveira *et al.* (1995, 1998), Marchetto (1990) e Carvalho *et al.* (1998, 1999, 2001). Todos os estudos reconhecem a presença de três zonas de alteração que, a partir da superfície, compreendem a zona oxidada, ou de gossan, a de transição e a zona do sulfeto primário (Fig. 17). Esse modelo, é compatível com o perfil de alteração que se desenvolveu no depósito de Fortaleza de Minas, salvo ligeiras modificações impostas pela história geológica local. Contudo, todas as estruturas rúpteis e dúcteis do entorno do corpo mineralizado de Fortaleza de Minas controlam a profundidade e intensidade da oxidação e enriquecimento supérgeno da jazida. A tabela 9 apresenta uma síntese da composição e evolução mineralógica das diferentes zonas de alterações do depósito.

Descrição das principais zonas de alteração

Zona oxidada ou de gossan A zona oxidada ou do gossan (ZOX) capeia o corpo de minério e está exposta ao longo de 1 km, com 30 m de espessura, na cava dos trabalhos preparatórios para exploração da jazida (Fig. 18) e foi praticamente toda removida para expor a Zona de Transição, o minério inicialmente lavrado. Na superfície se expressa como lençol de fragmentos (cascalho de gossan) sobrepostos a gossan estruturado com posto por óxidos e hidróxidos de ferro. Contudo, em geral, o corpo de minério é recoberto por vários tipos de solos autóctones de até 3 m de espessura que, lateralmente, se estendem por mais de 200 m ao longo do eixo do corpo de minério. Tanto os solos quanto os fragmentos de gossan possuem elevados teores de Ni Cu Co (Tabela 8)

que configuram amplas anomalias geoquímicas de primeira ordem, indicativas da presença da mineração (Fig. 19). O detalhamento do gossan

permitiu o reconhecimento de três zonas distintas que, da superfície em profundidade, compreendem a de gossan maciço (ZGM), de gossan ban-

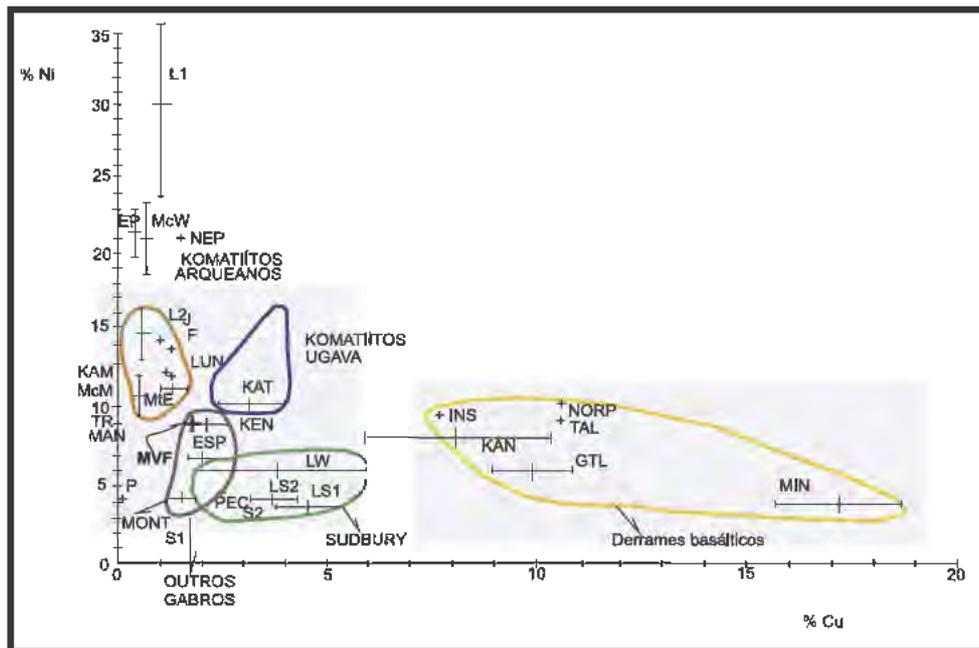


Figura 15 Conteúdo em Ni e Cu de vários depósitos níquelíferos hospedado em komatiitos arqueanos, incluindo o minério vulcanogênico de Fortaleza de Minas (MVF); (Kam) Kambalda; (Lunn) Lunnon; (McM) McMahon; (F) Fischer; (J) Juan; (D) Durkin; (NEP) Nepean. Depósitos hospedados em derrames basálticos (INS) Insizwa; (TAL) Talnak; (NORP) Noril SK; (GTL) Great Lake; (MIN) Minnamax. Depósitos hospedados em Rochas Gabroicas tipo Sudbury (S1): Strahcona; (LSI) Little Stobie; (LW) Levack West. outros gabros (PEC) Pechenga; (ESP) Espedalem; (KAN) Kanichee; (KEN) Kenbridge e (MONT) Montacalm.

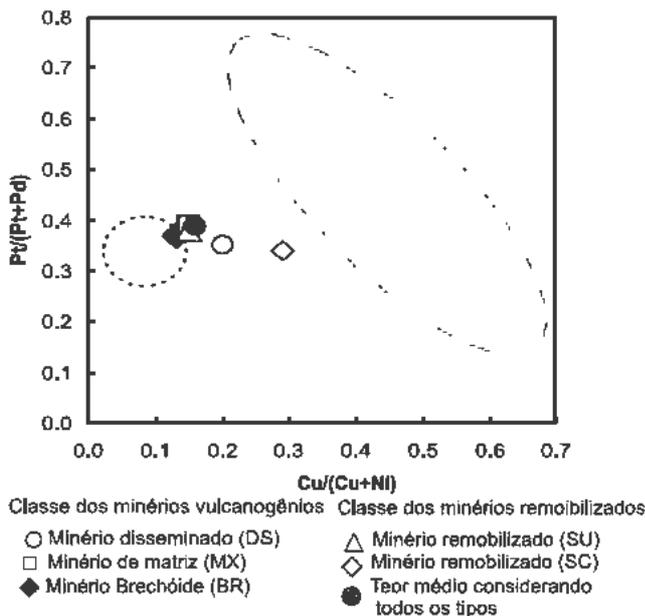


Figura 16 Relação dos teores de $Cu/(Cu+Ni)$ e $Pt/(Pt+Pd)$ nas diferentes tipos de minério de Fortaleza de Minas. O campo circular marca o domínio de depósitos de Ni em komatiitos e a elipse o domínio dos depósitos associados a gabros.

do (ZGB) e de gossan com sulfato, carbonato e pirita (Z.G.S. C), este em contato com a zona de transição.

Zona do Gossan Maciço "ZGM" Na sua porção mais superficial é uma compacta massa ferruginosa vermelha escura, ferruginosa e dominada por goethita e com fragmentos de talco xisto, resistentes à alteração (Fig. 20M).

Zona do gossan bandado "ZGB" Com 5 a 6 m de espessura, se caracteriza pela alternância de leitos ora mais ora menos escuros, decorrentes da dissolução, deposição e redeposição de óxidos de ferro, controladas por fraturas, fissuras, falhas e pela foliação milonítica que canalizam as soluções superficiais em profundidade (Fig. 20N). Como as demais zonas, é constituída por massa de goethita, mas das quais difere pela presença microscópica de pirrotita e pentlandita primárias e de violarita e pirita secundárias, bem como de magnetita e restos de talco, por vezes mesoscópico, e localmente serpentina e anfíbólio (Fig. 20).

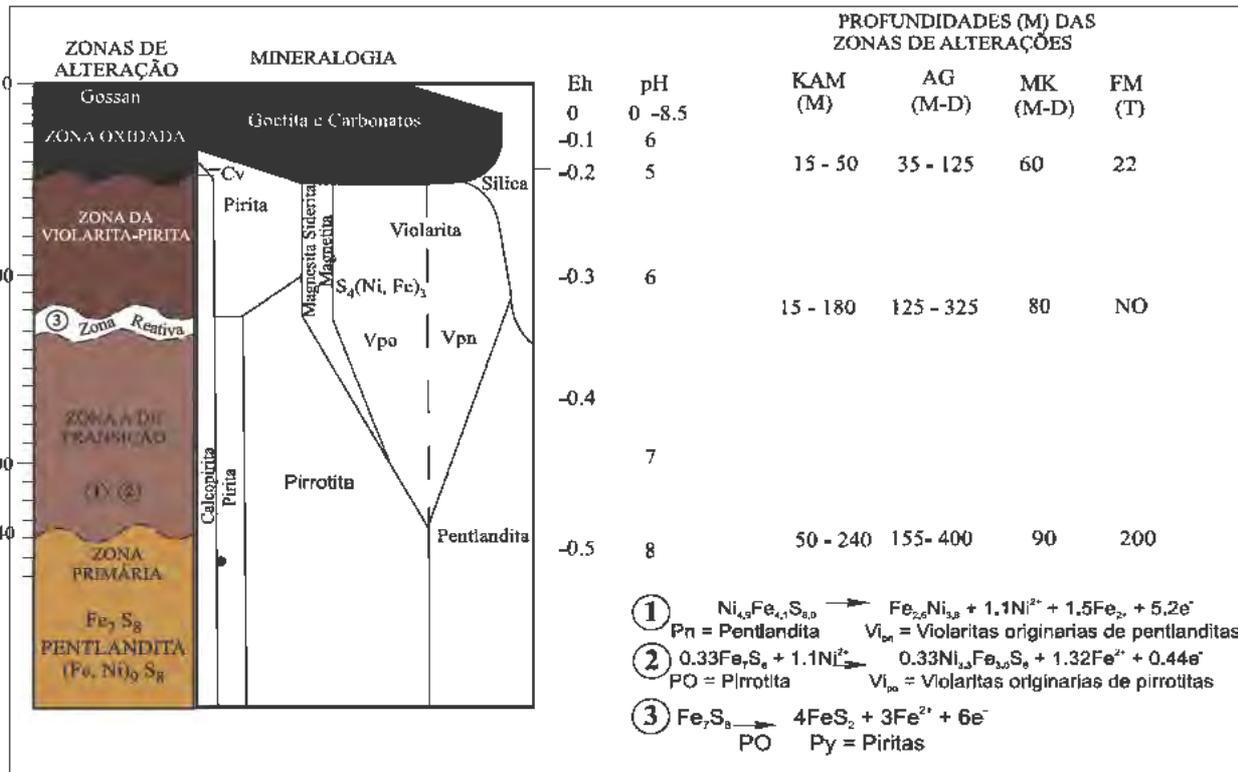


Figura 17 Esquema das zonas de alteração supergêna indicadas por diferentes assembléias minerais de três perfis sobre depósitos de Ni Cu em komatiitos da Austrália, similares às de Fortaleza de Minas (Modificado de Marston et al. 1981 e Nickel et al. 1977). (KAM) Kambalda, (AG) Agnew, (MK) MT.Keith e (FM) Fortaleza de Minas: (M) minério maciço, (D) disseminado, (T) todas tipologias de minérios (BR, MX, DS, SC, SU e MH). (NO) não observado no depósito.

Tabela 8 Parâmetros estatísticos da zona oxidada do depósito de Fortaleza de Minas calculados a partir de 412 análises.

Solo	ZST				ZSG				ZSR			
	Média	Teor Mínimo	Teor Máximo	Desvio Padrão	Média	Teor Mínimo	Teor Máximo	Desvio Padrão	Média	Teor Mínimo	Teor Máximo	Desvio Padrão
Cu (%)	0.16	0.05	0.26	0.06	0.26	0.19	0.43	0.06	0.36	0.21	0.60	0.17
Ni (%)	0.35	0.13	0.77	0.18	0.44	0.29	0.73	0.11	0.40	0.22	0.60	0.19
Co (ppm)	511.2	310	860	150.37	625	160	1280	338.38	486	210	910	275
Au (ppm)	0.03	0.01	0.07	0.01	0.03	0.02	0.07	0.01	0.13	0.02	0.33	0.13
PGE	0.18	0.03	0.70	0.16	0.32	0.11	0.66	0.17	0.24	0.08	0.68	0.24

Zona do gossan com sulfato, carbonato e pirita "ZGSCP"- Presente em toda extensão da jazida entre 16 e 22m de profundidade. Situa-se na zona de saturação (lençol freático) ou dos sulfetos supergenos e marca a passagem da zona oxidada para a de transição (Fig. 20J) e contém uma variedade de minerais representados por pirrotita, pentlandita e pirita em transformação para sulfato (melanterita), bem como siderita, aragonita e malaquita fibro radiada (Fig.20). Além desses, é comum a presença de pirita níquelífera que, por vezes, ocorre em concentrações maciças (Fig. 20K). Esta zona é a mais rica em Cu, Ni, Co, Au e

PGE da zona oxidada (Fig. 19).

Zona de transição - Seu contato com a zona imediatamente superior é irregular e transicional e possui cerca de 100 m de espessura (Fig. 21). Carvalho & Brenner (2001) a subdividem em duas zonas distintas, designadas de violarita/bravoita "ZTVB" e de transição com violarita "ZTV".

Zona de transição Violarita/Bravoita "ZTVB" - É a porção superior da zona de transição e sua designação deriva de que cerca de 30% do volume de pentlandita está alterada para violarita/bravoita. Pode atingir até 30 m de espessura, seu limite inferior é irregular e reflete diferen

Tabela 9 Sumário da composição e principais transformações mineralógicas das diferentes zonas de alteração da jazida de Fortaleza de Minas.

	Minério Primário	Zona de Transição	Zona do Carbonato/Sulfato/Pirita (ZGCSP)	Zona do Gossan Bandado (ZGB) e Maciço (ZGM)	Zona do Solo rico em Gossan (ZSG)
Minerais Principais	Pirrotita (Po)	Po ⁺⁺ , Bv ⁻	Me-lan-terita	Po ⁻ , Bv ⁻ , Go ⁺ , Py ⁺	Po ⁻ , Py ⁺ , Go ⁺
	Pentlandita (Pn)	Pn ⁺⁺ , Bv ⁻		Pn ⁻ , Bv ⁻ , Go ⁺ , SIG ⁻ , PY ⁺	Pn ⁻ , Py ⁺ , Go ⁺
	Calcopirita (Cp)	Cp ⁺ , Cv ⁻		Cp ⁺ , Cv ⁻ , Cpt ⁻	Cp ⁻ , Go ⁺
	Magnetita (Mt)	Mt ⁺ , Hm ⁻	Mt ⁺ , He ⁻ , Go ⁻	Mt ⁻ , Hm ⁻ , Go ⁺	Mt ⁻ , Go ⁺
	Clorita (Cl)	Cl	Cl ⁻	Cl ⁻	-
	Carbonato (Cal)	Cal ⁺ , Dol ⁺ , Mag ⁻ , Viv	Mqt ⁺ , Ara ⁺ , Sid ⁺	-	Go ⁺
	Talco (Tal)	Tal	Tal ⁺	Tal ⁺	Tal ⁺
	Serpentina (Serp)	Serp ⁺ , Tal ⁺	Serp ⁺ , Tal	Serp ⁺	Serp
	Anfíblios	Anf ⁺ , Tal ⁻ , Serp ⁺	Anf ⁻	Anf ⁺	Anf ⁻
Quartzo (Qzo)	Qz	Qz		Qz ⁺	
Acessóri- os	Cr-Magnetita	CrMT ⁺	Cmt ⁺ , Mt ⁻ , Go ⁻	Mt ⁻ , Cmf ⁻ , Go ⁻	Mt ⁺ , Cmf ⁻ , Go
	Esfalerita (Sph)	Sph ⁺	Sph ⁺ , Go ⁺	Go ⁺	Go
	Co-Gersdorffita Cg	Cg ⁺	Cb ⁻ , Go ⁻	Go ⁺	Go
	Ilmenita (Ilm)	Ilm ⁺	Ilm ⁺ , hem ⁻ , Go ⁻	Ilm ⁺ , Go ⁺	Ilm ⁻ , Go
Minerais Raros	Nicolita (Nic)	Bv	Go	Go	Go
	Maucherita (Mau)	Mau	-	-	-
	Ouro (Au)	Au	Au	Au	Au
	Mackinawita (Mac)	Mac	-	-	Go
	Grafita (Gra)	Gra	-	-	Go
	Arsenopirita (Apy)	Apy ⁻ /Py ⁻	-	Go	Go
	Melonita (Mel)	Mel	Mel ⁻	Mel	Mel
	Kotulskita (Ko)	Ko	Ko	Ko	Ko
	Irarsita (Ir)	Ir	Ir	Ir	Ir
	Sperrylita (Spe)	Spe	Spe	Spe	Spe
Osarsita (Osa)	Osa	Osa	Osa	Osa	
Omeita (Ome)	Ome	Ome	Ome	Ome	

Convenções Po⁺ = a pirrotita é dominante; Po⁻ = a pirrotita é subordinada; Bv = bravoita/violarita; Sig = sigenita; Mqt = malaquita; Cv = covelita; Cpt = cuprita/calcotriquita; Anf = actinolita, tremolita, grunerita; Go = goethita; Ara = aragonita; Serp = lizardita, erisotila, antigorita; Mela = melanteritas e vivianitas; Sid = siderita; Cl = chamosita, clinocloro, - = não foi observado; Hm = hematita; Carb = magnesitas, calcitas, dolomitos, sideritas, aragonitas; VIV = vivianita; Mqt = malaquita; CrMT = cromo magnetita; Cg = gersdorf

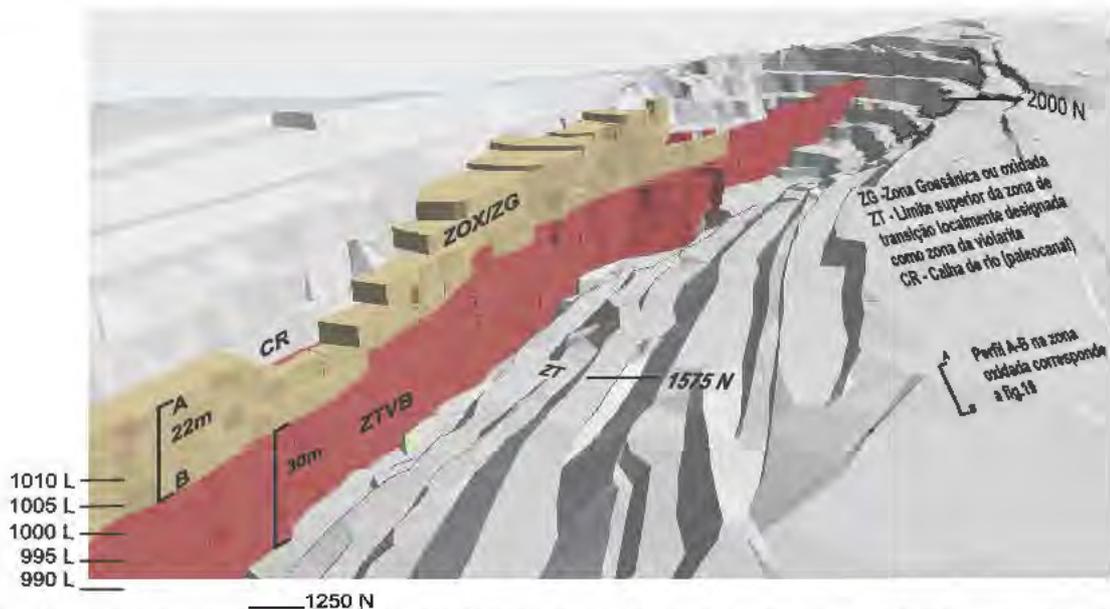


Figura 18 Modelo tridimensional que ilustra o comportamento espacial da zona oxidada (gossan) e o topo da zona de transição da jazida de Fortaleza de Minas. 1010 L refere se a cota altimétrica; 250 N refere se a transversal georreferenciada em relação ao norte da jazida. No detalhe pode se observar a configuração de blocos utilizados para exploração do minério.

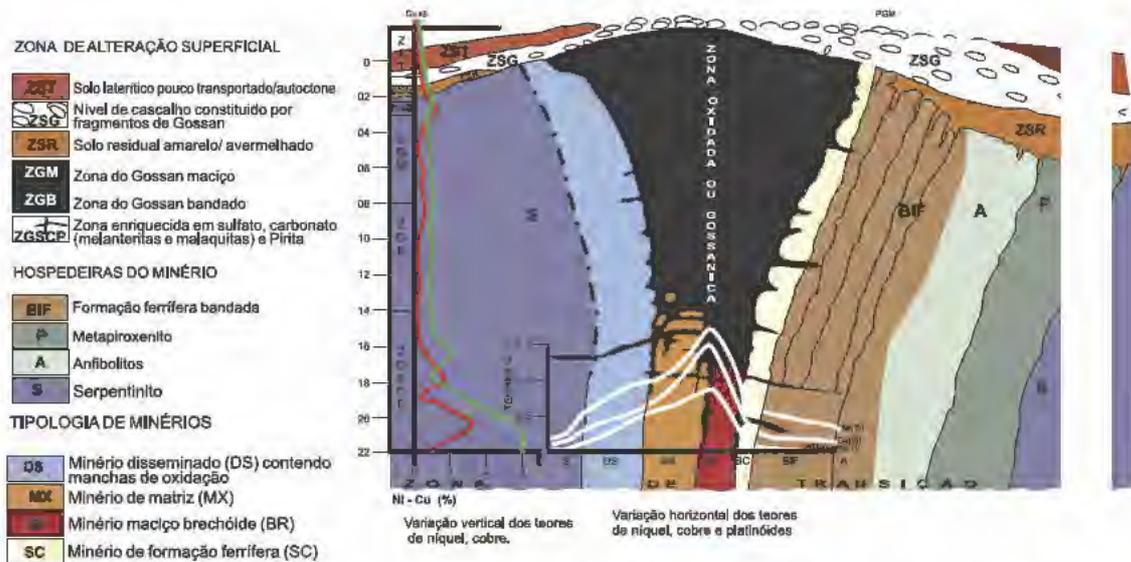


Figura 19 Modelo proposto para a zona de oxidação do depósito Fortaleza de Minas, com indicação da variação vertical e lateral dos teores de Ni-Cu-PGM. Observar que a zona de oxidação é mais profunda sobre o minério de tipo BR, onde a oxidação foi mais efetiva, e menos efetiva sobre o tipo MX. Os tipos Sc e DS praticamente não formam gossan.

tes tipos de minério e as descontinuidades geomecânicas da jazida (Fig. 21). A influência das diferentes tipologias de minério se traduz pelo comportamento diferenciado ao intemperismo e o minério maciço brechóide é mais susceptível de alteração, em contraste com o minério de matriz, com ele em contato, bem como os demais tipos (DS, SU e SC), com menor quantidade de sulfetos, estão pouco alterados (Figs. 19 e 20). Sua característica reside na pronunciada substituição de pentlandita em violarita e de pirrotita para bravoita e pirita secundária (Figs. 20F e I).

Zona de transição com pouca violarita "ZTV" – Essa zona tem entre 75 e 100 m de espessura e se caracteriza pela presença de manchas disseminadas de oxidação em meio ao minério primário (Fig. 21), representado apenas por cristais de pentlandita com textura em bloco (Fig. 20C).

GÊNESE DO DEPÓSITO

Classe dos minérios vulcanogênicos

Os estudos realizados na região de Kambalda por Greshan & Loftus Hills (1976) já mostravam que dezenas de depósitos de sulfeto maciço de Ni-Cu associados a lavas komatiíticas localizavam-se em depressões no substrato dos derrames. Essas depressões, alongadas e de comprimentos quilométricos e centenas de metros de largura, foram interpretadas como feições estruturais e/

ou topográficas e designadas de *embayments*. Também foram identificadas duas outras características para discriminar entre derrames mineralizados e estéreis. Uma se relaciona com o adelgaçamento de camadas sedimentares nas bordas das depressões e seu desaparecimento no interior das mesmas. Outra de que derrames mineralizados são espessos e seu teor de MgO decresce para o topo, em contraste com derrames pouco espessos, pouco fracionados e com frequência portadores de texturas *spinelifex* e estéreis. Trabalhos de revisão por Beresford *et al.* (2005), Leshner & Keays (2002), Leshner (1989), Hill (2001), Hill *et al.* (2004), Barnes *et al.* (2004) e Nadrett (2005) mostram que as depressões que alojam corpos de minério correspondem a canais escavados por derrames ou a tubos de lava em subsuperfície e que seções não mineralizadas e com textura *spinelifex* corresponderiam às fácies laterais resultantes do transbordamento de derrames a partir dos canais de escoamento, com formação de lagos de lava (Fig. 22A).

A construção de modelos térmicos e faciológicos desses derrames mostram que o fluxo turbulento dos derrames komatiíticos, em contraste com o laminar dos derrames basálticos, não resulta em reduções de temperatura nas partes basais, o que favorece a erosão térmica das rochas do substrato. Se este for composto de sedimentos químicos com sulfetos, será assimilado durante a erosão térmica e fornecerá o enxofre necessário (Seat *et*

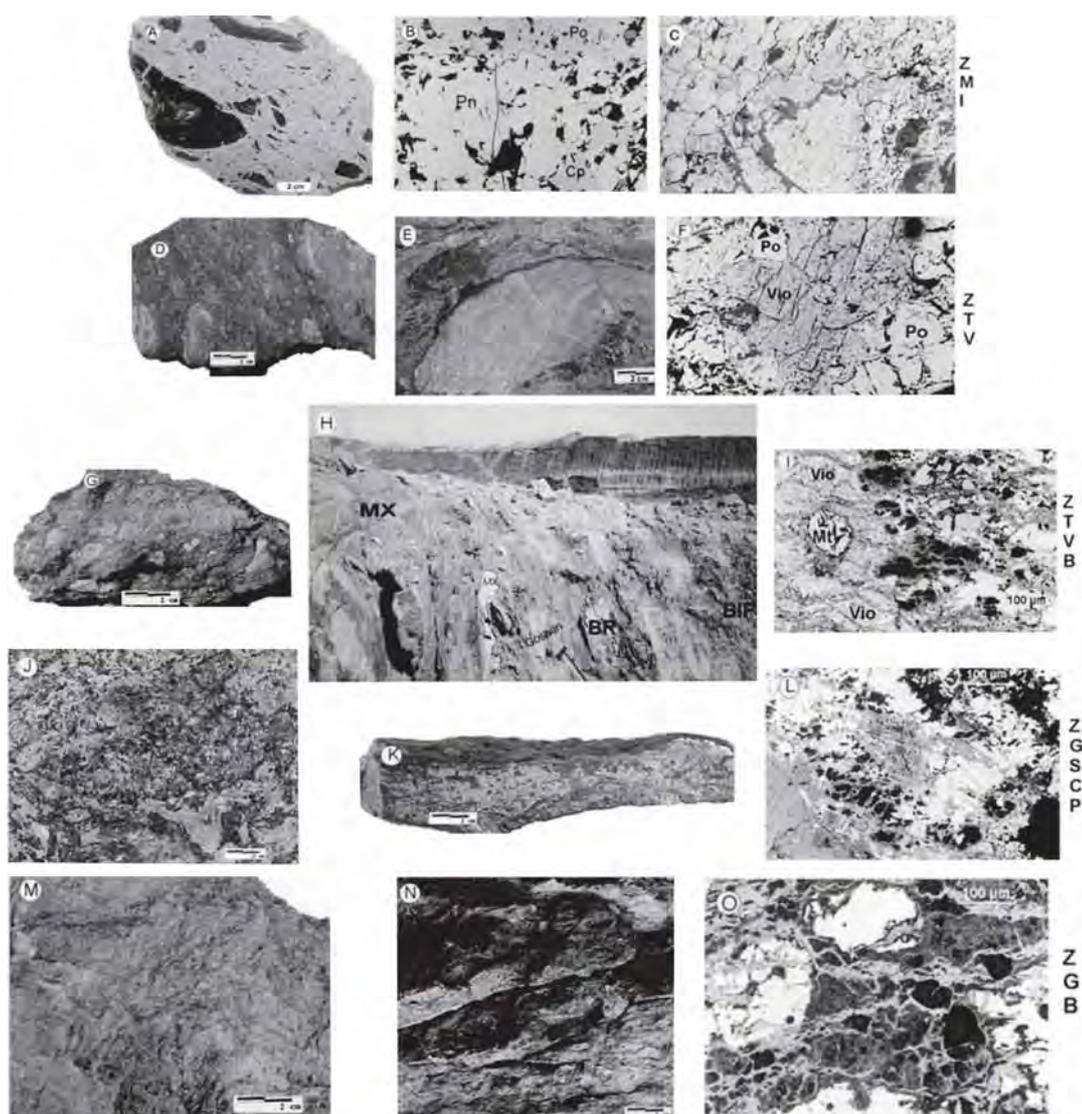


Figura 20 Diferentes tipos de alteração supérgena do minério de Fortaleza de Minas. A Minério BR inalterado no limite ZI/ZMI. B Principais minerais primários (Po, Pn e Cp) do minério. C Alteração inicial da pentlandita para violarita com formação de textura em blocos. D Amostra de minério BR próximo ao contato ZTV/ZTVB. E Contraste da alteração entre o fragmento de BIF inalterado e envolvido por minério BR em avançado estágio de alteração. F Início da alteração da pentlandita para violarita e formação de oxí hidróxido de ferro. G Aspecto do minério BR na ZTVB intensamente alterado. H Minério MX alterado para violarita na ZTVB em contato com minério BR gossânico. I Descontinuidades da violarita/bravoita oriundas de pentlandita e pirrotita e início da alteração para oxí hidróxido de ferro. J Malaquita com textura radial em fraturas do minério BR. K Formação de pirita maciça na ZGSCP. L Formação de pirita a partir de oxí hidróxido de ferro na ZOX. M Aparência do minério BR na ZGM. N Minério BR transformado em gossan bandado (ZGB) ao longo da foliação milonítica. O Minério BR na ZGM com transformação da pirita em oxí hidróxido de ferro. Z/P = ZMI Zona do minério inalterado. ZT Zona de transição; ZTV Zona de transição com violarita; ZTVB Topo da zona de transição com mais de 20% de violarita/bravoita; Pn Pentlandita; Po Pirrotita; Cp Calcopirita; Vio Violarita; Bv Bravoita; ZGSCP Zona do gossan com sulfeto, carbonato e pirita; ZOX Zona oxidada; ZGM Zona do gossan maciço; ZGB Zona do gossan bandado.

al. 2009) para a formação e segregação da assembléia de minerais calcófilos nos derrames, atualmente o modelo este o mais aceito para explicar a gênese de depósitos em komatiitos.

As diferentes fácies dos derrames são função, dentre outros aspectos, do volume e composição

dos magmas, da distância percorrida pelo derrame e da paleotopografia no entorno dos centros eruptivos. Os autores supra mencionados classificam os depósitos de sulfetos deste ambiente em cinco tipos e nove subtipos (Tabela 10), dentre os quais, para Fortaleza de Minas, se destacam os

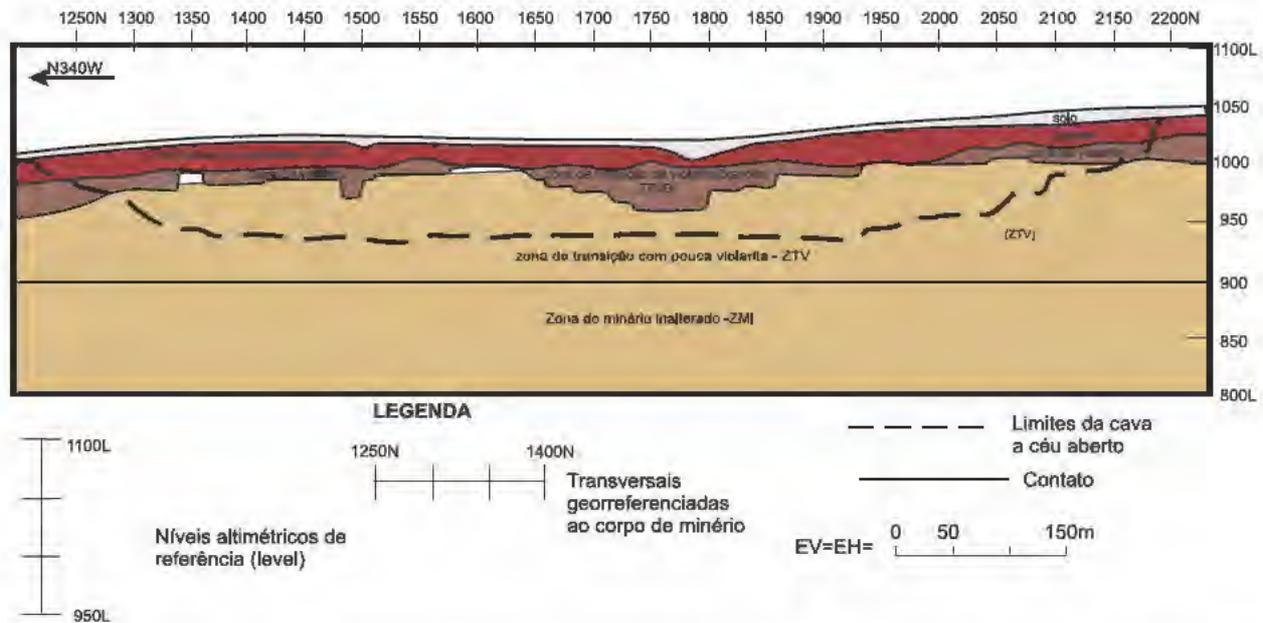


Figura 21 Perfil longitudinal dos limites solo/gossan (ZOX); gossan/zona de transição da violarita/bravoita (ZTVB), e zona de transição com menos violarita (ZTV)/zona do minério inalterado (ZMI). Locais onde a alteração superficial (zona de transição da violarita/bravoita) atinge maiores profundidades representam os domínios interpretados como de antigo canal de lava. ZOX Zona de oxidação ou do gossan; ZTVB Zona de transição da violarita/bravoita; ZTV Zona de transição com pouca violarita; ZMI Zona do minério inalterado.

Tabela 10 Principais tipos de depósitos de Ni Cu PGE, associados a ambientes de lavas komatiíticas.

TIPO	I - BASAL/FOOTWALL		II - STRATABOUND		INTERNO
Subtipo	Ia - estratiforme	Ib - veio (footwall)	IIa - blebby	IIb - intersticial	IIc - cloud
Distribuição dos sulfetos	Na base ou próximo à base de komatiitos peridotíticos ou duníticos	Veios ou stringers em rochas hospedeiras, associados com minério Ia	Disseminações grossas em komatiitos peridotíticos ou duníticos	Disseminações finas em komatiitos peridotíticos ou duníticos	Disseminações muito finas em komatiitos peridotíticos ou duníticos
Textura dos sulfetos	Maciça, intersticial, disseminado, algumas vezes xenomelt-bearing	Maciça	Blebby	Intercumulus, intersticial ou lobular	Intercumulus, intersticial
Teor do Minério	Moderado, levemente fracionado	Variável, comumente rico em cu-pge relativamente aos minérios de origem magmática	Moderadamente alto, relativamente não fracionado	Alto, relativamente não fracionado	Variável (alto a baixo)
Timing e Paragênese	Magmático inicial, segregado antes ou durante o emplacement	Magmático inicial a tardio, injetado durante o emplacement inicial ou formado por cristalização fracionada de mss	Magmático intermediário, segregado durante cristalização da rocha hospedeira cumulada	Magmático intermediário, segregado durante cristalização da rocha hospedeira cumulada	Magmático tardio, mas modificado metamorficamente, segregado durante cristalização das rochas hospedeiras cumuláticas
Exemplos	Alexo, Windaria, Kambalda, Katinniq, Langmuir	Kambalda, Alexo, Katinniq	Damba-Silwane, Otter shoot (Kambalda)	Mt. Keith, Dumont, Perseverance Main	Katinniq, Perseverance Main

dos tipos 1 e 2. A figura 22 mostra a localização de alguns depósitos conhecidos e reinterpretados de acordo com a distribuição morfológica dos derrames desses ambientes.

Segundo Leshner & Keays (2001), depósitos do tipo 1 são minérios acamados dos tipos maciço, matriz e disseminado formados na base de derrames com olivina ortocumulada e mesocumulada e alojados em estreitos canais de lavas mesodistais. Os do tipo 2 se caracterizam por concentrações de sulfetos disseminados na base de camadas de olivina ortocumulada (peridotitos e dunitos) e morfologia *stratabound* e se associam a fácies de derrames de inundação de canais proximais mais amplos.

As características do depósito de Fortaleza de Minas se enquadram como variedade dos de tipo 1, embora sua assinatura geoquímica não seja compatível com a de muitos destes depósitos. Sua vinculação com derrames fracionados (olivina ortocumulada, piroxênio cumulado e gabros) e elevadas razões Cr/Ni e Cr/MgO, consideradas típicas de ambientes de lagos de lavas, em geral interpretados como estéreis comparativamente aos derrames canalizados. Apesar disso, há vários pontos comuns com depósitos do tipo 1. Dentre outros, cita-se a presença de minério maciço, matriz e disseminado confinado na base de espessa unidade komatiítica diferenciada com olivina ortocumulada e evidência de erosão termomecânica

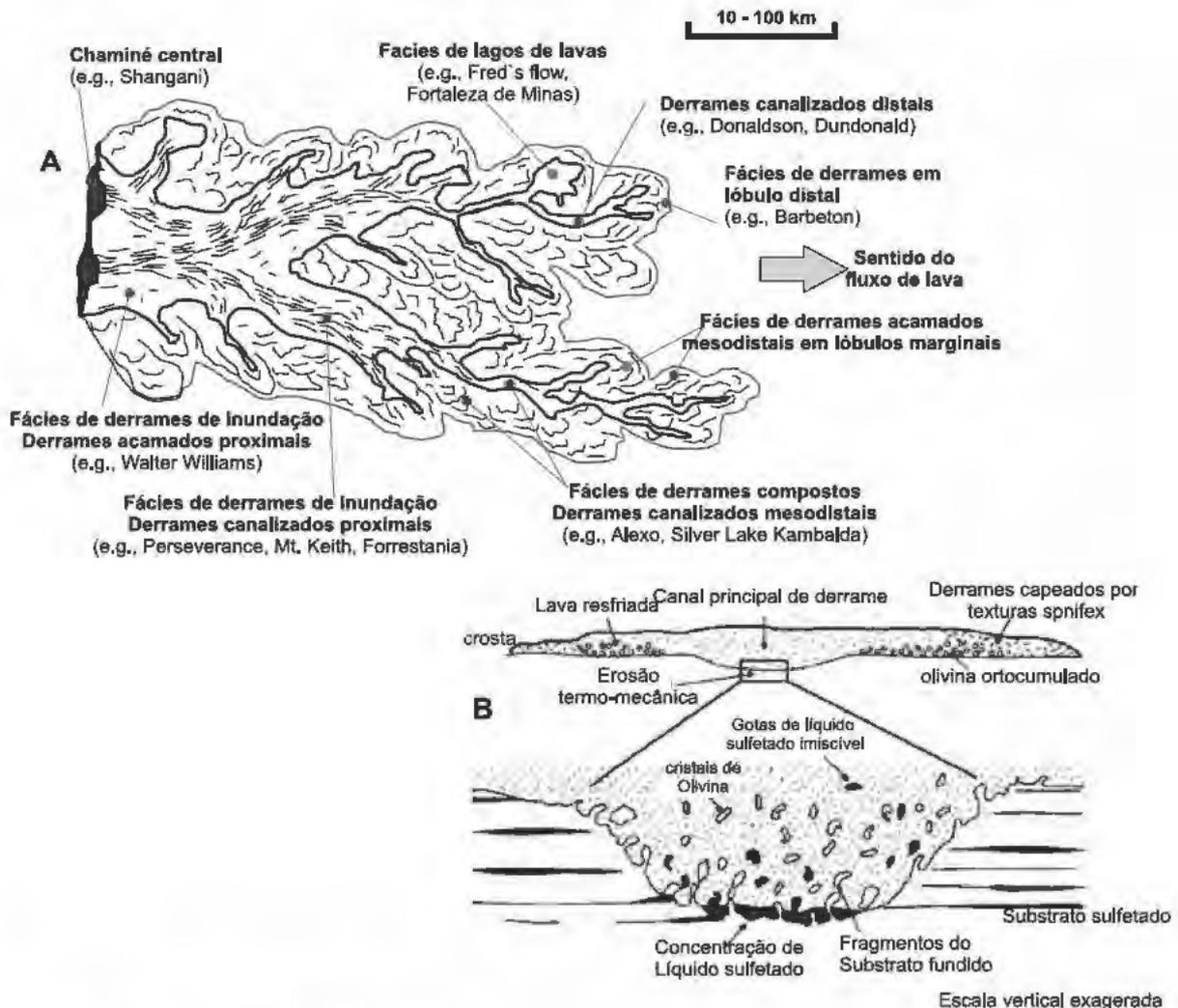


Figura 22 A. Diagrama de distribuição espacial de um derrame komatiítico, posicionando as fácies de derrames e os respectivos depósitos minerais associados B Secção esquemática que ilustra a formação de um depósito de Ni do tipo 1(modificado de Hill 2001), enfatizando o processo de incorporação e assimilação do enxofre capturado das camadas de sedimentos químicos do fundo do canal de lavas. Observe se que o início de concentração mineral na base do canal forma o minério maciço (basal) e, por segregação magmática, os tipos MX e DS (modelo das bolas de bilhar de Naldrett 1973).

dada pela ausência de formações ferríferas na lapa do depósito. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos tipos de minério BR, MX e DS são positivos e superiores a 5‰, indicativos de que o enxofre provém de rochas sedimentares assimiladas durante a erosão térmica, em contraste com $\delta^{34}\text{S}$ magmático negativo e entre 5 e 15‰. Outras evidências de contaminação por erosão térmica são o enriquecimento de Terras Raras Leves e altas razões de S/Se (4.810-17.540) (Brenner *et al.*, em preparação).

O minério primário foi, posteriormente, remobilizado tectonicamente (tipos SU e SC) por atividade de neoproterozóica responsável pela foliação milonítica regional do Sistema Transcorrente Campo do Meio e cavalgamentos. Por outro lado, tanto o minério primário quanto o remobilizado tectonicamente foram afetados por soluções hidrotermais geradas por metamorfismo nos estágios finais da orogênese Brasileira e formação de minério de alto teor do tipo MH.

Referências

- Almeida C.M., Olivo G.M., Carvalho S.G. de. 2007. The Ni-Cu-PGE Sulfide ores of the komatiite-hosted Fortaleza de Minas deposit, Brasil: Evidence of Hydrothermal remobilizations. *The Canadian Mineralogist*, **45**:751-773.
- Almeida F.F.M. de. 1979. O craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco: Salvador [Brasil], Núcleo Bahia, *Soc. Brasileira Geologia, Pub. Especial*, p.13-65.
- Barnes S.J., Hill R.E.T., Evans N.J. 2004. Komatiites and nickel sulfide orebodies of the Black Swan area, Yilgarn Craton, Western Australia. 3. Komatiite geochemistry, and implications for ore forming processes. *Mineral. Depos.* **39**:729-751.
- Beresford S., Stone W.E., Cas R., Lahaye Y., Jane M. 2005. Volcanological controls on the localization of the komatiite-hosted Ni-Cu-(PGE) Coronet Deposit, Kambalda, Western Australia. *Econ. Geol.*, **100**:1457-1467.
- Blain C.F. & Andrew R.L. 1977. Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration. *Minerals*, **9**:119-150.
- Brenner T.L. 2007. *The Fortaleza de Minas Nickel, Copper and Platinoides Deposits: Oretypes, Tectonics and Volcanological aspects*. Tese de doutorado. UNESP, Rio Claro 102 pgs.
- Brenner T.L. & Carvalho S.G. 2007. The Fortaleza de Minas Deposit: An example of Komatiite-hosted Ni-Cu (PGE) deposit in highly fractionated ponded flows. (in press).
- Brenner T.L. & Carvalho S. G. 2006. The Fortaleza de Minas Deposit: an example of komatiite-hosted Ni-Cu-(PGE) deposit in highly fractionated ponded flows. (In press.)
- Carvalho S.G. 1990. *Geologia, petrologia e metalogenia da seqüência vulcano sedimentar de Alpinópolis*. Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro, 216 pp.
- Carvalho S.G., Soares P.C., Antônio N.C., Zanardo A., Oliveira M.A.F. de. 1993. Geologia da seqüência vulcanossedimentar de Alpinópolis, *Rev. Brasileira de Geociências*, **23**:38-51.
- Carvalho S.G., Soares P.C., Barbour A.P. 1992. Mineralizações nos terrenos greenstone de Alpinópolis e Fortaleza de Minas. UNESP, São Paulo, *Geociências* **11**:19-47.
- Carvalho S.G. 1998. *Pesquisa Geológica e Metalogenética em Áreas Pré-Cambrianas no Sudoeste do Estado de Minas Gerais e Leste do Estado de São Paulo*. Tese de Livre Docência. UNESP, Rio Claro, 165p.
- Carvalho S.G., Soares P.C., Angeli N. 1996. Os processos formadores e deformadores das concentrações de cobre, zinco e níquel nos terrenos granito-greenstone de Alpinópolis, MG. UNESP, *Geociências*, **15**:9-39.
- Cavalcante J.C., Cunha L.C., Chierigati C.A., Yamamoto K., Dromond J.B.V., Rosa D.B., Rocha J.M., Coutinho M.G.M. 1979. *Projeto Sapucaí. Mapa e Relatório Final*. CPRM-DNPM, São Paulo.
- Ebert H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**:215-219 (Suplemento).
- Eert H.D. & Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of Southeast Brazil. In: R.E. Woldsworth, R. Strachan, J.F. Dewey (eds.) *Continental transpressional and transtensional tectonics*. The Geological Society of London, Special Publication 135:231-252.
- Feola J.L. 2004. *Mineralizações auríferas hospedadas na faixa metavulcanossedimentar Jacuí-Bom Jesus da Penha - Sudoeste de Minas Gerais (MG)*. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, 272 pgs.
- Fernandes N.H. 1998. *Caracterização petrográfica e química das formações ferríferas bandadas do depósito Fortaleza de Minas em Fortaleza de Minas (MG)*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro, 162 pgs.
- Haralyi N.L.E., Hasui Y., Mito J.A., Hanza V.M., Rodrigues C.V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. SBG, Belo Horizonte, *Boletim Especial*, vol. *Djalma Guimarães, Contribuições à Mineralogia e Petrologia*, p. 71-93.
- Hasui Y., Ebert H.D., Costa J.B.S. 1990. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé. In: SBG, Congr. Bras. Geol., Natal, *Anais...*, v.5, p. 2296-308.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Costa J.B.S. 1993. A megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro com base em dados geofísicos e geológicos. São Paulo, *Geociências*, **12**:7-31.
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F. 1984. Província Mantiqueira, setor Central (Complexos Juiz de Fora, Barbacena e Varginha). In: F. F. M. Almeida & Hasui Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, p.308-44.
- Hasui Y., Mito J.A., Haralyi N.L.E., Saad A.R., Campanha V.A., Hanza V.M., Galli V.A. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais do Estado de São Paulo, Relatório IPT nº 27394. (Inédito).
- Hasui Y., Rodrigues E.P., Quade H., Nik R., Morales N., Zanardo A., Kuller M.L. 1988. Processo de cisalhamento dúctil: modelo de transformações em rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Programa de Desenvolvimento de Recursos

- Minerais do Estado de São Paulo, Relatório IPT nº 25908. (Inédito).
- Hill R.E.T. 2001. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits. *Geochemistry: exploration, environment, analysis*, **1**:365-381.
- Hill R.E.T., Barnes S.J., Dowling S.E; Thordarson T. 2004. Komatiites and nickel sulfide orebodies of the Black Swan area, Yilgarn Craton, Western Australia. 1. Petrology and volcanology of host rocks. *Mineral. Depos.*, **39**:684-706.
- Imbernon R.A.L. 1998. *Os chapéus de ferro associados aos depósitos Canoas (Pb-Zn-Ag), Adrianópolis (PR) e O'Toole (Cu-Ni-EGP), Fortaleza de Minas (MG). Caracterização Textural, Mineralógica e Geoquímica*. Tese de Doutorado, USP, São Paulo, 120 pgs.
- Lambert D.D., Foster J.G., Ripley E.M., Zientek M.L. 1998. Geodynamics of magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits: new insights from the Re-Os isotopes system. *Econ. Geol.*, **93**:121-136.
- Leshner C.M. & Keays R.R. 2002. Komatiite-associated Ni-Cu-PGE Deposits: geology, mineralogy, geochemistry and genesis. In: L.J. CABRI (ed) *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum group elements*. Canadian Institute of Mining Metallurgy and Petroleum Special vol. 54:579-617.
- Leshner C.M. & Campbell I.H. 1993. Geochemical and fluid dynamic modeling of compositional variations in Archean komatiite-hosted nickel sulfide deposits in Western Australia. *Econ. Geol.*, **88**:804-816.
- Marchetto C.M.L. 1990. Platinum-group minerals in the O'Toole (Ni-Cu-Co) deposit, Brazil. *Econ. Geol.*, **85**:921-927.
- Morales N., Carvalho S.G., Choudhuri A., Fiori A.P., Oliveira M.A.F., Rodrigues M.F.B., Soares P.C., Zanardo A. 1983. Geologia das folhas Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Rezende. In: SBG, Simp. Geol. De Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Boletim, 3, p. 411-22.
- Naldrett A.J. 1973. Nickel sulphide deposits: Their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. *Can. Inst. Mining Metallurgy Bull.*, **66**:45-63.
- Naldrett A.J. 1981a. Nickel Sulfide Deposits: classification, composition, and genesis. In B.J. Skinner, (edit), 75th Anniversary Volume, Econ. Geol. Publishing company, El Paso, p. 628-685
- Naldrett A.J. 1981b. Pt group element deposits. In: L.C. Cabri (ed.) *Platinum Group Elements: Mineralogy, Geology, Geochemistry*. *Can. Inst. Min. Met. Spec. Vol.* **23**:197-232.
- Naldrett A.J. & Campbell I.H. 1982. Physical and chemical constraints on genetic models for komatiite related Ni-Sulphide deposits. In: B.T. Arndt & E.G. Nisbet (ed.). *Komatiites*. George Allen & Unwin, London. p. 423-424.
- Naldrett A.J. 2005. A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits. *Can. Mineral.*, **43**:1069-2098.
- Nickel E.H. 1984. The mineralogy and geochemistry of the weathering profile of the tectonic bore Cu-Pb-Zn-Ag sulphide deposit. *Jour. Geochem. Explor.*, **22**:239-264.
- Nickel E.H. 1983. Weathering of sulphide bodies-generalized gossan profile-mineralogical and textural considerations. In: R.E. Smith (Ed.) *Geochemical exploration in deeply weathered terrain*. CSIRO Division of Mineralogy, Florest Park, Western Australia, p.73-87.
- Nickel E.H. & Daniels J. L. 1985. Gossans. In: K.H. Wolf (ed.) *Handbook of Strata bound and stratiform ores deposits*. Amsterdam: Elsevier. 4:261-340.
- Oliveira S.M.B., Blot A., Imbernon R.A.L., Magat P.H. 1995. Alteração supergênica do minério sulfetado de Ni-Cu do depósito de O' Toole, Minas Gerais. In: Congr. Geoquím. Países Língua Portuguesa, 4, Braga, Portugal. *Anais...*, p. 77.
- Oliveira S.M.B., Imbernon R.A.L., Blot A., Magat P.H. 1998. Mineralogia geoquímica e origem dos Gossans desenvolvidos sobre o minério sulfetado de Ni-Cu do depósito de O'Toole, Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:295-300.
- Pimentel M.M. & Ferreira Filho C.F. 2002. Idade Sm-Nd de komatiitos do greenstone belt do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas(MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:147-148.
- Santos M. 1996. *Modelo estrutural da Jazida O'Toole, Fortaleza de Minas (MG)*. 1996. Dissertação de Mestrado. UNESP, Rio Claro, 180 pp.
- Seat Z., Beresford S.W., Grguric B.A., Mary Gee M.A., Grassineau N.V. 2009. Reevaluation of the role of Sulfur addition in the genesis of Ni-Cu-PGE deposits: Evidence from the Nebo-Babel Ni-Cu-PGE deposit, West Mosgrave, Western Australia. *Econ. Geol.*, **104**:521-538.
- Soares P.C., Fiori A.P., Carvalho S.G. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no Maciço de Guaxupé. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais...*, v. 6, p. 2723-34.
- Taylor G.F. & Thornber M.R. 1992. Gossan formation and gossan survey. *Handbook of Exploration Geochemistry* - part II, p. 115-202.
- Teixeira N.A., Gaspar J.C., Brenner T.L., Cheney J.T., Marchetto C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do *greenstone belt* do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas-MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:209-220.
- Thornber M.R., Allchurch P.D., Nickel E.H. 1981. Variations in gossan geochemistry at the Perseverance Nickel Sulfide Deposit, Western Australia: A Descriptive and Experimental Study. *Econ. Geol.*, **76**:1764-1774.
- Wattmuff I.G. 1974. Supergene alteration of the Mt Windarra nickel sulphide ore deposit, Western Australia. *Mineral. Depos.*, **9**:199-221.
- Wernick E., Fiori A.P., Bettencourt J.S., Choudhuri A. 1981. A tectônica rígida do fim do ciclo brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton de São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco e marginais, 1, Salvador, *Anais...*, p. 164-78.
- Zanardo A. 1992. *Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)*. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, 270 pgs.
- Zanardo A., Morales N., Carvalho S.G., Simões L.S.A., Oliveira M.A.F. 1990. Evolução metamórfica da porção sul do Cráton Paramirim. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 36, Natal, *Anais...*, v.4, p.1945-1951.
- Zanardo A., Oliveira M.A.F., Del Lama E.A., Carvalho S.G. 1996. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí, Bom Jesus da Penha, Conceição da Aparecida (MG). *Geociências*, **15**:279-297.

CAPÍTULO VI

DEPÓSITO DE COBRE DE CABAÇAL, MATO GROSSO

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

VI - DEPÓSITO DE COBRE DE CABAÇAL, MATO GROSSO

FRANCISCO EGÍDIO CAVALCANTE PINHO¹, ÉLZIO DA SILVA BARBOZA¹
& CARLOS JOSÉ FERNANDES²

1 - Departamento de Recursos Minerais-ICET/UFMT. E-mail: aguapei@yahoo.com

2 - Geomin - Geologia e Mineração Ltda. E-mail: carlosjfer@yahoo.com

Abstract *The Cabaçal Deposit is located in the southwestern region of the Mato Grosso state, Brazil, into the Amazonian Craton domains. The discovery of the deposit comes from the result of intensive exploration program developed by Mineração Santa Marta - BP International. The mine was operated between 1987 and 1991 and 869,279 tons of ore rich in Au and Cu have been extracted. The region where the mine is located is represented by belts of volcanic-sedimentary rocks separated by granite-gneissic blocks. The sulfide-gold deposit is hosted by the Manuel Leme formation, part of the Alto Jauru Group, Cabaçal Belt. The Manuel Leme Formation was dated by U-Pb method on zircon, the results yield a concordant age of 1853 ± 15 Ma. Due to the high degree of rock deformation and a penetrative foliation, a clear definition of the local stratigraphic sequence was only set during the drilling program and mine operation. This sequence consists of a volcanic-chemical unit, a chlorite rich zone and a volcanic-volcaniclastic unit. The Cabaçal anomalous sulfide concentrations occur in the transition from the felsic volcanic to the tuffaceous sedimentary unit. However, there are other zones of anomalous metal concentrations that do not follow this control. Three phases of deformation affected the Cabaçal mine rocks and caused local sulfides remobilization and gold and silver enrichment. The mineralized zone of Cabaçal has at least three well-defined limits. A NE fault defines the southern border, while the northeastern limit is given by a gabbro sill, and the transition between a weathering rock and mineralized rock and a weakly altered rock marks the southwestern boundary. The northern boundary is not well defined, being marked by a NE fault system. Three mineralized zones were defined and coincide with hydrothermal centers called South Copper Zone (SCZ), Central Copper Zone (CCZ) and East Copper Zone (ECZ). The stringer zones of the three hydrothermal centers become more weakly mineralized and less hydrothermally altered toward the northwest. The hydrothermal alteration in the Cabaçal mine suggests a volcanogenic genetic model in which hydrothermal centers generated sericitization, chloritization and silicification alterations at different stages. The Cabaçal Mine ore is divided into disseminated, banded, venular, brecciated and massive. Gold occurs associated with sulfides, quartz veins and Bi-Te minerals. The paragenetic sequence has been discussed but there is a consensus about the association (pyrite, pyrrhotite, galena, sphalerite and chalcopyrite, native bismuth selenides, tellurides and gold) formed on at least three stages. Despite discussions about the genetic processes involved in the Cabaçal deposit generation, a history involving volcanogenic stage and subsequent deformation events appears to be the most acceptable.*

Keywords: *Copper deposits, Metallogeny, Cabaçal, Mato Grosso, Brazil.*

INTRODUÇÃO

A história do cobre na região sudoeste de Mato Grosso foi primeiramente relatada por Francis de Castelnau (1746, *apud* Miranda 1997), o qual descreveu as ocorrências do Morro do Cobre, médio curso do Rio Jauru, município de Porto Esperidião. Sobre o início da exploração de cobre na região, o Cel. Francisco Antônio Pimenta Bueno descreve que o engenheiro Dupré Junior, em 1879, explorou três veios em três poços, um de 11 m, outros de 15 m, retirando 30 arrobas de amostras com teores de 25 a 30% de cobre bruto. No mesmo

relatório, o engenheiro prevê que há uma continuação do corpo mineralizado para 150 a 200 m de profundidade (Ferreira 1885).

Na década de 1980 a Mineração Santa Marta BP Internacional detectou a anomalia gerada pelo Morro do Cobre, por meio de métodos aerogeofísicos, porém após estudos de maior detalhe, os resultados não foram satisfatórios para a empresa (Miranda 1997).

Ainda na década de 1980, quando desenvolveu intenso programa de exploração mineral na região entre os rios Jauru e Cabaçal, a Mineração Santa Marta BP Internacional localizou anomali

as geoquímicas e geofísicas na Faixa Cabaçal. Duas destas zonas anômalas viriam a se tornar minas. A Mina do Cabaçal e a Mina Santa Helena, sendo a primeira de Cu Au e a segunda de Zn Cu.

A Mina do Cabaçal, objeto principal do presente artigo está localizada na porção sul do Craton Amazônico, a aproximadamente 30 quilômetros da cidade de Araputanga, na região sudoeste do Estado de Mato Grosso (Fig. 1). A área da mina pode ser acessada a partir de Cuiabá, através das rodovias asfaltadas (BR 070 174 e MT 175), em um percurso de aproximadamente 350 quilômetros até a cidade de Araputanga. A partir de Araputanga o acesso se dá pela rodovia não pavimentada MT 148 e estradas vicinais, que também acessam a mina Santa Helena. O acesso também pode ser realizado a partir da cidade de Rio Branco.

A Mina do Cabaçal entrou em operação em março de 1987 e encerrou em 1991 com o esgotamento das reservas e a elevação dos custos operacionais. Um total de 869.279 toneladas de minério foi processado. O teor final de ouro ficou estimado em 5 gramas/tonelada e o de cobre em 0,82%.

Os processos genéticos relacionados à geração dos depósitos de Cu Au e Zn Pb Cu Au da Faixa Cabaçal foram palco de debate nos últimos

anos. Descrições apontam para um modelo genético relacionado aos processos vulcânicos, instalados durante o Paleoproterozóico gerando depósitos do tipo Sulfeto Maciço Vulcanogênico, muito embora existam argumentações sobre processos genéticos associados a cisalhamento que afetou a região.

Várias empresas de mineração estão desenvolvendo trabalhos de exploração mineral na região. Os trabalhos de pesquisa concentram-se nas faixas Cabaçal e Jauru, tendo sido localizadas várias novas anomalias de cobre, chumbo e zinco, além de ouro.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região sudoeste do Estado de Mato Grosso está inserida na porção sul do Craton Amazônico. Até a década de 80 os trabalhos então publicados faziam poucas descrições detalhadas sobre a geologia local, tratando as unidades como de difícil distinção, denominando-as com o termo complexo.

A partir da década de 1980, um convênio de cooperação entre o Curso de Geologia da Universidade Federal de Mato Grosso e o Departamento Nacional da Produção Mineral, levou a um progra

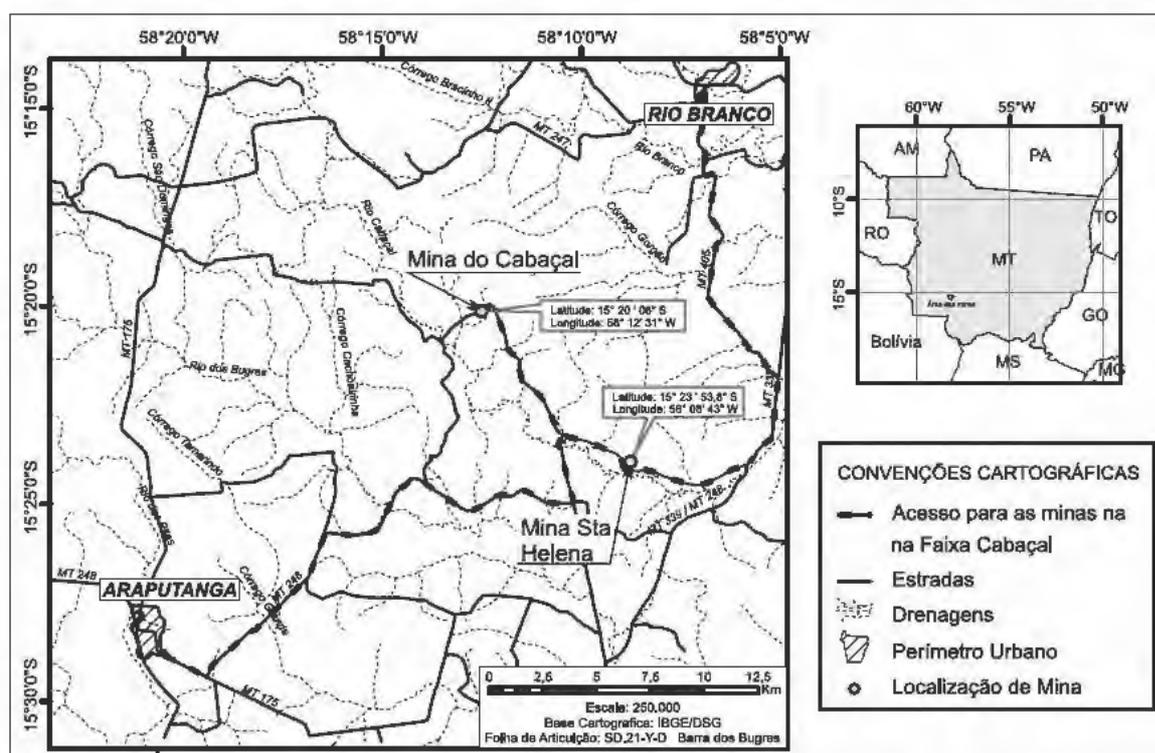


Figura 1 Mapa de localização e vias de acesso para as minas do Cabaçal e Santa Helena na Faixa Cabaçal, sudoeste do Estado de Mato Grosso.

ma de mapeamento geológico na região. Na ocasião, Saes *et al.* (1984) subdividiram o Complexo Xingu de Barros *et al.* (1982) em três subunidades denominadas: Associação Gnáissica migmatítica Brigadeirinho, Granito Santa Helena e Granodiorito Água Clara, também reconheceram uma sequência de rochas plutônicas e vulcânicas básicas a ultrabásicas, associadas com sedimentação clástica e química a qual denominaram de Sequência Vulcano Sedimentar Quatro Meninas.

No mesmo período, final da década de 70 e início da década de 80, a empresa, Mineração Santa Marta (subsidiária da BP Internacional) desenvolveu intenso programa de exploração mineral na região. A partir dos dados obtidos Monteiro *et al.* (1986) reconheceram três cinturões de rochas vulcano sedimentares, entre as cidades de Jauru e Araputanga, os quais foram definidos como sequências do tipo *Greenstone Belt*. De oeste para leste os cinturões foram denominados de Jauru, Araputanga e Cabaçal (Fig. 2), sendo que neste último foram localizadas as concentrações de sulfetos de Cu Pb Zn com Au associado, da Mina do Cabaçal, além de várias outras áreas anômalas.

Monteiro *et al.* (1986) dividiram a sequência vulcano sedimentar em três unidades estratigráficas: A Formação Mata Preta que constitui a base da sequência, sendo distinta pelo vulcanismo básico toleítico submarino, com subordinada associação

de vulcanismo félsico a intermediário e pela ocorrência de metassedimentos. A Formação Manuel Leme é composta por vulcanismo félsico (lavas porfíricas e tufos dacíticos), com pelitos e sedimentos químicos no topo. A Formação Rancho Grande marca o topo da sequência, composta por sedimentos clásticos e químicos, com intercalações de rochas vulcânicas básicas.

No final da década de 1980 a região passou a ser palco de estudos diversos, tanto visando à obtenção de uma compartimentação geotectônica mais adequada, quanto ao detalhamento das unidades estratigráficas ou ao estudo das zonas ricas em mineralizações.

Saes & Fragoso César (1994) e Saes (1999) aprofundaram os estudos sobre a compartimentação geotectônica da região sudoeste de Mato Grosso, quando delimitaram de oeste para leste os terrenos Paraguá (TP), Rio Alegre (TRA), Santa Helena (TSH) e Jauru (TJ).

Ruiz (2005) com base em novas informações de campo, dados geocronológicos (U Pb, Ar Ar e Sm Nd) e geoquímicos, além de informações pré-existentes, sugeriu, para o SW do Craton Amazônico, a divisão em cinco Domínios Tectônicos: Cachoeirinha, Jauru, Rio Alegre, Santa Bárbara e Paraguá. Segundo a nova compartimentação proposta por Ruiz (2005) a Faixa Cabaçal, que hospeda as mineralizações de cobre estaria incluída no

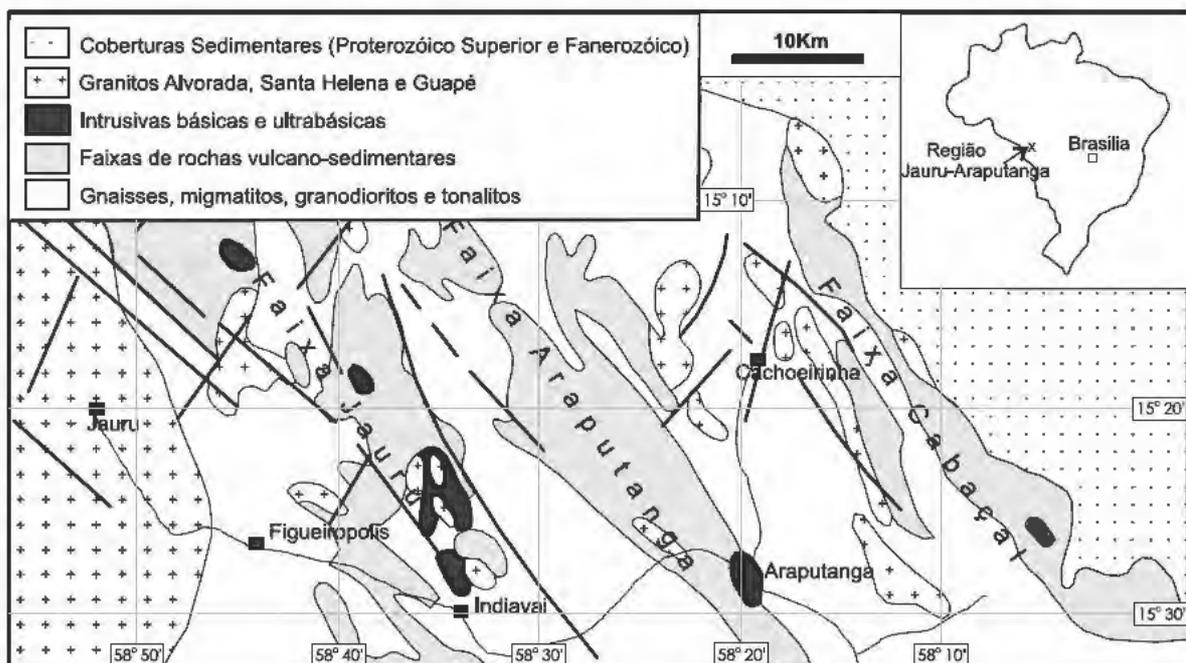


Figura 2 Esboço da Geologia Regional que mostra os três cinturões de rochas vulcano sedimentares, separadas por blocos de gnaisses, migmatitos, granodioritos e tonalitos (modificado de Monteiro *et al.* 1986).

Domínio Tectônico Cachoeirinha (DTC).

Um dos critérios utilizados por Ruiz (2005) para definir a unidade lito tectônica (DTC) foi o fato de que as rochas a ela associadas não exibem registros de ação termal e deformacional da Orogênese Sunsás, conforme indicam os dados K Ar dispo níveis.

Lacerda Filho *et al.* (2004) compilando dados e fazendo checagens de campo para a composição do mapa geológico em escala 1:1.000.000 do Estado de Mato Grosso, definiram a sequência de rochas vulcânicas e sedimentares das Faixas Jauru, Araputanga e Cabaçal como Grupo Alto Jauru. Lacerda Filho *et al.* (2004) definiram o grupo como composto por metabasito toleítico com raros níveis de metatufo andesítico a riodacítico, metapelito, BIF, grafita xisto, quartzo sericita xisto, sericita clorita quartzo xisto, quartzito e paragnaisse.

Segundo Lacerda Filho *et al.* (2004) as faixas Cabaçal e Araputanga estão separadas pelo Complexo Guaporé, Tonalito Cabaçal e Suíte Intrusiva Santa Cruz. Estas unidades estratigráficas são constituídas principalmente por orto e paragnais ses, tonalitos e granitos foliados, e apresentam diferentes idades. O Complexo Guaporé apresenta idade U Pb em zircão em torno de 1740 Ma, enquanto a Suíte Intrusiva Santa Cruz tem idade aproximada de 1587 Ma.

Entre as faixas Araputanga e Jauru ocorrem rochas do Complexo Guaporé e da Suíte Intrusiva Água Clara de idade aproximada de 1485 Ma.

As faixas de rochas vulcano sedimentares e os

blocos que as separam foram intrudidas por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Alvorada, de idades entre 1537 e 1440 Ma e da Suíte Intrusiva Guapé no final do Mesoproterozóico, além de intrusões de rochas básicas e ultrabásicas (Pinho 1996).

GEOLOGIA LOCAL

Para descrição deste item foram utilizadas as informações de acordo com Lacerda Filho *et al.* (2004), além de informações de Monteiro *et al.* (1986) e Pinho (1996). O mapeamento geológico da área de ocorrência da Mina do Cabaçal (Fig. 3) permitiu individualizar as formações Mata Preta e Manuel Leme do Grupo Alto Jauru, Complexo Alto Guaporé, Tonalito Cabaçal, Suíte Intrusiva Santa Cruz, Suíte Intrusiva Alvorada, Intrusões de Gabro e Grupo Aguapeí, que serão descritos a seguir.

O **Grupo Alto Jauru** ocorre em cinturões alinhados segundo a direção N30° 40°W (Fig. 2). Na Faixa Cabaçal este grupo é composto pelas formações Mata Preta e Manuel Leme de Monteiro *et al.* (1986).

A Formação Mata Preta apresenta derrames basálticos maciços, em estruturas almofadadas e vulcanismo explosivo, de afinidade toleítica em sua base. São metabasaltos compostos por actinolita, plagioclásio, quartzo e epidoto, além de titanita, apatita, carbonato, pirita, calcopirita e magnetita como minerais acessórios. A porção de topo é for

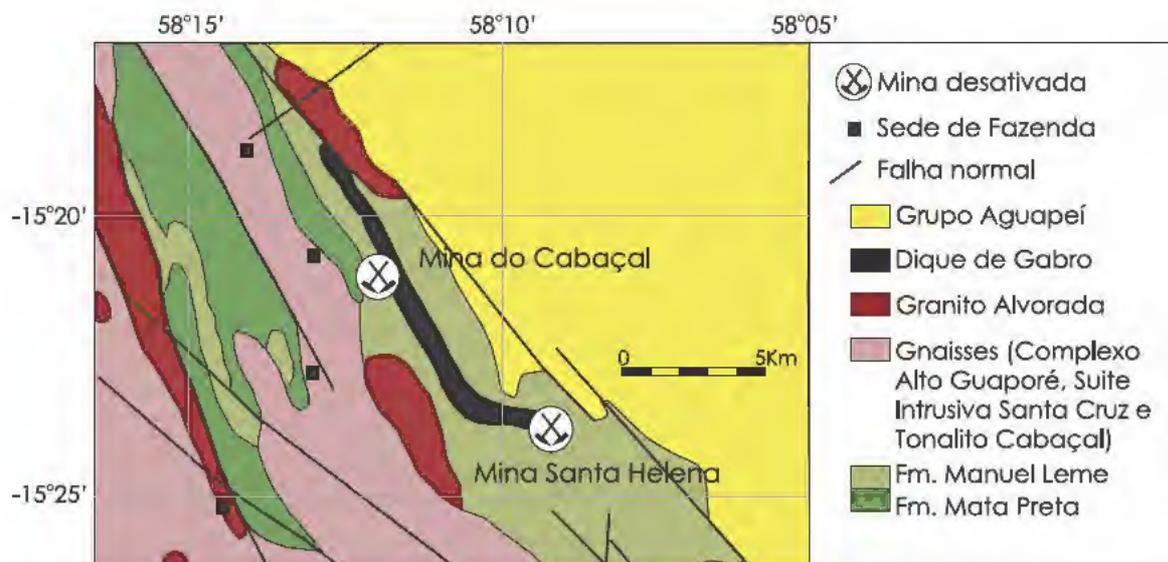


Figura 3 Mapa geológico da Faixa Cabaçal de acordo com Monteiro *et al.* (1986), Pinho (1996) e Lacerda Filho *et al.* (2004).

mada por rochas vulcânicas intermediárias a ácidas (andesitos, dacitos e riodacitos), intercalando-se com o vulcanismo básico.

A Formação Manuel Leme representa um vulcanismo de caráter mais diferenciado, composta por dacitos, riodacitos, tufos félsicos, bem como sedimentos clásticos e químicos. Os dacitos e riodacitos consistem de quartzo, oligoclásio, biotita, muscovita e clorita, com zircão, titanita, apatita e opacos como minerais acessórios. Estas litologias raramente apresentam textura porfírica preservada (Fig. 5A). Os tufos félsicos por sua vez sempre apresentam uma xistosidade bem desenvolvida e predominam na base da Formação Manuel Leme. Metassedimentos clásticos são representados por quartzo sericita xisto e quartzo clorita sericita xisto e a sedimentação química por cherts (Fig. 5B) e formações ferríferas bandadas (BIF), com sericita e clorita e camadas ricas em magnetita. O aumento da sedimentação marca o topo da Formação Manuel Leme.

O ambiente que gerou as rochas do Grupo Alto Jauru, composto por basaltos, rochas vulcânicas félsicas e intermediárias, além de sedimentação, foi implantado no final do Paleoproterozóico. Pinho *et al.* (1997) com base em interpretações de dados de campo e de geoquímica definiram um ambiente arco de ilhas para a geração do Grupo Alto Jauru.

Os dados geocronológicos U Pb em zircão obtidos em metavulcânicas ácidas e tufos, de 1769 ± 29 Ma (Pinho 1996) e de 1767 ± 24 Ma (Geraldés 2000) evidenciavam até então o registro mais antigo do domínio tectônico.

Em estudos geocronológicos por U Pb ICPMS laser ablation em zircões, realizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, de rochas vulcânicas dacíticas da Formação Manuel Leme ($15^{\circ} 20' 08''$ S e $58^{\circ} 12' 31''$ W) foram determinadas uma idade de 1853 ± 15 Ma, MSWD=0,0050 (Fig. 4 e Tabela 1).

O **Complexo Alto Guaporé** foi denominado por Menezes *et al.* (1993). Lacerda Filho *et al.* (2004) classificaram gnaisses orto e paraderivados ocorrentes na Faixa Cabaçal como pertencentes a esta unidade.

Os dados petrográficos dos paragneisses e gnaisses migmatíticos mostraram a presença de sillimanita e cianita cristalizadas paralelamente à foliação metamórfica que é indicativa de condição metamórfica da fácies anfibolito superior e de média P/T. Os hornblenda biotita gnaisses e os biotita gnaisses granodioríticos apresentam fluxo milonítico marcado pelo alinhamento dos minerais máficos e minerais oclares e tabulares recristalizados de plagioclásio. A química dos ortogneisses revelou caráter metaluminoso de afinidade calcio alcalina, similares aos batólitos cordilheiranos modernos (Lacerda Filho *et al.* 2004).

Esta unidade corresponde às Suítes Intrusivas Quatro Marcos e Santa Fé (Carneiro *et al.* 1992) e às Suítes Intrusivas São Domingos e Aliança (Ruiz

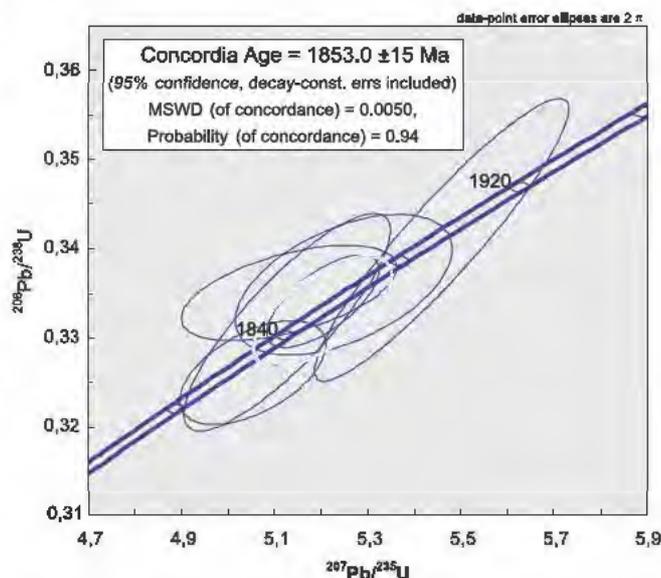


Figura 4 Diagrama concórdia U Pb para os cristais de zircão de rocha vulcânica dacítica da Formação Manuel Leme, Faixa Cabaçal MT.

Tabela 1 Dados isotópicos de U Pb em zircão de rocha vulcânica dacítica da Formação Manuel Leme, Faixa Cabaçal MT.

Grão	Idades Aparentes										Conc. (%)						
	f_{206} (%)	Th U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err (%) 1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err (%) 1sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err (%) 1sigma	Rho		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	(Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(Ma)
Z02	0,15	0,24	10051	0,112082	0,92	5,127	1,76	0,331784	1,50	0,85	1833	17	1841	15	1847	24	100,74
Z07	0,89	0,33	1738	0,111075	1,72	5,131	1,84	0,335054	0,65	0,53	1817	31	1841	16	1863	11	102,52
Z10	0,45	0,27	3435	0,112390	1,04	5,054	1,27	0,326125	0,73	0,54	1838	19	1828	11	1820	12	98,97
Z11	0,65	0,30	2368	0,112959	0,70	5,204	0,94	0,334110	0,63	0,68	1848	13	1853	8	1858	10	100,58
Z17	2,41	0,25	641	0,113311	1,53	5,249	1,81	0,335965	0,96	0,51	1853	28	1861	15	1867	16	100,76
Z19	0,11	0,25	27779	0,116097	0,75	5,459	2,04	0,341002	1,90	0,93	1897	13	1894	17	1891	31	99,71

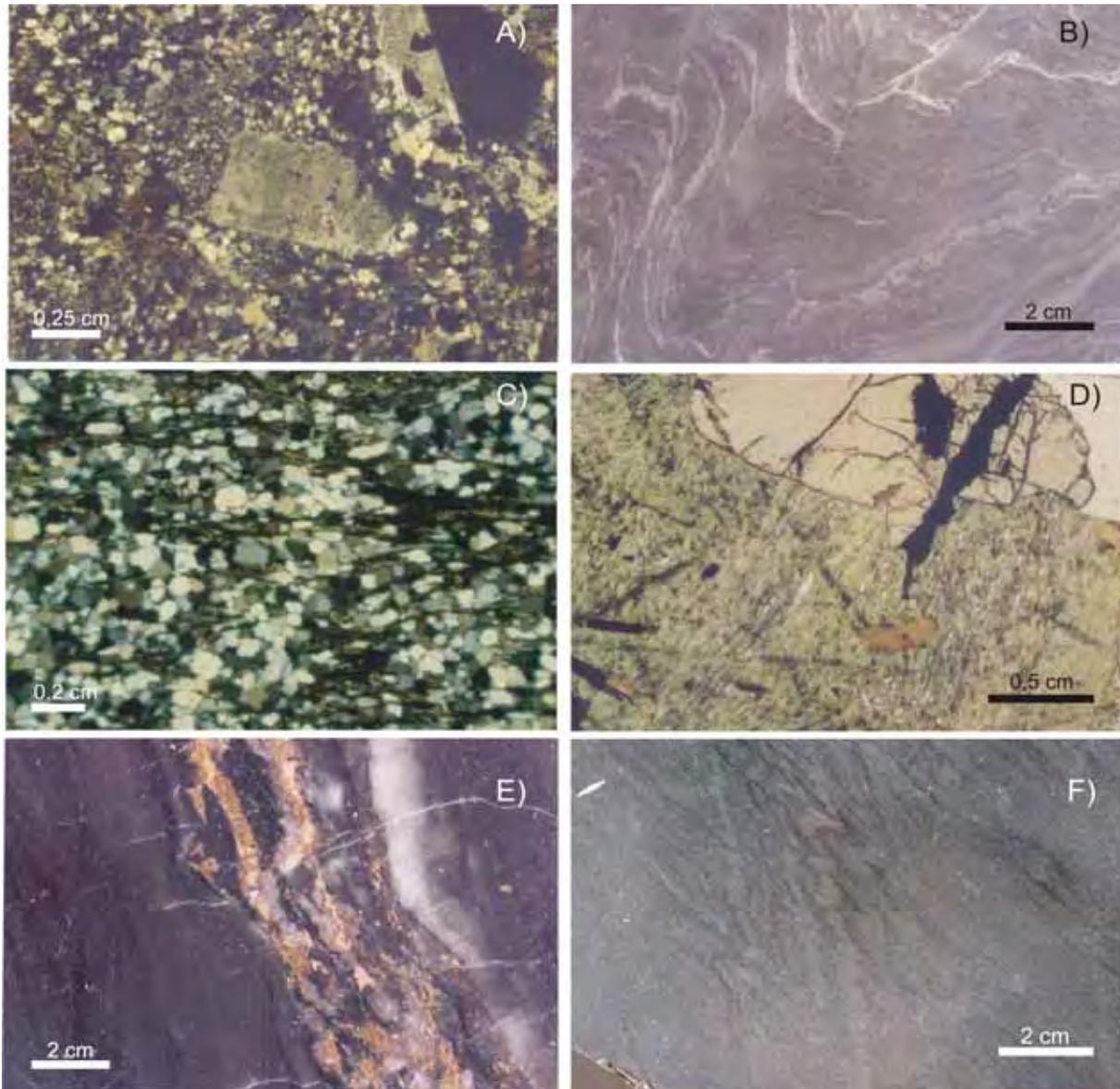


Figura 5 A) Dacito com textura porfírica preservada, nicóis cruzados; B) Amostra polida de metassedimento químico representado por chert; C) Metachert bandado (CHB) com bandamento marcado pela variação de coloração das camadas silicosas, e por finas bandas de sericita, clorita e/ou biotita, nicóis cruzados; D) Zona da Clorita rica em granada, luz natural; E) Amostra polida da Zona da Clorita cortada por veio de quartzo rico em sulfetos; e F) Amostra polida de tufo félsico.

1992). Geraldtes (2000) indica que tais rochas cristalizaram-se em torno de 1750 Ma (Suíte Intrusiva Aliança) e 1550 Ma (Suítes Intrusivas São Domingos e Quatro Marcos).

Monteiro *et al.* (1986) individualizaram uma intrusão tonalítica, exposta ao longo do médio curso do Rio Cabaçal, a qual denominaram de **Tonalito Cabaçal**. Na Faixa Cabaçal ocorre como corpo alongado na direção NNW que cobre uma área de aproximadamente 90 Km², composta por rochas mesocráticas de granulação média a grossa, apresenta uma xistosidade e localmente faixas cisa-

lhadas que seguem a direção regional NNW. Os níveis mais escuros apresentam hornblenda e biotita, enquanto os mais claros são compostos por andesina, microclina e quartzo. Minerais acessórios incluem apatita, titanita, allanita, zircão e magnetita.

Pinho *et al.* (2001) apresentaram dados obtidos em análises U Pb em zircão realizados no *Isotope Geochemistry Laboratory of the Kansas University*, mostrando que o Tonalito Cabaçal apresenta diferentes populações de zircões, as quais representam diferentes idades, que variam des-

de o Arqueano (2635 Ma) até o Neoproterozóico (645 Ma). Pinho & Chemale (2009) em análises U Pb *Laser ablation* em zircões realizadas no LGI UFRGS, confirmaram os dados obtidos por Pinho *et al.* (2001). Estes dados levaram Pinho & Chemale (2009) a sugerirem que pelo menos parte das rochas mapeadas como Tonalito Cabaçal, representa rochas geradas durante o Neoproterozóico na Faixa Cabaçal.

A **Suíte Intrusiva Santa Cruz** foi inicialmente denominada por Ruiz (1992), constituindo um corpo granítico de dimensão batolítica, com direção NNW, estendendo se desde a localidade de Reserva do Cabaçal até a cidade de São José dos Quatro Marcos, que juntamente com o Complexo Alto Guaporé, separa a Faixa Cabaçal da Faixa Araputanga. Ruiz (1992) mapeou duas fácies petrográficas, uma dominante, sendo composta por rochas leucocráticas, de cor rosa, inequigranulares grossas a médias, foliadas, classificadas como biotita monzogranitos e biotita sieno granitos; outra fácies correspondente a rochas mesocráticas, de cor cinza escura, faneríticas, equigranulares, de granulação grossa, foliadas, classificadas como hornblenda granodioritos.

Geraldes (2000) obteve idade U Pb em zircões entre 1587 ± 4 Ma e 1549 ± 10 Ma, a provável idade de cristalização da Suíte Intrusiva Santa Cruz.

Idades U Pb em zircão entre 1546 ± 15 Ma e 1389 ± 3 Ma obtidas por Geraldes (2000) e Ruiz *et al.* (2004) em corpos graníticos da **Suíte Intrusiva Alvorada** mostram que a região foi submetida a intrusão de pequenos plutons monzograníticos, arredondados a elípticos com orientação NW, equigranulares, de granulação média a fina, isotrópicos a levemente orientados.

O termo Granito Alvorada foi utilizado inicialmente por Monteiro *et al.* (1986) quando diferenciou corpos graníticos anteriormente mapeados como pertencentes à Suíte Intrusiva Guapé de Barros *et al.* (1982). A denominação de Suíte Intrusiva Alvorada coube a Ruiz (1992).

Diques e sills de gabro ocorrem na parte central da Faixa Cabaçal, intrudidos em rochas da Formação Manuel Leme. A principal ocorrência é representada por um dique de direção N70 80W, com mergulho para NE que se estende por mais de dez quilômetros, passando nas proximidades da mina do Cabaçal (Figs. 3 e 6). São rochas de granulometria média, tornando se grossa na parte cen-

tral, composta por labradorita, augita, serpentina, biotita e magnetita. Pirita e pirrotita encontram se disseminadas em pequenas proporções. Não existem datações para estas rochas, podendo ser relacionadas com outras intrusões de caráter básico que ocorrem na Faixa Jauru.

No final do Mesoproterozóico a região foi recoberta por sedimentos do **Grupo Aguapeí**, são conglomerados e quartzitos que sustentam a Serra de Monte Cristo na porção leste da Faixa Cabaçal. Coube a Souza e Hildred (1980) a denominação de Grupo Aguapeí e a divisão em três formações: Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino. No local os sedimentos fazem parte da unidade de base deste grupo.

DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO

O depósito do Cabaçal está hospedado na Formação Manuel Leme. Devido ao alto grau de formação das rochas e a uma foliação penetrativa, uma clara definição da sequência estratigráfica local, somente foi definida durante o programa de sondagem e de operação da mina. Esta sequência consiste de uma unidade vulcano química, uma zona cloritizada e uma unidade vulcânica vulcanoclástica (Fig. 5). Estas unidades foram inicialmente descritas nos relatórios internos da Minação Santa Marta e posteriormente por Pinho (1996).

A Unidade vulcano-química (CTB) segundo a nomenclatura utilizada pelos operadores da mina. Consiste de metatufos e cherts bandados, intercalados com metassedimentos detríticos e químicos, e metavulcânicas ácidas e intermediárias a básicas.

A maioria destas rochas é representada por xistos compostos por sericita, clorita, biotita e quartzo, em proporções diferentes para cada protólito. São quartzo sericita clorita±biotita xisto, sericita quartzo xisto, sericita quartzo clorita±biotita xisto e clorita sericita quartzo xisto.

Localmente são observados relíquias de acamamento e acamamento gradacional. Geralmente essas estruturas são milimétricas a centimétricas, e subparalelas à foliação principal. Alguns tufos silicificados mostrando inversão gradacional foram observados (Mason & Kerr 1990).

Metacherts bandados (CHB) estão intercalados na CTB, consistem de até 98% de sílica. Um bandamento proeminente pode ser observado nes

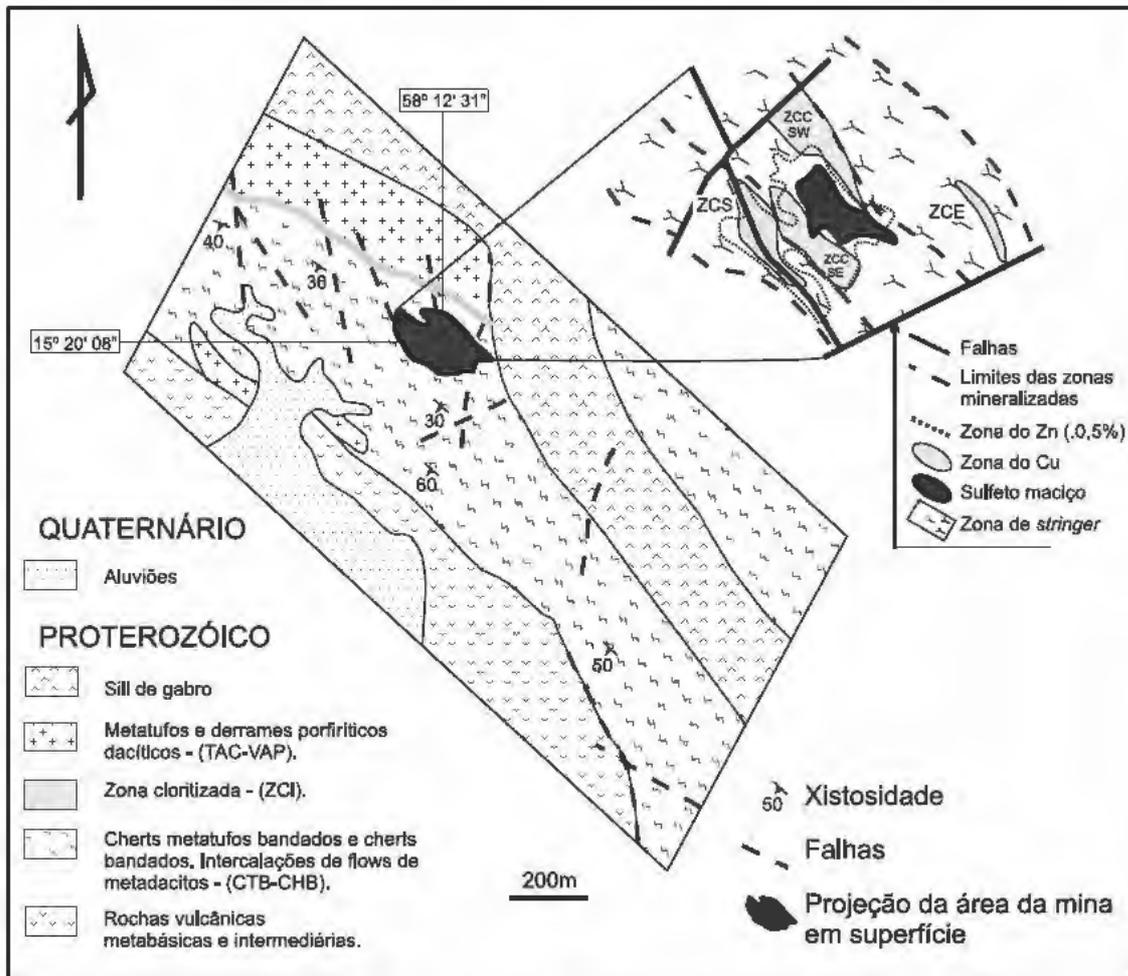


Figura 6 Mapa geológico da área da Mina do Cabaçal, com detalhe para as três zonas mineralizadas (modificado de Mason & Kerr 1990 e Pinho 1996).

tes cherts, marcado pela variação de coloração das camadas silicosas, e por finas bandas de sericita, clorita ou biotita (Fig. 5C).

Na porção sudoeste da mina ocorrem intercalações de derrames dacíticos porfíricos cinza, finos, com foliação incipiente e composta por plagioclásio, quartzo, biotita e sericita.

Metavulcânicas básicas a intermediárias ocorrem na porção sudeste da mina, representadas por biotita clorita xistos com fragmentos de epidotos. São metalufos e brechas com fina matriz rica em clorita, epidoto e quartzo.

A Zona Cloritizada (ZCL) ocorre entre a CTB e o pacote de tufos e metavulcânicas porfíricas, denominado (TAC/VAP). O contato entre ZCL e CTB é gradacional, com fragmentos de CTB na ZCL e por vezes intercalações entre as duas unidades. Por outro lado, o contato entre ZCL e TAC/VAP é brusco marcado pela ocorrência de um nível rico em biotita de até 20 cm de espessura e pela concen-

tração de veios de quartzo.

A ZCL é representada por um xisto verde escuro (Figs. 5D e 5E), rico em clorita com alguma biotita e sericita, calcita é um mineral comum nesta rocha. Granada, estilpnomelano e grunerita com mingtonita ocorrem em leitos centimétricos, não contínuos.

Grande parte das ocorrências de cobre está relacionada à ZCL. Magnetita e sulfetos (pirrotita, calcopirita, pirita, galena e esfalerita) são comuns nesta unidade. Os sulfetos ocorrem como corpos maciços, associados com veios de quartzo de diferentes direções, ou bandado em finas camadas paralelas à foliação principal.

A Unidade **Tufácea, Metavulcânica Porfírica**, denominada (TAC/VAP), é representada por um xisto marrom composto por quartzo, plagioclásio, biotita, sericita e clorita. Como acessórios ocorrem calcita, epidoto, granada e sulfetos (pirita, pirrotita, calcopirita, galena e esfalerita). Por vezes são

observadas as camadas originais de deposição dos tufos (Fig. 5F).

Rocha metavulcânica ácida porfirítica, composta por fenocristais de plagioclásio em uma matriz de quartzo, feldspato, clorita epidoto e sericita ocorre intercalada com os níveis de tufo ácido.

Quando analisamos as concentrações de sulfeto e Au das minas do Cabaçal e Santa Helena, além de outras áreas anômalas na Faixa Cabaçal, é possível se observar a existência de um controle estratigráfico para estas mineralizações. Na Mina do Cabaçal as concentrações anômalas de sulfetos ocorrem na transição entre uma metavulcânica félsica e sedimentos tufáceos. No entanto, existem outras zonas de concentrações anômalas de metais que não seguem este controle. Este é o caso de anomalias que ocorrem a norte da área da mina.

Este controle litológico do depósito, aliado aos complexos processos deformacionais a que o mesmo foi submetido, como será descrito a seguir, leva a uma interpretação de uma geração sinvulcânica para a concentração de sulfetos e ouro, com posteriores remobilizações.

Três eventos de deformação podem ser reconhecidos na área da Mina do Cabaçal (Franke & Osborne 1987, Marten 1988, Monteiro *et al.* 1989).

A estrutura (S_0) é raramente reconhecida como graduação de camadas no CTB, ou como contato entre derrames vulcânicos e também na variação das camadas nos tufos. Ocorre com direção NW e mergulho de baixo a alto ângulo para SW.

A primeira deformação desenvolveu dobras S e Z, e uma xistosidade regional penetrativa (S_1). As dobras apresentam planos axiais N20 40°W com diferentes mergulhos e eixos mergulhando levemente para SSE e SSW. A superfície S_1 é formada pela intercalação entre finas camadas de quartzo e de micas com direção NW mergulhando para SW. Esta primeira deformação foi acompanhada de um metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito marcada pela assembléia sericita + biotita + grana + quartzo ± estauroлита, localmente com sillimanita. Pinho *et al.* (1996) usando o sistema de calibração de Thompson (1976) calculou a temperatura deste metamorfismo entre 460 e 490°C.

A segunda deformação gerou dobras assimétricas e uma clivagem de plano axial e/ou uma clivagem de crenulação de direção NNE a NNW mergulhando para NW e NE, com ângulos mais baixos do que os de S_1 .

Um esforço compressivo marca a terceira de formação, que é ortogonal às duas anteriores. Causou ondulações nos eixos dos dobramentos de S_1 e S_2 e um leve dobramento regional. A superfície gerada por esta deformação está pobremente representada por clivagem de plano axial de atitudes WNW NE, formando *kink bands* e crenulações na intersecção com as superfícies de S_1 e S_2 .

O sistema de veios de quartzo, os corpos de sulfeto maciço e o minério bandado mostram uma relação com as feições estruturais de acordo com o seguinte:

uma primeira geração de veios de quartzo ocorre na mina e nas áreas adjacentes. Os veios estão deformados e cisalhados concordante com S_1 . Esta geração de veios mostra veios de quartzo leitoso de espessura que variam de poucos milímetros a um metro, com concentrações de sulfetos e de fragmentos de ZCL.

outra geração de veios de quartzo está relacionada à segunda fase de deformação. Estes veios são ricos em sulfetos e apresentam significantes teores de ouro. Marten (1988) sugeriu que a concentração de ouro nesta geração de veios está relacionada à existência de ouro nas rochas encaixantes, pois os mesmos são estéreis em zonas onde a encaixante não apresenta enriquecimento em ouro.

as concentrações precoces de sulfetos em lâminas e bandas concordantes com S_1 mostram relativamente baixos teores de Au. No entanto, quando os sulfetos estão remobilizados no núcleo das dobras da segunda deformação, o enriquecimento em ouro é explicitado pelos grãos de ouro visíveis. Os sulfetos remobilizados são principalmente pirrotita, calcopirita e pirita.

concentrações de Au e quartzo em matriz cloritizada ocorrem em forma de lentes concordantes com S_1 . Estas zonas apresentam altos teores de Au e Cu e os sulfetos ocorrem de forma maciça ou associados aos veios de quartzo.

Ao final do processo de exploração da Mina do Cabaçal foi calculado que um total de 869.279 toneladas de minério foi processado. O teor final de ouro ficou estimado em 5 g/t e o de cobre em 0,82%. Para a Mina Santa Helena a tonelagem anunciada pela revista Minérios & Minerales em 2007 foi de 655.296 t de minério medidas, e uma mesma tonelagem de minérios indicada e inferida. Os teores anunciados são de 6,10% de Zn, 1,22% de Cu, 0,98% de Pb e 1,23 g/t de Au e

41,31 g/t de Ag.

A zona mineralizada do Cabaçal tem pelo menos três limites bem definidos. Uma falha de direção NE define a borda sul, enquanto que o limite nordeste é dado por um sill de gabro, e a transição entre a rocha alterada mineralizada e uma rocha fracamente alterada marcam o limite sudoeste (Mason & Keer 1990). O limite norte não é muito bem definido, sendo marcado por um sistema de falhas de direção NE.

Três zonas mineralizadas foram definidas pela Mineração Santa Marta S.A. (1987) como coincidentes com a foliação principal, mergulhando para SW com ângulos variáveis e para S SE com aproximadamente 20°, coincidindo esta segunda com a zona axial das dobras D₂.

Mason & Kerr (1990) associaram as três zonas de minério com três centros hidrotermais denominados de *South Copper Zone* (SCZ), *Central Copper Zone* (CCZ) e *East Copper Zone* (ECZ) (Fig. 6). As zonas de *stringer* dos três centros hidrotermais se tornam mais fracamente mineralizadas e menos alteradas hidrotermalmente na direção noroeste (Mason & Kerr 1990).

As três zonas mineralizadas mostram características diferentes em respeito à alteração hidrotermal, composição mineral e teores de ouro. As zonas SCZ e CCZ apresentam minério de cobre rico em ouro e prata, e mostram valores erráticos de zinco. Na zona ECZ os sulfetos são pobres em ouro e mostra valores anômalos de zinco. Somente a CCZ apresenta sulfeto maciço.

A zonation do zinco na CCZ mostra um núcleo pobre cercado por valores anômalos, fato que foi interpretado como sendo o centro de um pipe com altas temperaturas e áreas mais resfriadas ao redor (Mason & Kerr 1990).

A distribuição do ouro é errática nas três zonas, mas os teores mais elevados estão na SCZ. Em locais de uma zona da clorita rica em granada o teor de ouro atinge 227 g/ton e se associa a sulfetos remobilizados para núcleos de dobras F₂.

Mason & Kerr (1990) observando a alteração hidrotermal no depósito do Cabaçal sugeriram um modelo genético vulcanogênico, no qual centros hidrotermais geraram alterações dos tipos sericitização, cloritização e silicificação em diferentes estágios (Fig. 7):

Estágio I: Pré mineralização I Sericita: Início da formação do *pipe* de alteração hidrotermal representado por descargas de fluídos em fundo

oceânico. Nenhuma mineralização associada.

Estágio II: Pré mineralização II Biotita e Sericita: Expansão do pipe de alteração (lateralmente e em profundidade). Estágio de mais alta temperatura na CCZ. Poucos veios de quartzo e nenhuma mineralização associada.

Estágio III: Mineralização I Chert e Clorita(I): Expansão do pipe e desenvolvimento da zona da clorita em alta temperatura. Intensificação na geração de veios de quartzo em profundidade e início da formação do capeamento de chert no topo do pipe. Geração de pirita, poucos sulfetos de Cu e Au. Mineralização II Clorita(II) e Chert: Continuação do processo de expansão lateral e vertical do pipe. O capeamento de sílica e a geração de veios de quartzo são intensificados. Stringers de pirita e pirrotita são desenvolvidos na ZCL. Início do processo de formação de pirita, esfalerita e (galena e pirrotita) exalativos. Aparecimento dos veios de quartzo com sulfetos, Bi Te e Au.

Estágio IV: Mineralização III Brechas, Sulfeto Maciço e Clorita: Com o selamento dos canais de migração de fluídos pela sílica ocorre um aumento da temperatura e da pressão na parte central do pipe, resultando em episódios de geração de brechação. Veios de quartzo e sulfetos (pirrotita, calcopirita, pirita, esfalerita e galena com Au Bi Te Se). Continuação da deposição vulcanogênica de pirita esfalerita galena (pirrotita) com fluxos piroclásticos que geram as brechas. Resfriamento da água do mar causa a formação da zona da biotita (ZBI) acima da ZCL.

Estágio V: Mineralização VI pipe ZCL: A elevação máxima da temperatura intensifica a cloritização e causa interação entre veios Au(Cu) com veios Cu(Au, Ag) na CCZ. ZCL substitui parte da ZBI.

Estágio VI: Mineralização Tectônica Dobramento e Cisalhamento: Não existe uma idade estabelecida para o processo que deformou a área do Cabaçal, causando a remobilização e concentração de sulfetos e ouro. Toledo (1998) e Figueiredo (2000) descrevem uma zona de cisalhamento dúctil rúptil, de direção NNW SSE, contemporânea ao plutonismo básico a intermediário na região, como responsável pela formação do depósito do Cabaçal. Marten (1988) sugere que a remobilização de sulfetos para o núcleo das dobras da segunda deformação, levou a um forte enriquecimento em ouro além de pirrotita, calcopirita e pirita.

Quatro assembléias mineralógicas distintas foram identificadas na zona de alteração do depósi

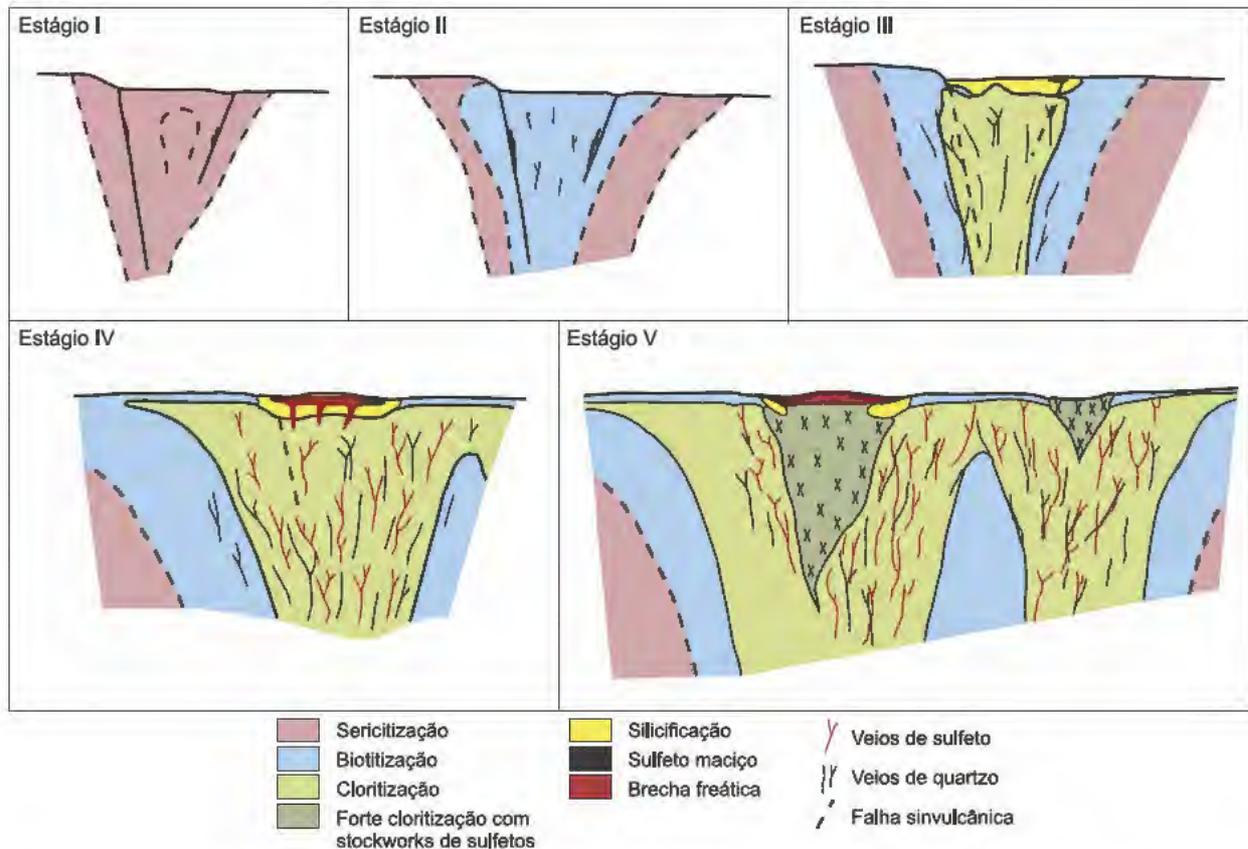


Figura 7 Sequência de alteração hidrotermal de acordo com o modelo genético proposto (Modificado a partir de Mason & Kerr 1990).

to do Cabaçal; zona da biotita, zona da clorita, zona da sericita e zona da sílica.

A *Zona da Biotita (ZBI)* define o limite entre a alteração hidrotermal e o TAC/VAP. Possui espessura variando entre poucos centímetros até 25 metros, formando um importante marcador para as zonas mineralizadas. A biotita é o principal mineral desta zona, ocorrendo também clorita, sericita e carbonato, sulfetos ocorrem em baixa concentração.

A biotita mostra variação entre os conteúdos Fe e Mg e enriquecimento de Mg em relação ao Fe marca as biotitas da ZBI. A passagem da ZBI para a ZCL ocorre é brusca a gradual, sendo comuns fragmentos de uma zona dentro da outra.

A *Zona da Clorita (ZCL)* hospeda a maioria das mineralizações do Cabaçal. O contato com o CTB é gradacional, formando um CTB cloritizado. A ZCL representa a parte central dos condutos por onde percolaram os fluidos mineralizantes (Mason e Kerr 1990). A clorita é o principal componente da ZCL, chegando a 50% do volume da rocha. Outros minerais são biotita, calcita, granada, estilpnomeno, cummingtonita, sulfetos e magnetita. A partir

do diagrama de Hey (1954) a clorita foi classificada como ripidolita, com enriquecimento em Mg e empobrecimento em Fe, quando comparada com outras cloritas do CTB (Pinho 1996). Urabe *et al.* (1983) reportaram situação semelhante para as cloritas do Depósito de Sêneca, onde a razão Fe/(Fe+Mg) alcança 0,28 no centro do halo de alteração e 0,51 nas partes marginais.

Durante a operação da mina bandas centimétricas a decimétricas de ZCL rico em estilpnomeno, cummingtonita, granada, magnetita e pirrotita foram mapeadas em diferentes locais. Estes níveis representam possíveis alterações de formações ferríferas, e caracteristicamente apresentam altos teores de ouro.

Monteiro *et al.* (1989) observaram a presença de plagioclásio parcialmente alterado para material clorítico criptocristalino. Baseados nessa alteração sugeriram que a ZCL representa a alteração de uma rocha andesítica vulcânica ou vulcanoclástica, onde o sódio do plagioclásio foi substituído pelo magnésio.

A *zona da Sericita* envelopa a ZCL e afeta rochas do CTB e do TAC/VAP. É uma rocha bandada

de espessura centimétrica a decimétrica que coincide com a xistosidade principal. As bandas são de quartzo e de sericita e menos comumente de biotita e clorita. Sulfetos ocorrem disseminados e os veios de quartzo são pouco abundantes.

A alteração por silicificação está presente na CCZ e tem o seu início relacionado ao estágio III do modelo proposto por Mason & Kerr (1990). É marcado por uma intensa formação de veios de quartzo em altas profundidades. Na mina esta fase é representada pela ocorrência de veios em alguns níveis. No topo dos pipes de alteração, na interfície água/rocha, a silicificação é representada por um capeamento de chert.

O minério da Mina do Cabaçal está dividido em disseminado, bandado, venular, brechado e maciço. O ouro ocorre associado a sulfetos, veios de quartzo e minerais de Bi Te.

O minério disseminado consiste de grãos ou agregados de sulfetos que ocorrem coincidentes com a foliação principal. São principalmente calcopirita, pirita e pirrotita em concentrações de 0,5 a 1%. A principal ocorrência deste tipo de minério é a zona de contato entre ZCL e CTB.

O tipo bandado forma lâminas contínuas de sulfetos, milimétricas a centimétricas, coincidentes com S1. Geralmente está associado ao CTB e ao topo da ZCL, sugerindo uma gênese vulcânica. Os sulfetos incluem calcopirita, pirita e pirrotita que perfazem 5 a 10% da rocha. Valores acima de 30% não são raros.

O minério venular ocorre em toda a mina. É com posto principalmente por quartzo leitoso, muito embora veios de carbonato ocorram como fase secundária. Existem pelo menos dois sistemas de veios de quartzo na mina. O primeiro consiste de veios de quartzo leitoso e esfumaçado, concordantes com a foliação principal. Os veios desta fase estão dobrados e boudinados, gerando veios lenticulares.

Pinho (1996) e Pinho & Fyfe (1996) sugerem a existência de duas gerações de veios de carbonato para a Mina do Cabaçal. Dados de isótopos de O, C e Sr indicam que o primeiro grupo de veio pode ser relacionado a processos ígneos, enquanto que os veios do segundo grupo tiveram sua origem relacionada a fluidos meteóricos.

Sulfetos são abundantes nos veios de quartzo. Os mais comuns são calcopirita, pirita e pirrotita. Uma feição interessante nos veios de quartzo é a presença de fragmentos de ZCL, sempre acom

panhada de teores mais elevados de ouro.

Os minérios brechados e maciços estão restritos à CCZ associados a ZCL e CTB. As brechas são formadas por fragmentos de ZCL, CTB, tufos e veios de quartzo, em uma matriz de sulfetos. A calcopirita é o principal sulfeto da matriz, no entanto a pirita e a pirrotita estão presentes, e em casos específicos, a galena e a esfalerita formam a matriz. Ouro visível pode ser observado em veios de sulfeto cortando o minério brechado.

Mason e Kerr (1990) sugerem que o minério brechado está associado a uma série de explosões freáticas que ocorreram durante a erupção. Este episódio foi posterior ao processo de alteração hidrotermal que formou as zonas ricas em clorita e quartzo. Daí a existência de fragmentos de rochas hidrotermalmente alteradas nas brechas.

A calcopirita é o principal mineral formador de sulfetos maciços, pirrotita e pirita também se fazem presentes. Neste tipo de minério os sulfetos alcançam o volume de 80% da rocha e ocorrem como lentes pouco espessas (até 1,40 m), concordantes com as camadas vulcânicas ou vulcano-clásticas. Calcopirita substituindo pirita é frequente, sugerindo um minério originalmente rico em pirita como processo inicial de formação.

Os principais estudos texturais e mineralógicos sobre a Mina do Cabaçal são os relatórios internos da Mineração Santa Marta (1987), Marchetto (1988 e 1989) e Pinho et al. (1994).

A mineralogia do minério em Cabaçal inclui sulfetos, selenetos, Bi nativo e ligas Au Ag e Au Bi. Os mais frequentes sulfetos são calcopirita, pirita e pirrotita. Também estão presentes a marcasita, esfalerita, cubanita, galena e molibdenita. Em menores porcentagens ocorrem arsenopirita, covelita, digenita e calcocita. Teluretos, selenetos, Bi, Au e ligas com Au aparecem como traços. As relações texturais entre os minerais sugerem diferentes fases de mineralização.

Como sulfeto predominante a calcopirita consiste até 65% dos sulfetos. Ocorre como massas irregulares e raramente como bandas subparalelas pobremente desenvolvidas, e mostra uma leve anisotropia. Geminação polisintética é constante. Frequentemente a calcopirita é substituída pela pirita ou ocorre como gotas na esfalerita. A ocorrência comum de ripas exolvidas de cubanita e de estrela de esfalerita indicam uma temperatura entre 250-300°C (Marchetto 1989). Estudos de microsonda eletrônica não mostraram nenhum

metal em concentrações anômalas em calcopirita. Figueiredo (2000) descreve a presença de As e Zn nas calcopiritas do Cabaçal.

A pirita representa 25% da fase sulfeto no Cabaçal. Ocorre como grãos euhedrais e anedrais, comumente substituída pelas pirrotita e calcopirita. A pirita representa o primeiro sulfeto a ser depositado e aparece em outras diferentes fases de mineralização. Em amostras analisadas em microsonda eletrônica mostraram os seguintes teores: As (100 200ppm), Ni (100 300ppm) e Co (200 1200ppm).

A pirrotita forma 10% dos sulfetos e ocorre como pseudomorfos substituindo a pirita em massas anedrais. Substituição da pirrotita por clacopirita e/ou marcasita são observadas.

A galena e a esfalerita, muito embora ocorram em toda a zona mineralizada, são componentes menores. A galena ocorre como pequenas inclusões na calcopirita e na pirrotita. Raramente apresenta-se em cristais anedrais em veios sulfetados. Uma fase posterior de veios de galena corta todas as fases silicatadas e sulfetadas. Análises de microsonda eletrônica mostraram que as galenas contêm altas porcentagens de Bi (0,41 5,22%) e Se (1,65 10,92%), e raramente altos teores de Ag (<1,3%). Embora em baixos teores o Se está presente, formando a clausalita (PbSe).

A esfalerita ocorre como estrelas na calcopirita. A porcentagem de Cu na esfalerita está em torno de 0,85%, podendo alcançar teores de 4,17%. Os teores de Cd também se apresentam elevados (0,68% em média).

O Bi está presente como elemento nativo ou formando mineral com Te e Se. Marchetto (1989) descreveu a presença de guanajuatita ($\text{Bi}_2(\text{SeS})_3$) e paraganajuatita ($\text{Bi}_4(\text{SeS})_5$) como representantes da associação Bi Se e a presença de maldonita (Au_2Bi).

O Au ocorre como inclusões nos sulfetos, nos minerais de Bi e Se e nos silicatos. Marchetto (1989) estudando 1115 grãos de ouro concluiu que 42,9% destes ocorrem como ouro livre nos silicatos; 31,8% inclusos nas calcopiritas, 9,1% em piritas, 8,7% em pirrotitas, 1,2% em esfaleritas e 6,3% no limite entre fases sulfetadas e silicatadas. Os grãos de Au em sulfetos são muito finos (1 a 39 μm), enquanto que os grãos de Au livre nos silicatos são mais grossos (50 a 350 μm). Inclusões de Au analisadas em microsonda eletrônica mostraram as seguintes concentrações médias: Au = 71,34%,

Ag = 23,27%, Hg = 0,04% e Bi = 0,45% (Pinho 1996). Os grãos mais grossos associados aos silicatos mostram teores de Ag mais baixos <10% (Marchetto 1989).

Qualquer modelo de seqüência paragenética para explicar a concentração de sulfetos, associação Bi Se e o Au do Cabaçal deve envolver diferentes fases de mineralização, associando-se a processos magmáticos e as fases deformacionais superimpostas. Este tema foi estudado anteriormente (Marchetto 1989, Mason & Kerr 1990, Figueiredo *et al.* 1995, Pinho 1996, Figueiredo 2000).

Mason & Kerr (1990) apresentam uma seqüência paragenética relacionada à temperatura do sistema, na qual a deposição dos sulfetos inicia em baixas temperaturas, com a pirita e a pirrotita, seguidas pela galena, esfalerita e calcopirita, bem como o ouro em temperaturas médias. Sob temperaturas mais elevadas continua a deposição de calcopirita e ouro com redistribuição do ouro já depositado (Fig. 8A).

Uma seqüência envolvendo processos vulcânicos e deformacionais é apresentada por Pinho (1996). Da mesma forma que Mason & Kerr (1990) o autor considera que todos os sulfetos, mais ou menos foram depositados durante o vulcanismo. A partir de então os processos de deformação que se sucederam remobilizaram parte dos sulfetos e o ouro até então depositados, sendo que em um segundo evento deformacional houve a entrada dos elementos Bi, Se e Te que ocorrem juntamente com a galena, esfalerita e ouro (Fig. 8B).

Para Figueiredo (2000) a sucessão paragenética pode apenas em parte ser identificada no minério do Cabaçal, tendo reconhecido três estágios de deposição do minério. Marcasita, pirita e quartzo são considerados como do estágio mais precoce. Posteriormente deve ter sido depositada a paragenese com calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita, galena, quartzo e clorita. A última paragenese resultou de reequilíbrio mineral a temperaturas mais baixas e consiste de bismuto nativo, selenetos, teluretos e ouro.

Figueiredo (2000) descreve duas fases de fluidos mineralizantes para o Cabaçal. Uma composta por fluidos aquocarbônicos, heterogêneos, mais antigos, com salinidade muito baixa, e contendo pequenas quantidades de outras fases voláteis como CH_4 e N_2 . A segunda fase são fluidos aquosos contendo vários solutos (K, Mg e Ca), além de Na, e com salinidades de 6% a 25% equiv. NaCl.

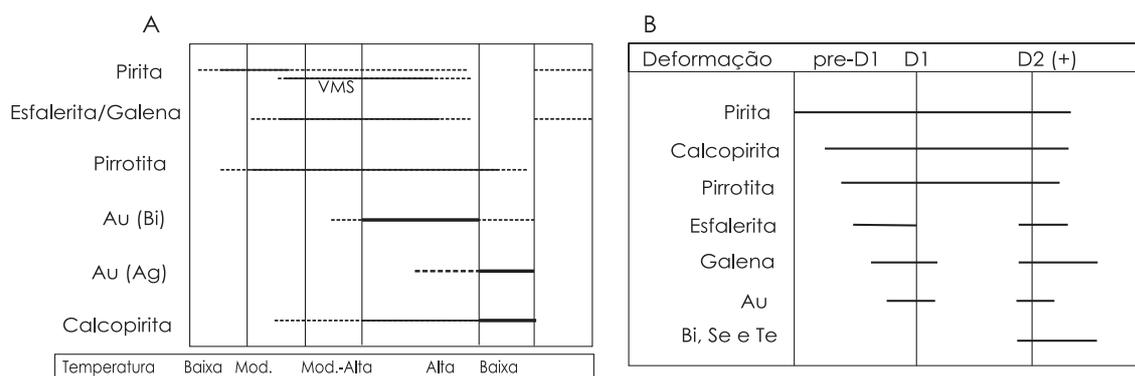


Figura 8 Sequências paragenéticas propostas para Mina do Cabaçal. A) segundo Mason & Kerr (1990) e B) segundo Pinho (1996).

Pinho (1996) descreve uma fase de fluidos primários com temperatura de homogeneização entre 240 e 340°C e salinidades variando de 0,5 a 5% equiv. NaCl. Outra fase de fluidos secundários foi caracterizada por temperatura de homogeneização entre 80 e 220°C, com salinidades variando entre 1,6 e 14,9% equiv. NaCl.

Segundo Hannington *et al.* (1986) as soluções primárias envolvidas na formação de depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico tem temperaturas abaixo de 350°C, pH igual ou maior que 3,6 e salinidades variando entre 3,5 e 6,4 equiv. NaCl.

Pinho (1996) determinou valores de $\delta^{18}\text{O}$ para veios de quartzo da Mina do Cabaçal entre 7,87 a 10,32‰ padronizados por SMOW. Usando a equação de fracionamento de Matsuhisa *et al.* (1979) e os valores de temperatura obtidos a partir de estudos de inclusões fluidas, do geotermômetro biotita granada conforme Thompson (1979) e geotermômetros propostos por Marchetto (1989) a partir de estudos da paragenese mineral, Pinho (1996) determinou valores de $\delta^{18}\text{O}$ para os fluidos mineralizantes entre 2,85 e +2,3‰.

Os fluidos formadores da mineralização no Cabaçal são similares aos de depósitos vulcanogênicos. A variação de $\delta^{18}\text{O}$ sugere uma mistura de água do mar com águas magmáticas e meteóricas, como foi proposto por Ohmoto *et al.* (1983) para a formação das mineralizações de Kuroko (Pinho 1996).

MODELO GENÉTICO

Durante a exploração do minério do Cabaçal considerava-se que o mesmo era estruturalmente controlado, porém pouco se discutia sobre a sua gênese. No início da década de 90 este debate se tornou mais intenso, pois dele dependia a definição de processos de lavra.

Mason & Kerr (1990) sugerem que o depósito do Cabaçal representa um típico sistema de sulfeto maciço vulcanogênico, que foi invertido e achatado em uma dobra recumbente. As mineralizações podem ser definidas em termos de associações de alteração hidrotermal (sericita biotita clorita sílica) em uma zona de *pipe* achatado, consistindo de sulfeto maciço vulcanogênico (Cu Au) e zonas de *stringer* (Au).

Pinho (1996) e Pinho *et al.* (2002) consideram que para a definição de um modelo genético para o depósito do Cabaçal, os seguintes pontos devem ser considerados: a associação do minério com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas; a intensa alteração do *footwall* contrária ao *hangwall*; a inversão estratigráfica da sequência; a ocorrência de corpos de sulfeto maciço e as altas concentrações de ouro em algumas feições estruturais. O depósito do Cabaçal deve ser considerado singênico aos processos de criação da Formação Manuel Leme, do tipo sulfeto maciço vulcanogênico. Após os processos vulcânicos a Faixa Cabaçal foi afetada por cisalhamento NNW SSE causando a remobilização de sulfetos e o enriquecimento em ouro (Pinho 1996).

Toledo (1998) e Figueiredo (2000) consideram a jazida do Cabaçal como pertencente ao modelo de depósitos mesotermiais de ouro e metais base. Esse depósito está relacionado a uma zona de cisalhamento dúctil e assemelha-se, até certo ponto, aos depósitos de ouro filonares de terrenos granito *greenstone*, descritos em outras partes do mundo (Figueiredo 2000).

Biondi (2003) classifica a mina do Cabaçal como um depósito de metais base remobilizados com

ouro, modificados por cisalhamento, tipo *Mount Gibson*. Considera que o corpo mineralizado original foi um sedimento cuprífero de origem vulcânica exalativa, com intercalações de tufo ácido intermediários e vulcânicas ácidas na base. Todas estas rochas foram modificadas por uma zona de cisalhamento formada paralelamente às camadas originais. Esse cisalhamento alterou hidrotermalmente todas as rochas, remobilizou e trouxe ouro e prata novos ao minério primário (Biondi 2003).

No presente trabalho considera-se que é impossível de se explicar a geração dos minérios que formam a Mina do Cabaçal e Santa Helena, sem o envolvimento de processos mineralizantes vulcânicos, sendo o produto gerado, posteriormente afetado por cisalhamento.

CRITÉRIOS PROSPECTIVOS: COMPARAÇÃO ENTRE OS CRITÉRIOS QUE LEVARAM À DESCOBERTA E OS NOVOS DADOS COMO BASE PARA NOVAS DESCOBERTAS

No início da década de 80 a Mineração Santa Marta S/A desenvolveu um intenso programa de levantamentos geológicos, geoquímicos e geofísicos, que levaram à definição de 81 alvos nas faixas de rochas vulcano sedimentar em especial na faixa Cabaçal. O alvo que levou à descoberta da mina do Cabaçal foi considerado prioridade por coincidir anomalia geofísica de IP com valores anômalos para sedimento ativo de corrente (56ppm de Cu e 43ppm de Zn), além de valores anômalos de pintas de ouro em solo (14 pintas de ouro). Em 1983 a primeira campanha de sondagem revelou a presença de sulfetos de Cu, Pb e Zn com valores anômalos de Au.

Nos dias de hoje as empresas dispõem de dados mais avançados para trabalho. A região já foi coberta por geofísica aérea (magnetometria e radiometria), realizada pela CPRM em convênio com a Secretaria de Estado de Indústria, Comércio, Minas e Energia do Estado de Mato Grosso.

No entanto, o método utilizado para a prospecção mineral continua sendo uma composição entre métodos geoquímicos e geofísicos, sendo o passo inicial, a seleção de áreas que combinam anomalias magnéticas e/ou radiométricas, do levantamento aéreo, com teores anômalos de Cu, Pb, Zn e Au em amostras de sedimento ativo de corrente. Posteriormente estas áreas selecionadas são detalhadas com geofísica terrestre, es-

pecialmente IP e geoquímica de solo.

Segundo informações de empresas que desenvolvem trabalhos de exploração mineral na região, novos alvos foram detectados na Faixa Jauru, tendo sido indicados para sondagem.

CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

O Depósito do Cabaçal já foi comparado com outros depósitos distribuídos em várias localidades do mundo. Pinho *et al.* (2002) fazendo alusão ao processo de alteração hidrotermal do depósito do Cabaçal, composto por um núcleo cloritizado, bordejado por uma zona de alteração de sericita, comparou o com a alteração que ocorre nos depósitos de Millenbach (Riverin and Hodgson 1980; Kruckey *et al.* 1982) e o depósito de Corbet (Kruckey and Watkins 198). A mesma situação ocorre no depósito Bruce no Arizona EUA, onde uma intensa alteração clorítica forma a parte central do pipe, com a clorita perfazendo mais de 50% do volume da rocha e concentrando os veios de quartzo mineralizados (Larson 1984).

Para Figueiredo (2000) as evidências de campo e os dados geocronológicos indicam que a mineralização do Cabaçal é posterior à formação das rochas hospedeiras, acompanhou a deformação e foi contemporânea ao plutonismo básico intermediário na região. A jazida do Cabaçal pertence ao modelo de depósito mesotermal de ouro e metais base, ao qual pertencem vários depósitos de sulfeto maciços brasileiros (Bico de Pedra, MG; Cumarú, PA; Maria Lazara, GO; Expedito, MT) que apresentam características distintivas tanto de depósitos auríferos mesotermais *gold only*, como dos depósitos vulcanogênicos (VMS) de fundo oceânico (Figueiredo 2000).

Biondi (2003) considera o depósito do Cabaçal como do tipo VHMS de metais base, remineralizado com Au, tipo "Mount Gibson Area".

No presente trabalho é considerado que os depósitos de sulfeto e ouro da Faixa Cabaçal são de origem vulcanogênica, tendo sido, no caso da Mina do Cabaçal, posteriormente afetado por cisalhamento. Assim, qualquer modelo para explicar a concentração de minério na Faixa Cabaçal, deve explicar a associação dos depósitos com as rochas vulcanoclásticas e vulcânicas félsicas e a intensa alteração hidrotermal das rochas encaixantes.

Já foi discutido que o ouro apresenta altos te-

ores na Mina do Cabaçal, quando comparado com outros depósitos do tipo VHMS (Pinho 1996). Huston & Large (1989) relataram uma ampla variação no teor de ouro dos depósitos deste tipo. Em Rosbery, por exemplo, foram relatados teores de ouro variando de 0,1 a 40 g/t na zona de *stringer*.

Sendo a mineralização vulcanogênica, o processo de geração da mesma está relativamente bem datado a partir das idades das rochas da Formação Manuel Leme. Contudo, a segunda fase de mineralização, relacionada ao cisalhamento, não possui relação estabelecida na escala de tempo geológica, para o que se sugere realizar datações Ar Ar para estabelecer a idade de cisalhamento.

Com os novos dados de geofísica gerados pelo convênio CPRM/SICME MT a área de ocorrência das Faixas Jauru, Araputanga e Cabaçal continua sendo um vasto campo para exploração de depósitos de sulfeto de ouro, tanto as relacionadas aos processos vulcânicos como relacionadas a zonas de cisalhamento.

Referências

- Barros A.M., Silva R.H., Cardoso O.R.F.A., Freire F.A., Souza Jr. J., Rivetti M., Luz J. da S., Palmeira R.C. de B., Tassinari C.C.G. 1982. Folha SD-21, Cuiabá. DNPM. Projeto RadamBrasil, vol. 26.
- Biondi J.C. 2003. Processos Metalogenéticos e os Depósitos Mineraiis Brasileiros. Oficina de Textos. São Paulo-SP. 528p.
- Carneiro M.A., Ulbrich H.H.G.J., Kawashita K. 1992. Proterozoic crustal evolution at the southern margin of the Amazonian Craton in the State of Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb/Sr and K/Ar data. *Prec. Res.*, 226.
- Ferreira F.I. 1885. Dicionario geographico das minas do Brasil. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 721-755.
- Figueiredo B.R. 2000. Minérios e Ambiente. Editora Unicamp. São Paulo, Brasil. 401p.
- Figueiredo R.B., Toledo F.H., Tassinari C.C.G., Pinho F.E. C. 1996. Changing Metal And Fluid Sources In A Mesothermal Base Metal-Gold Deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Western Brazil. In: Annual Meeting Geologica Society of America 1995. New Orleans, EUA. A-408.
- Franke N. & Osborne G. 1987. The geology of the Cabaçal I Gold Mine: internal company report. Mineração Manati Ltda.
- Geraldes M.C. 2000. Geoquímica e Geocronologia do Plutonismo Granítico Mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Craton Amazônico). Tese de Doutorado, IG/USP, 193 pp.
- Hannington M.D., Peter L.M., Scott S.D. 1986. Gold in sea-floor polymetallic sulphide deposits. *Econ. Geol.*, 81:1867-1883.
- Hey M. H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralog. Mag.*, 30:277-292.
- Huston D.J. & Large R.R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.*, 4:321-345.
- Kruckey M.J. & Watkins J.J. 1982. The geology of the Corbet massive sulphide deposit, Noranda, Quebec, Canada. In: R.W. Hutchinson, C.D. Spencer, J.M. Franklin (eds.) *Precambrian Sulphide Deposits*. Geol. Assoc. of Canada, Special Paper 25:256-278.
- Kruckey M.J., Combra C.D.A., Riverim G. 1982. Structural, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec. In: R.W. Hutchinson, C.D. Spencer, J.M. Franklin (eds.) *Precambrian Sulphide Deposits*. Geol. Assoc. of Canada, Special Paper 15:279-295.
- Lacerda Filho J.V. de, Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C. de, Albuquerque M.C.D. .2004. Geologia e Recursos Mineraiis do Estado de Mato Grosso. Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos mineraiis do Estado de Mato Grosso, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/SICME-MT. 235p.
- Larson P. B. 1984. Geochemistry of the alteration pipe at the Bruce Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Arizona. *Econ. Geol.*, 79:1880-1896.
- Marchetto C.M.L. 1988. Petrographic characteristics of the sequence of rocks related top the C4-A Gold-Copper Deposit, Cabaçal Project, Brazil. Internal company report. BP Minerals.
- Marchetto C.M.L. 1989. Petrography of Cabaçal – 1 gold-copper deposit, Mato Grosso State, Brazil. *Trans. Inst. Min. Metall.*, Sect. B, Appl. Earth Sci., 98:B13-B17.
- Marten B. E. 1988. Ore controls at the Cabaçal 1 Mine – Mato Grosso state, Brazil: internal company report. BP Minerals International Ltda.
- Mason R. & Kerr D. 1990. Cabaçal 1 Mine – Mato Grosso state, Brazil. Definition of ore zones and potential for new ore reserves. On behalf of Mineração Santa Martha (private report). Rio de Janeiro, Brazil.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R. N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geoch. Cosmo. Acta*, 42:1131-1140.
- Menezes R.G., Silva L.C. da, Silva P.C.S. da, Takahashi A.T. 1993. Geologia da Folha Pontes e Lacerda. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Pontes e Lacerda – Folha SD.21.Y-C-II. Estado de Mato Grosso. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM. 27-66.
- Mineração Santa Marta S.A. 1987. Cabaçal Mine I – Brazil. Internal Company Report.
- Miranda J.G. de. 1997. *A produção de ouro do Estado de Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, 107p.
- Monteiro H., Macedo P.M. de, Silva M.D., Moraes A.A. de, Marchetto C.M.L. 1986. O "Greenstone Belt" do Alto Jauru. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 34, Goiânia, V. 2:630-647
- Monteiro H., Macedo P.M. de, Moraes A.A. de, Marchetto C.M.L., Fanton J.J., Magalhães C. de C. 1989. Depósito de ouro do Cabaçal I, Mato Grosso. Principais depósitos Mineraiis do Brasil, Vol. III, Cap. XXXVII, DNPM.
- Ohmoto H., Mizukami M., Drumond S.E., Eldridge C.S., Pisutha-Arnond V., Lanaugh T.C. 1983. Chemical processes of Kuroko formation. In: H. Ohmoto & B.J. Skinner B. J. (eds.). *The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits*. Econ. Geol. Mon. 5:570-664.
- Pinho F.E.C. 1996. *The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil*. PhD Thesis, University of Western Ontario, Canada. 211p.
- Pinho F.E.C. & Fyfe W.S. 1996. Origem dos fluídos relacionados ao depósito do Cabaçal – MT. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, V. 3:576-579.

- Pinho F.E.C. & Chemale Junior F. 2009. Relação Craton Amazônico x Faixa Paraguai: vestígios de uma margem ativa durante o Neoproterozóico. *In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste*, 11, Cuiabá, Anais, p.39.
- Pinho F.E.C., Toledo F.H., Figueiredo B.R., Fyfe W.S. 1994. A Mineralização Aurífera do Depósito do Cabaçal, Mato Grosso. *In: SBG, Cong. Bras. de Geol.*, 38, Balneário de Camburiú, *Resumos*, v. 1, pp. 312-313.
- Pinho F.E.C., Fyfe W.S., Pinho M.A.S.B. 1997. Early Proterozoic evolution of the Alto Jauru Greenstone Belt, Southern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Review*, **39**:220-229.
- Pinho F.E.C., Pinho M.A.S.B., Van Schmus W.R. 2001. Cabaçal Belt: More complications about the evolution of the Southern Amazonian Craton. *In: Workshop on the Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art*. EDUSP 1001, Sao Paulo, *Anais*, v. 1, pp. 75-78.
- Pinho F.E.C., Fernandes C.J., Santos C.A.R.R. 2002. Cabaçal Belt, southern Amazonian Craton, a vast camp for exploration of gold-associated massive sulfide deposits. *In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. da Rosa-Costa (Eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia*. Ed. SBG-NO, Belém-PA, **3**:191-198.
- Riverin G. & Hodgson C.J. 1980. Wall rock alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec. *Econ. Geol.*, **79**:1880-1896.
- Ruiz A.S. 1992. *Contribuição à geologia da região do Distrito de Cachoeirinha-MT*. Exame de Qualificação, IG/USP, 118p.
- Ruiz A.S. 2005. *Geologia do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia, Mato Grosso*. Tese do Doutorado, UNESP, Rio Claro, 285 pp.
- Ruiz A.S., Geraldés M.C., Matos J.B. de, Teixeira W., Schmus W.R. van, Schmitt R.S. 2004. The 1590-1520 Ma Cachoeirinha Magmatic Arc and its tectonic implications for the Mesoproterozoic SW Amazonian Craton Crustal Evolution. *Anais Acad. Bras. Ciências*, **76**(4):807-824.
- Saes G. S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1,2-1,0Ga) e dis terrenos do seu embasamento na porção sul do Craton Amazônico*. Tese de Doutorado, IG/USP, 135p.
- Saes G.S. & Fragoço César A.R.S. 1996. The Aguapeí basin: a Grenville age aulacogen of the Sunsas orogen. *In: SBG, Cong. Bras. de Geol.*, 38, Camboriú, *Resumos*, pp. 207-209.
- Saes G.S., Leite J.A.D., Weska R.K. 1984. Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): uma síntese dos conhecimentos. *In: SBG, Cong. Bras. de Geol.*, 38, Rio de Janeiro, Anais, v. 5, pp. 2193-2204.
- Souza E.P. & Hildred P.R. 1980. Contribuição ao estudo do Grupo Aguapeí, Oeste do Estado de Mato Grosso. *In: SBG, Cong. Bras. de Geol.*, 31, Camburiú, *Anais*, v. 2, pp. 813-825.
- Thompson A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks. II calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relationships. *A.J.S.*, **276**:435-454.
- Toledo F.H.O. 1998. *O depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso: estudos isotópicos aplicados à mineralização*. Dissertação de Mestrado, IG/UNICAMP, 88 pp.
- Urabe T., Scott S.D., Hattori K. 1983. A composition of foot wall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulphide deposits. *Econ. Geol. Monog.*, **5**:345-364.

CAPÍTULO VII

DEPÓSITO DE COBRE VMS DE BOM JARDIM DE GOIÁS

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL
E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO

VII - DEPÓSITO DE COBRE VMS DE BOM JARDIM DE GOIÁS

HILDOR JOSÉ SEER¹, STELLA BIJOS GUIMARÃES², MÁRCIA ABRAHÃO MOURA³
& ARIPLÍNIO ANTÔNIO NILSON[†]

1 - CEFET-MG/CampusIV-Araxá, Av. Min. Olavo Drumond, 25 - Bairro Amazonas, Araxá-MG, 38180-510
E-mail: hildorster@gmail.com

2 - CPRM-Serviço Geológico do Brasil, SGAN 603, Conj. J, Parte A, 1º andar, Brasília-DF, 70830-030
E-mail: sguimaraes@df.cprm.gov.br

3 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília-DF, 70910-900.
E-mail: mamoura@unb.br
† - in memoriam

Abstract - The Bom Jardim de Goiás copper deposit located at southwestern of Goiás State, Brazil, and is hosted by the volcano-sedimentary sequence of the Bom Jardim de Goiás Group, which is part of the Goiás Magmatic Arc. The ore reserves are estimated in 4.575.660 t with average grade of 0,9% Cu and 0,9 ppm Au. The host-rocks are calc-alkaline, volcanic arc dacite/riodacite to andesite metapyroclastics. Their $\delta_{Nd}(t)$ values are between -4,36 and 0,64, with T_{DM} model ages ranging from 0,78 to 1,15 Ga, representing a young source area with some crustal reworking. The mineralization occurs as a stockwork that forms a 1200m x 240m x 300m lense-shaped body. The ore consists of pyrite and calcopyrite, with minor magnetite, pyrrhotite, hematite, covelite, sfalerite, ilmenite, rutile, gold, actinolite, chlorite, biotite, epidote, titanite and calcite. Hydrothermal alteration of the host tuffs is characterized by silicification. The deposit characteristics indicate that it represents the feeder zone of a VMS.

Keywords: copper deposit, Bom Jardim, VMS, Brazil

INTRODUÇÃO

O Depósito de cobre de Bom Jardim de Goiás situa-se no extremo oeste do Estado de Goiás, 30 km a sul da cidade de Bom Jardim de Goiás. O Depósito foi descoberto pela CPRM na década de 1970, no âmbito do Projeto Bom Jardim (Costa *et al.* 1979), a partir de indicações sobre ocorrências de sulfetos de cobre em anfíbolito fornecidas pelos formandos de 1974 do Curso de Geologia da Universidade de Brasília (UnB) que lá realizaram trabalho de conclusão.

Os trabalhos de pesquisa do Projeto Bom Jardim estimaram reserva de 4.575.660 t de minério, com teor médio de 0,92% de Cu. O minério foi identificado como constituído predominantemente por calcopirita e com teores de ouro de até 0,9 ppm (Oliveira 2000).

Comparado a outros depósitos de cobre brasileiros, especialmente os da província mineral de Carajás, o de Bom Jardim de Goiás é de pequeno porte e suas reservas medidas correspondem a 0,4% das reservas brasileiras segundo o Anuário Mineral Brasileiro 2006 do DNPM. Apesar disso, é

considerado exemplo de depósito do tipo VMS no Brasil e sua inserção no Arco Magmático de Goiás faz desta unidade geotectônica alvo para a pesquisa de novos jazimentos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Depósito Bom Jardim de Goiás está geologicamente inserido no Arco Magmático de Goiás, unidade tectônica da Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.* 1977). Esta localiza-se a leste do Cráton São Francisco e a oeste do Cráton Amazônico, e é interpretada como resultante da convergência dos crátons no Neoproterozóico. Configura um sistema de dobras e empurrões que gerou metamorfismo e retrabalhamento crustal durante a Orogênese Brasileira (650-530 Ma), que possui vergência para leste (Dardenne 2000).

O Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás (AMG), definido por Pimentel & Fuck (1992), é constituído por crosta juvenil Neoproterozóica e compreende ortogneiss

ses tonalíticos e granodioríticos associados a rochas metavulcânicas e metassedimentares. O arco é cortado por zonas de cisalhamento transcorrentes N45° 80°W e N30° 50°E, e por falhas de cavalgamento N30° 50°E e NS, formadas durante o Brasileiro (Araújo Filho & Kuyumjian 1996, Pimentel *et al.* 1997). Limita-se a oeste com as Faixas Paraguai e Araguaia, e a leste com o Maciço de Goiás. Subdivide-se em dois blocos: Arco de Arenópolis (AMA), a sul, e Arco de Mara Rosa (AMR), a norte. Ambos possuem depósitos de metais base e ouro, granitos pós tectônicos e corpos intrusivos máfico ultramáficos, porém apresentam feições geológicas distintas. Nas associações supracrustais do AMA predominam rochas vulcânicas andesíticas a dacíticas em relação às sedimentares e ortognaisses granodioríticos a tonalíticos; enquanto no AMR, predominam rochas sedimentares detríticas e ortognaisses tonalíticos. As intrusões constituem granitos tipo I e A, metaluminosos e pós tectônicos no AMA e leucogranitos a duas micas, aluminosos, tardi a pós tectônicos no AMR. Segundo Pimentel *et al.* (2004), os arcos formaram-se em torno de 890-800 Ma e, entre 770 e 760 Ma, ocorreu o primeiro evento metamórfico de alto grau, quando rochas do arco colidiram com o Maciço de Goiás e com o Cráton São Francisco. Entre 670 e 600 Ma ocorreu intensa atividade ígnea responsável pelo alojamento de corpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos e máfico ultramáficos acamadados. Em torno de 630 e 600 Ma, a colisão entre os Crátons Amazônico e São Francisco gerou metamorfismo regional, encerrou a bacia oceânica e originou a Faixa Brasília. O último evento que afetou as rochas do AMG foram o desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais, como o Lineamento Transbrasileiro, soerguimento regional e magmatismo pós-orogênico.

O Arco Magmático de Arenópolis

A área do Depósito Bom Jardim de Goiás compreende terrenos do Arco Magmático de Goiás situados na borda oeste do Arco Magmático de Arenópolis, entre as Faixas de Dobramentos Paraguai e Araguaia e o Maciço de Goiás. É formado por ortognaisses cálcicos a cálcio alcalinos, unidades supracrustais e granitos dos tipos I e A, tardi a pós-orogênicos associados a corpos máficos e ultramáficos (Pimentel & Fuck 1992).

Os ortognaisses (metatonalito e metagranodi-

orito), denominados Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinã, Firminópolis e Turvânia, apresentam metamorfismo de fácies anfíbolito e exibem texturas e estruturas plutônicas bem preservadas, tais como enclaves máficos, texturas porfiríticas e feições de mistura de magmas. Determinações isotópicas U-Pb em zircão indicam idades entre 940 e 630 Ma para os ortognaisses (Pimentel *et al.* 1996b)

As sequências vulcano-sedimentares são, de oeste para leste, Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis e Jaupaci (Fig. 1). São constituídas por rochas basaltos toleíticos de baixo K a andesitos, dacitos e riolitos cálcio alcalinos basais e sedimentares detríticas de topo, metamorfisadas em fácies xisto verde e anfíbolito (Seer 1985, Pimentel & Fuck 1986). Suas idades variam de 933 a 587 Ma (Pimentel *et al.* 1991).

Dois episódios de magmatismo pós-tectônico geraram os batólitos graníticos Caiapó, Serra do Iran, Israelândia e Serra do Impertinente (do tipo I e idades de 590 a 560 Ma) e Iporá e Serra Negra (tipo A, com idades de 508 e 485 Ma). A geologia das sequências vulcano-sedimentares e dos ortognaisses, metadioritos e granitos associados ao AMA é detalhada nos trabalhos de Seer (1985) e Guimarães (2007) para Bom Jardim de Goiás, Pimentel (1985), Pimentel & Fuck (1986) e Pimentel *et al.* (1991) para Arenópolis, Amaro (1989) e Rodrigues *et al.* (1999) para Jaupaci Iporá, Barbosa (1987) e Laux *et al.* (2004) para Anicuns.

No presente capítulo será enfatizada a Sequência Vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás por ser a hospedeira imediata do depósito de cobre em questão sendo tratada de ora em diante como Grupo Bom Jardim de Goiás (GBJG).

GEOLOGIA LOCAL

A primeira caracterização detalhada das rochas da região de Bom Jardim de Goiás foi feita durante trabalho de graduação da Universidade de Brasília em 1974 (Balieiro & Cunha 1974, Costa & Rocha 1974, Macedo & França 1974, Mendonça & Vilela 1974). Neste mesmo ano a CPRM iniciou o Projeto Bom Jardim visando a pesquisa de metais base em anfíbolitos portadores de sulfetos e associados a anomalia no canal do potássio.

Já como resultado deste projeto Fragomeni & Costa (1976) definiram o Complexo Bom Jardim de Goiás como um conjunto de rochas vulcânicas básicas a ácidas e sedimentares clásticas e químicas

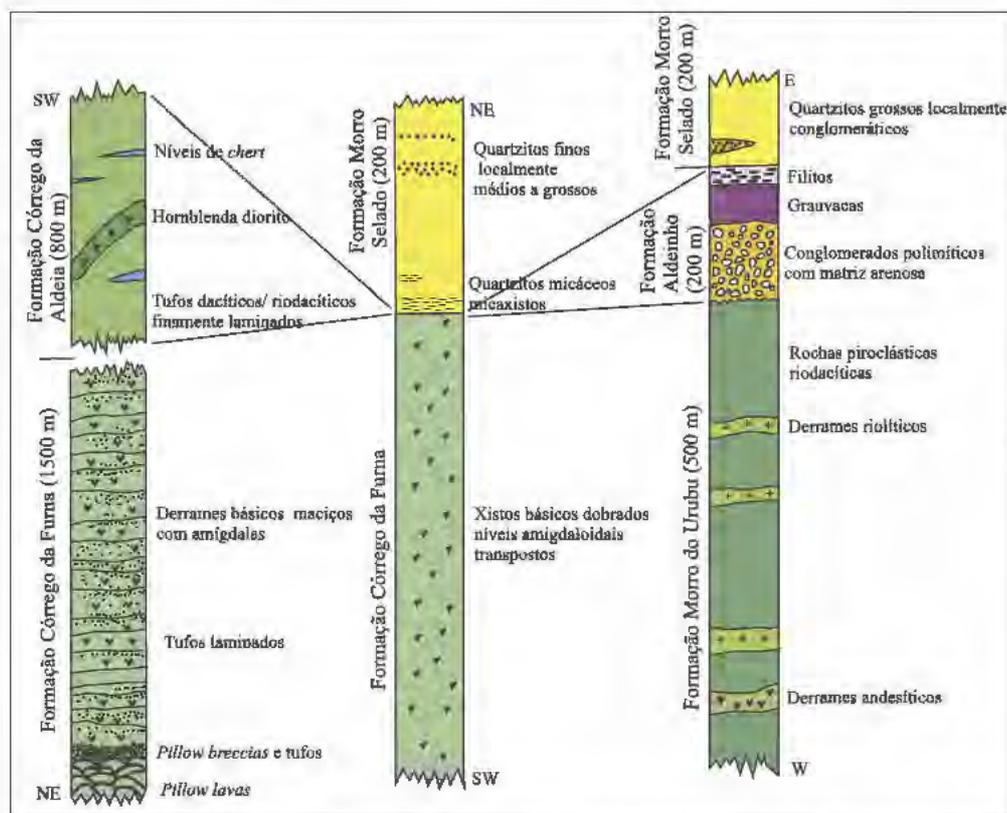


Figura 3. Colunas estratigráficas do Grupo Bom Jardim de Goiás. Espessuras estimadas. Redesenhado por Guimarães (2007) a partir de desenho de Seer (1985).

chidos por quartzo, actinolita, carbonato, pirita, calcopirita, hematita e magnetita. O hornblenda diorito é uma rocha de granulação média a grossa, onde fenocristais de hornblenda conferem textura porfírica.

A Formação Morro do Urubu, com espessura estimada em 500m (Fig. 3) é constituída dominante mente por rochas metapiroclásticas ácidas, com intercalações de derrames riolíticos. As rochas piroclásticas, em geral lapillitos e aglomerados com tufos e tufos lapillíticos subordinados, são mal selecionadas, encontrando se bombas e blocos em meio a matriz tufácea grossa e lapillítica (Fig. 4G). As bombas são arredondadas, fusiformes, com terminações retorcidas, os blocos são angulosos e os lápillis arredondados, constituídos por riolito (Figura 4H). Ao microscópio a matriz é composta por sericita, quartzo e feldspato onde estão imersos cristaloclastos de quartzo, feldspato, pirita e litoclastos de riolito e tufos riolíticos.

Estratigraficamente acima desta ocorre a Formação Aldeinho, uma sequência de metassedimentos detríticos composta por conglomerados polimíticos, subarcóseos, grauvacas, siltitos e argilitos interdigitados lateral e verticalmente com es

pesura máxima estimada em 1500m (Fig. 3). Os conglomerados são imaturos, contém blocos de até 1m de diâmetro, são mal estratificados e com postos por clastos de granito, granodiorito, riolito, rochas vulcânicas de composição intermediária e básica, arenito, siltito, argilito, quartzo, feldspato e mica, além de gnaiss e xisto. A matriz é arenosa com alguma contribuição de argila. Su barcoseos e grauvacas ocorrem como camadas centimétricas a métricas e possuem cor verde quando inalterados. Nesta unidade foi encontrado um corpo intrusivo de metagabro de granulação média.

A unidade mais jovem do GBJG é a Formação Morro Selado com espessura estimada em 200m (Fig. 3) e representada por xisto, ortoquartzito e metaconglomerado. O ortoquartzito é médio a grosso, com termos finos em menor proporção, marcas de onda simétricas e marcas de corrente centimétricas. O metaconglomerado ocorre na forma de lentes métricas em meio ao ortoquartzito e na base deste ocorre uma camada delgada de micaxisto não ultrapassando 3m e desaparecendo em alguns locais.

As características geológicas descritas permi

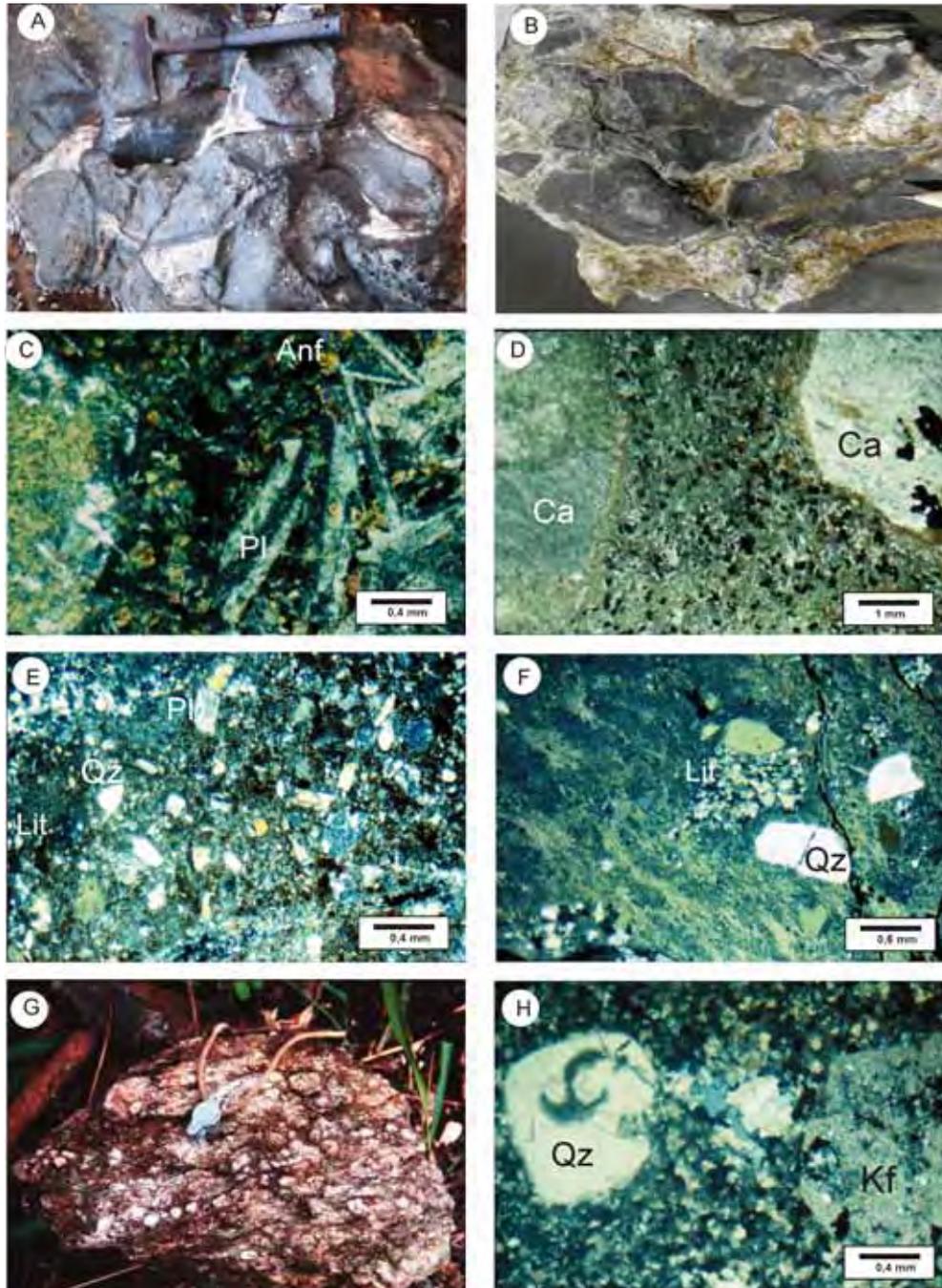


Figura 4. A) Estruturas almofadadas nos derrames basálticos (notar bordas de resfriamento, linhas de amígdalas e material interpillow claro); B) Pillow brecha em amostra de mão (notar bordos de resfriamento e material interpillow claro); C) metabasalto com textura glomeroporfirítica; D) metandesito com amígdalas preenchidas por calcita; E) tufo de cristal dacítico; F) Tufo cristal lítico riódacítico com matriz cinerítica; G) lapilli tufo riolítico; H) bomba vulcânica riolítica ao microscópio: fenocristal de quartzo com bordos corroídos e fenocristal de feldspato potássico alterado para sericita, imersos em matriz de quartzo e sericita. Fotos de H.J.Seer.

tem supor que as rochas do GBJG evoluíram em contexto de arco de ilhas, onde parte do vulcanismo foi subaquático e parte subaéreo. O substrato dos edifícios vulcânicos consistia de ortogneisse como atestam os seixos deste na Formação Aldeinho. O vulcanismo foi explosivo, como evidencia

do pela abundância de brechas, tufos, tufos lapilíticos, aglomerados e lapillitos riolíticos. A sedimentação foi inicialmente detrítica grossa, mal selecionada e oriunda do desmantelamento dos edifícios vulcânicos. Intrusões de microgabro indicam que o magmatismo foi contemporâneo com a

sedimentação.

Ao final do vulcanismo e da sedimentação terrígena ocorreu sedimentação de argilito, quartzo arenito e ortoconglomerado, possivelmente em ambiente marinho ao qual seguiu-se a deformação e o metamorfismo regional do conjunto de rochas. Batólitos graníticos cálcio alcalinos, peraluminosos a metaluminosos (Guimarães 2007) representados pelos granitos Serra Negra e Macacos (Fig. 2) intrudiram as rochas do GBJG com metamorfismo de contato (Seer 1985, Guimarães 2007). O mesmo ocorre com os metassedimentos do Grupo Cuiabá adjacente (Seer 1985). Os eventos tectônicos finais são representados por zonas de cisalhamento subverticais que afetaram tanto as rochas do GBJG, do Grupo Cuiabá como o Granito Macacos, falhas de gravidade e juntas.

DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO

Descrição do corpo hospedeiro

A área mineralizada a cobre situa-se nas cabeceiras do Córrego Capibaribe ou Grota Funda, afluente da margem direita do Córrego da Aldeia. Em superfície, a principal zona mineralizada mostra-se alongada segundo a direção N persistindo por 1200 m, com largura de 240 m (Fig. 5). Fora desta zona persistem disseminações de sulfetos. Em subsuperfície ela é descontínua, tendo sido observada até aproximadamente 300 m. No conjunto, a área mineralizada compõe um corpo lenticular alongado. A descrição das relações estratigráficas e deformacionais da sondagem BJ 34, executado pela CPRM, com dados de geologia estrutural de superfície evidenciam uma estrutura anticlinal para o setor sul do corpo mineralizado. Isto indica uma possível continuidade da mineralização no sentido de uma charneira sinclinal situada para leste do corpo principal.

As rochas hospedeiras são tufos finamente estratificados que compõem a Formação Córrego da Aldeia e a mineralização ocorre em vênulas ou na matriz dos tufos acompanhada por alteração hidrotermal. Lâminas de *chert* com espessuras milimétricas foram observadas nas cabeceiras do Córrego da Aldeia e no furo de sondagem BJ 34 da CPRM. As feições vulcânicas primárias estão melhor preservadas em amostras obtidas em furos de sondagem estéreis. Os tufos são predominantemente tufos cineríticos com intercalações de tu-

fos de cristal e cristal líticos (Figs. 4E e 4F).

Os tufos cineríticos possuem matriz afanítica de cor castanho, sendo possível identificar, sob microscópio óptico, poucas fases minerais além de vênulas. Quartzo, plagioclásio e magnetita ocorrem como cristais anédricos com até 0,05 mm em uma matriz composta por biotita castanha, sericita e clorita. Fragmentos líticos de até 1 mm são raros e compostos por quartzo, plagioclásio e magnetita (Guimarães 2007). Os cristais possuem bordas quebradas, corroídas e localmente apresentam-se arredondados predominando sobre a matriz cinerítica. Estas rochas foram interpretadas como vulcanoclásticas.

Os tufos de cristal e cristal líticos possuem textura granular, fina a média, são cinza escuros e os cristaloclastos dominantes são de quartzo e plagioclásio, mas ocorrem também feldspato potássico e litoclastos. Como minerais acessórios ocorrem anfibólio, zircão, titanita, magnetita, pirita, calcopirita e rutilo. Fragmentos de rochas vulcânicas predominantemente porfíricas representam os litoclastos dos tufos. Litoclastos graníticos e mesmo vulcânicos com micrólitos, também foram encontrados. As rochas porfíricas são compostas por microfenocristais de plagioclásio em matriz fina a criptocristalina às vezes com textura traquítica dada pelo paralelismo dos cristais. De modo mais raro ocorrem cristaloclastos de rocha vulcânica fina com bordos de resfriamento muito finos e formatos fusiformes.

A presença de fragmentos de pumice é muito comum e estão bem preservados nos furos de sondagem estéreis onde a alteração foi menos intensa. Também foram observados em rochas afloran-

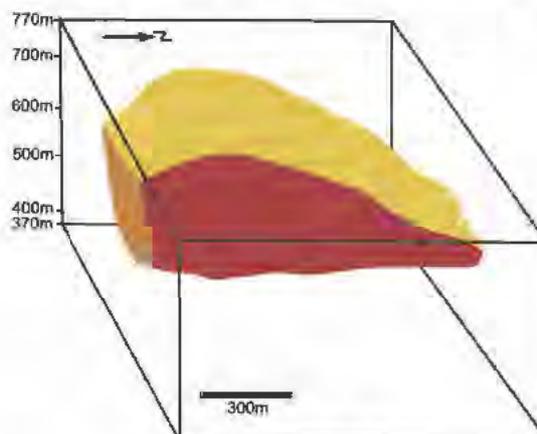


Figura 5 Geometria da área mineralizada redesenhada por H. J. Seer a partir de dados de Costa et al. (1979).

tes na área do depósito, às vezes substituídos por quartzo microcristalino. Os pumices, por vezes, podem formar faixas alongadas gerando uma textura eutaxítica em função de compactação litostática (Guimarães 2007). A composição química dos tufos cineríticos e de cristal com base em dados de Marques *et al.* (1980), Seer (1985) e Guimarães (2007) mostra que eles podem ser classificados como dacitos/riodacitos e mesmo andesitos, apresentam filiação magmática cálcio alcalina e nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos plotam no campo dos arcos vulcânicos. Seus valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ situam-se entre 4,36 e 0,64 e idades modelo T_{DM} variam de 0,78 a 1,15 Ga sugerindo áreas fonte juvenis com certo retrabalhamento crustal (Guimarães 2007).

Controle do depósito

O principal controle do depósito é litológico/estratigráfico, pois a mineralização está hospedada em tufos de composição intermediária pertencentes à Formação Córrego da Aldeia.

Evidências de mineralização primária na interface rocha/água foram encontradas no intervalo de 130 a 144,4 m do furo BJ 34 (Seer 1983) onde foi observada sequência de tufos com tênues intercalações de chert (Fig. 6).

Os tufos variam de muito finos a grossos, muitas vezes com acamamento granodescendente. Os níveis de chert com espessura milimétrica foram identificados a 140 e 143 m. Na base de algumas destas lâminas ocorrem vênulas milimétricas preenchidas por carbonato e calcopirita. A impressão é de que as lâminas serviram como uma camada que reteve a ascensão de fluidos mineralizantes. No furo BJ 35, de 72 a 72,15 m, ocorre lâmina milimétrica de chert com sulfetos disseminados.

Entretanto, a mineralização mais notável no depósito, de origem primária em caso de *stockwork*, é um complexo sistema de vênulas que corta a rocha em aparente desordem. No entanto, uma análise superficial de 128 vênulas mineralizadas, cujas atitudes foram obtidas em afloramento, indica a existência de três populações principais: N10W/70 80NE; E W/80; N4050W/20 30SW (Seer 1985). O primeiro sistema de vênulas é paralelo à direção da clivagem ardósiana associada às dobras da primeira fase de dobramento e isto sugere que houve remobilização de sulfetos durante esta fase. O segundo sistema de vênulas pode

corresponder a zonas de fratura E W que afetam todas as rochas. O terceiro sistema dispõe-se mais ou menos perpendicular ao acamamento dos tufos identificados no furo BJ 34. As relações entre estes sistemas nem sempre são claras, mas de modo geral as fraturas E W, preenchidas, seccionam as demais e são, portanto, mais jovens. Também vênulas preenchidas somente por carbonato foram interpretadas como mais jovens.

A mineralização secundária foi controlada por deformação e metamorfismo. As evidências disto são encontradas na comparação dos padrões de anomalias geoquímicas e magnetométricas e de geometria da área mineralizada (Costa *et al.* 1979) com as estruturas da primeira fase de dobramento (Seer 1985). As anomalias dispõem-se segundo os eixos das dobras desta fase de deformação e à direção da foliação que acompanha estas dobras. A petrografia do minério revela que as fases minerais foram recristalizadas por metamorfismo regional (Seer 1985).

Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal dos tufos encaixantes da mineralização é uma feição notável em Bom Jardim de Goiás, mas até o momento só foi caracterizada em associação com os sistemas de vênulas mineralizadas tendo sido descrita por Seer (1985) e Guimarães (2007) (Fig. 7A). É caracterizada por silicificação gradual que ocorre a partir da parede dos veios e vênulas em direção à encaixante (Figs. 7B e 7C). Em vênulas preenchidas principalmente por clorita e sulfetos ocorre intensa silicificação da matriz dos tufos, com preservação parcial de seu arcabouço. Vênulas com actinolita e sulfetos causam modificação mais intensa da encaixante, com formação de quartzo micro a microcristalino que destrói as texturas originais. Nestes dois tipos de alteração a encaixante torna-se rosa esbranquiçada e mesmo esverdeada. Estas tonalidades tornam-se gradacionais para as cores normais cinza acastanhadas dos tufos. Em ambos os processos, as zonas de alteração podem ser ricas em sulfetos, actinolita, magnetita e hematita (Fig. 7C). A hematita em geral ocorre no *front* de alteração e a magnetita próximo das paredes das vênulas. A espessura das zonas de alteração em geral supera 2 a 3 vezes a espessura das vênulas.

Assim, espessas zonas de alteração denunciam a proximidade de veios mais possantes, como



Figura 6 a) Esquema do furo estéril BJ34 da CPRM nas profundidades amostradas por Guimarães (2007). Os dados de 130m a 145m foram compilados de Seer (1985); b) Esquema do furo mineralizado BJ39 da CPRM nas profundidades amostradas por Guimarães (2007).

notável na sondagem BJ 14, onde um veio de aproximadamente um metro de espessura de sulfetos causa uma alteração de até três metros na encaixante acompanhada de intensa brechação. Neste local as lamelas de hematita chegam a atingir 1 centímetro de comprimento. Além da silicificação foram observadas cloritização, embora mais co

mo próximo das paredes das vênulas, e epidotização junto a veio de actinolita e albitização (Guimarães 2007). As zonas de alteração geralmente são uniformes, mas podem ter contornos irregulares. Por fim, as vênulas estéreis, preenchidas apenas por quartzo, não apresentam feições de alteração visível nas encaixantes.

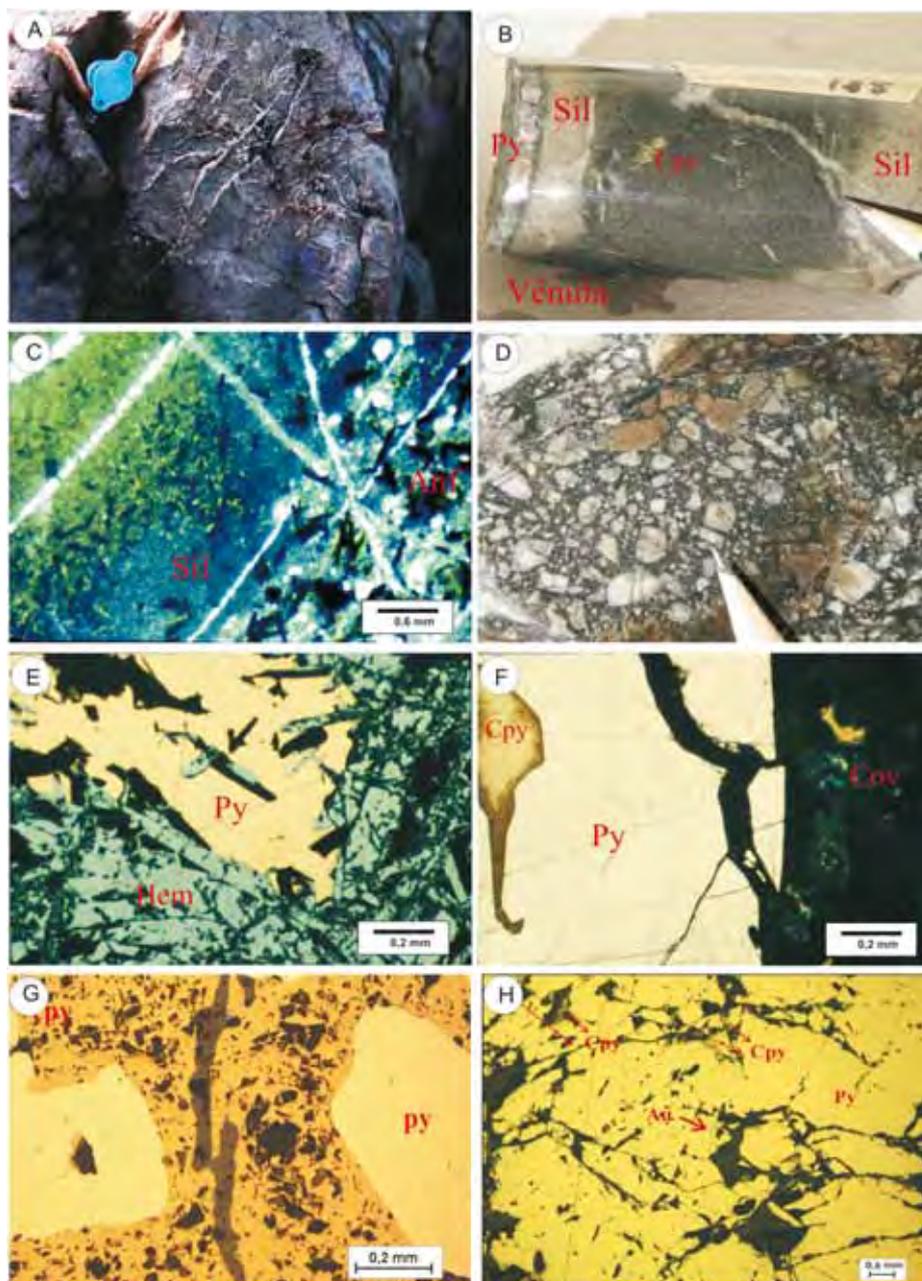


Figura 7 A) Aspecto das vênulas em afloramento; B) vênulas mineralizadas com sulfetos (Py pirita e Cpy calcopirita; sil silicificação) em testemunho de sondagem destacando se coloração esbranquiçada devido a alteração hidrotermal da encaixante; C) alteração hidrotermal nas proximidades de vênula mineralizada podendo se notar intensa silicificação e crescimento de anfibólios (Anf); D) Brecha em tufo cinerítico, intensamente silicificada; E) hematita (Hem) formada por alteração hidrotermal em bordo de veio mineralizado com sulfeto; F) Grão de pirita com inclusão de calcopirita e calcopirita alterada para covelita (Cov); G) agregado de calcopirita com grãos de pirita; H) agregado de calcopirita e pirita com destaque para grão de ouro. Fotos de H.J. Seer (7A a 7F) e de S. B. Guimarães (Fotos 7G e 7H).

Minério e ganga

O minério de Bom Jardim de Goiás é constituído predominantemente pela associação entre pirita e calcopirita, com magnetita, pirrotita, hematita, covelita, esfalerita, ilmenita, rutilo, ouro, actinolita, clorita, biotita, epidoto, titanita e calcita

como minerais de ganga (Seer 1985, Guimarães 2007). Costa *et al.* (1979) reportam ainda a presença subordinada de arsenopirita, marcassita e grafita.

A mineralização ocorre na forma de grãos disseminados nos tufos, em veios/vênulas maciços com espessuras variadas, desde milimétricas até

3 metros, e em brechas (Fig. 7D). Dentre os sulfetos e óxidos a pirita é o mineral mais abundante. Geralmente é subédrica e mais raramente euédrica. Ocorre de modo isolado em disseminações nos tufos, como grãos euédricos a subédricos de 0,1 a 0,4 mm, ou então como massas onde não se consegue individualizar os grãos. Quando maciça apresenta muitas fraturas irregulares que são geralmente preenchidas por calcopirita, hematita e silicatos (quartzo e clorita). Texturas poiquilíticas dadas por inclusões de silicatos, magnetita, pirrotita, rutilo e calcopirita são comuns na pirita (Fig. 7F).

A calcopirita, segundo sulfeto mais abundante, é geralmente anédrica, com 0,02 a 0,2 mm de diâmetro (Figs. 7F, 7G e 7H), e forma agregados que preenchem ora os espaços intergranulares, ora fraturas em pirita ou então ocorre como inclusões em pirita e pirrotita. Também pode ser maciça em veios e com inclusões de pirita, hematita e pirrotita. Mostra-se, às vezes, alterada para covelita, que forma auréola azulada em torno dos grãos de calcopirita (Fig. 7F). Este processo ocorre em fraturas e disseminações, e não é observado quando a calcopirita está incluída em pirita. Inclusões de silicatos são mais abundantes na calcopirita do que na pirita. Do mesmo modo o intercrescimento entre silicatos e calcopirita é mais nítido do que entre pirita e silicatos. Raras inclusões arredondadas e diminutas de esfalerita, pirita e magnetita ocorrem no interior da calcopirita. A esfalerita também ocorre nas bordas da pirita (Guimarães 2007).

Pirrotita é menos comum no depósito, mas está presente como inclusões na pirita, por vezes acompanhada por calcopirita, intercrescida com silicatos nas bordas de vênulas e como disseminações nas zonas de alteração. Como grãos de 0,05 a 0,4 mm, a magnetita é euédrica a anédrica, incluída em pirita, calcopirita e silicatos, mas predomina como disseminada nas rochas hospedeiras. Em suas bordas pode estar substituída por hematita. Esta forma grãos euédricos, lamelares com até 1 cm de comprimento, maclas polissintéticas e abundantes reflexões internas vermelhas e é comum tanto no interior de veios/vênulas como nas zonas de alteração das encaixantes. Outras vezes ocorre como grãos anédricos a subédricos, menores que 0,5 cm, disseminada nos tufos, preenchendo fraturas em pirita, junto com calcopirita, ou como agregados irregulares. Muitas vezes está corroída por silicatos ou intercrescida com estes e cal

copirita. A ilmenita forma lamelas e grãos euédricos disseminados, comumente associada à hematita, enquanto o rutilo, arredondado, ocorre disseminado. O ouro foi identificado como raros grãos anédricos menores que 0,2 mm e incluso em pirita (Seer 1985; Guimarães 2007) (Fig. 7H). Quartzo, actinolita, clorita, biotita, calcita e epidoto associam-se intimamente aos sulfetos e óxidos, mostrando contatos interpenetrados.

Análises por microsonda eletrônica realizadas por Guimarães (2007) revelam que a pirita tem valores de As entre 0,01 e 0,05%, Cu de 0,03 a 0,15%, Ag de 0,01 a 0,05%, Zn de 0,01 a 0,09%, enquanto valores de Pb e Au são nulos. A pirita maciça quando ocorre em contato com calcopirita, apresenta teores de 1 a 2,3% de Co e até 1% de Ni. A presença de Co na pirita também foi verificada em espectro EDS em microscópio eletrônico de varredura. As análises em calcopirita apresentam valores de As entre 0 e 0,05%, Ag de 0,01 a 0,02%, Zn entre 0,03 e 0,07%, Ni de 0 a 0,3%, Co de 0 a 0,06% e Mn de 0 a 0,16%, enquanto os valores de Pb e Au são nulos. Análise de microsonda eletrônica em um grão de ouro revelam teores de Ag de até 42,78% e Au de até 56,43%, com valores menores de S, Bi, Fe, Cu e Pt. Por possuir mais de 25% de Ag é classificado como *electrum*.

As análises químicas do minério mostram que o Cu varia de 315 a 10000 ppm e confirmam o alto teor em Co (804 a 3720 ppm) e Ni (112 a 340 ppm) verificado através de microsonda na pirita. Os teores de Au no minério variam de 26 a 1317 ppb. Com relação aos ETR três amostras de minério exibem enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e anomalia negativa de Eu, de modo similar ao que ocorre nas análises dos tufos encaixantes. No entanto, uma análise não mostra este comportamento embora com anomalia negativa de Eu (Guimarães 2007).

Modelo genético

Os dados apresentados permitem enumerar as seguintes características para o depósito de cobre de Bom Jardim de Goiás: minério hospedado em rochas vulcânicas piroclásticas, de composição intermediária, cálcio alcalinas, com assinaturas geoquímicas e isotópicas de arco vulcânico, associadas a lâminas de *chert* e sequência de basalto/andesitos com estruturas *pillow* e *pillow* brechas, tufos básicos e rochas piroclásticas ácidas e cor

pos intrusivos de composição diorítica; mineralização predominantemente alojada em veios/vênulas com intensa silicificação, cloritização e epidotização localizada, no sentido das hospedeiras tufáceas, e localmente em brechas e disseminações nas encaixantes; mineralogia constituída predominantemente por pirita e calcopirita com raras inclusões de ouro rico em prata na pirita.

As feições do depósito indicam que houve condições para formar corpos de sulfetos maciços, como sugerem Costa *et al.* (1979) e Seer (1985), embora estes não tenham sido encontrados. As características gerais permitem supor que o depósito representa zona de *stockwork* rica em vênulas com pirita e calcopirita e intensa silicificação, comparável às zonas de *stockwork* de depósitos de *sulfeto maciço vulcanogênico* VMS (Sillitoe *et al.* 1996, Biondi 2003). Esta proposta tem sido defendida por Costa *et al.* (1979), Seer (1985) e Guimarães (2007). Kuyumjian (2000) destaca que estas características também ocorrem em depósitos epitermais de alta sulfetação questionando o modelo VMS e, Oliveira *et al.* (2004) sugerem um modelo tipo pórfiro. Este último pode ser descartado pelo fato de que os corpos graníticos da região de Bom Jardim de Goiás não são correlacionados com as hospedeiras vulcânicas da mineralização como demonstrado por Guimarães (2007). Já a proposição de que seja epitermal foi descartada pelo conjunto de características que aproximam o depósito de cobre de Bom Jardim de Goiás mais com os do tipo vulcanogênico (Guimarães 2007).

Critérios prospectivos

O principal critério prospectivo é o ambiente geológico de arco vulcânico no qual se insere o depósito de Bom Jardim de Goiás. Este aspecto é relevante, pois a descoberta do depósito baseou-se na ocorrência de sulfetos em rochas metabásicas durante mapeamento geológico.

Em relação a ambiência geológica, o AMG e especialmente o AMA, apresentam grande potencial prospectivo, especialmente nas regiões onde foram identificadas e mapeadas seqüências vulcânicas sedimentares. A descoberta do Depósito de Bom Jardim de Goiás foi possível pela existência de anomalia de K nas rochas vulcânicas e à campanha geoquímica seguida de geofísica e sondagem. Mas, antes de uma campanha de geoquímica de detalhe, ou mesmo após uma de geoquímica

regional, sugere-se a simples investigação sobre a presença de veios e vênulas com sulfetos associadas a zonas de alteração nas rochas encaixantes vulcânicas (silicificação, cloritização, epidotização, sericitização, albitização). Este aspecto, se verificável já em superfície, pode ser indício da presença de mineralização, permite reduzir os custos e limitar as áreas a serem investigadas por geoquímica e geofísica de detalhe.

O avanço na prospecção indireta como por meio de técnicas de aerogeofísica e sensoriamento remoto e sua baixa razão custo/benefício, permite seu uso neste tipo de depósito com vistas a detectar zonas de alteração hidrotermal, especialmente silicificação e anomalias de K e magnéticas. Levantamento estrutural de detalhe de áreas favoráveis também deve ser executado antes do levantamento geoquímico detalhado, pois pode favorecer o reconhecimento de estruturas passíveis de alojar mineralizações e, afinal, melhorar a interpretação dos dados geoquímicos e mesmo de dados geofísicos subsequentes. Outra recomendação diz respeito à prospecção geoquímica. Como o cobre é mais abundante em zonas de *stockwork* e o zinco e o chumbo mais abundantes junto a corpos de sulfetos maciços em depósitos tipo VMS, sugere-se a utilização de razões Zn/Cu para detectar zonas favoráveis a presença de lentes de sulfetos maciços. Deste modo, o aumento da razão Zn/Cu pode ser um bom indicador da presença de corpos de sulfetos maciços.

CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

A definição de uma estrutura anticlinal na zona mineralizada permite inferir-se a continuidade das camadas tufáceas no sentido leste, rumo a uma charneira de sinclinal de forma que o horizonte mineralizado pode ter continuidade em profundidade o que ainda não foi testado por sondagem ou prospecção geofísica. Cabe destaque prospectivo também aos depósitos vulcânicos ácidos da Formação Morro do Urubu. Sabe-se que grande parte dos depósitos de sulfetos maciços está associada a rochas vulcânicas ácidas. Além disso, as rochas vulcânicas ácidas desta formação acham-se intensamente alteradas, alcançando elevados teores de SiO₂ que chegam a ultrapassar os 80% e contém pirita como sulfeto acessório (Seer 1985) à semelhança de rochas como o Riolito Amulet, de

Quebec, Canadá (Gibson 1979). Outro aspecto que pode ser investigado refere-se à alteração hidrotermal dos tufos encaixantes, tentando-se verificar a existência ou não de padrões de zonação mais amplos no depósito a partir do estudo detalhado dos testemunhos de sondagem e afloramentos. Neste caso, também é recomendável uma investigação de inclusões fluidas nos minerais associados à mineralização no sentido de refinar o modelo genético.

Referências

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. de, Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**:1-21.
- Amaro V.E. 1989. Geologia e petrologia da sequência metavulcânica de Jaupaci-GO e lineamentos associados. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 230p.
- Balheiro M.G. & Cunha B.C.C. 1974. *Geologia da Área X. Projeto Bom Jardim-Moiporá*. Trabalho de Graduação, Universidade de Brasília /Projeto Rondon, 70p.
- Barbosa O. 1979. Litologia, ambiente e mineralização do Grupo Bom Jardim, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Resumos*.
- Barbosa P.A.R. 1987. *Geologia e recursos minerais a leste de Mossamedes, GO*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 226p.
- Biondi J.C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Ed. Oficina de Textos, São Paulo, 528p.
- Costa I. G. & Rocha E.R. 1974. *Geologia da Área XI. Projeto Bom Jardim-Moiporá*. Trabalho de Graduação, Universidade de Brasília /Projeto Rondon, 79p.
- Costa S.A.G., Fragomeni P.R.P., Campos E.C., Almeida W.J. 1979. *Projeto Bom Jardim - Relatório Final de Pesquisa para Cu-Pb-Zn no Município de Bom Jardim de Goiás*. CPRM-SUREG Goiânia, Relatório Interno, 3 vol.
- Fragomeni P.R.P & Costa S.A.G 1976. Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás – Base do Grupo Cuiabá. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Resumos*.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. Wiley, New York, p.200-237.
- Guimarães S.B. 2007. *Petrologia e metalogenia do depósito de cobre Bom Jardim de Goiás (GO)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 108p.
- Kuyumjian R. M. 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brazil: characteristics and speculations. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(2):285-288.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns-Itaberai region, Goiás, Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *J. South Am. Earth Sci.*, **16**(7):
- Macedo P.M. & França A.B. 1974. *Geologia da Área IX. Projeto Bom Jardim-Moiporá*. Trabalho de Graduação, Universidade de Brasília /Projeto Rondon, 59p.
- Marques V.J., Guimarães M.T., Costa S.A.G. 1980. Aplicações de estudos petroquímicos à pesquisa mineral de suítes vulcanogênicas em Bom Jardim de Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriu, *Anais*, vol 4, p2082-2103.
- Mendonça J.L.C. & Vilela G.M. 1974. *Geologia da Área XIII. Projeto Bom Jardim-Moiporá*. Trabalho de Graduação, Universidade de Brasília /Projeto Rondon, 52p.
- Oliveira I.W.B. 2000. *Cobre de Bom Jardim - Estado de Goiás*. Informe de Recursos Minerais, Série Oportunidades Minerais – Exame atualizado de Projeto, nº 3, CPRM, Goiânia, 15p.
- Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck A.R. 2004. The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Rev.*, **25**:285-299.
- Pimentel M.M. 1985. Sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis, GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1986. Geologia da sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:217-223.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**:329-339.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **24**:104-111.
- Pimentel M.M., Fuck A.R., Alvarenga C.J.S. 1996. Post-Brasilianom(PanAfrican) high-K granitic magmatism in central Brazil: the role of Late Precambrian-Early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, **80**:217-238.
- Pimentel M.M., Fuck A.R., Jost H., Ferreira Filho, C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. Tectonic Evolution of South America, 31° International Geologic Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 195-229.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck A.R. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro, B.B. de Brito Neves (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, SBG-SP, Editora Beca, p. 355-368.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C, Pimentel M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de rochas ortognaissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco magmático de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**(2):207-216.
- Seer H.J. 1985. *Geologia, deformação e mineralização de cobre no Complexo Vulcano-Sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 181p.
- Sillitoe R.H., Hannington H.D., Thompson J.F.H. 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Econ. Geology*, **91**: 204-212.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004b. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D.R., Brito-Neves B.B (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p.575-592.

CAPÍTULO VIII

DEPÓSITO DE COBRE DAS MINAS DO CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL

VIII - DEPÓSITO DE COBRE DAS MINAS DO CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL

JOÃO ANGELO TONIOLO¹, MARCUS V. D. REMUS² & JOSÉ LUIZ REISCHL³

1 - Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Rua Banco da Província, 105
Porto Alegre, CEP: 90840-030. E-mail: toniolo@pa.cprm.gov.br

2 - Instituto de Geociências, UFRGS, Campus do Vale, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre,
CEP: 91501-970. E-mail: marcus.remus@ufrgs.br

3 - Companhia Brasileira do Cobre, Rua Benjamin Constant, 1175/03, Caçapava do Sul, CEP: 96570-000.
E-mail: reischl@terra.com.br

Abstract The Camaquã Mine (Cu-Au-Ag) is located in southern Brazil and hosted by the Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence of the Camaquã basin. In that deposit, the sulfide ores are mainly fracture-controlled and also disseminated in the matrix of siliciclastic sequences. The Camaquã deposits produced 171.396 t Cu, 4,5 t Au and 338 t Ag and consist of NW veins, stockworks and disseminated ores with chalcopyrite, pyrite, bornite, chalcocite, gold, silver. Chlorite, white mica, quartz, albite, carbonate and later barite and hematite are the main gangue minerals. The ore lodes are enclosed in conglomerates and sandstones. Geothermometry from previous studies show deposition temperatures within the hydrothermal field (maximum of ca. 215 to 300 °C). Previous results of $\delta^{34}\text{S}$ of sulfides show a homogeneous composition, with values around 0‰ (Camaquã), which indicate a magmatic origin for the sulfur. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ of calcite from gangue and cement of Camaquã (-2.47) and the neighbours, Santa Maria (-0.43 to -2.85) and Cerro dos Martins (-1,90 to -4,45%) deposits are interpreted as having originated from mixing sources: magmatic fluids contaminated by basement marbles from Vacacai unit. Sr-isotope composition from the least radiogenic sulfides of Camaquã (0.7087) show values very close to the gangue carbonate (0.7082) that overlap the values of Cerro dos Martins carbonates (0.7068 to 0.7087) and are consistent with an origin by mixing of hydrothermal fluid and remobilizations from basement marbles. The Pb and Nd isotope composition of ores would be derived from mixing between magmatic fluid and basement metamorphic/sedimentary rocks fluids. The 535 to 474 Ma (K-Ar in mica/ilite from gangue in Camaquã) age of the mineralization indicated in previous contributions are interpreted as the minimum age of deposits. Thus, the mineralization is coeval and related to a shoshonitic to alkaline magmatic event that occurred around to 545 Ma.

Keywords: copper deposit, hydrothermal system, veins, disseminations, red-bed hosted, Camaquã Mines, Brazil

INTRODUÇÃO

As Minas do Camaquã, situadas na porção central do Escudo Sul riograndense representaram por vários anos ao longo do século XX a principal fonte de Cu extraído no Brasil e foram as únicas mina de cobre exploradas em rochas sedimentares do Neoproterozóico (Ediacariano). Sua descoberta ocorreu em 1865, quando o Sr. João Dias encontrou malaquita em campo de sua propriedade e cidadãos ingleses a exploraram de 1875 a 1885. Entre 1888 a 1898 agricultores alemães exploraram a ocorrência a céu aberto com concentração mecânica de minério com teores entre 15 a 20% Cu e o concentrado com 30 a 40% Cu era exportado para a Inglaterra. A *Societe Anonyme des Mines de Cuivre Du Camaquam*, constituída em

1900, produziu cerca de 6.032 t de minério entre 1901 a 1908 de um filão com 1,25 m de espessura média e teor médio de 6,5% Cu e 1 a 30g/t Au (Leonards 1944). Entre 1908 a 1939 a mina produziu cobre a intervalos irregulares.

Entre 1935 e 1942, órgãos governamentais delimitaram reservas calculadas em 280.000 t de minério com 3,7% Cu. Em 1941 o filão foi explorado por 400m de extensão e os trabalhos se estendiam até a galeria dos Ingleses em cota 100m abaixo da superfície dentro de horizonte conglomerático e também em filões ou zonas mineralizadas que cortam conglomerados e arenitos (Leinz & Almeida 1941).

Em 1942 foi constituída a Companhia Brasileira do Cobre - CBC, com extração de minério de maio de 1944 a abril de 1945 e entre 1952 a 1974. Em

1948, os Eng^o. Nero Passos e Victor Leinz descreveram novo filão e, a partir de então, ambos os filões passaram a se denominar de Mina Uruguai e Mina São Luiz e o local recebeu a denominação de Mina Camaquã (Fig. 1).

A partir de 1957 estudos geológicos e de assistência técnica foram desenvolvidos pelo Departamento Nacional de Produção Mineral DNPM, United States Geological Survey USGS, CBC e Mitsubishi Metal Mining Company e entre 1958 e 1965 o DNPM executou sondagem na área. A Geotemiologia e Técnica de Mineração Ltda, a partir de dados de sondagens do período *CBC Mitsubishi* calculou reservas de 5.280.000 t a 2,11 % Cu.

Em fevereiro de 1971 foi inaugurado o poço São Luiz até o nível 700 (210m), a nova usina de força e o novo engenho para concentrar minérios com capacidade para tratar 50.000 t/mês.

Bettencourt (1972) atualizou o conhecimento geológico das Minas do Camaquã e informou a produção com cerca de 25.000 t de Cu até aquela data. A reserva inferida e prevista até os níveis 1.200 pés das Minas São Luiz e Uruguai alcançou cerca de 17 milhões t com os teores de Cu entre 1 e 1,5%.

Entre 1955 e 1974 a produção das Minas do Camaquã atingiu 3.330.304 t de minério ou 41.918 t de Cu contido (Gavronski 1975).

A produção foi paralisada em 1975 pela transferência do domínio acionário da CBC ao Banco Nacional do Desenvolvimento Econômico BNDE, quando foi contratada a DOCEGEO Vale do Rio Doce, Geologia e Mineração para realizar pesquisas na área, o que resultou em nova cubagem de 18.000.000t com 1,55% Cu.

Em 1978, DNPM/CPRM executaram um furo estratigráfico com 1200m nas Minas do Camaquã. Em outubro de 1978 a CBC iniciou as sondagens sobre anomalias geoquímicas de Cu, Pb e Zn em

sedimentos ativos de corrente, solo e rocha, o que resultou na descoberta do depósito de Pb e Zn denominado de Jazida Santa Maria (JSM) distante cerca de 3km a SSW das Minas do Camaquã.

Em 1979 foi contratada a empresa Paulo Abib Anderi, quando a mineração e a concentração foram modernizadas e ampliadas, e as reservas das Minas do Camaquã recalculadas em 28.400.000t com um teor de 1,05% Cu. No final de 1981 foi retomada a produção de cobre e em 1988 a CBC foi privatizada. Em 1996 as atividades de lavra foram novamente paralizadas (Fig. 2).

No decurso do período da existência das Minas do Camaquã conheceu-se que o minério de Cu está associado a rochas plutono vulcânicas do Neoproterozóico Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, representadas nas rochas da Bacia do Camaquã e granitóides contemporâneos. O minério foi extraído em duas minas subterrâneas (São Luiz e Uruguai) e eventualmente de uma pequena mina a céu aberto, denominada Zona Intermediária (Fig. 3).

A lavra subterrânea foi realizada por *shrinkage stoping* utilizando um espaçamento médio de 30m entre os níveis. Durante esta etapa foram produzidas 3.500.000 t de minério com um conteúdo de 44.000 t de Cu. Em 1981 o minério passou a ser extraído a céu aberto e subterrânea, onde a lavra a céu aberto situa-se na parte superior da Mina Uruguai e a subterrânea com método *sublevel stoping*, com painéis de 60m de altura e dois subníveis em média, continuou por setores da Mina São Luiz e posteriormente na Mina Uruguai (Fig. 4). As dimensões finais da cava são de aproximadamente 900m de comprimento; 400m de largura e altura de 250m. As bancadas possuem 10m de altura. A quantidade de minério de Cu extraído consta da Tabela 1. Os subprodutos extraídos foram Au e Ag

Tabela 1 Demonstrativo das reservas mineradas das Minas do Camaquã. Fonte: CBC Companhia Brasileira do Cobre.

	MINA SÃO LUIZ E MINA URUGUAI			
	PERÍODO	MINÉRIO (t)	TEOR%	Cu CONT. (t)
LAVRA SUBTERRÂNEA	1901/1907	17.783	6,4	1.138
	1944/1954	12.580	4,0	503
	1955/1974	3.295.941	1,22	40.387
	1981/1996	7.531.475	0,88	66.303
	TOTAL 1	1901/1996	10.857.779	0,99
LAVRA CÉU ABERTO	MINA URUGUAI			
	1981/1993	11.671.732	0,54	63.065
TOTAL GERAL	MINA SÃO LUIZ E URUGUAI			
	1901/1996	22.529.511	0,76	171.396

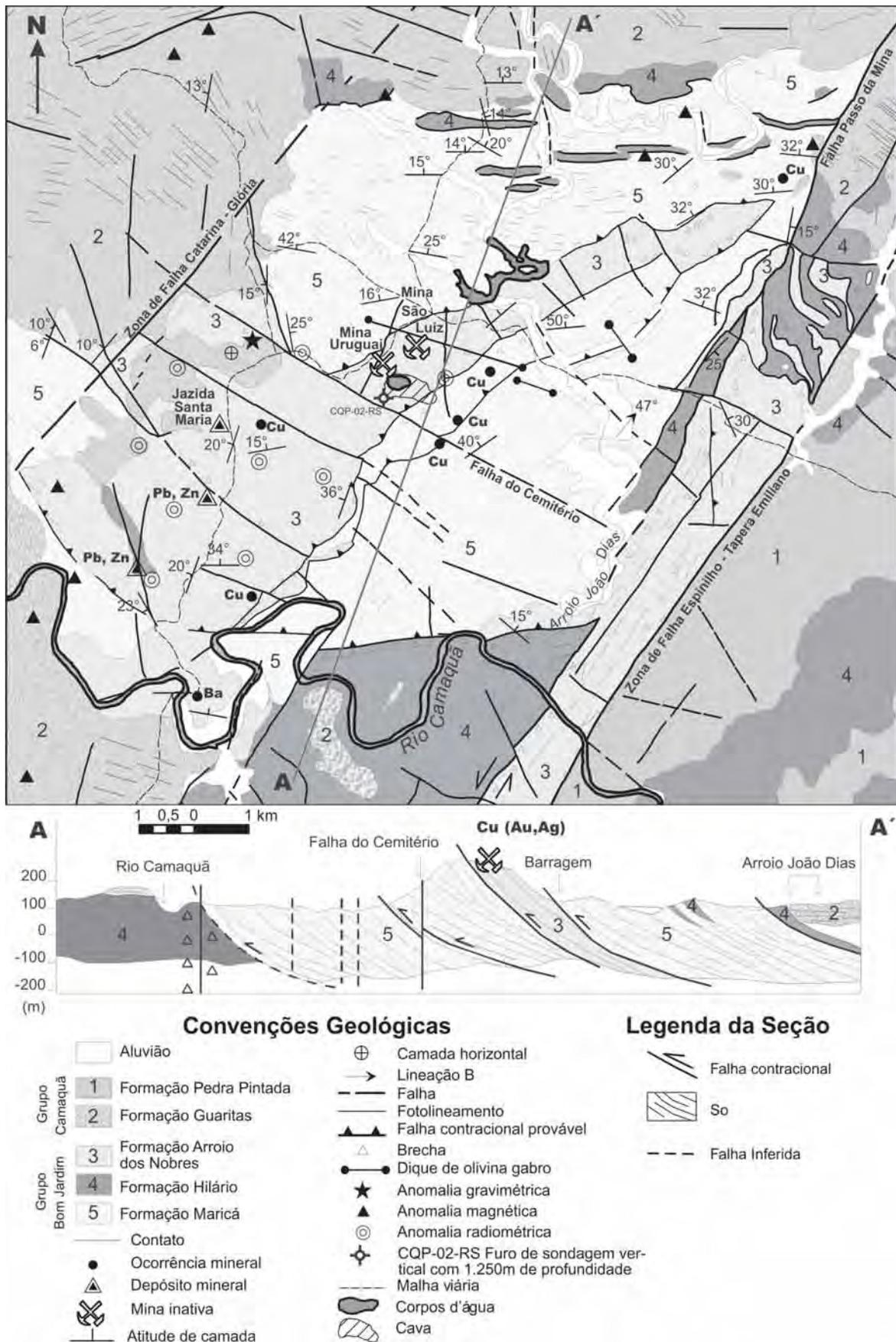


Figura 1 Mapa geológico da região das Minas do Camaquã e arredores.

com 4,5 t de Au com teor de 0,2 g/t e 338 t de Ag com teor de 15 g/t.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As unidades sedimentares e vulcanogênicas da Bacia do Camaquã afloram descontinuamente por



Figura 2 Vista atual da Mina Uruguai. As bancadas têm 10 m de altura.

cerca de 130 km segundo NW SE e 120 km na direção NE SW, assentados sobre terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul riograndense e para Almeida (1969) representam o estágio de transição da plataforma Brasileira. Rochas sedimentares da Bacia do Paraná cobrem a Bacia do Camaquã ao norte, oeste e sul. No leste, a Bacia do Camaquã está em contato normal e por falha com rochas do seu embasamento, representadas pelo Complexo Metamórfico Porongos.

O embasamento Pré Cambriano da Bacia do Camaquã possui diferentes segmentos crustais separados por grandes traços estruturais (Ribeiro & Fantinell 1978, Fragozo Cesar 1982, Jost & Hartmann 1984, Soliani Jr. 1986, Costa 1997, Paim *et al.* 2000, Hartmann *et al.* 2007).

Hartmann *et al.* (2007) interpretam a evolução pré cambriana do estado num contexto de interações de placas tectônicas no Neoproterozóico, onde o escudo é o resultado dos processos de geração e deformação de crosta continental, cuja contribuição maior ocorreu em dois ciclos orogênicos, o Transamazônico (2,26 2,00 Ga) e o Brasília

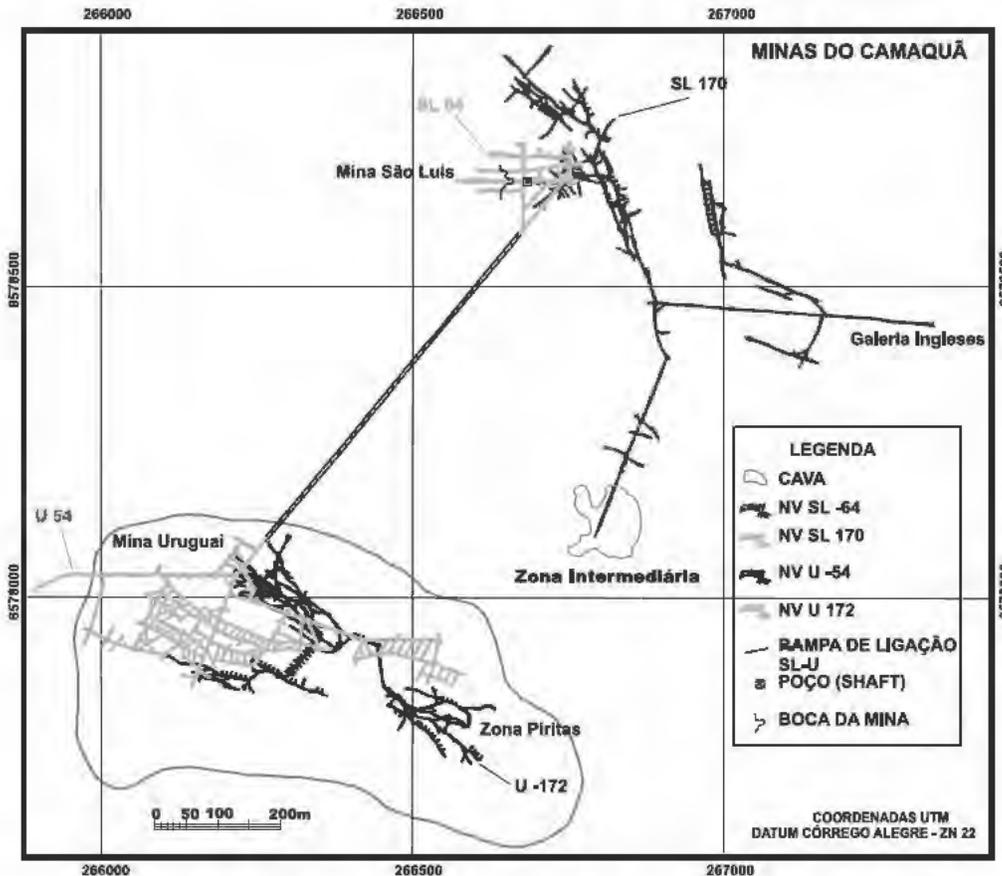


Figura 3 Localização dos diversos níveis e setores das Minas do Camaquã mostrando a distribuição espacial das áreas mineradas.

no (900 535 Ma).

O anteparo Arqueano de colisão do primeiro ciclo orogênico não está registrado no estado, mas os processos orogênicos do Neoproterozóico tiveram como referencial o continente antigo, cujos fragmentos remanescentes constituem o atual Cráton La Plata. Fragmentos remanescentes do Cráton La Plata estão expostos na porção sudoeste e oeste do Rio Grande do Sul (Fig. 5) e consistem no Terreno Taquembó, como o Complexo Granulítico Santa Maria Chico e no Terreno Tijucas, com ortognaisses do Complexo Encantadas. No Batólito Pelotas, ocorrem os septos do embasamento, com destaque para os ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos e os paragnaisses do Complexo Várzea do Capivarita.

No Neoproterozóico, o escudo é descrito em termos de Terreno São Gabriel (juvenil, idades modelo Nd semelhantes às idades dos zircões ígneos), Terreno Tijucas (metavulcânicas, idades modelo Nd mais antigas que as idades dos zircões ígneos) e Batólito Pelotas (retrabalhamento crustal, idades modelo Nd muito mais antigas que as idades de zircões ígneos). Todas essas unidades fazem parte do Cinturão Dom Feliciano, formado no Neoproterozóico.

As Minas do Camaquã estão hospedadas por uma sequência sedimentar do Eodicariano Neoproterozóico denominada de Formação Arroio dos Nobres do Grupo Bom Jardim, que é parte da Bacia do Camaquã. O posicionamento estratigráfico da Formação Arroio dos Nobres consta da Tabela 2, a qual mostra as diversas propostas estratigráficas

ao longo dos anos para a Bacia do Camaquã. Concomitantemente com a Bacia do Camaquã ocorre um plutonismo granítico alcalino a subdormente shoshonítico a cálcio alcalino de idade entre 545 e 594 Ma.

A Bacia do Camaquã foi preenchida e deformada durante as fases tardias da Orogenia Brasília e diversas propostas de evolução geológica são sintetizadas na Tabela 3.

Formação Maricá é a unidade mais antiga (ca. 620 Ma) e é a sequência basal da Bacia do Camaquã. É composta de arenitos, arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e locais conglomerados interpretados como de canais entrelaçados e de planície fluvial; ritmitos arenosos tabulares e heterolíticos, ritmitos arenosos e pelíticos, interpretados como de ambiente de plataforma marinha (Ribeiro 1983, Paim *et al.* 2000, Pelosi 2005). Seus fragmentos são caracterizados por elevado grau de maturidade textural e estudos de proveniência, paleocorrentes, petrográficos e geocronológicos dos fragmentos da fração calhaus desenvolvidos por Pelosi (2005), revelaram que as principais áreas fonte da unidade Maricá eram granitos, tonalitos e milonitos graníticos do Arqueano e Paleoproterozóico. Estudos petrográficos combinados com dados isotópicos Sm Nd indicaram áreas fonte com idades modelo paleoproterozóica dominante (Borba 2006).

Formação Hilário Diversos autores descreveram e propuseram diferentes conotações estratigráficas para a Formação Hilário, a qual consiste de rochas vulcânicas básicas e intermediárias, pi

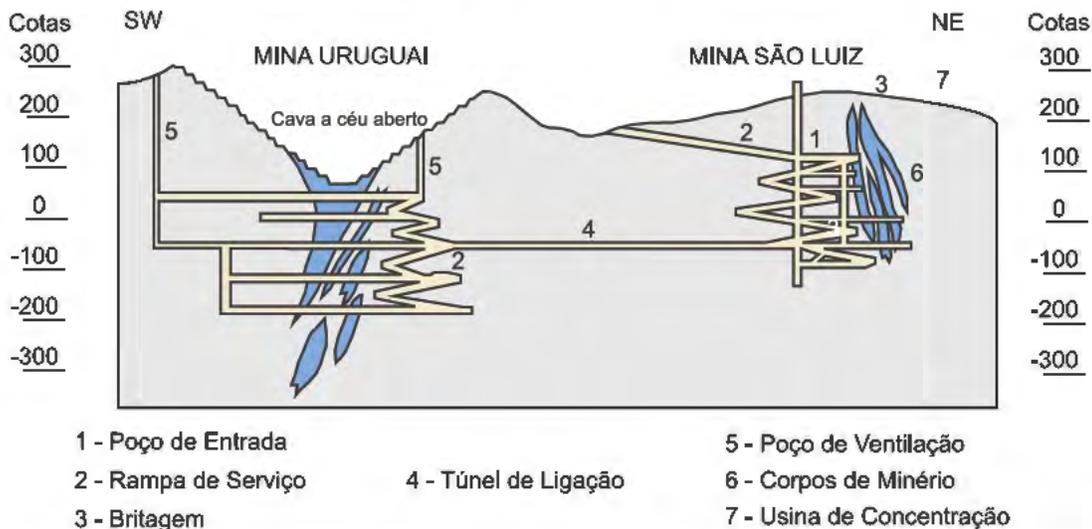
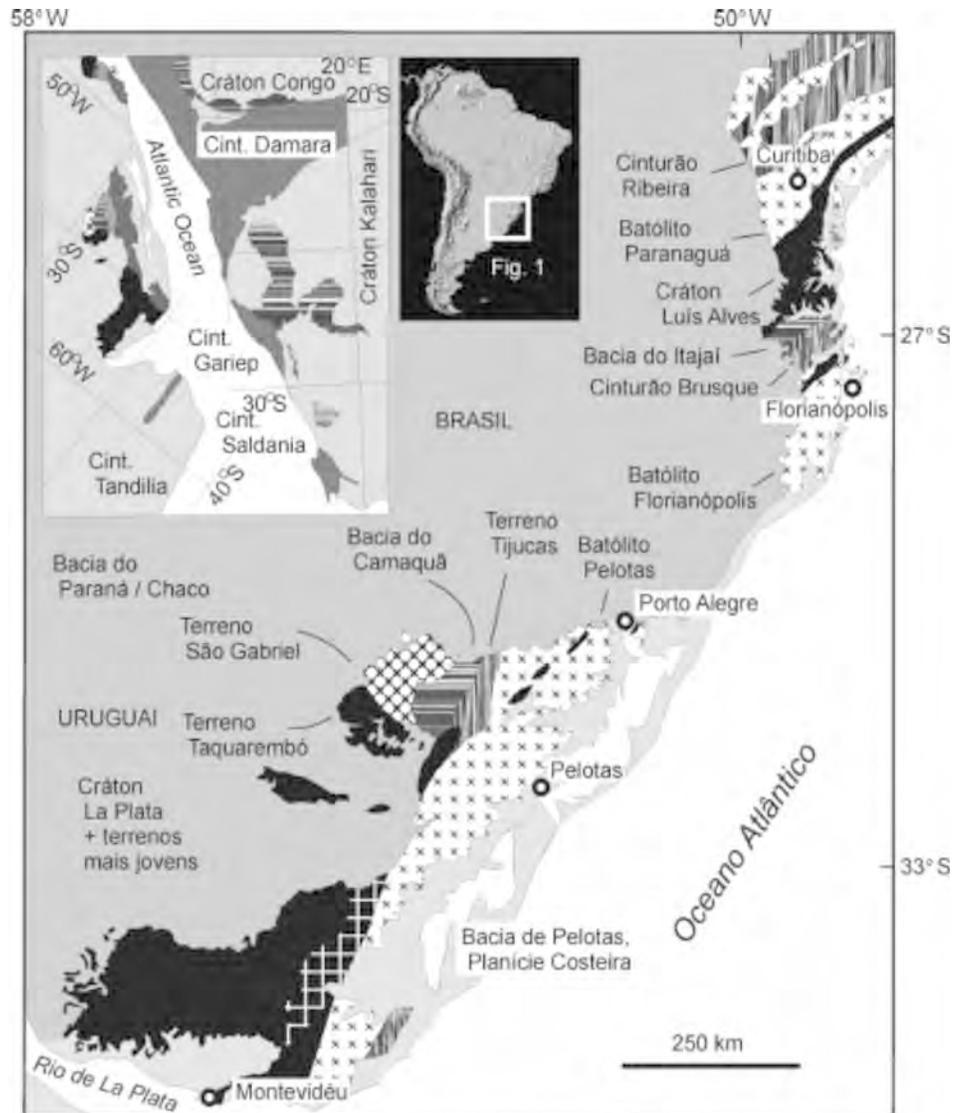


Figura 4 Perfil esquemático das Minas Uruguai e São Luis com as respectivas galerias da mina subterrânea e da cava a céu aberto.



CONVENÇÕES

-  Rift Mesozóico e sedimentos cenozóicos da planície costeira
-  Baía do Paraná; rochas vulcânicas e sedimentares Paleozóicas/Mesozóicas
-  Bacias de antepais neoproterozóicas; rochas sedimentares clásticas e vulcânicas sódicas e potássicas
-  Terreno São Gabriel; Neoproterozóico; gnaisses TTG e metassedimentares do Complexo Cambaí e rochas vulcânicas andesíticas do Complexo Vacacaí
-  Terreno Tijucas. Complexos Brusque e Porongos; 2.0-0.9 Ga; metapelito, quartzito e rochas vulcânicas félsicas; inclui rochas máficas e ultramáficas
-  Batólito Pelotas; Neoproterozóico; rochas graníticas potássicas; abundantes xenólitos paleoproterozóicos de rochas graníticas e metassedimentares
-  Terreno Taquarembó e outros. Fragmentos arqueanos/paleoproterozóicos do Cráton La Plata, principalmente granitos potássicos e granulitos. Malha branca representa o fragmento continental La China; xistos ultramáficos, tonalitos, plataforma deformada com quartzitos, mármore e conglomerados. Inclui o Complexo Granulítico S. Maria Chico.

Figura 5 Mapa geológico do sul do Brasil e Uruguai, mostrando as principais unidades tectono estratigráficas e estruturais (fonte: Hartmann et al. 2007).

Tabela 2 – Principais propostas estratiográficas para as coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã, reproduzido de Toniolo, Gil & Sander (2007). Foi adicionada o trabalho de Wildner et al. (2008)

Canhelo 1932	Luiz et al. 1941	Robertson 1966 (remanuseio de 1961)	Ribeiro et al. 1966	Lichtenberg (1978)	Santos et al. 1978	Fragoso Cesar et al. 1985	Lattes et al. 1980	Paim et al. 1992	Paim et al. 1995	Paim et al. 2000	Porchet & Lopes 2000	Fragoso Cesar et al. 2000	Fragoso Cesar et al. 2003	Fambirini 2003	Jankian 2004	Pelosi 2005	Toniolo, Gil & Sander 2007	Wildner et al. 2008
Erupções de Andesitos e tufo vulcânicos	Etanxas Adensadas Série Camaquã Horizontal	Grupo Camaquã Formação Santa Bárbara Membro Anesito Martins	Grupo Camaquã Mb. Hilário Fm. Crespos Fm. Arroio dos Nobres Mb. Vargas Mb. Manguieirão	Grupo Camaquã Formação Santa Bárbara Rodeio Velho	Formação Acampamento Velho	Formação Maricá Fm. Cerro dos Martins Mb. Hilário	Formação Maricá Mb. Hilário Mb. Vargas Mb. Manguieirão Mb. Pessegueiro											

roclásticas e sedimentares (pelitos e arenitos finos rítmicos gerados em ambiente de pró delta lacustre) desenvolvidas em meio subaquático e subaéreo (Ribeiro & Lichtenberg 1978, Lima & Nardi 1992, Lima 1995). Datações radiométricas Ar Ar em andesito e U Pb em zircões de lapilli tufo intermediário a básico, mostram que a unidade data de ca. 590 Ma (Janikian 2004). A afinidade geoquímica desta unidade varia de shoshonítica a alcalina (Lima & Nardi 1992, Toniolo et al. 2004).

Formação Acampamento Velho Esta unidade é composta de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas subaéreas de afinidade alcalina (Sommer 1994, 2003, Wildner et al. 1999), com espessura superior a 600 m na sua área tipo. Na base inicia com ignimbritos que transicionam para camadas tabulares e maciças de lapilli tufo e brechas compostas por fragmentos de rochas vulcânicas ácidas. Estes estão cobertos por riolitos e no topo ocorrem lapilli tufo retrabalhados e andesitos (Janikian 2004). Idades U Pb em zircões geraram valores de 549Ma.

Formação Arroio dos Nobres A unidade é constituída por ruditos ricos em matações e seixos de rivados do embasamento cristalino e psamitos com estratificação rítmica, ambos avermelhados, com tendo material vulcânico em quantidades subordinadas. Nas Minas do Camaquã estas rochas se alternam em espessas cunhas de flisch e estão dobradas em anticlinal fechada. As rochas expostas em hogbacks contêm importante mineralização cuprífera.

Membro Rodeio Velho Andesitos vesiculares sem evidências de atividade piroclástica que ocorrem a leste e a sul das Minas do Camaquã foram atribuídas por Ribeiro et al. (1966) a um evento vulcânico distinto daquele da Formação Hilário e denominada de Membro Rodeio Velho da Formação Santa Bárbara (Tabela 2).

Estudos geoquímicos indicaram que estas rochas possuem afinidade alcalina e idades Ar Ar em rocha total de amostra de basalto fanerítico fino de 535,2 ± 1,1 Ma (Almeida et al. 2001, 2005).

Corpos de quartzo diorito intrusivos nas rochas vulcânicas e sedimentares da Formação Hilário, em caixantes do Depósito de Cu do Cerro dos Martins, geraram idade Pb Pb por evaporação de zircão de 550 ± 5 Ma Toniolo et al. (2004).

Intrusivas básicas e ultrabásicas Diques de olivina gabro de afinidade alcalina e que cortam rochas da Bacia do Camaquã estudados por Viei

Tabela 3 Classificação baseada na Tectônica de Placas para a Bacia do Camaquã, como proposta por Paim et al. (2000) e complementado por Toniolo et al. (2007).

Evolução	Esforços Envolvidos	Classificação da Bacia	Autores
Simples	Transcorrência	Strike-slip	Wernick et al. (1978) Almeida et al. (1976, 1981) Machado e Fragoso César (1987) Brito Neves & Cordani (1991) Oliveira & Fernandes (1991, 1992) Fernandes et al. (1992) Machado & Sayeg (1992)
	Empurrão	Periférica Sucessória de retroarco Antepais de retroarco	Issler (1982, 1985) Jost (1984) Gresse et al. (1996) Hartmann et al. (2007)
	Extensão	Rift Intracontinental Anorogênico	Fragoso César et al. (2003) Janikian (2004) Pelosi (2005)
	Extensão (sem vinculação orogénica) Transcorrência (posterior a deposição)	Rift	Almeida (2005)
Complexa	Empurrão Extensão	Antefossa Molassa Sinclínoria Molassa Graben	Fragoso César et al. (1982)
	Empurrão Extensão	Antefossa Antefossa (molassa precoce) Grabens a hemo-grabens	Fragoso César et al. (1984)
	Empurrão Empurrão Transcorrência Extensão	Antepais Piggy-back Strike-slip Graben intramontano	Beckel (1992)
	? Empurrão Transcorrência	Molassa Maricá Retroarco Santa Bárbara e Antefossa Arroio dos Nobres Pull-apart (Camaquã)	Fragoso César et al. (1992)
	Empurrão Transcorrência	Antefossa Arroio dos Nobres (Flysch do vale do piquiri) Strike-slip (molassa Vargas)	Sayeg et al. (1992)
	Empurrão Transcorrência Extensão	Bacia de Antepais de Retroarco Strike-Slip de Retroarco Hemi-Graben Transtraccional	Paim et al. (2000)
	Transcorrência Extensão		Menegat & Fernandes (2003)
	Extensão/Empurrão Compressional Extensão/Transcorrência	Intracratônica Foreland Rifte ou Pull-apart	Borba (2006)

ro (1998) e geraram idade K/Ar em rocha total e concentrados de plagioclásio de 137 a 123 Ma, coincidente com as idades do vulcanismo da Bacia do Paraná. Um dique corta os corpos de minério da Mina São Luiz com metamorfismo de contato e gerou a idade K Ar de 106 ± 10 Ma (Bettencourt 1972).

Plutonismo contemporâneo à Bacia do Camaquã Um plutonismo de afinidade alcalina a shoshonítica, subordinadamente cálcico alcalina, em parte contemporâneo com a Bacia do Camaquã é representado pelos granitos Caçapava do Sul, São Sepé, Lavras do Sul, Santo Afonso, Jaguari, Ramada, Cerro da Cria e o Sienito Piquiri (Fig. 6). O plutonismo ocorreu no intervalo entre 594 a 545 Ma (Sartori 1978, Soliani Jr. 1986, Nardi & Bonin 1991, Chemale Jr. et al. 1995, Remus 1999, Remus et al. 2000).

Alguns corpos possuem zonação química dada por núcleo shoshonítico e borda alcalina, como o Granito Lavras (ca. 594 Ma), ou núcleo cálcico alcalino e borda alcalina, como o Granito São Sepé (550-558 Ma). Os corpos são epizonais, com metamorfismo de contato nas ro-

chas da bacia do Camaquã. Outros são sin tectônicos e marcam períodos de atividade transcorrente, como o Granito Caçapava (562 Ma).

PRINCIPAIS TRAÇOS ESTRUTURAIS DA REGIÃO

Estudos estruturais foram realizados sobre o Escudo Sul riograndense por diversos autores (Ribeiro et al. 1966, Passos & Ribeiro 1966, Tessari & Picada 1966, Picada 1971, Jost et al. 1984). Estudos na área das Minas do Camaquã por Passos & Ribeiro (1966) mostram que as principais estruturas da região são falhas N30° 45°E com mergulhos acentuados para SW que se estendem por e centenas de km e com larguras entre algumas centenas de m a poucos km, com deslocamentos horizontais da ordem de 5 a 10km. Para Passos & Ribeiro (1966) as falhas NW são representadas por fraturas tensionais e o entrecruzamento de falhas N30° 40°E e N60° 70°W coincide com a localização dos depósitos cupríferos do Cerro dos Martins e das Minas do Camaquã. A Formação Arroio dos Nobres aflora nestas duas áreas devido ao soerguimento e erosão da Formação Guaritas. Por outro lado, Tessari (1965) interpreta as falhas NE

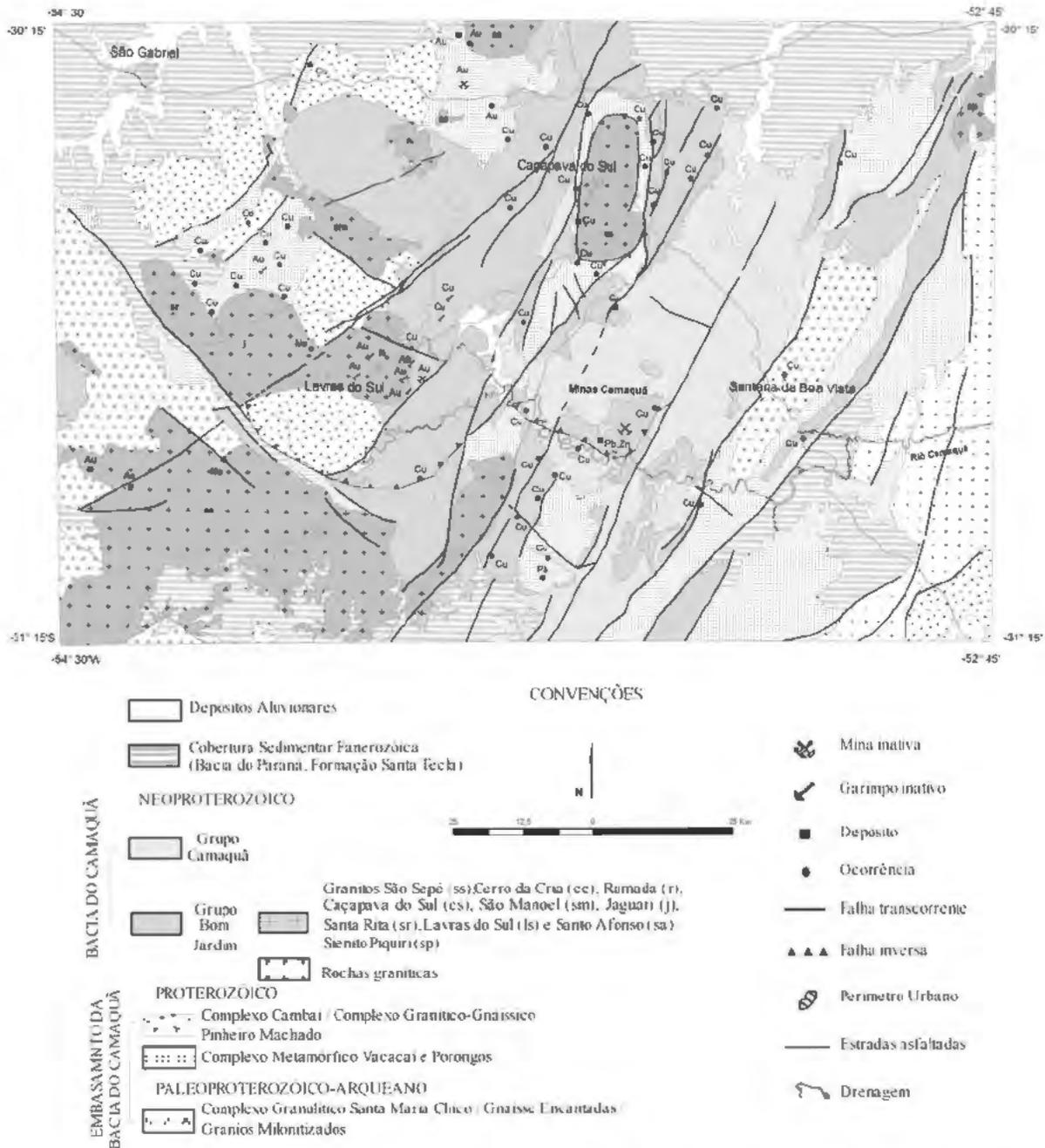


Figura 6 Mapa geológico parcial e simplificado do Escudo Sul riograndense com as rochas graníticas contemporâneas ao Grupo Bom Jardim da Bacia do Camaquã e as principais ocorrências de minerais metálicos. Modificado de Wildner et al. (2008).

como *upthrust* e as N S como transcorrente com rejeitos de até 32km.

Os dobramentos da cobertura sedimentar são tão relacionados aos lineamentos regionais da área, formando numerosas dobras de arrasto oblíquas às falhas. As dobras são assimétricas e variam de magnitude de poucos metros até 60 km de comprimento. A intensidade do dobramento varia com a distância ao lineamento e são atenuadas nas secções mais jovens da seqüência sedimen-

tar (Texas Instruments 1973).

GEOLOGIA LOCAL

As Minas do Camaquã situam-se numa elevação topográfica visível à distância e sustentada por rochas siliclásticas da Formação Arroio dos Nobres dispostas em camadas de proximidades de E W e NE, com mergulhos em torno de 32° (*hogbacks*). O Filão São Luiz se projeta em saliência sobre as

rochas encaixantes, sem a presença de chapéu de ferro (Teixeira 1941). A elevação, ou Janela Bom Jardim, está circundada por rochas sedimentares horizontais a subhorizontais mais jovens da Formação Guaritas, Grupo Camaquã, em discordância angular sobre as rochas do Grupo Bom Jardim.

As sequências sedimentares da Janela Bom Jardim estão estruturadas em anticlinal (Gavronski et al. 1964) com flancos de mergulhos variáveis e núcleo parcialmente desventrado e que expõe arenitos, siltitos e argilitos da Formação Maricá. As falhas da área compreendem dois sistemas principais, um de direção N20° 30°E e outro N45° 70° W, coincidente com as estruturas mineralizadas na área das Minas (Teixeira et al. 1978).

Desde Leinz & Almeida (1941), diversos autores descrevem as rochas encaixantes das Minas do Camaquã (Figs. 1 e 7), em particular Teixeira et al. (1978), Badi (1983), Faccini et al. (1987), Teixeira & Gonzales (1988) e Ribeiro (1991). Os autores subdividem a Formação Arroio dos Nobres, hospedeiras do minério, em cinco horizontes que, da

sigmoidais e no topo siltitos com fendas de ressecamento (Fig. 8). O arenito gradaciona para o Conglomerado Superior, o qual tem de 220 a 250 m de espessura e consiste de bancos alternados de conglomerado e arenito, marrom avermelhados, embora esverdeado nas zonas mineralizadas. O conglomerado é grosso a médio, mal selecionado, com clastos de tamanho variável, mas de até 1,50m de diâmetro e média em torno de 15 a 20 cm e é o principal hospedeiro do minério. Os clastos de andesito e riolito, de diâmetro entre 0,5 e 3,5cm e, assim como no Conglomerado Inferior, possuem cristais de pirita e/ou calcopirita, em particular os de riolito. O Arenito Superior (500 a 600m) ocorre a NW das minas, é estéril e consiste de arenitos finos a médios, com intercalações milimétricas a centimétricas siltico argilosas com marcas onduladas assimétricas e fendas de ressecamento.

O conjunto é interpretado como produto da deposição em um sistema de leques aluviais e planícies deltaicas.

Segundo Veigel (1989), os clastos do arcabou

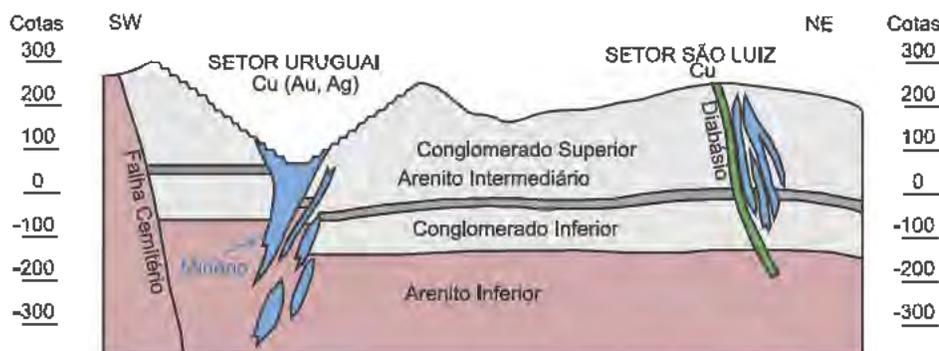


Figura 7 Perfil geológico esquemático das Minas do Camaquã.

base para o topo, compreendem: Arenito Inferior com 350 a 400m de arenitos finos a médios, com estratificação sigmoidal plano paralela e intercalações centimétricas de siltitos e arenitos conglomeráticos. O arenito inferior transiciona para o Conglomerado Inferior, o qual consiste de 120m de conglomerados finos a médios e matriz arenosa, com intercalações de arenitos médios a conglomeráticos. O conglomerado não tem continuidade lateral para SW, onde é truncado pela falha do Cemitério, nem para NE. O conglomerado inferior dá lugar, bruscamente, ao Arenito Intermediário, com posto por 20 a 25m de arenitos finos a médios, localmente conglomeráticos e com continuidade lateral em toda a extensão das Minas, mas é descontínuo para NE e a SW. Na base ocorrem lóbulos

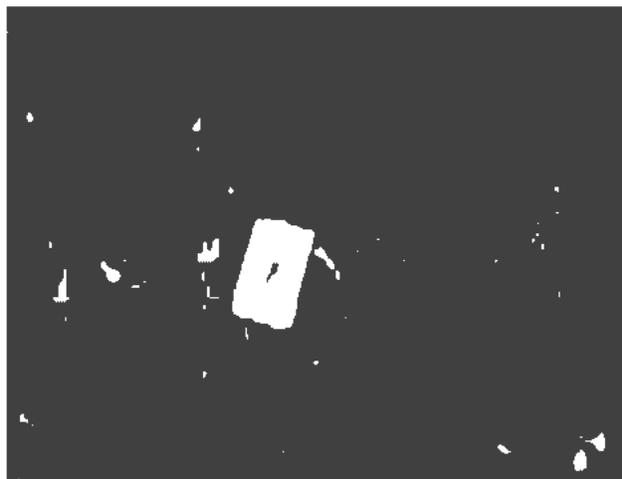


Figura 8 Gretas de contração observadas na cava da Mina Uruguaí.

ço dos conglomerados da Formação Arroio dos Nobres compreende granitos, vulcânicas ácidas a intermediárias, milonitos, gnaisses, xistos, filitos, quartzitos, quartzo, feldspato e intraclastos, com predomínio dos blocos e matações de rochas ígneas, grânulos e seixos de rochas sedimentares e metamórficas. A matriz é arenosa arcoseana. Os arenitos intercalados aos conglomerados e as camadas turbidíticas mais distais têm composição bastante similar. Dentre os minerais detríticos destacam-se a muscovita e a biotita em avançado grau de cloritização, e dentre os minerais pesados esfeno, zircão e opacos. A fração argilosa dos pelitos intercalados em arenitos e arenitos conglomeráticos, ou que participa da sua matriz, é constituída de illita e clorita de alta cristalinidade.

Nos arenitos, o contato entre grãos varia de flutuante a pontual até lateral e seu empacotamento é homogêneo e varia de frouxo a normal (Lima 1998). Nestas rochas é comum a presença de argilas de infiltração. O cimento ocorre na forma de sobrecrescimentos de quartzo e feldspatos, carbonatos posteriores as cloritas e disseminações de calcopirita, pirita, calcosita, bornita, hematita especular e provável wittchenita. Segundo Laux (1999), o padrão de ETR dos arenitos encaixantes da mineralização indica sedimentos evoluídos e bastante trabalhados e a anomalia negativa de Eu fonte granítica.

As rochas vulcânicas da Janela Bom Jardim estão concordantemente intercaladas nas sedimentares e contêm mineralização sulfetada e feições de englobamento de porções de sedimentos pelas lavas (Ribeiro 1991). A interação lava sedimento é descrita e interpretada como peperitos (Toniolo *et al.* 2007).

A anomalia de potássio das rochas hospedeiras das Minas do Camaquã corresponde a uma possível e forte zona de alteração hidrotermal associada à formação do minério de cobre. Entretanto, Ribeiro & Araújo (1982) concluíram que a anomalia deve-se à diagênese anterior à mineralização, com o crescimento secundário e a evolução de esmectitas para illita.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Datações pelo método K Ar realizadas sobre illita anquimetamórfica e clorita das frações finas de amostras do Membro Mangueirão (Formação Maricá) e sobre illita e vermiculita de amostras da

Formação Guaritas geraram as idades de 550 Ma e 525 Ma, respectivamente (Benhume & Ribeiro 1983). A estes dados se somam resultados inéditos de análises U/Pb em zircões detríticos executadas pelo autor em duas amostras (MC 02 e MC 03) de arenitos coletados na cava das Minas do Camaquã, encaixantes do minério filoneano cuproaurífero.

A amostra MC 02 é de arenito fino arcoseano cortado por veios com sulfetos e barita e a MC 03 de arenito esverdeado, fino a médio, arcoseano, maciço de zona rica em hematita. Foram datados 54 grãos da amostra MC 03 e 58 da amostra MC 02, dos quais, descartaram-se de cada amostra 8 e 22 análises, respectivamente, por serem discordantes.

As idades dos grãos válidos variaram do Neoproterozoico ao Neoproterozoico (Figs. 9 e 10). Os grãos mais jovens datam de 567 ± 6 , 566 ± 6 e 554 ± 5 Ma e são, portanto, do Ediacariano e limitam a idade máxima do processo mineralizador das Minas do Camaquã.

DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO

Ribeiro (1991) descreve dois tipos de filões nas Minas do Camaquã. Um consiste de filões maciços, comuns na mina São Luiz, caracterizados por contatos bruscos com a rocha encaixante, ausência de ação térmica sobre a mesma e compostos por pirita, calcopirita ou calcosina, quartzo, hematita e rara barita. Outro é representado por filões com predomínio de calcosita e bornita em ganga de hematita e quartzo, característicos da Mina Uruguai, os quais se ramificam para o interior da rocha

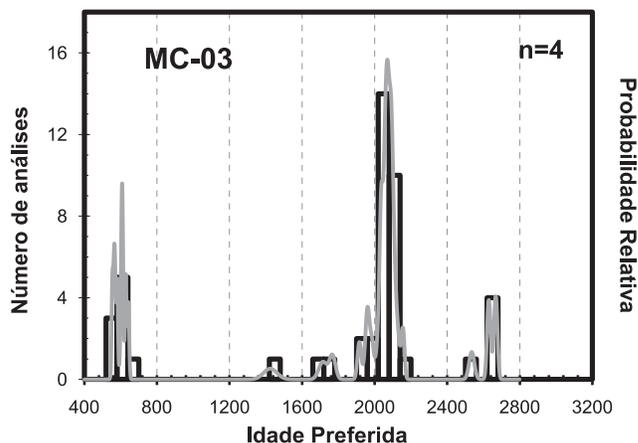


Figura 9 Idades (em Ma) U/Pb de zircões detríticos da amostra de arenito MC 03 encaixante do minério da Mina Uruguai.

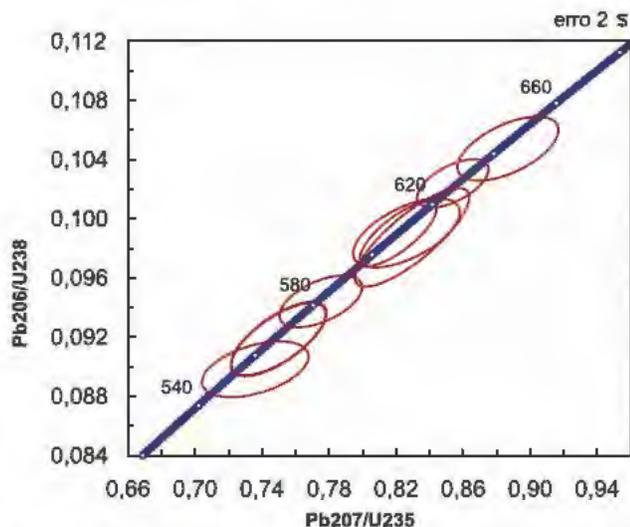


Figura 10 Detalhe da figura anterior, mostrando as idades dos grãos de zircão detríticos Neoproterozóicos da amostra MC 03.

cha encaixante e onde as disseminações de sulfetos tornam seus limites difusos.

Relictos de arenitos e conglomerados com 5 a 50 cm envolvidos por sulfetos e ganga de ambos os lados ocorrem no interior da caixa filoneana. As bandas laterais dos filões comumente possuem *sliken sides*. É comum a presença de blocos irregulares, por vezes fusiformes (Fig. 11), de rochas sedimentares envolvidos por, ou atravessados por filonetes de quartzo ou hematita. A presença de brechas silicosas cimentadas por barita e/ou calcita ou por sílica microcristalina indicam movimentação posterior da falha hospedeira dos filões.

Para Bettencourt (1972) os minerais primários do minério são pirita, calcopirita, bornita, calcocita e hematita com ganga de quartzo, barita, clorita e calcita. Os minerais intempéricos são calcocita, hematita, covelita, antlerita, brochantita, crisocola, malaquita, cobre nativo e cuprita. Os minerais de alteração hidrotermal são sericita, caulim, clorita, limonita e pirita.

Os filões de calcopirita pirita forneciam concentrados industriais relativamente pobres, em torno de 20-23% Cu e 150-250 g/t Ag, mas ricos em ouro com 25 a 30 g/t Au, enquanto o minério a calcocita bornita forneceu concentrado rico em cobre e prata (35-40% Cu e 700-900 g/t Ag), mas pobre em ouro com (2-3 g/t Au).

A razão Cu:Au na Mina Uruguai manteve-se relativamente constante, independente do tipo de minério de cobre. Na Mina São Luiz o teor de ouro foi independente do de cobre e não mostrou rela-

ção com um tipo particular de minério de cobre.

Ganga de quartzo e barita predominam nos filões da Mina São Luiz e a hematita nos da mina Uruguai. Em ordem decrescente de abundância, os minerais de ganga são hematita, quartzo, barita, argilas e calcita. O quartzo pode preencher toda a caixa filoneana e comumente ocorre em prismas justapostos com o eixo maior perpendicularmente às paredes das fraturas ou dos fragmentos de rocha dos filões. A barita ora ocorre em cristais centimétricos, ora em massas microcristalinas, como tapete das paredes da fratura ou como cimento dos diferentes componentes do filão. A calcita é rara e ora ocorre como filonetes, ora como cimento. As argilas são comuns e consistem de illita de baixa temperatura, diagenética, e esmectita. A hematita mais comum é maciça, marrom escuro e forma bandas verticais com 1 a 30 cm de espessura. Intercaladas na hematita podem ocorrer bandas de barita, calcopirita, bornita e calcosita. Também ocorre como cimento de fragmentos de quartzo e sulfetos. É comum a passagem da hematita do topo do filão para sulfetos em profundidade.

Ouro, entre 15 e 30 g/t, se associa às partes dos filões ricos em hematita e ocorre na forma incluído na hematita e na calcopirita. A prata tem com

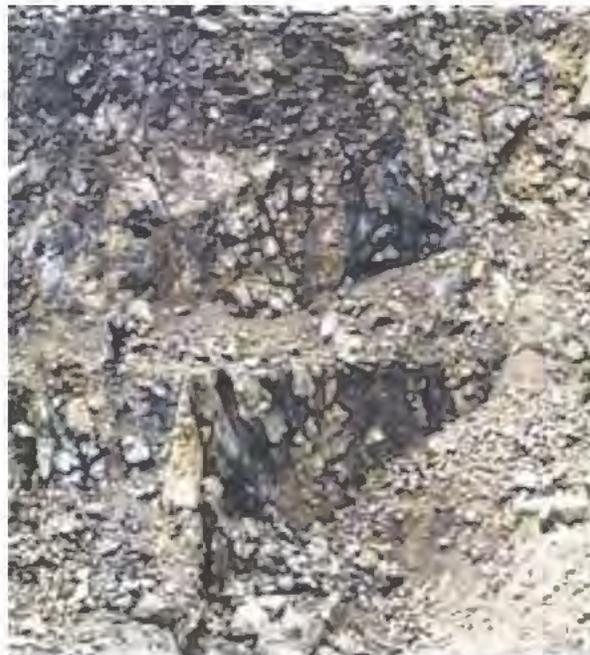


Figura 11 Superfície lenticularizada N45°W vertical em arenitos e conglomerados da Formação Arroio dos Nobres na cava da exploração a céu aberto da Mina Uruguai.

portamento mais regular, em associação com zonas ricas em bornita ou calcosita.

Controles do depósito

Os filões cortam conglomerados e arenitos. Os corpos mais significativos são hospedados por conglomerados, têm possança entre 30 e 50 cm (Teixeira & Gonzalez 1988) e, do ponto de vista econômico, são a principal mineralização. Estudos de Bettencourt (1972) mostram que na Mina São Luiz predominam dois sistemas de falhas e fraturas, um N20°W,81°NE e outro N70°W,50°NE que cortam acamamento de atitude N43°E,30°NW (Fig. 12) e, na Mina Uruguai possuem atitude N50°W,70°SW e cortam acamamento N44°E,32°NW e N70°E,45°NW (Fig. 13).

Os planos de falha contêm cataclasitos e brechas, indicativos de espaço aberto. A largura dos cataclasitos varia desde poucos centímetros até decímetros e a das brechas atingem vários metros. O mergulho dos planos de falha varia entre 40° e 90°, sendo mais frequentes 60° a 80°. Estrias de deslizamento possuem caimento entre 50° e 90°. Rejeitos significativos entre blocos de falha de até algumas dezenas de metros são relativamente frequentes. As falhas são normais e escalonadas, mas algumas são reversas como a Falha Piratas de atitude N55°E,35°NW, a qual corta os filões da Mina Uruguai, com cavalamento de norte para sul.

O controle estrutural é definido pela intersecção de falhas e ramificações dos filões (Bettencourt 1972). Os filões no interior das falhas são

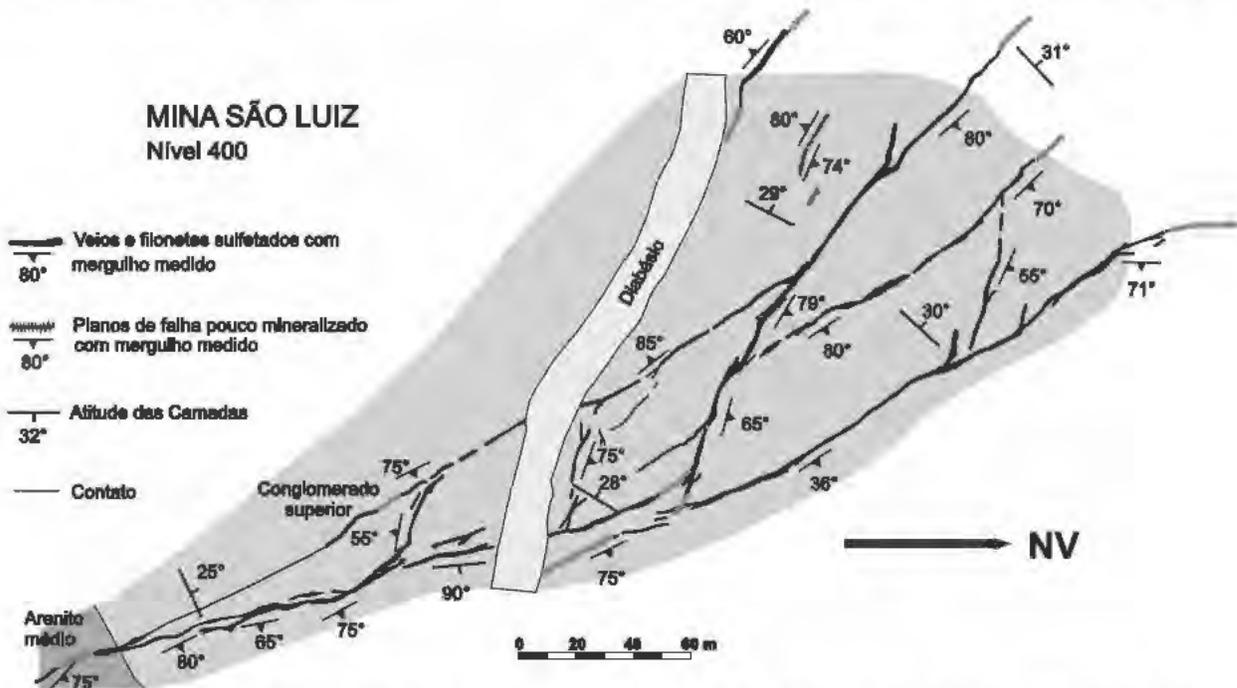


Figura 12 Geometria e distribuição dos corpos de minério de filão da Mina São Luiz (modificado de Bettencourt 1972).



Figura 13 Geometria e distribuição dos corpos de minério em filão da Mina Uruguai (modificado de Bettencourt 1972).

descontínuos, com alternância de zonas com dissolução de sulfetos, brechas e veios maciços. O aumento da espessura dos veios ocorre nas zonas onde o mergulho das falhas é mais pronunciado e nos conglomerados.

O controle litológico é influenciado pelas características físicas das rochas encaixantes. Minério disseminado ocorre em níveis litológicos cuja permeabilidade permitiu a deposição de sulfetos e entre zonas brechadas pouco espaçadas. Assim, os filões de minério desaparecem abruptamente na passagem de arenito a conglomerado e, na Mina São Luiz a mineralização se hospedou no Conglomerado Superior e na Mina Uruguai no Arenito Médio e no Conglomerado Inferior.

Geometria, dimensões, forma, tonelagem e teores do depósito

Dados dos filões explorados no início do século passado, segundo Leinz & Almeida (1941) e Teixeira (1941), estão sintetizados na Tabela 4. Os autores descrevem que os filões atingiam até 700 m de comprimento e 4,0 m de largura e as zonas fraturadas e preenchidas por minério até cerca de 600 m de largura.

O minério ocorre principalmente em conglomerados e arenitos sob forma filoneana (Figs. 12 e 13). Lateralmente às fraturas que hospedam os filões pode ocorrer minério disseminado, mas há zonas com disseminação de sulfetos sem aparente associação com filões (Teixeira *et al.* 1978, Teixeira & Gonzalez 1988).

O tipo filoneano consiste de: (i) bornita e calcopirita maciças com até 60cm de largura, por vezes com filonetes de até 5 cm de largura de calcosita sobre bornita; (ii) hematita com calcopirita e bornita; e (iii) quartzo com calcopirita com pouca calcosita e rara bornita. O tipo disseminado é cons

tituído de finas pontuações ou pequenos bolsões calcosita, bornita ou calcopirita e pirita distribuídas ao longo das superfícies de estratificação de conglomerados e arenitos. Os teores de cobre das disseminações são, em geral, baixos (0,10% a 0,30% Cu).

Na Mina Uruguai o minério é composto de dez veios subparalelos com mais de 600m de comprimento e até 2 m de espessura e sua característica reside em intenso fraturamento que, no plano horizontal, se estende por 600m de largura, mais de 1 km de comprimento e 700m de profundidade. Todas as falhas possuem brechas dispostas em *stockwork*. Na porção noroeste da mina, mais importante economicamente, localizava-se disseminações de calcosina e bornita e filões maciços de bornita, ao passo que na de sudeste ocorriam disseminações de baixo teor com calcopirita e pirita e filões de calcopirita com ganga de hematita e quartzo.

Na Mina São Luiz a área mineralizada abrange 700m de comprimento por 20m a 110m de largura. As fraturas principais apresentam uma zona mineralizada atingindo 10 a 15m. Predominam filões de quartzo com calcopirita e, na porção noroeste, com calcosina. O minério disseminado ocorre a sudoeste dos filões, principalmente no topo do Conglomerado Inferior, com espessuras de 1 a 15m e é composto por calcosita (Teixeira & Gonzalez 1988).

Alteração hidrotermal

Nas Minas do Camaquã, todas as rochas encaixantes das paredes dos filões estão alteradas hidrotermalmente, efeito que se reflete pela mudança da cor marrom ou rosa original dos arenitos e conglomerados para cores esverdeadas (Remus 1999) e é mais intensa nos conglomerados.

Tabela 4 Características dos filões. az azurita, ba barita, bn bornita, cb carbonato, cp calcopirita, cs calcosina, cv covelita, mq malaquita, pi pirita, qz quartzo.

NOME	ATITUDE	MINERAIS	POTENCIA (m)	COMPRIMENTO (m)	ENCAIXANTE
São Luiz	N 20° W, 60°NE	cp,cs,cv,ba,mq	1,30	700	Conglomerado
Vai-Vem	N 45° W, 65°SW	cs,cp,qz,mq,ba	1,20	250	Congl. Arenito
Pirita	N 40° W, 70°SW	pi,cp,qz,mq,az	1,00	150	Conglomerado
Salso	N 10° W, 50°SW	cs,cb	0,80	20	Arenito
São Julio	N 10° W, 60°SW	cs,qz,ba	1,50	75	Conglomerado
Potreiro	E-W, 60°N	cs,mq,az,qz,ba	0,70	500	Arenito
Descoberta	N 80° E, 65°NW	cp,bn, az,mq,	0,60	150	Arenito
Olho D'água	N 75° E, 70°NW		0,60	200	Arenito
Konze	N 60° W, 60°NE	cs	0,10	115	Arenito

Esta mudança retrata a cloritização, silicificação, albitização, carbonatação e sericitização das rochas encaixantes. Cloritização e sericitização (Fig. 14) são os principais halos de alteração na Mina Uruguai, a silicificação e sericitização predominam na Mina São Luiz. As zonas de alteração ao longo dos filões variam desde alguns centímetros a vários metros de largura. Quando a distância entre os veios é reduzida, faixas de alteração individuais se superpõem definindo uma zona contínua de até 100m de largura.

Bettencourt (1972) descreve que a silicificação segue a deposição de quartzo nas paredes dos filões e vazios das brechas e foi seguida da deposição de sulfetos em duas fases de mineralização. As soluções inicialmente ricas em SiO_2 , Fe e S tiveram a sua composição química modificada durante as fases da mineralização. Houve superposição de alteração especificamente na Zona Pirita da Mina Uruguai, de uma alteração clorítica, rica em Fe e Mg que foi subsequentemente acompanhada por hematita especular. As zonas alteradas que se estendem desde os filões até as rochas encaixantes, portadoras de clorita, illita, calcita, albita, quartzo e pirita foram classificadas como Zona Propilítica por Beckel (1990).

A clorita é o argilomineral característico e responsável pela cor esverdeada das rochas encaixantes, enquanto a illita pode ser abundante em certos níveis, onde substitui grãos detríticos. Illita e clorita ocorrem, muitas vezes, intimamente associadas nos conglomerados. A ocorrência de carbonato é muito restrita (Veigel 1989). Os feldspatos mostram evidências de albitização tardia, não raro na forma de cristais euédricos e límpidos de albita crescidos nos alvéolos de dissolução e de substituição pseudomórfica dos grãos detríticos. Os feldspatos regenerados comumente contêm inclusões de óxidos de titânio, quartzo e apatita que aparentam um desenvolvimento concomitante à substituição pseudomórfica pela albita tardia genética. O quartzo se depositou como discretos cristais ou agregados ao longo das clivagens, fraturas ou vazios de dissolução dos feldspatos detríticos albitizados. A apatita é esporádica e na forma de agregados autigênicos nos interstícios de dissolução dos feldspatos detríticos, ou como grãos isolados em pseudomorfos de albita.

A transição minério encaixante nos filões e vênulas é frequentemente feita diretamente por clorita de substituição parcial ou total da matriz da



Figura 14 Hidrotermalito com sericita. S0 com atitude $N85^\circ E; 47^\circ NW$.

rocha encaixante (Fig. 15). O mineral ocorre em agregados fibrosos irregulares e cristais prismáticos radiados, de até 0,8 mm. Lima (1998) descreve que a clorita é uma chamosita formada por reação da solução hidrotermal com argilas intersticiais ou por alteração da biotita, muscovita e feldspatos detríticos. A sericita formou-se na presença de argilas intersticiais e clorita, mas ocorre em pequena quantidade.

Minério e ganga

O minério das Minas do Camaquã foi descrito por vários autores (Leinz & Almeida 1941, Teixeira 1941, Bettencourt 1972, Teixeira 1978, Teixeira *et al.* 1978, Teixeira & Gonzalez 1988, Veigel 1989, Beckel 1990, Ribeiro 1991, Lima 1998, Remus



Figura 15 Filonetes de calcopirita e pirita com cloritas nas bordas e vênulas de hematita e barita em conglomerado.

1999, Laux 1999 dentre outros) conforme sintetizado abaixo.

A mineralização inicia com a silicificação por preenchimento de espaços vazios e substituição dos demais minerais por quartzo nas brechas. Após a silicificação ocorreu a deposição dos sulfetos de cobre, os quais são seguidos por nova geração de quartzo. Ao final desta fase houve reabertura do sistema com deposição de barita (Fig. 16) com pouco ou nenhum quartzo e pouco sulfeto.

A partir das relações texturais do minério, Bet tencourt (1972) conclui ter ocorrido 4 fases de mineralização: (i) pirita; (ii) calcopirita com bornita subordinada; (iii) hematita e clorita nas paredes dos veios e filetes e brechas; (iv) nova deposição de pirita e calcopirita, acompanhada de quartzo, calcita e barita.

A sucessão e paragênese descrita por Bettencourt (1972) indica duas gerações de pirita (I e II), a maioria está cataclada e corroída. As fraturas da pirita I são preenchidas por calcopirita e, mais raramente, bornita e calcosita. Também é substituída por hematita especular na Mina Uruguai. A pirita II ocorre dispersa em filetes e veios centimétricos de bornita e quartzo.

Calcopirita também ocorre em duas gerações. A calcopirita I é a mais comum e ocorre nas brechas, vênulas, filetes e veios associada com pirita I (Figs. 17 e 18) e é rara no minério disseminado. Os cristais possuem fraturas irregulares, mas não tão intensos quanto à pirita I e por onde houve a substituição da calcopirita por bornita (Fig. 19) e, na Mina Uruguai, por hematita especular. A calcopirita II substitui os minerais metálicos e de ganga anteriores, em particular bornita e hematita.

Bornita, após a calcopirita e pirita (Fig. 20), é o sulfeto mais frequente, tem ampla distribuição e é de origem hipógena e supérgena. Ocorre em bolsões nos veios e brechas (Fig. 21) e disseminada nas rochas encaixantes. O mineral substitui a calcopirita e a pirita, sendo por sua vez substituída por calcocita, covelita e hematita.

Também a hematita ocorre em duas gerações (Fig. 22). A hematita I é especular e tem ampla distribuição na Mina Uruguai, de preferência na Zona Piritas (Fig. 23), onde ocorre em veios de até 1 metro de largura com frequente estrutura bandada dada por faixas alteradas ora ricas em hematita e ora em quartzo. Esta geração substitui calcopirita I, bornita e pirita I. A hematita II resulta da oxidação de sulfetos primários, tem



Figura 16 Stockwork de barita e calcopirita alterada para malaquita em arenito.



Figura 17 Brecha de falha com cimento de calcopirita e pirita (Laux 1999).



Figura 18 Brecha de falha com cimento da calcopirita alterada para malaquita.

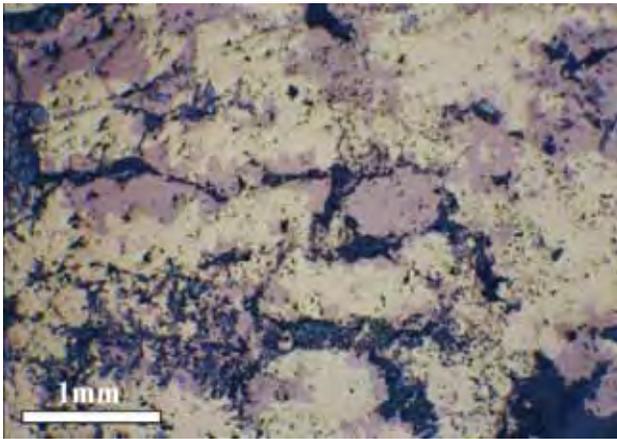


Figura 19 Fotomicrografia de bornita substituindo calcopirita. Hematita nas fraturas da calcopirita (Laux 1999). Amostra coletada no setor subterrâneo da Mina Uruguai, cota 50.



Figura 22 Plano de falha N45°W, vertical preenchido por hematita.

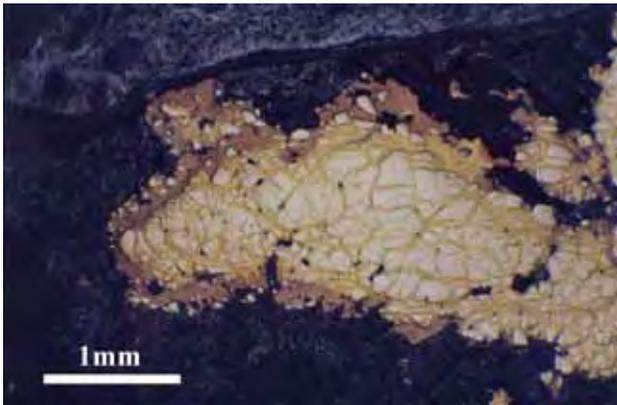


Figura 20 Fotomicrografia da textura de substituição da pirita pela calcopirita e da calcopirita pela bornita. (Laux 1999). Amostra coletada no setor subterrâneo da Mina Uruguai, cota 40.



Figura 23 Detalhe da banda com hematita e calcopirita oxidadas.



Figura 21 Brecha de falha com cimento de bornita (Laux 1999).

caráter maciço, mas de aspecto esponjoso, o que a difere da hematita I.

Calcocita tem ampla distribuição nos níveis superiores das minas Uruguai, São Luiz e Zona Intermediária, onde é produto de enriquecimento supergênico. Sua presença foi detectada até nos níveis 400 500 das minas São Luiz e Uruguai a partir de calcopirita, bornita, covelita e pirita.

Quartzo ocorre em 4 gerações. Quartzo I é muito fino, se associa com pirita, e faz parte dos veios ao passo que quartzo II se associa aos sulfetos posteriores a pirita, participa de veios e brechas. Quartzo III se associa à hematita na forma de filetes na Zona Pirita, na Mina Uruguai. Quartzo IV participa, junto com calcita e clorita, da última fase.

Clorita ocorre em associação frequente com sulfetos e minerais de ganga nos diferentes tipos de minério. Pode estar englobada por outros mine

rais, dispersa na massa dos constituintes dos filões ou nas paredes dos veios e rochas encaixantes.

Barita tem distribuição ampla e é constituinte importante dos filões, onde preenche fraturas ou matriz de brechas. A barita é um dos componentes das extremidades estéreis do minério e limita a exploração.

Calcita é um dos minerais das fases finais da mineralização. Ocorre em fraturas, nas paredes dos veios e como constituinte dos filões tardios, quando vem acompanhada de quartzo hidrotermal microcristalino.

Análises químicas de concentrados de minério obtidas por Bettencourt (1972) mostram que a razão Co/Ni em pirita e calcopirita são >1. Segundo Cambell & Jarkowsky (1967, 1968, 1969), isto indica que o minério é de caráter hidrotermal plutógeno e descarta os derrames andesíticos como gerador das soluções hidrotermais.

Dados de análise por microsonda eletrônica em pirita da Mina Uruguai obtidos por Lima (1998) mostram que Au e As não possuem correlação positiva e que Ag e Au ocorrem em quantidades semelhantes em todos os sulfetos (Fig. 24). O Au também ocorre na estrutura da hematita, sendo que a de origem hidrotermal é mais rica em Au. A composição química de 8 amostras das Minas do Camaquã consta da Tabela 5. Destacam-se os teores relativamente elevados de Cu, Au e Ag na maioria das amostras analisadas.

Geotermometria

O desenvolvimento de illita e ou clorita sem a formação de montmorilonita indica temperaturas

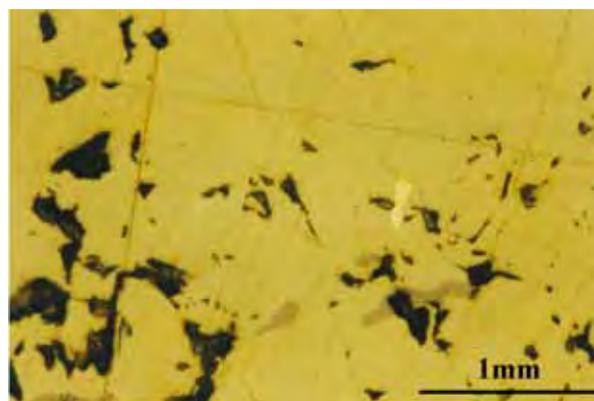


Figura 24 Fotomicrografia de ouro incluído em calcopirita próximo a bornita (Laux 1999). Amostra do setor subterrâneo da Mina Uruguai, cota 50.

de formação superiores a 160° C e temperaturas máximas de 222° C, como deduzido de inclusões fluidas em quartzo filoneano e da inversão da calcosita hexagonal para ortorrômbica.

Dados analíticos de microsonda eletrônica de amostras de clorita mostram que, no diagrama de McLeod & Stanton (1984), o mineral é chamosita, subordinadamente clinoclora. A clorita da Mina Uruguai empregada como geotermômetro revelou condições de sua formação que oscilaram entre 286°C e 320°C, em média de 312°C.

Os estudos de Laux (1999) nas zonas de falhas do setor subterrâneo da Mina Uruguai identificaram a presença de halos de alteração entre 50m e 100m de espessura, resultante de três pulsos de mineralização/alteração, o primeiro com Cu, Fe (Mo, Co) formou clorita, quartzo, pirita, calcopirita (± albita, sericita, carrolita, bornita), o segundo com Cu, Fe (Au, Ag e Bi) formou bornita, calcopirita, pirita, quartzo e hematita (± caolinita, fengita, ouro, wittichenita, digenita) com oxidação

Tabela 5 Composição de amostras das Minas Uruguai (MC) e São Luiz (MS): 01 arenito com filetes de calcopirita e pirita; 02 arenito com hematita, calcopirita e pirita; 06 calcosina maciça com malaquita; 44 veio maciço de calcopirita e bornita no conglomerado; 62 veio de quartzo com pirita e calcopirita no conglomerado; 81a veios e filonetes de calcopirita e bornita no arenito; 81b veios e filonetes de calcopirita e bornita no arenito inferior; 103 filonetes de quartzo e calcopirita, hematita e clorita (Toniolo et al. 2007).

Local	Cu	S	Au	Ag	Mo	As	Pb	Zn	Sb	Hg	Te	Se	U	Sn	W	Bi	Mn	Ba	Co
Unidade	ppm	%	ppb	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MC-01	>10000	1,7	22,9	619	16,99	0,4	2,99	31,3	0	10	0	1	0	0	0,1	2,3	451	33	8,8
MC-02	>10000	1,1	1455	908	36,54	0,1	13,88	58	0,1	24	0,1	1	0	1	23	36,1	488	50	9,4
MC-06	>10000	4,5	8487	53614	20,81	0,1	117,1	41	0	110	0,3	9	3	0	0,1	51,4	125	7,5	1
MS-44	>10000	10	272,8	10809	234,4	32	15,92	6,8	0,1	216	0,6	4	1	2	0,1	22,0	43	2,9	99
MC-62	>10000	7,5	3063	35898	47,58	0,9	13,29	3,3	0,2	28	0,2	5	0	0	8,4	1529,7	22	6,5	1,1
MC-81a	170,1	0	1,6	606	18,8	1	28,47	96,1	0	16	0	0	0	1	1	0,8	1480	4,3	21
MC-81b	>10000	3,6	199,1	682	10,76	14	16,57	102	0	53	0,1	1	1	1	3,1	3,6	1488	39	41
MC-103	>10000	5,1	3155	1901	12,55	0,7	13,36	40,3	0	19	0,1	2	0	1	2,3	3,3	509	24	16
Média	8771	4,19	2081,9	13130	49,81	6,1	27,70	47,3	0,07	59,5	0,17	2,7	0,7	0,7	4,8	206,1	575,8	20,9	24,6

crecente e concentração de Au incluso em calco piritita e bornita ou livre na hematita e próximo da piritita. O terceiro encerrou a mineralização com calcita e barita. O geotermômetro clorita indicou temperaturas entre 187° e 287°.

As inclusões fluídas em quartzo estudadas por Beckel (1992) e Lima (1998) indicam temperatura máxima de homogeneização de 222° C e pressão mínima em torno de 20 atm. A composição do fluido possui salinidade entre 7,1 a 14% NaCl equiv. e densidade de 0,95 a 1,10 g/cm³. Inclusões fluídas em barita dos filões e das camadas sedimentares estudadas por Benhome & Ribeiro (1983) geraram temperatura máxima de 50 a 60° C (análises BRGM, cortesia M. Goni e M. Le Bel 1983) e as estudadas por Bettencourt (1976) temperatura de 20° a 80° C e salinidade de 8 a 10% NaCl equiv., o que sugere que o estágio final de fraturamento e circulação dos fluidos envolveu a mistura de soluções hidrotermais e água meteórica.

Isótopos de Enxofre

Análises de isótopos de enxofre em piritita, calcopiritita e bornita realizadas por Remus (1999) geraram valores de $\delta^{34}\text{S}$ 1,8 a +0,6 ‰, similares aos obtidos em estudos anteriores (Bettencourt 1976, Beckel *et al.* 1991). Estes dados indicam, segundo Ohmoto & Rye (1979), que o enxofre é de origem magmática. Por outro lado, dados de $\delta^{34}\text{S}$ de barita tardia e distal aos veios sulfetados do depósito variam entre +10,3 e +14,0 ‰ (Bettencourt 1976), o que pode indicar mistura de água marinha com enxofre magmático, mas também pode ser explicado pela oxidação do fluido por queda de temperatura e mistura de soluções quentes ascendentes com água meteórica fria.

Isótopos de Chumbo e Neodímio

Os resultados dos isótopos de Pb de sulfetos de cobre das Minas do Camaquã e do depósito de Pb Zn da Jazida Santa Maria, situado no mesmo ambiente e nas proximidades, são consistentes e se distribuem linearmente e subparalelo ao *trend* dos depósitos da região de Lavras do Sul (Remus *et al.* 2000, Toniolo *et al.*, 2008). A linha também inclui a composição do chumbo de rochas sedimentares inalteradas da Formação Arroio dos Nobres e sugere que o Pb das rochas sedimentares e sulfetos tem uma fonte similar. A composição isotópi-

ca mais próxima da razão inicial e que representa o Pb mais primitivo do sistema plota junto as amostras de sulfetos da Jazida Santa Maria e que coincide com sulfetos do depósito Crespos, encaixado em riolitos da Formação Acampamento Velho (Fig. 25). Isto indica que os depósitos de Camaquã, Santa Maria e Crespos possuem fonte de Pb similar.

As idades modelo Sm Nd do minério sulfetado, incluindo hematita, das Minas do Camaquã de 5 amostras, mostraram valores T_{DM} no intervalo de 1,78 a 2,27 Ga com $\epsilon\text{Nd}(0)$ entre 17 e 23,5, indicando fonte crustal antiga. Estes dados são consistentes com os isótopos de Pb e ambos indicam que os metais do minério derivaram do embasamento Pré Cambriano.

Geocronologia

Os primeiros dados geocronológicos sobre o depósito de Cobre das Minas do Camaquã devem-se a Benhome & Ribeiro (1983). Os autores obtiveram dados K Ar de três amostras de caulinita situada entre um filão e a rocha encaixante e de duas amostras situadas em zona de percolação de água proveniente da superfície. Os dados geraram idades de 457 a 474 Ma nas amostras da borda do filão e na zona com infiltração de água, idade mais jovem de 401 ± 10 Ma. Laux (1999) apresenta datações pelo método K/Ar obtidas por Biondi (comunicação escrita) dos filões e dos halos de alteração. Clorita ao redor dos filões gerou a idade de 515 ± 12 Ma, sericita dos halos exter-

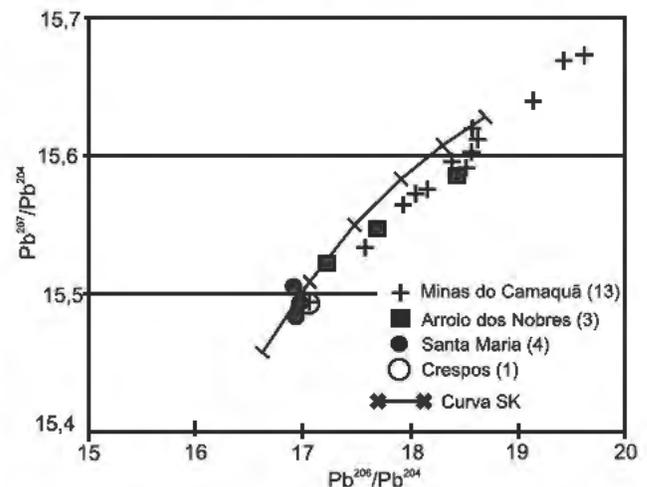


Figura 25 Composição isotópica de Pb de sulfetos de cobre das Minas do Camaquã, Jazida Santa Maria, ocorrência Crespos e arenitos da Formação Arroio dos Nobres.

nos de 538 ± 7 Ma e argila dos filões a idade de 350 ± 8 Ma.

Efeitos do intemperismo

A alteração supergênica nas Minas do Camaquã resulta da oxidação dos sulfetos. O minério aflorante mostra manchas de alteração de cor verde da malaquita e crisocola (Fig. 26). A cuprita e o cobre nativo ocorrem de 15 a 20m da superfície em bolsões de minério oxidado. A calcocita tem ampla distribuição nas minas Uruguai, São Luiz e Zona Intermediária, onde compõe a maior parte do minério, com comum covelita. Antlerita e brochantita cobrem os sulfetos oxidados juntamente com limonita (Bettencourt 1972).

MODELO GENÉTICO

Diversos modelos genéticos foram propostos para explicar a origem do minério das Minas do Camaquã (Tabela 6). Os principais depósitos de metais base e preciosos da região são Minas do Camaquã (Cu Au Ag), Jazida Santa Maria (Pb Zn Ag) e Cerro dos Martins (Cu) e estão hospedados em rochas vulcano sedimentares do Grupo Bom Jardim. O minério sulfetado dos três depósitos ocorre em fraturas e disseminações na matriz das



Figura 26 Malaquita em fraturas nos arenitos das paredes da Mina Uruguai.

rochas sedimentares. As rochas vulcânicas intercaladas nos arenitos e conglomerados são andesitos de afinidade alcalina.

Os dados metalogenéticos sobre os três depósitos mostram que as temperaturas de sua formação (215 a 300 °C) coincidem com o campo hidrotermal, os intervalos de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos são homogêneos (Camaquã = em torno de 0‰, Santa Maria = 7.1 a +1.1‰ e Cerro dos Martins = 6.2 to +0.9 ‰), indicativos de enxofre magmático e os de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de calcitas da ganga e cimento (Camaquã = 2.47, Santa Maria = 0.43 a 2.85) e Cerro dos Martins = 1,90 a 4,45‰) indicam contaminação de fluidos magmáticos por mármores do embasamento da bacia. A composição isotópica do Sr dos sulfetos menos radiogênicos das Minas do Camaquã (0,7087) é semelhante a da ganga de carbonato (0,7082) e se superpõe a dos carbonatos do Cerro dos Martins (0,7068 a 0,7087) e são consistentes com a mistura de fluidos hidrotermais com remobilização dos mármores do embasamento (Toniolo *et al.* 2004, Remus *et al.* 2008). A composição isotópica mais primitiva do Pb dos sulfetos do sistema Camaquã Santa Maria coincide com a do minério hospedado pelos riolitos da Formação Acampamento Velho (Prospecto Crespos) indicando que os metais provêm de fonte comum.

CRITÉRIOS PROSPECTIVOS

Segundo o relatório da Texas Instruments (1973) as Minas do Camaquã se manifestam me

Tabela 6 Síntese dos modelos genéticos propostos para a Mina Camaquã.

MODELO	AUTORES
Vulcanogênico	Leinz e Almeida (1941) Ribeiro <i>et al.</i> (1966) Ribeiro (1968) Ribeiro (1986)
Plutogênico	Melcher & Mau (1960) Bettencourt (1972) Remus (1999)
Vulcano-sedimentar	Suszczinski (1975)
Hidrotermal	Beckel (1990) Lima (1998) Laux (1999) Toniolo <i>et al.</i> (2007)
Sedimentar exalativo	Teixeira <i>et al.</i> (1978) González e Teixeira (1980)
Sedimentar diagenético	Veigel (1989)
Sedimentar singenético	Ribeiro (1991)

diante fortes anomalias aeroradiométricas de potássio, com valores superiores a 3 desvios padrões da média das rochas sedimentares da Bacia do Camaquã e também destacam a ocorrência de anomalias de potássio 3 a 5 km para o sul e sudeste da mina. Para Ribeiro (1993) as anomalias de potássio não são um guia direto para o minério, pois, embora as mineralizações ocorram em rochas atingidas por potassificação, não há uma relação direta entre ambos os fenômenos.

Os seguintes guias prospectivos para novos depósitos potenciais no escudo Sul riograndense são indicados:

1 a intersecção de falhas regionais de direção NW a E W com falhas NE são os sítios estruturais potenciais por terem sido vias de canalização de fluidos hidrotermais entre 590-545 Ma;

2 a presença de conglomerados e arenitos ou de rochas reativas como margas e carbonatos são as encaixantes preferenciais da mineralização. A fração sedimentar clástica do Grupo Bom Jardim e as rochas carbonáticas dos complexos metamórficos do embasamento cortadas por fraturas NW e E W são alvos potenciais;

3 rochas do embasamento, em particular as máficas dos complexos metamórficos do embasamento e as sequências sedimentares da Formação Arroio dos Nobres são fontes potenciais para os metais base. A assinatura isotópica do Pb dos sulfetos do sistema Camaquã Santa Maria derivou de embasamento empobrecido em U/Pb e é compatível com o Pb dos arenitos da Formação Arroio dos Nobres e das rochas metassedimentares dos complexos metamórficos do embasamento.

4 o plutonismo pós colisional da Orogenese Dom Feliciano é o candidato mais provável das fontes de calor, enxofre e metais base e o período entre 590-545 Ma é o mais favorável para a geração destes depósitos;

5 Levantamentos geofísicos e estudos de alteração hidrotermal são essenciais para detectar corpos intrusivos em profundidade, os quais podem ter potencial para depósitos de Cu Au Pórfiro e suas variantes.

CONCLUSÕES

Os filões de metais base das Minas do Camaquã são interpretados como veios epitermais com possível conexão a uma intrusão distal, a qual deve ter atuado como fonte de calor que gerou

um sistema convectivo no qual soluções salinas (formacionais de contato metamórfico) capturam Cu, Au e S das rochas sedimentares circundantes e metamórficas do embasamento em profundidade. Este estilo de geração de fluidos com partilha semelhanças com o modelo de Cu Au pórfiro, apesar da ausência de hornfels, granitos proximais e alteração hidrotermal típicos destes depósitos estarem ausentes nas Minas do Camaquã. Contudo, as características dos depósitos locais sugerem um fluxo de fluidos altamente canalizados após extensivo período de circulação em profundidade, coleta de metais das rochas sedimentares adjacentes e posterior focalização estruturalmente controlada por falhas e fraturas.

Apesar da ausência, em exposições, de intrusões graníticas no âmbito das Minas do Camaquã, a influência de magmatismo ácido é corroborada pela ocorrência de diques félsicos nos arenitos sotopostos ao minério, como detectado em testemunhos de sondagem estratigráfica (Furo CQP 02 RS), a presença de cloritização e sericitização hidrotermais como envelope dos corpos do minério, a assinatura isotópica magmática do S dos sulfetos e as assinaturas isotópicas dos elementos metálicos que indicam a influência tanto das rochas do embasamento metamórfico quanto das rochas sedimentares da bacia. Estruturas regionais NE, como as zonas de falhas Espinilho Tapeira Emiliano e Lixiguana Catarina Glória canalizam o fluxo de fluidos para o alto estrutural da Janela Bom Jardim, onde a intersecção entre falhas NW e NE atuou como via de canalização e os conglomerados como armadilhas para a deposição das soluções.

Referências

- Almeida F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma Brasileira. *In: SBG, Cong. Bras. Geo.*, 23, *Anais*. p. 29-46.
- Almeida F.F. de, Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP*, 7:45-80.
- Almeida F.F. de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Rev.*, 17:1-29.
- Almeida R.P. de. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na sub-bacia Camaquã Ocidental, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 150 p.
- Almeida R.P. 2005. *Tectônica e Sedimentação do Ediacardiano Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado, IG/USP, 203 P.
- Beckel J. 1990. *Metalogenia del Cu, Pb y Zn Em La*

- Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogênico Brasileiro Rio Grande del Sur (Brasil). Tese de Doutorado, Universidad de Salamanca. 2 v.
- Badi W.S.R. 1983. *Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do distrito Camaquã, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 137 p.
- Beckel J., Arribas A., Almeida D.P.M. 1991. Estudio isotópico del azufre de las minas Cu-Pb-Zn de Camaquã. In: Cong. Geol. Chileno, 6, *Resúmenes Expandidos*, p. 440-444.
- Beckel J. 1992. Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS : proposta de classificação dentro de um conceito mobilista. In: SBG. Workshop sobre Bacias Molássicas Brasileiras, 1, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.1-5.
- Beckel J. 1992. Características físico-químicas do fluido hidrotermal formador das mineralizações de cobre da Minas do Camaquã. In: SBG, Workshop Bacias Molássicas Brasileiras, 1, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.6-11.
- Benhame M.G. & Ribeiro M.J. 1983. Datações K-Ar das argilas associadas a mineralização de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. In: SBG, Simp. Sul-brasileiro Geol., 1, *Atas*, p. 82-88.
- Bettencourt J.S. 1972. *A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, IG/USP, 175 p.
- Bettencourt J.S. 1976. Mineralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygene et de soufre de la mine de cuivre de Camaquã, RS : une étude préliminaire. In: SBG. Cong. Bras. Geol., 29, *Anais*, 2, p. 402-423.
- Borba A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do escudo Sul-riograndense, RS, Brasil) : uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 233 p.
- Brito Neves B. B., Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 34-40.
- Cambell, B., Jarkovsky, J. 1968. Geochemistry of nickel and cobalt in pyrrhotines of different genetic types. In: International Geological Congress, 23, *Anais*. p. 169-183.
- Carvalho, P. 1932. Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul. *Serviço Geológico e Mineralógico, Boletim* 66, p.62. Rio de Janeiro.
- Chemale Jr. F, Hartmann L.A., Silva L.C. da 1995. Stratigraphy and tectonism of Precambrian to Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Acta Geol. Leopoldensia*, 44(18):5-117.
- Costa A.F.U. 1997. *Teste de modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no escudo sul-rio-grandense*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 2 v.
- Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso-Cesar, A.R. 1987. Análise faciológica das molassas brasileiras na região das Minas do Camaquã, RS. In: SBG, Simp. Sul-brasileiro Geol., 3, *Atas*, 1: 93-106.
- Fambrini G. L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293p.
- Fernandes L.A., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt. *J. of South Am. Earth Sc.*, 5:77-96.
- Fragoso-Cesar, A. et al. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, p. 477-491.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Machado, R., SAYEG, H. S., Fambrini, G. L. 1992. Bacias orogênicas do ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. In: Workshop sobre as bacias molássicas Brasileiras, 1. *Boletim de resumos expandidos*. p. 47-53.
- Fragoso-César A.R.S, Almeida R.P., Fambrini G.L., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do neoproterozóico III-eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: SBG, Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias, *Anais*, p. 139-144.
- Fragoso-Cesar A.R., Lavina E.L., Paim P.S.G., Faccini U.F. 1984. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, *Anais*, 7:3272-3283.
- Fragoso-Cesar A.R., Wernick E., Soliani Jr. E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano : uma contribuição através da tectônica de placas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 32, *Anais*, 1:13-23.
- Gavronski E.F., Lowatzki R., Almeida E.S. de, Formoso M.L.L., Bittencourt B. 1964. *Relatório da primeira etapa dos trabalhos de prospecção geoquímica para cobre na área de Caçapava-Lavras, realizados em 1962 e 1963 pelo setor do Rio Grande do Sul da Divisão de Fomento da Produção Mineral do Departamento Nacional da Produção Mineral do Ministério das Minas e Energia*. DNPM, Porto Alegre, 1 v. (inédito)
- Grasse P.G., Chemale Jr. F., Silva L.C., Walraven F., Hartmann L.A. 1996. Late to post-orogenic nasins of the Pan-African Brasileiro collision orogen in Southern Africa and Southern Brazil. *Basin Research*, 8:157-171.
- Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Phillip R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul. In: R. Iannuzzi & J. C. Frantz (Ed.) *50 anos de Geologia, Instituto de Geociências: contribuições*. IG/UFRGS, Porto Alegre, p. 97-123.
- Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico brasileiro: fechamento de oceanos e colisão continental dos crátons Rio de La Plata e Dom feliciano: granito a duas micas e ofiolitos. In: SBG. Cong. Bras. Geol., 32, *Anais*, 1:24-38.
- Issler R.S. 1985. Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SBG. Simp. Sul-brasileiro Geol., 2, *Anais*, pp. 184-198.
- Janikian L. 2004. *Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento velho, Subgrupo Camaquã, Rio Grande do Sul*. 2004. Tese de Doutorado, IG/USP, 189 p.
- Jost H. 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, *Anais*, p. 3241-3257.
- Jost H., Frantz J.C., Brod J.A. 1984. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-riograndense. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, *Anais*, p. 1707-1720.
- Jost H. & Hartmann L. A. 1984. Província Mantiqueira, setor Meridional. In: *O Pré-Cambriano do Brasil* (Coord. Almeida, F. F., Hasui, Y.) p.345-368. Edgard Blücher LTDA, São Paulo, Brasil. 378 p.
- Laux J. H. 1999. *Caracterização da mineralização cupro-aurífera de uma parte da Mina Uriguai, Caçapava*

- va do Sul - RS. Dissertação de Mestrado, UNISINOS, 135 p.
- Leites S.R., Lopes R.C., Wildner W. Porcher C.A., Sander A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul - RS, e sua interpretação paleoambiental. In: SGB, Cong. Bras. Geol., 36, *Anais*. p. 300-312.
- Leonardos O. 1944. Cobre no estado do Rio Grande do Sul. *Departamento Nacional de Produção Mineral, boletim* 59, p. 100-117.
- Leinz V. & Almeida S.C. de. 1941. *Gênese da jazida de cobre "Camaquã", município de Caçapava, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Secretaria de Estado dos Negócios da Agricult., Indúst. e Comércio, Boletim 88, 58 p.
- Lima E.F. de & Nardi L.V.S. 1992. O magmatismo shoshonítico no estado do Rio Grande do Sul : uma revisão. *Pesquisas*, 19(2):190-194.
- Lima E.F. de 1995. *Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da associação shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, RS*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 338 pg.
- Lima L. de. 1998. *A Mina Uruguai e jazida Santa Maria - distrito de Camaquã (RS): um estudo petrológico, geoquímico e geotermométrico*. Dissertação de Mestrado, UNISINOS, 114 p.
- Machado R. & Fragoso-César A.R. 1987. Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. In: SBG, Simp. Sul-brasileiro Geol., 2, *Atas*, 2:911-919.
- Machado R. & Sayeg H. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: SBG. Workshop Bacias Molássicas Brasileiras, 1, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 73-76.
- McLeod R.L. & Stanton R.L. 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfide deposits of Southeastern Australia. *Economic Geology*, 79:1-22.
- Melcher G.C. & Mau H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais Acad. Bras. Ciências*, 32(1):43-50.
- Menegat R. & Fernandes L.A.D. 2003. *A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil*. Tectonic Studies Group Annual Meeting. Leeds, UK.
- Nardi L.V.S. & Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline associations: the Saibro Intrusive Suite, southern Brazil : a case study. *Chem. Geol.*, 92:192-212.
- Ohmoto H. & Rye R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, p. 509-567.
- Oliveira J.M.N.T. & Fernandes L.A.D. 1991. Estágios finais de deformação do Cinturão Dom Feliciano : tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SBG. Simp. Nac. de Estudos Tect., 3, *Resumos*, p. 58-59.
- Oliveira J.M.N.T. & Fernandes L.A.D. 1992. Bacias molássicas: mito ou realidade? In: SBG. Workshop Bacias Molássicas Brasileiras, 1, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 97-105.
- Paim P.S.G., Chemale Jr. F., Lopes R. da C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. UFRGS/CIGO, Porto Alegre, p. 231-274.
- Paim P.S.G., Faccini U.F., Netto R.G., Nowatski C. H. 1992. Estratigrafia de sequências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eo-Paleozóico do RS (Brasil). *Serie Correlacion Geológica, Universidad Nacional de Tucumán*, 9, p. 41-55.
- Paim P.S.G., Lopes R.C., Chemale F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano inferior do RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6. *Boletim de resumos expandidos*. p. 39-50.
- Passos N. & Ribeiro M. 1966. *Geologia da Folha da Mina Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil*. DNPM/PROS-PEMIG, Porto Alegre. (Relatório Interno)
- Pelosi A.P. 2005. *Evolução Paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico Pré-600 Ma do Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, IG/USP, 146 p.
- Picada R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense: caracterização do sistema de falhas. In: SBG. Cong. Bras. Geol., 25, *Anais*, 1:167-191.
- Porcher C.A. & Lopes R. 2000. Folha SH.22-Y-A Cachoeira do Sul: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM. 1 CD ROM.
- Remus M.V.D. 1999. *Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 170 p.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., Mcaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *J. of South Am. Earth Sc.*, 13:191-216.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Res.*, 3(2):1 55-174.
- Remus M.V.D., Toniolo J.A., Formoso M.L.L., Tassinari C.C.G., Nunes L.C. 2008. Sedimentary hosted base-metal deposits in the Camaquã basin, southern Brazil: a review. SIMEXMIN, Ouro Preto, Abstract e Poster.
- Ribeiro M.J. & Araújo L. 1982. Anomalias de potássio associadas a rochas sedimentares do Eopaleozóico mineralizado do Rio Grande do Sul e implicações para prospecção. *Ciências da Terra*, 5 (8/9):8-12.
- Ribeiro M., Bocchi P.R., Figueiredo Fº P.M., Tessari R.I. 1966. *Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, DNPM, Boletim DFPM 127.
- Ribeiro M. 1968. Investigação preliminar sobre a gênese de algumas ocorrências cupríferas da Folha de Bom Jardim. In: SBG. Cong. Bras. Geol., 22, *Anais*, p. 65-73.
- Ribeiro M. 1986. O metamorfismo dos campos termiais do Pré-Cambriano e Eo-paleozóico do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geologia*, 11:15-34.
- Ribeiro M.J. 1991. *Sulfetos em sedimentos detriticos cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 2 v.
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do escudo sul-riograndense : I tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geologia*, 5:19-54.
- Ribeiro M. & Lichtenberg E. 1978. Síntese da geologia do escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG. Cong. Bras. Geol., 30, *Anais*, v. 6, p. 2451-2463.
- Sartori P.L.P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do sul do Brasil*. Tese de Doutorado, IG/USP, 195 p.

- Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso-César A.R.F. 1992. Evolução brasileira da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. *In: SBG.Workshop Bacias Molássicas Brasileiras, 1, Boletim de Resumos Expandidos*, p.129-132.
- Soliani Jr. E. 1986. *Os dados geocronológicos do escudo sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado, IG/USP, 450 p.
- Sommer C.A. 1994. *O vulcanismo ácido da porção sul do platô Taquarembó, Dom Pedrito, RS*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 149 p.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Pierosan R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, **30**(1):3-26.
- Susczyński E. 1975. *Os recursos minerais reais e potenciais do Brasil e sua metalogenia*. Interciência, Rio de Janeiro. 532 p.
- Teixeira E.A. 1941. *A Mina de cobre de Camaquan, Rio Grande do Sul*. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, Boletim 49, 47 p.
- Teixeira G. & Gonzales M.A. 1988. Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul. *In: C. Schobbenhaus & C.E. Silva Coelho (eds.) Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM/CVRD, Rio de Janeiro, v. 3, p.:33-41.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil*. DNPM, Porto Alegre, Boletim DFPM, nº 124.
- Teixeira G. 1978. Conteúdo da prata e do ouro no minério de cobre das Minas do Camaquã. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Anais, v. 4, p. 1633-1643*.
- Teixeira G., Gonzales A.P., Gonzales M.A., Licht O.A.B. 1978. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no distrito Minas do Camaquã. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Anais, v. 4, p. 1644-1654*.
- Teixeira G., Gonzales A.P., Gonzales M.A., Licht O.A.B. 1978. Situação das Minas do camaquã, Rio Grande do Sul. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Anais, v. 4, p. 1893-1905*.
- Texas Instruments. 1973. *Projeto Aerogeofísico Camaquã: estado do Rio Grande do Sul*. DNPM/CNEN/CPRM, Rio de Janeiro, 4 v.
- Toniolo J.A., Remus M.V.D., Macambira M.J.D. & Moura C.A.V. 2004. Metalogênese do depósito de cobre Cerro dos Martins, RS: revisão e geoquímica isotópica de SR, O e C. *Pesquisas em Geociências*, **31**(2):41-67.
- Toniolo J.A., Gil C. A. A., Sander A. 2007. *Metalogenia das bacias Neoproterozoico-Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã*. CPRM, Porto Alegre, 1CD ROM.
- Toniolo J.A., Remus M.V.D., Chemale Jr. F. Assinatura Isotópica do Pb de Minérios Auríferos e Metais-base dos Escudos RS e SC:conseqüências para exploração mineral. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 44, Anais: O Planeta Terra em nossas mãos*. p.151.
- Veigel R. 1989. *Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn dos red beds do distrito de Camaquã, RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 185 p.
- Viero A. P. 1998. *O Magmatismo Máfico Alcalino Mesozóico do Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio Grande do Sul, 249 p.
- Wernick E. & Penalva F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **8**:113-133.
- Wildner W., Nardi, L.V.S., Lima, E.F. de. 1999. Post collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian plutono-volcanic association in southern Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **41**(12):1082-1098.
- Wildner W., Ramgrab. G.E., Cunha Lopes R., Iglesias C.M.F. 2008 *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul, Programa Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil - Mapas Geológicos Estaduais, escala 1:750.000, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM. 1 DVD ROM.

CAPÍTULO IX

DEPÓSITOS DE Cu-Au EM REGOLITOS LATERÍTICOS NO BRASIL: CASOS DE CHAPADA (GO), IGARAPÉ BAHIA E SALOBO (CARAJÁS, PA)

IX - DEPÓSITOS DE Cu-Au EM REGOLITOS LATERÍTICOS NO BRASIL: CASOS DE CHAPADA (GO), IGARAPÉ BAHIA E SALOBO (CARAJÁS, PA)

CLAUDIO GERHEIM PORTO^{1,2}, ROSELY A. LIGUORI IMBERNON^{3,4},
MARIA CRISTINA M. DE TOLEDO^{3,5}, RICARDO O. GALLART MENEZES¹,
JULIANO JOSÉ DE SOUZA⁶ & CARLOS E. PARAIZO BORGES⁶

1 - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, UFRJ

2 - Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, CPRM

3 - Escola de Artes, Ciências e Humanidades - EACH / Universidade de São Paulo

4 - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeoquímica - IGc/USP

5 - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica - IGc/USP

6 - Mineração Maracá Industria e Comercio S/A

Abstract *In this chapter the authors describe the effects of lateritic weathering on primary Cu-Au mineralization of three important Brazilian deposits, Chapada, in the State of Goiás, and Igarapé Bahia and Salobo, in the Carajás Province. The text summarizes the results obtained by means of researches undertaken by the authors and their published papers, as well as those presented in unpublished Masters and PhD thesis. After a short description of the local geology and the primary copper mineralization of each deposit, their respective regolith is described in terms of its outcrop characteristics, as well as of their geochemical, mineralogical and micromorphological features. At the end, the authors present a comparative analysis of the three deposits weathering features.*

Keywords: copper deposits, tropical weathering, Brazil

INTRODUÇÃO

Depósitos minerais constituídos por sulfetos de cobre são extremamente suscetíveis à alteração quando expostos à zona de intemperismo. A ação das soluções meteóricas e do oxigênio promove reações de oxidação nos sulfetos e hidrólise nos minerais de ganga resultando no desenvolvimento de um regolito cuja natureza vai depender de vários fatores exógenos e endógenos que podem ser assim resumidos: (i) Tempo de exposição; (ii) Composição química, mineralógica e estruturação do protolito; (iii) Ambiente morfo climático.

Nas regiões tropicais o intemperismo é geralmente mais ativo sendo que nos escudos Pré cambrianos o regolito gerado é mais bem preservado devido à estabilidade tectônica que inibe eventos erosivos pronunciados. Dado que o potencial mineral brasileiro está em grande parte associado aos escudos Pré cambrianos sob regime tropical, este assunto adquire importância já que o sucesso da exploração mineral nestes terrenos passa pelo entendimento do desenvolvimento do regolito e dos concomitantes processos de redistribuição dos metais.

Devido à alta mobilidade do cobre no meio supergênico, este metal tende a ser muito lixiviado no regolito, mas pode formar zonas de enriquecimento nas suas porções inferiores, como nos casos mais clássicos de perfis de gossan (Taylor & Thornber 1992, Blain & Andrew 1977). Neste perfil, acima da zona de sulfetos primários, ocorre a zona de enriquecimento supergênico onde o cobre precipita na forma de sulfetos secundários. Acima, ocorre a zona de precipitação de sulfatos, carbonatos, fosfatos e outros minerais secundários de cobre. A zona oxidada, muito lixiviada em cobre, pode aflorar na forma de "Chapéu de Ferro" ou gossan propriamente dito. No entanto, sob regime tropical úmido a zona oxidada pode não resultar na formação de gossans (Butt 1995) ou, gossans anteriormente formados sob condições menos úmidas, podem estar muito modificados por processos lateríticos superimpostos dificultando seu reconhecimento em superfície (Costa *et al.* 1996). Em geral o perfil de gossan é mais bem desenvolvido sobre depósitos de sulfeto maciço. Em depósitos de sulfeto disseminado o cobre é também rapidamente lixiviado dado que a oxidação dos sulfetos acontece a profundidades maiores do que aque

la onde os outros minerais sofrem alteração intem périca, resultando em regolitos também lixiviados em Cu apesar de não formar um perfil de gossan.

Em jazidas de cobre com ouro associado, o ouro apresenta um comportamento contrastante tendendo a se concentrar no regolito devido sua baixa mobilidade geoquímica. Isto facilita sua lavra e metalurgia, dado a natureza friável do minério e o alto grau de liberação do ouro.

Neste capítulo apresentamos estudos de caso de depósitos de Cu Au cobertos por regolitos lateríticos. Os casos apresentados das jazidas de Chapada e Igarapé Bahia são baseados em trabalhos de pesquisa recentemente desenvolvidas pelos autores voltados para o estudo da distribuição geoquímica e caracterização do regolito (Porto 2007, Benn & Porto 2005, Menezes 2003). O caso apresentado de Salobo baseia se principalmente nos trabalhos de Toledo Groke *et al.* (1987, 1989, 1990) e Parisot *et al.* (1990). Informações mais detalhadas acerca da geologia dessas áreas e suas mineralizações primárias constam dos Capítulos II (Guimarães *et al.*) e III (Kuyumjian *et al.*) deste volume.

DEPÓSITO DE CU-AU DE CHAPADA

Geologia do depósito

O depósito de Chapada esta associado à seqüência vulcano sedimentar de Mara Rosa, parte do arco magmático de Mara Rosa (Pimentel & Fuck 1992). A mineralização de Cu Au está hospedada em biotita xisto, muscovita biotita feldspato xisto e, subordinadamente, a anfibólio xisto e biotita sericita xisto. A mineralização é composta por calcopirita, pirita e magnetita, com ocorrência subordinada de bornita, calcocita, galena, esfalerita, hematita e molibdenita. O ouro apresenta granulometria muito fina e ocorre principalmente como inclusões na calcopirita, e em menor quantidade no contato entre os grãos de sulfeto. Segundo Kuyumjian (1995) os sulfetos também podem ocorrer como inclusões em minerais metamórficos que indica a natureza pré metamórfica da mineralização. De acordo com o autor, o depósito originou se a partir de exalações vulcânicas durante a instalação e evolução da seqüência de arco de ilha de Mara Rosa, sendo posteriormente retrabalhada durante o Brasileiro. Este modelo é uma alternativa ao modelo de Cu porfirítico proposto por Richardson *et al.* (1986).

O corpo principal de minério possui 3000 m de

comprimento por 800 m de largura e 260 m de profundidade. A corpo possui forma tabular, apresenta se dobrado segundo uma antiforma aberta com flancos mergulhando suavemente para SE e NW e eixo mergulhando também suavemente para SW (Cintra 2003). Os reservas são de 319 Mt com 0,31% Cu e 0,21 g/t Au.

Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos

Na região do depósito de Chapada predomina um clima tropical sazonal com precipitação média anual de 1500 mm, caracterizado por duas estações bem definidas. A temperatura média anual na região é de 23°C e a vegetação dominante é do tipo cerrado. O relevo nesta região apresenta se suavemente ondulado com variações altimétricas em torno de 350 a 400 m acima do nível do mar sendo caracterizado por extensos platôs lateríticos separados por amplos vales resultantes de sua dissecação. Segundo estudos geomorfológicos realizados por Braun (1970), tendo por base os trabalhos de King (1956), a laterização da área se deu provavelmente no final do Mioceno, coincidindo com as fases de agradaciao do ciclo geomorfológico Velhas.

Mapa de Regolito

A produção desses mapas teve seu início nos terrenos lateríticos Australianos e constituem ferramenta fundamental para o estudo da evolução da paisagem e do regolito, além de servirem de apoio para a exploração mineral (Anand & Paine 2002). Na Austrália Butt & Zeegers (1992) estabelecem três regimes básicos do regolito que constituem as bases para definir as principais unidades dos mapas de regolito: regimes relictual, erosivo e deposicional.

Na área de Chapada o mapa de regolito foi elaborado considerando que os produtos dos processos de laterização mais intensos e duradouros, relacionados ao ciclo Velhas, encontram se atualmente em processo de erosão física e química. Testemunhos das antigas superfícies de laterização ocorrem na forma de platôs lateríticos sobre os quais repousam materiais tais como crostas ou fragmentos ferruginosos de diversos tipos, caracterizando assim o regime relictual. O regime erosivo caracteriza se pela exposição dos horizontes inferiores desse regolito podendo conter remanescentes de material laterítico ou novos materiais gerados durante o intemperismo pós laterítico. O regime deposicional é pobre

mente caracterizado em Chapada já que os produtos da erosão, sob condições predominantemente úmidas, não se preservam na paisagem, ao contrário dos terrenos lateríticos australianos que evoluíram sob condições áridas desde pelo menos o Mioceno.

Em Chapada o mapa de regolito foi produzido para uma região restrita às imediações do depósito (Fig. 1). Este mapa foi confeccionado através de interpretações fotogeológicas integradas com mapeamento de campo (Menezes 2003) e mapas geológicos existentes (Silva & Sá 1988, Richardson *et al.* 1986). O regime relictual é caracterizado por uma área de platô com ocorrência de crostas, nódulos e pisólitos espalhados na superfície, ou cobertos por latossolo os quais podem conter níveis nodulares a profundidades de até 2 metros. O regime erosivo foi caracterizado em regiões de encosta do platô, com colúvios latossólicos contendo fragmentos de materiais lateríticos, e em regiões de vale, com solos residuais finos contendo raros materiais lateríticos, podendo resultar no afloramento de saprolito, *saprock* ou mesmo rocha fresca facilitando assim, o mapeamento geológico.

A área do depósito de Chapada encontra-se coberta tanto pelo regime relictual como erosivo os quais estão representados nas seções das Figuras 2 e 3 respectivamente. A definição da estratigrafia do regolito também obedeceu esta diferenciação como exposto a seguir.

Estratigrafia do Regolito

Descrições de inúmeros furos de sonda, trado e poços de pesquisa sobre a área do depósito permitiram definir a estratigrafia do regolito (Fig. 4). No regime relictual o regolito é dominado por uma zona saprolítica friável, argilosa e micácea contendo faixas ferruginosas onde as estruturas do protólito encontram-se preservadas. Na sua porção superior o saprolito adquire feições mosqueadas com maior concentração de argilas, caracterizando uma transição para a zona pedolítica. Na zona mosqueada as estruturas do protólito são ausentes e o material é predominantemente caolinítico entremeado com faixas ferruginosas. Acima, a zona mosqueada gradua para a crosta laterítica através do endurecimento progressivo pela coalescência das zonas ferruginosas e formação de estruturas pisolíticas o que resulta em seu aspecto coeso, embora possa conter ainda porções caoliníticas preservadas em meio à matriz ferruginosa. Esta crosta, embora posicionada abaixo dos

latossolos, ocorre também na forma de blocos de variados tamanhos espalhados pela superfície. Isto ocorre devido ao processo de desmantelamento causado pela degradação física e química das crostas em ambiente úmido (Nahon e Tardy, 1992). Acima da crosta ocorre o horizonte nodular caracterizado por abundantes fragmentos de crosta e concreções ferruginosas imersos em uma matriz latossólica, produtos da degradação da crosta. O latossolo no topo constitui um horizonte bastante homogêneo, sem diferenciação de horizontes, lixiviado, argiloso, podendo conter ainda fragmentos de crosta e concreções ferruginosas disseminadas.

Na superfície do terreno ocorre uma feição bastante característica da área, denominada *Lag* que são granulados ferruginosos com cerca de 0,5 cm espalhados na superfície derivados da degradação da crosta (Fig. 5). Três tipos principais de "*Lag*" foram identificados segundo sua composição macroscópica (Benn & Porto 2005): (i) *Lag* de brilho metálico, endurecido, bem arredondado e com superfícies lisas, denominado de *Lag* cinza metálico, composto predominantemente de hematita (Fig. 6); (ii) *Lag* laterítico, avermelhados, disformes e de composição similar à da crosta com hematita, goetita e caulinita (Fig. 7); (iii) *Lag* magnético, separado com o auxílio de um ímã de mão, com características semelhantes à ambas acima, porém magnéticos devido à presença de magnetita residual ou maghemita neoformada.

Parisot *et al.* (1990) também descreve o regolito de Chapada no regime relictual, porém não detalha a porção pedolítica, mas estabelece que a espessura do regolito pode atingir até 50 m sobre a zona mineralizada (Fig. 4). Segundo suas observações, abaixo da zona mosqueada ocorre o horizonte de argila variegada, constituída por um saprolito com variadas feições de ferruginização. Abaixo ocorre o horizonte cinza esverdeado onde minerais secundários e primários misturam-se sendo a smectita o principal mineral diagnóstico. Na base do regolito ocorre a rocha alterada coerente, equivalente ao *saprock*.

No regime erosivo ao menos parte do regolito relictual foi exumada expondo o saprolito sobre o qual se desenvolveu solos residuais recentes. Por isso a espessura do regolito é de apenas cerca de 10 m. A presença de saprolitos mosqueados na sua porção superior pode ser devida tanto a um processo intempérico recente, correlato à formação do solo residual, como à presença de remanescentes dos

horizontes mosqueados ou de argila variegada do regime relictual.

Comparando se as seções do regime relictual e erosional (Fig. 8) observa se um desnível de cerca de até 40 m em sua porção central. Este desnível é maior do que a espessura do regolito relictual de 25 m e indica que a maior parte do regolito do regime

erosional foi desenvolvido mediante avanço da frente intempérica. No regime erosivo a zona ferruginosa tem 2 m de espessura, cerca de 1 m menos espessa do que no regime relictual. A zona ferruginosa no regime erosivo também é freqüentemente mosqueada, à semelhança da porção superior do saprolito no regime relictual. Isto indica que o in

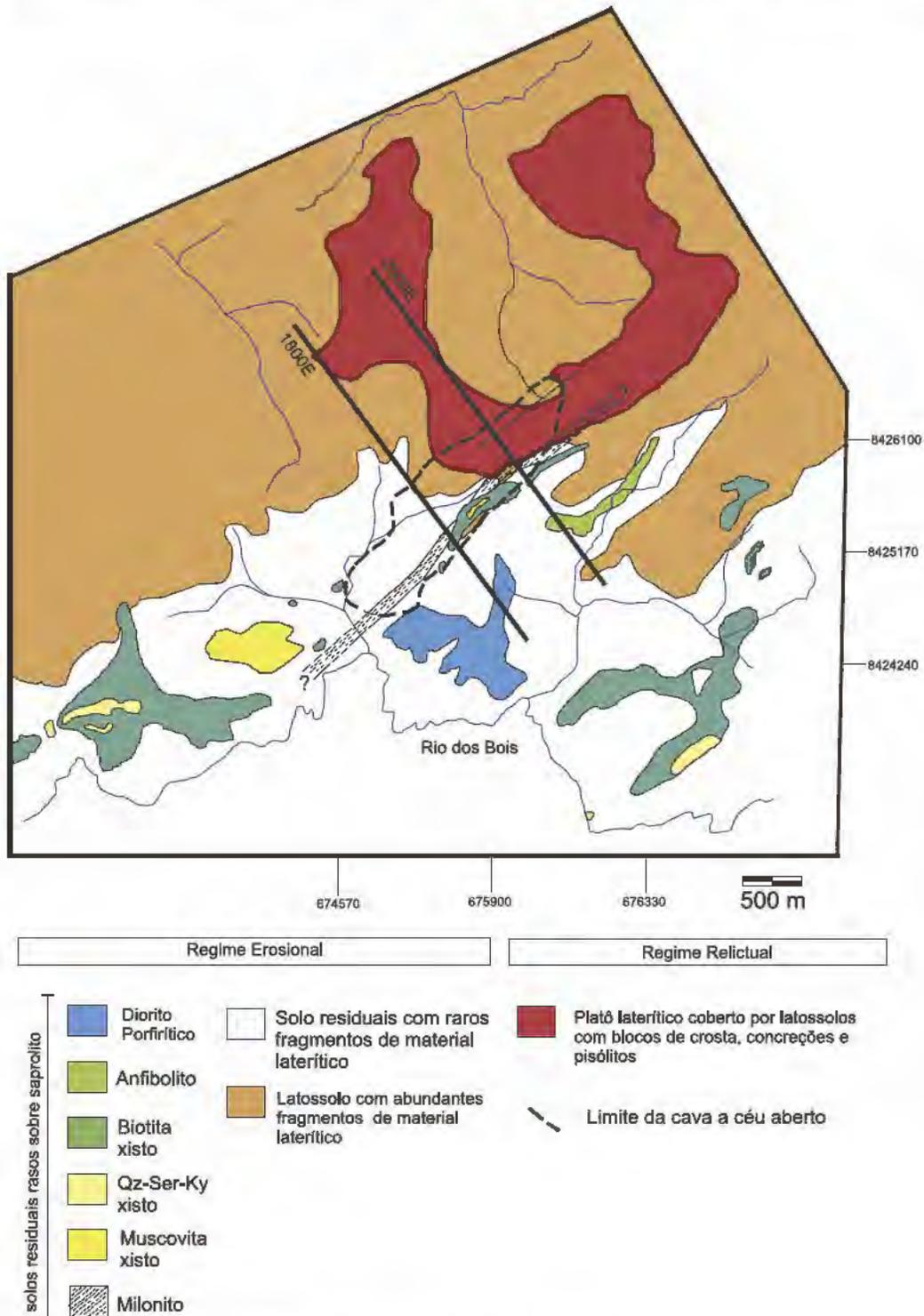


Figura 1 Mapa de regolito nas imediações do depósito de Chapada.

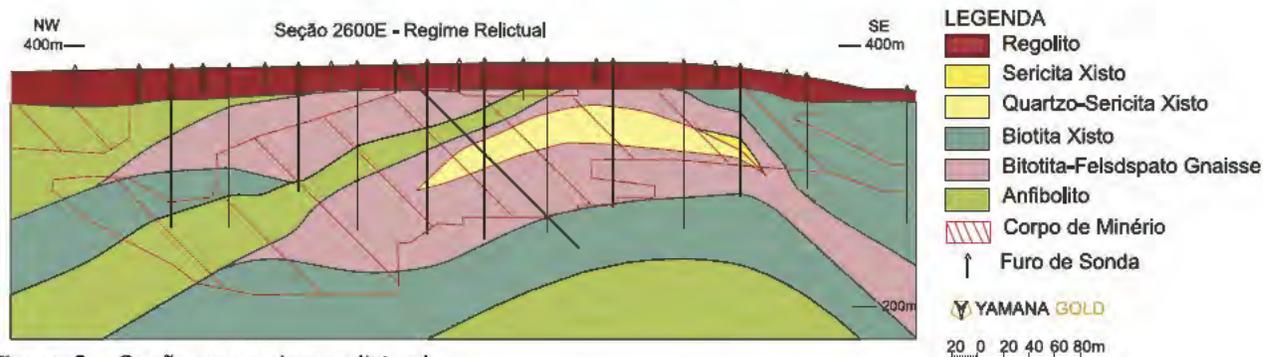


Figura 2 Seção no regime relictual.

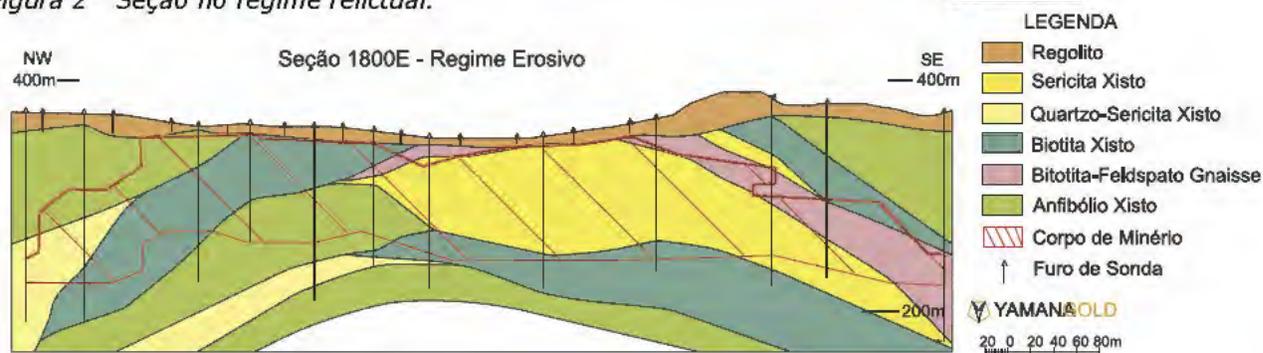


Figura 3 Seção no regime erosivo.

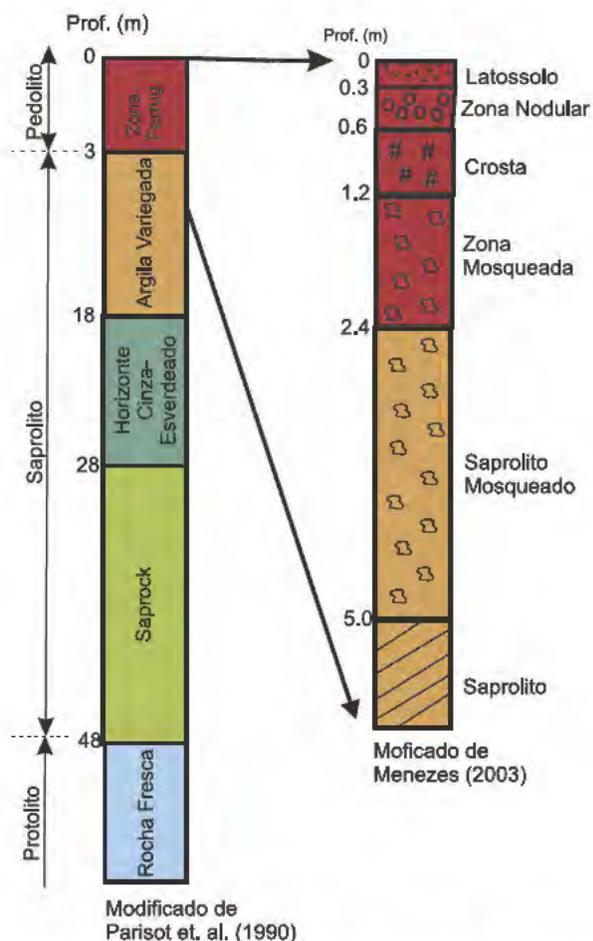


Figura 4 Estratigrafia do regolito no regime relictual do depósito de Chapada.



Figura 5 Lag junto a latossolos em superfície.

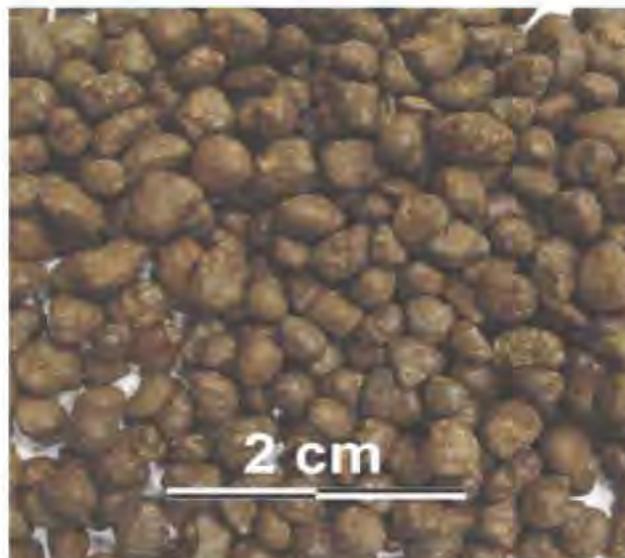


Figura 6 Lag cinza metálico.



Figura 7 Lag laterítico.

precipitação abaixo, na zona mosqueada, na forma de finas partículas menores que 10 micra.

No regime erosional a depleção do Cu no regolito parece mais contínua devido à ausência da zona de crosta e seus derivados (Fig. 11). Já o Au tende a manter os teores observados no protólito e o enriquecimento na zona mosqueada, possivelmente por reprecipitação pós laterítica (Fig. 12).

Quanto aos três tipos de Lag, pode se observar que os teores de Cu (Fig. 13) e Au (Fig. 14) são maiores no Lag laterítico. Vale notar que apesar da forte tendência de lixiviação do Cu e Au no Lag em geral (Fig. 9, 10) seus teores no Lag laterítico ainda contrastam bem com os de amostras coletadas em áreas *background* o que sugere que o Lag pode ser utilizado como um meio de amostragem efetivo em prospecção geoquímica, procedimento este correntemente adotado em terrenos lateríticos na Austrália

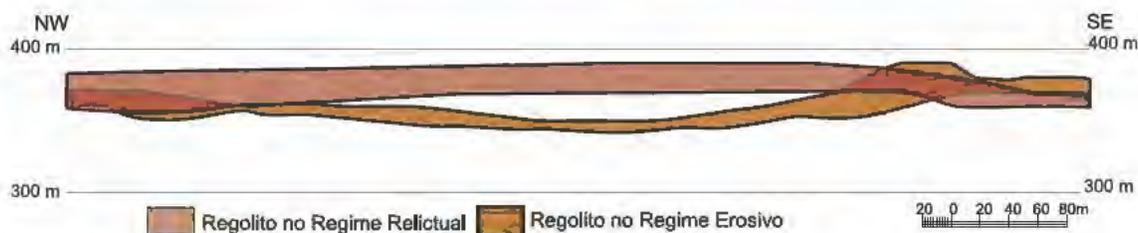


Figura 8 Superfície e profundidade do regolito nas seções dos regimes relictual e erosivo.

temperismo mais recente, pós laterítico, também se deu sob condição tropical úmida.

Distribuição do Cu e Au no regolito

Teores de Cu e Au no regolito foram computados a partir dos teores de todas as amostras de perfurações executadas sobre a zona mineralizada nas imediações das seções das representando o regime relictual e erosional (Fig. 2 e 3). A distribuição dos teores de Cu no regime relictual pode ser visualizada nos gráficos Box plot (Fig. 9) onde nota se que, a partir do protólito, há uma tendência de depleção do Cu desde o saprolito até o latosolo. No entanto, na zona de crosta o Cu é parcialmente retido, com portamento este que também se reflete no Lag. Já a depleção do Au é menos pronunciada, exceto no Lag onde o ouro encontra se extremamente depletado (Fig. 10). Observa se também um ligeiro enriquecimento do ouro na zona mosqueada. Isto corrobora com os trabalhos de Freyssinet (1993) no oeste da África que mostra uma tendência de lixiviação do ouro com a evolução da crosta e concomitante re-

lia (Smith 1989).

Estudos realizados por Parisot *et al.* (1990), baseados em microanálises no regolito do depósito de Chapada, mostram uma forte correlação Cu Fe no saprolito, que é destruída nas porções superiores do regolito. No entanto, análises por extração seletiva realizadas pelos mesmos autores, mostram que a correlação Cu Fe permanece, mas para apenas 20 a 50% do Cu contido nas zonas ferruginosas. Os autores sugerem então que a caolinita deve ser a fase portadora de Cu além da goethita. A lixiviação do Cu é então explicada pela baixa quantidade de goethita e o baixo teor de Cu da mineralização que gera baixa disponibilidade do metal nas soluções intermédicas.

Baseado em análises de distribuição granulométrica Parisot & Melfi (1983) mostram que a correlação Cu Fe no saprolito é baixa, já que as frações mais grossas e ricas em Fe contêm pouco Cu enquanto que as frações mais finas e pobres em Fe são mais ricas em Cu. Estes resultados contrapõem se àqueles obtidos por Parisot *et al.* (1990) mencionados acima mas são coerentes com as análises de

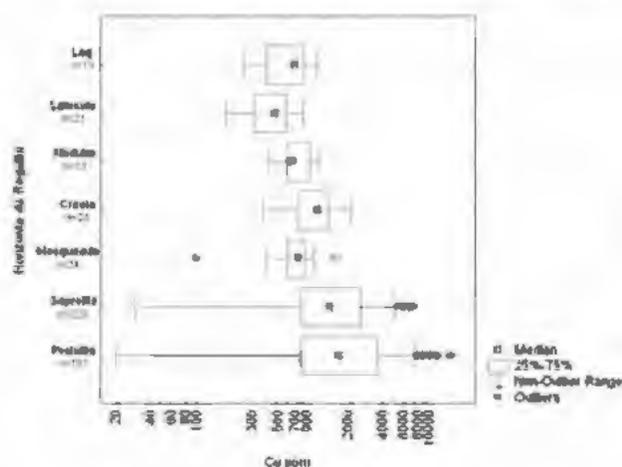


Figura 9 Distribuição de teores de Cu no regolito no regime relictual.

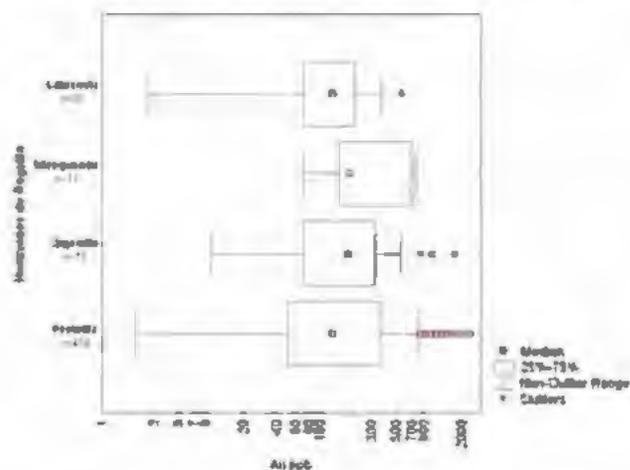


Figura 12 Distribuição de teores de Au no regolito no regime erosivo. Figura 14 Distribuição do Au nos diferentes tipos de Lag.

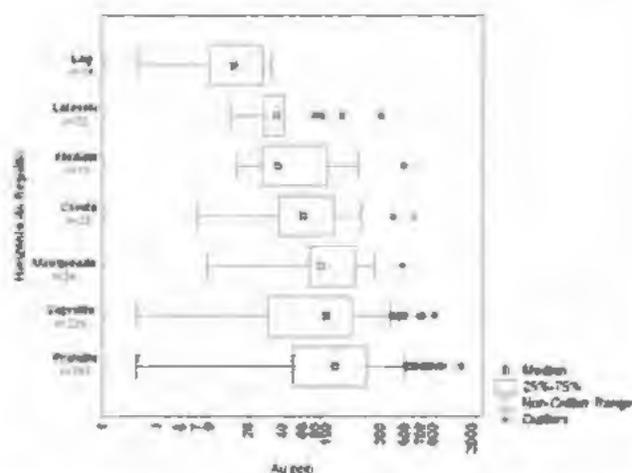


Figura 10 Distribuição de teores de Au no regolito no regime relictual.

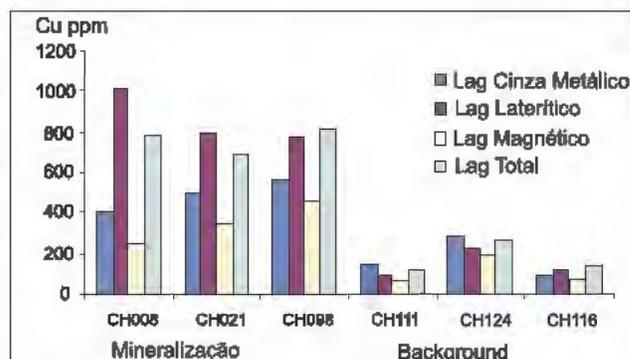


Figura 13 Distribuição do Cu nos diferentes tipos de Lag.

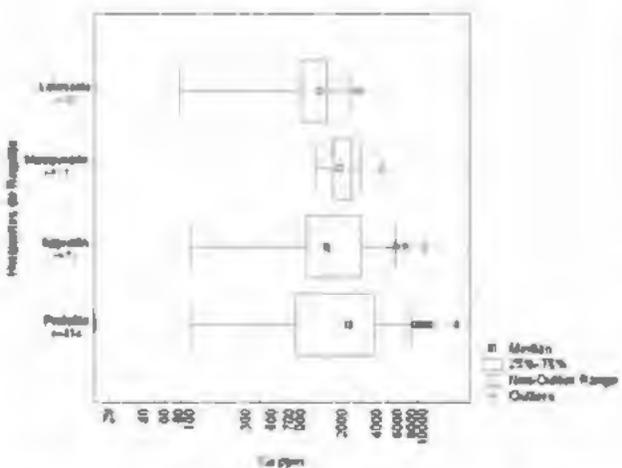


Figura 11 Distribuição de teores de Cu no regolito no regime erosivo.

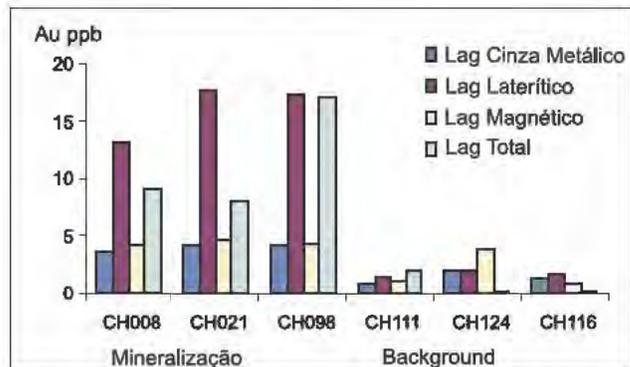


Figura 14 Distribuição do Au nos diferentes tipos de Lag.

agrupamento realizadas por Menezes (2003) que não indica qualquer correlação Cu Fe no saprolite, isto utilizando extensa base de dados proveniente dos trabalhos de exploração da jazida.

As análises granulométricas realizadas por Parisot & Melfi (1983) no horizonte nodular mostram que a fração mais grossa que 2 mm, composta pre

dominantemente por nódulos ferruginosos, são as mais ricas em cobre. Neste trabalho pôde ser confirmado que a fração grossa é o *Lag* laterítico, o mais rico em Cobre, goetita e caolinita, ao contrário do *Lag* cinza metálico ou magnético, mais pobre em Cu e rico em hematita, representando uma fácies mais evoluída do perfil laterítico, onde a goethita é substituída pela hematita, liberando o cobre nela hospedado. Mecanismo similar pode também ser evocado para o ouro que parece ainda mais lixiviado do que o Cu no *Lag* cinza metálico em relação ao *Lag* laterítico. No entanto, devido sua menor mobilidade o ouro vai reprecipitar se na zona mosqueada onde a goethita é mais abundante.

DEPÓSITO DE CU-AU DO IGARAPÉ BAHIA

Geologia do depósito

A mineralização de Cu Au, de Igarapé Bahia em contra se hospedada em brechas hidrotermais e são consideradas por Barreira *et al.* (1999), Tazava & Oliveira (2000), Ronzê *et al.* (2000) como epigenéticas, geradas simultaneamente em um evento hidrotermal ocorrido a 2,5 Ga (Tallarico *et al.* 2005). Estes autores consideram este depósito como sendo do tipo IOCG, segundo as definições de Hitzman (1992). Dreher (2004), entretanto, considera as brechas hidrotermais como sendo depósitos singenéticos de *debris flow*, associado à borda de falha, que teriam sido posteriormente percolados por fluidos mineralizantes.

As brechas estão hospedadas na seqüência vulcano sedimentar da Formação Grota do Vizinho, Grupo Igarapé Bahia, e se localizam na zona de contato entre suas unidades inferior e superior. Na inferior predominam rochas metavulcânica e formações ferríferas. A unidade superior é sedimentar e composta por metarenitos, metaconglomerados, metasiltitos e formações ferríferas. As rochas metavulcânicas mostram extensa alteração hidrotermal e chegam a ser completamente substituídas por quartzo e clorita. As brechas mineralizadas são polimíticas e foram classificadas de acordo com a mineralogia da matriz em brechas cloríticas, sideríticas e magnéticas (Tallarico *et al.* 2000). A Formação Grota do Vizinho é coberta por arenitos da Formação Águas Claras em contato por falhas normais. Numerosos diques de gabro, diorito e diabásio cortam a seqüência vulcano sedimentar e os Arenitos Águas Claras.

O depósito de Igarapé Bahia contém três corpos

de minério de ouro contidos no regolito denominada dos Acampamento Sul, Furo 30 e Acampamento Norte. Tais corpos estão dispostos em uma feição semi circular com mergulhos íngremes para NW, NE e SE respectivamente (Fig. 15). A assinatura geoquímica da mineralização é definida pelos metais Au, Cu, U, Sn, Mo, Pb, ETR, Y e W, (Silva 2007). Os recursos são de 219Mt de minério primário com teor médio de 1,4% Cu e 0,86 g/t Au, sendo que na zona lavra da havia originalmente 15 Mt de minério de Au com teor de 5 g/t mais 14 Mt de minério com teor de 1,4 g/t (Tallarico *et al.* 2000).

Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos

O clima da região de Carajás é tropical úmido com precipitação média anual em torno de 2500 mm e temperatura média anual de 26°C. A vegetação é do tipo floresta equatorial, porém no topo dos platôs pode ocorrer vegetação do tipo savana principalmente onde afloram crostas lateríticas.

O relevo é marcado por um conjunto de platôs escarpados sustentados por crostas lateríticas e latossolos que constituem a Serra dos Carajás. Estes platôs apresentam topos planos com cotas entre 500 e 750m, podendo atingir até 900m. A região de baixada ao redor da Serra faz parte de um pediplano regional com cotas variando de 250 a 350m.

O depósito do Igarapé Bahia situa se sob um desses platôs onde o regolito laterítico pode ser classificado segundo Costa (1991) como do tipo maduro. Datações Ar/Ar em óxidos de Mn forneceram idades de até 70 Ma para a crosta laterítica do depósito de Igarapé Bahia, porém concentrada em torno de 50 Ma (Vasconcelos *et al.* 1994). Tais datações indicam que o auge do processo de laterização foi durante o Eoceno Inferior, portanto, relacionado ao Ciclo geomorfológico Sul Americano. Eventos subsequentes atuaram erodindo esta superfície e alterando as feições do regolito. Apesar da escassez de estudos geomorfológicos na região acredita se que o principal evento subsequente tenha sido o Ciclo geomorfológico Velhas que também seria responsável pela formação dos latossolos que recobrem as crostas sobre os platôs e pela laterização na região de baixada (Medeiros Filho 2003).

Estratigrafia do Regolito

No âmbito do Projeto LATAM (Porto *et al.* 2007) foram desenvolvidas várias ações para caracterizar

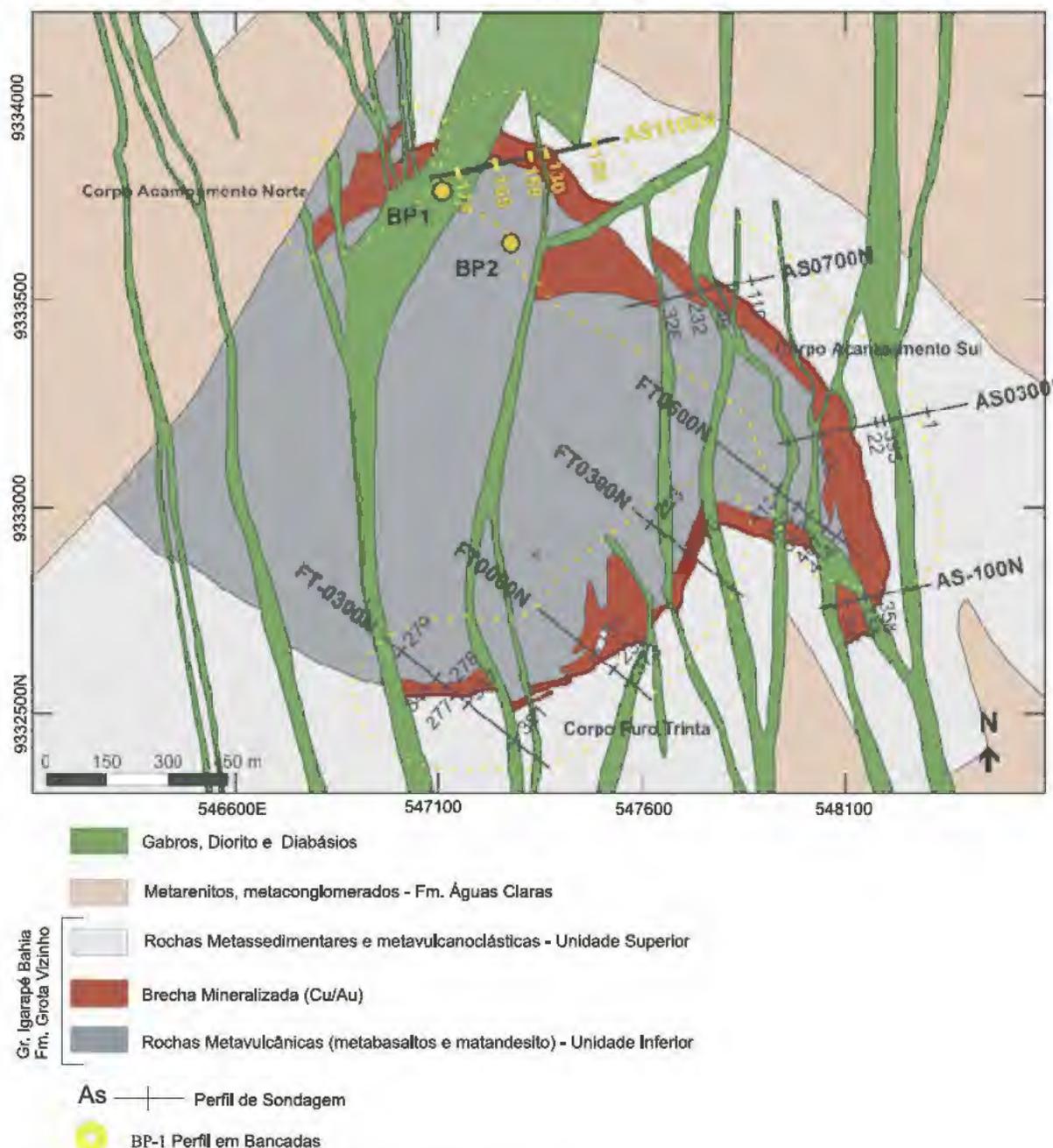


Figura 15 Mapa da área do depósito do Igarapé Bahia.

o regolito da área do Bahia algumas delas concretizadas em Teses de Mestrado e Doutorado reportadas a seguir. A estratigrafia do regolito foi estabelecida por Santos (2006) a partir de levantamentos detalhados nas bancadas das cavas dos corpos Acampamento Sul e Furo 30 e descrições de testemunhos de sondagem. Com este trabalho foi possível estabelecer uma estratigrafia do regolito (Fig. 16).

O saprolito é constituído de material muito argiloso devido ao baixo conteúdo de quartzo nas rochas metavulcânicas. Apresenta-se variavelmente ferruginizado, sendo mais caulínico sobre os diques

de gabo, mais mosqueado sobre os metassiltitos e mais ferruginoso sobre as rochas metavulcânicas. Acima ocorre uma zona ferruginosa fragmentada com uma matriz argilosa de coloração vermelha a roxa na qual se insere uma mistura de fragmentos e concreções ferruginosas angulosas e de tamanhos variados, incluindo blocos de saprolito ferruginoso laterizado além de fragmentos de formação ferrífera e de magnetitos. Estas feições levam a crer que se trata de uma zona colapsada. Lateralmente esta zona adquire feições mais pulverulentas exclusivamente na base de um paleocanal indentificado na área do

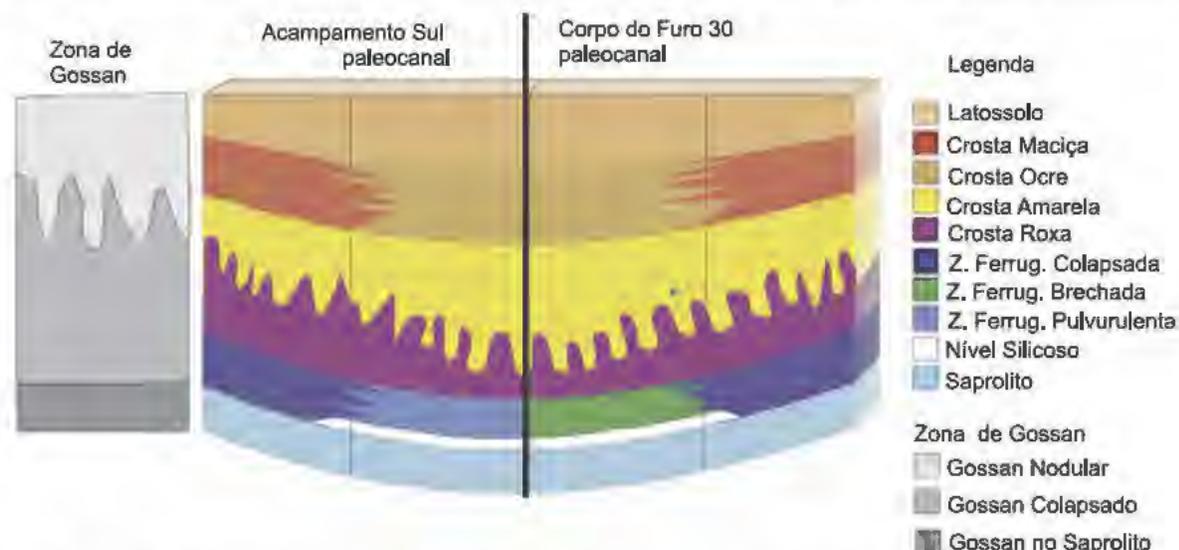


Figura 16 Bloco diagrama que ilustra a estratigrafia de regolito de Igarapé Bahia.

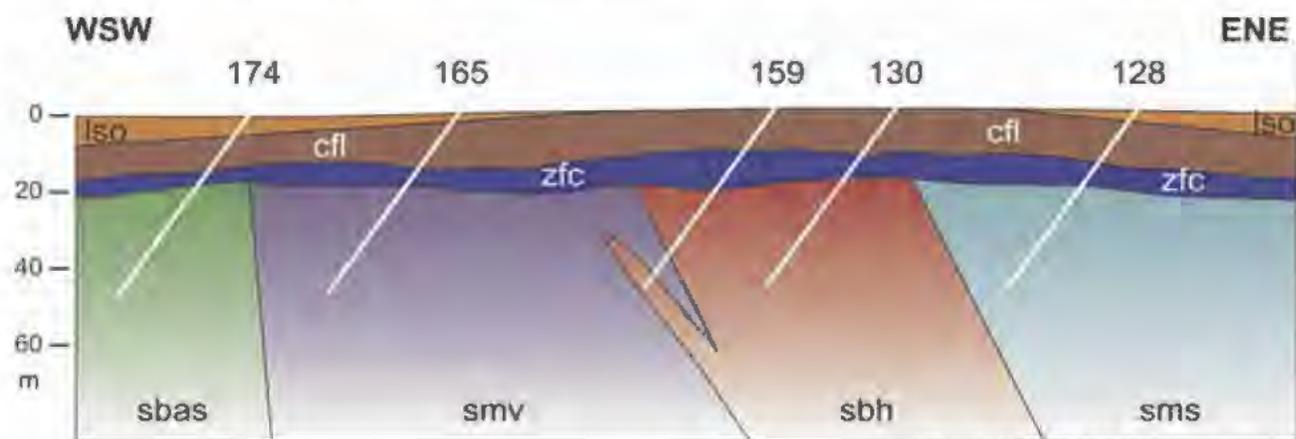
Acampamento Sul. Já na base do paleocanal identificado no pit do Furo 30 torna-se uma brecha com fragmentos muito angulosos de formação ferrífera em uma matriz endurecida e arroxeada. Seu contato com o saprolito parece erosivo. Em geral a zona ferruginosa fragmentada representa uma zona de transição entre o saprolito e a crosta. Localmente, foi identificado imediatamente acima do saprolito, um nível silicoso, sacaroidal, sub horizontal e impregnado por óxidos de ferro. Este material é encontrado exclusivamente na base dos paleocanais e foi interpretado como silcrete representando níveis freáticos pretéritos saturados em Si.

Quatro tipos de crosta foram individualizados. De baixo para cima: (i) Crosta roxa: pisolítica muito ferruginosa, com matriz argilosa, e nódulos irregulares, podendo conter faixas ou bolsões da crosta amarela; (ii) Crosta amarela: pisolítica com nódulos mais regulares e de superfícies lisas. Ocorre em bolsões e faixas verticalizadas penetrando, de cima para baixo, a crosta roxa podendo chegar até a zona ferruginosa fragmentada. Dado sua configuração supõem-se ser resultado de ação biogênica pretérita tais como penetração de raízes antes do endurecimento do material; (iii) Crosta ocre: friável e com matriz argilosa de coloração amarelada e com nódulos irregulares amarelados. Sua ocorrência é também restrita às zonas de paleocanal onde aparece em contato abrupto com o latossolo acima, gradando lateralmente para crosta maciça e/ou crosta roxa; (iv) Crosta maciça: coesa com estrutura pisolítica cimentada e de coloração vermelha a roxa. Ocorre em contato abrupto com o latossolo acima e contém

tubulos de goethita verticalizados que podem também estar relacionado à penetração de raízes. Em geral, ocorrem somente fora das áreas de paleocanal representando possivelmente um paleorelevo positivo.

A camada de latossolo que recobre as crostas possui coloração castanho alaranjada, contém concreções ferruginosas irregulares e pisólitos com até 0,5 cm disseminadas, porém mais concentradas na base. Apresenta contato nítido e plano com as crostas abaixo. Possui espessura de até 16 m nas áreas de paleocanal, outrossim a espessura varia de menos de 1 m a 5 m. A seção da Figura 17, montada a partir de dados de sondagem, juntamente com a estratigrafia do regolito, sugere que a camada de latossolo foi depositada sobre a crosta a partir de paleorelevos positivos que, nesta seção, pode ter sido representada por elevações sustentadas por gossans.

Angélica (1996) descreve o regolito com um perfil laterito gossânico sobre as brechas mineralizadas e um perfil laterítico sobre as encaixantes. Segundo o autor a espessura desse regolito é de aproximadamente 100 m sobre as encaixantes sendo que o saprolito domina nos 80 m inferiores. Já sobre as brechas mineralizadas a espessura atinge até 200 m sendo que nos 150 m superiores ocorrem os corpos gossânicos que constitui a principal fonte do minério de Au porém muito depletados em Cu. Apresenta composição à base de goethita, hematita, gibbsita, caulinita e traços de minerais secundários de cobre e fosfatos ricos em ETR. De 150 a 200 m ocorre uma zona de transição para o minério primário onde o Cu encontra-se fortemente enriquecido pela



Seção AS-1100N Fora de escala

Figura 17 Seção com reconstituição topográfica e estratigrafia do regolito.

precipitação de minerais secundários na forma de malaquita, azurita e pseudomalaquita e subordinadamente cobre nativo, calcocita, digenita, cuprita.

O perfil de gossan difere da estratigrafia de regolito já que o gossan na zona oxidada está em maior equilíbrio com o ambiente do regolito sofrendo menos transformações do que o saprolito das rochas encaixantes. No entanto, é na zona de crosta que os gossans são mais alterados pela laterização (Angélica 1996). Descrições de testemunhos de sonda gem nos materiais gossânicos mostram passagens com feições nodulares nos gossans. Estas foram correlacionadas aos locais de transição entre a crosta roxa e crosta amarela, ficando assim estabelecido o paralelo entre a zona oxidada do perfil de gossan e a estratigrafia do regolito aqui apresentada (Fig. 16).

Distribuição do Cu e Au no regolito

Teores de Cu e Au no regolito foram computados a partir de extensa base de dados de sondagem e plotados em gráficos Box Plot (Figs. 18 e 19). Note-se que dados das zonas de enriquecimento na base do regolito e mineralização primária não estão disponíveis para plotagem neste tipo de gráfico. Os dados da zona saprolítica foram agrupados obedecendo a intervalos de 10 m de espessura partindo-se do topo do saprolito em cada furo. Acima do saprolito os dados foram agrupados considerando apenas a zona ferruginosa fragmentada, crosta e latossolo, para melhor representatividade da amostragem. Resultados para Cu mostram que no saprolito seus teores caem a partir de seus 20 m superiores e na crosta a depleção do cobre é ainda mais pronunciada culminando na sua quase total depleção no latossolo. Isto contrasta com o comportamento do

Au que tende a um gradual enriquecimento para cima no saprolito atingindo seu ápice na zona ferruginosa fragmentada. A partir daí os teores caem bastante na crosta e mais ainda no latossolo. Este padrão pode ser interpretado como resultado de enriquecimento

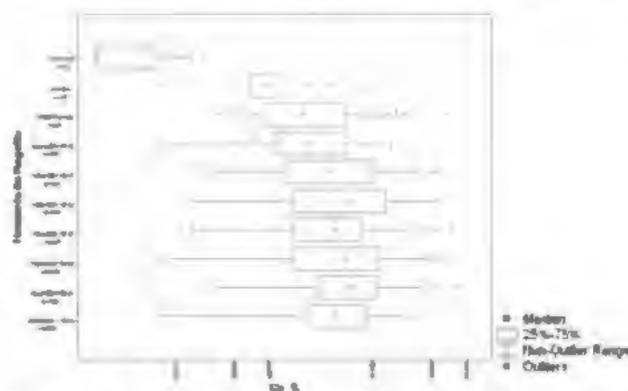


Figura 18 Distribuição do Cu no regolito do Igarapé Bahia.

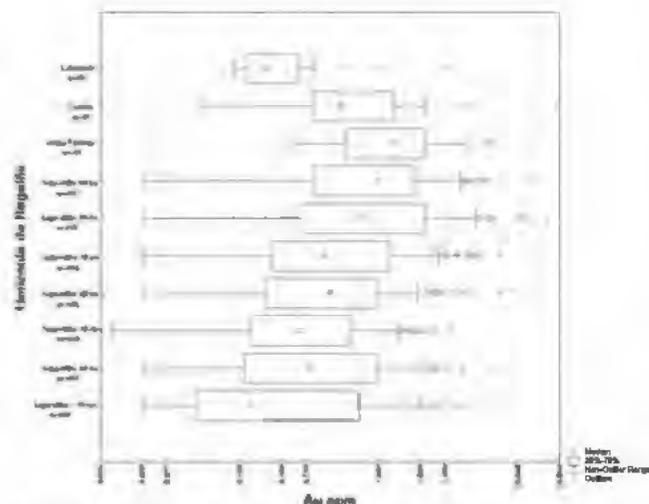


Figura 19 Distribuição do Au no regolito do Igarapé Bahia.

residual no saprolito à medida que este é lixiviado. É possível também que o enriquecimento observado na zona ferruginosa fragmentada seja devido à reprecipitação do Au proveniente da lixiviação da crosta segundo Freyssinet (1993). Tanto o Cu como o Au mostram teores muito baixos no latosolo o que condiz com sua origem alóctone.

Perfilagem geofísica executada em furos de sondagem revela que as zonas mineralizadas a Au nos gossans do saprolito correlacionam-se bem com as zonas anômalas radiométricas e magnéticas (Fig. 20). Isto é interpretado como uma feição eminentemente herdada do minério primário. No entanto, anomalias magnéticas são também detectadas nos latossolos e crostas onde se acumulam minerais magnéticos tais como magnetita neoformada ou transformada a partir da desestabilização da magnetita, ou magnetita e ilmenita residuais (Fig. 21). A acumulação desses minerais deve ter se dado a partir de seu espalhamento próxima à superfície incorporando-se à crosta, durante sua formação, e posteriormente nos latossolos durante sua deposição.

Micromorfologia e microanálises

Os primeiros indícios de alteração da mineralização se evidenciam pela ocorrência de minerais secundários de cobre, na zona de transição do perfil de gossan, onde o cobre se precipita como cobre nativo, calcocita, digenita, cuprita, malaquita, azurita e pseudomalaquita (Angélica 1996).

O exame ao MEV conjugado à microanálise EDS, realizadas ao curso do projeto LATAM (Porto et al. 2007), revelaram relações geoquímicas e mineralógicas entre as fases primárias do minério sulfetado; a indicação de fases secundárias que permitiram a retenção do Cu no perfil de alteração; e as fases minerais residuais na superfície (primárias e secundárias) que poderiam ser utilizadas como traçadores do minério primário.

A 250 m de profundidade, na base da zona de transição, a presença de chumbo na forma de galena com teores de Se está associado aos sulfetos primários de cobre e à mineralização em Au e Ag. Esta composição indica uma assinatura geoquímica que diferencia a mineralização no Igarapé Bahia, ainda não descrita anteriormente para o depósito (Fig. 22a e b). Outro elemento traço presente nas composições com Pb e Ag é o Te, observado tanto a 250 m de profundidade, associado à galena e à Ag (Fig. 22b), quanto a profundidades entre 171 e 178 m, como

inclusão em calcopirita na forma de telureto de chumbo (Fig. 23). Esta associação é apenas parcialmente mantida no saprolito e dissipa-se nos níveis ferruginosos mais superiores. (Imbernon et al. 2007).

As condições extremas de intemperismo disponibilizaram os elementos lixiviados ao meio de alteração e, desta forma, os minerais de cobre secundários (malaquita) ocorrem associados às texturas e morfologias típicas de alteração de sulfetos metálicos (Fig. 24).

A 150 m de profundidade, aproximadamente, tais feições ficam evidenciadas por microscopia óptica onde malaquita ocorre precipitada sobre *cutãs* ferruginosos, selando a porosidade, ou em associação com *cutãs* de óxidos de ferro secundários e malaquita iluviais (deposição após transporte em solução, formando *cutã*) (Fig. 25). Os elementos terras raras (ETR's) na forma de monazita primária ainda podem ocorrer preservados neste nível, em associação com plasmás secundários de óxidos de ferro associados a cristais de calcopirita primários; tais plasmás ferruginosos apresentam teores de cobre na composição química (Fig. 26).

Neste nível do horizonte de alteração, e com a evolução do perfil em direção à superfície, os processos intempéricos atuantes sobre a rocha mineralizada disponibilizaram o cobre, que é incorporado por outras fases minerais neoformadas.

Em profundidades de cerca de 170 m, a cloritização de anfibólios (Fig. 27a) associada a óxidos de ferro e manganês secundários, calcopirita, óxidos de ferro e molibdenita primários. A clorita secundária analisada ao MEV contém teor de cobre (Fig. 27b).

Ainda que a cloritização de anfibólios e minerais micáceos e concomitante aumento dos óxidos de ferro acompanhe a evolução intempérica do regolito, a presença de calcopirita e pirita primárias com microinclusões de Au e Ag podem ser indicativos de um nível de enriquecimento do perfil gossânico. Algumas texturas típicas de *gossans* neste nível, à profundidade de 168 m, compreendem *boxworks* de óxidos de ferro e clorita, com partículas de liga Au Ag incorporadas nestas fases de minerais neoformados (Fig. 28). A composição da liga Au Ag, em porcentagem em massa, calculada por análise ao MEV, indicou teores superiores de Au (cerca de 70%) em relação a Ag (cerca de 30%).

Essas feições típicas de perfis gossânicos, evoluídos sobre depósitos minerais sulfetados, permanecem mesmo nos materiais em superfície. A 6 m de profundidade, partículas de Au ficam incorporadas

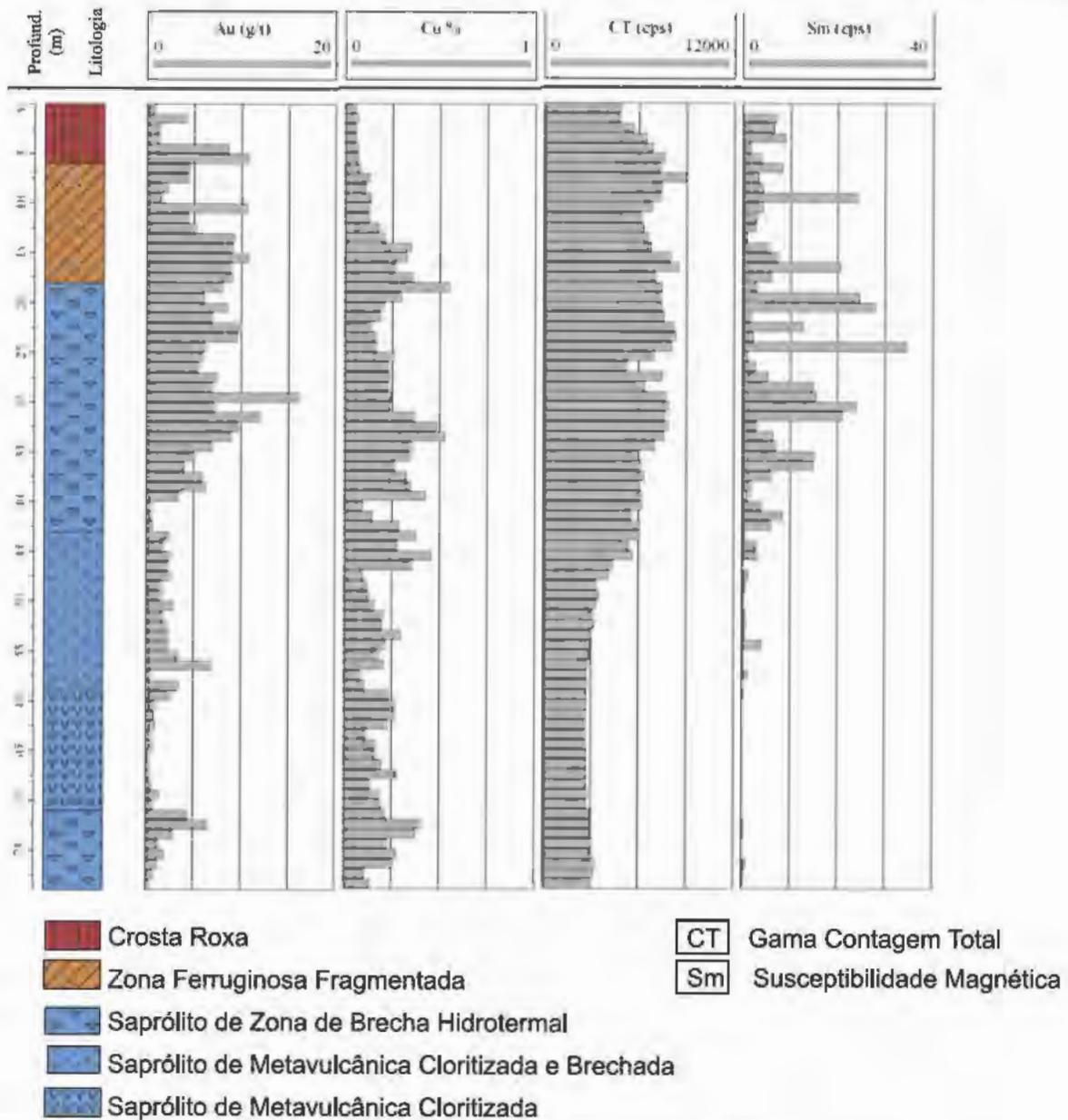


Figura 20 Perfílge m geofísica com teores de Cu e Au no furo BF 159.

em uma matriz de óxi hidróxidos de ferro de forma esferoidal e restos de clorita (Fig 29).

A monazita primária ocorre em todo o perfil, desde o horizonte de transição até a superfície (Fig. 30a). Pontualmente, porém, nos níveis mais superiores próximo à superfície, a alteração da monazita pode evoluir para fosfatos secundários de ETR's e óxido de cério. Entre 4 e 5 m de profundidade, fosfatos de ETR secundários precipitam em *boxwork* de óxi hidróxidos de ferro (Fig. 30b).

A magnetita, ilmenita, hematita, cassiterita, são abundantes no minério primário e sofrem pouco ou

nenhuma alteração intempérica, e são frequentemente encontrados em associação ao plasma ferruginoso nos níveis mais superficiais. Nos materiais amostrados no capeamento superficial, são esses minerais resistatos que por vezes mantêm a estrutura de plasmas ferruginosos e porosos.

A Figura 31 sintetiza as principais filiações geoquímicas e mineralógicas, e traça uma ordem de alteração dos minerais primários e, no tocante aos minerais do minério, estabelece de que forma os mineralis secundários incorporaram os elementos metálicos, estabelecendo uma possível seqüência de

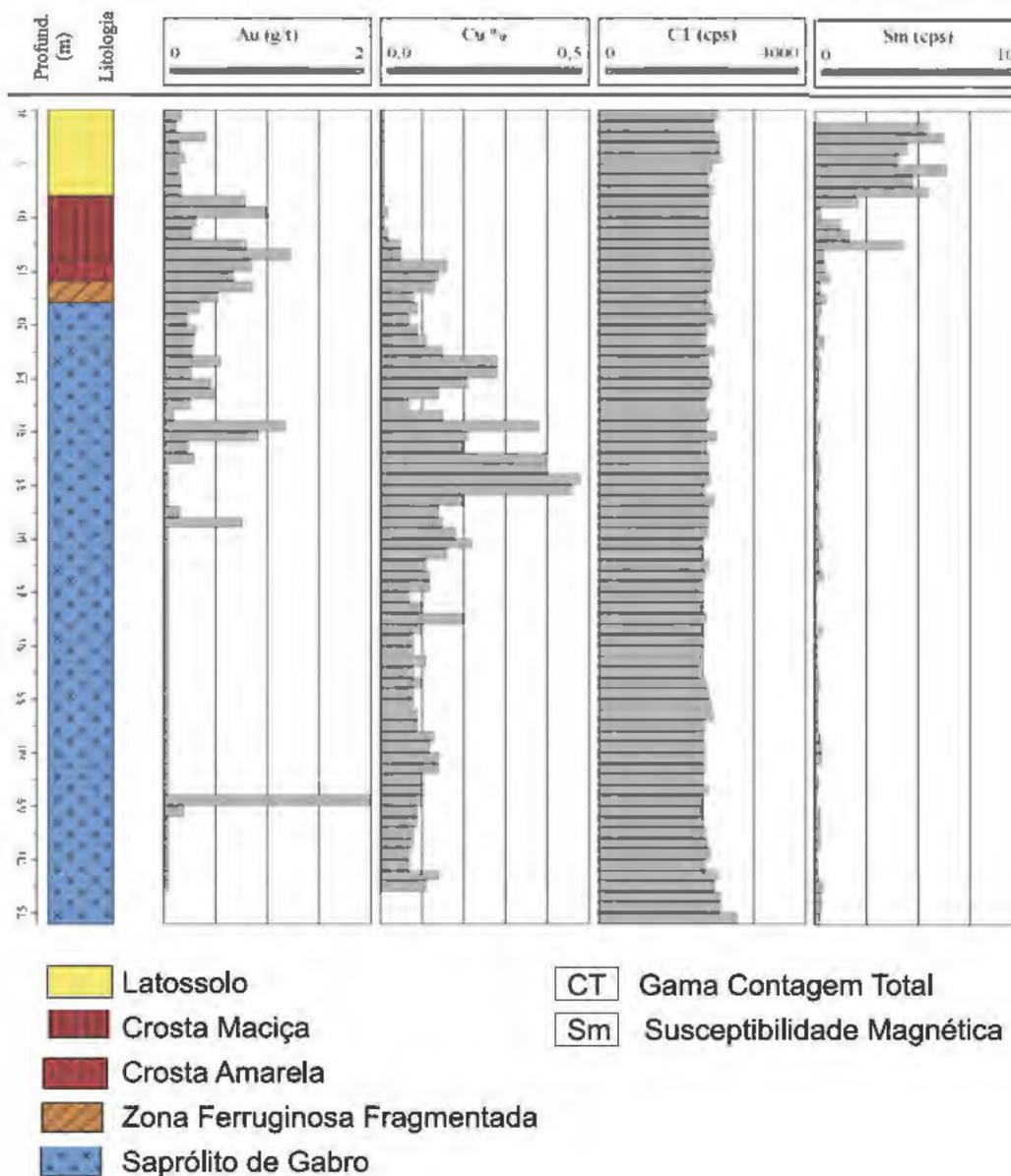


Figura 21 Perfilagem geofísica com teores de Cu e Au no furo BF 174.

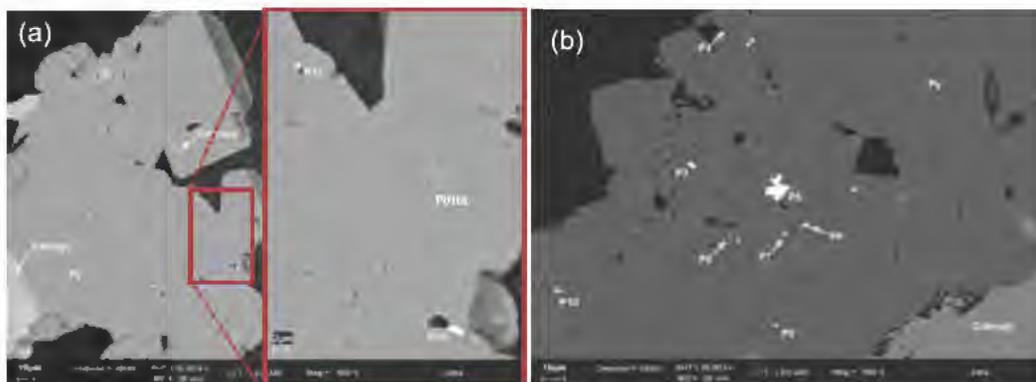


Figura 22 a) Fotomicrografia de amostra da zona de transição à 245 m de profundidade cristal de pirita com inclusões de calcopirita, e pontos de microanálises ao MEV/EDS: P11 Ag associada a Te; P12 liga Au Ag. b) Fotomicrografia de amostra da zona de transição à 245 m de profundidade cristal de pirita, e pontos de microanálises ao MEV/EDS: P3, P4 liga Au Ag; P5, P7, P10 cristal de galena com Se na composição; P6, P9 galena com Se na composição associado à Ag; P8 Ag associada ao Te.

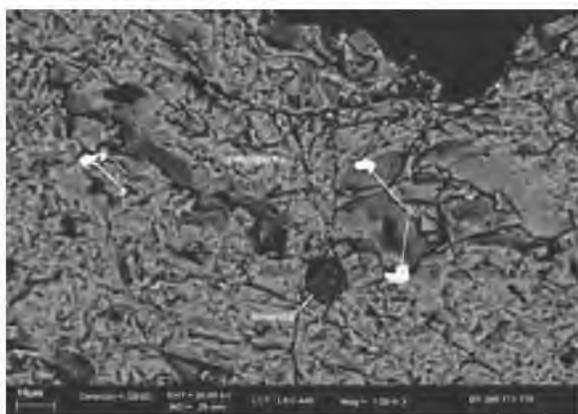


Figura 23 Fotomicrografia ao MEV de amostra da zona de transição entre 171-178 m de profundidade cristal de calcopirita, com inclusões de telureto de chumbo (ponto 5).

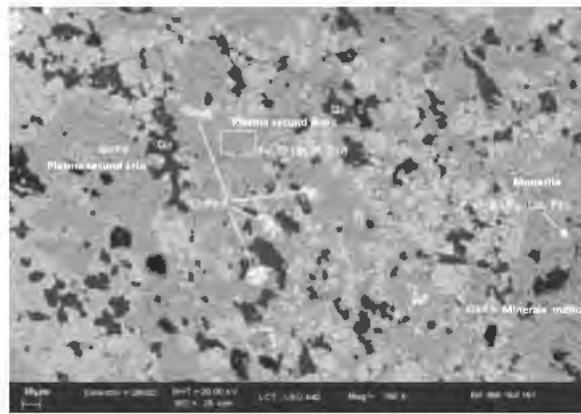


Figura 26 Fotomicrografia ao MEV de amostra da zona de transição entre 153 e 157 m de profundidade de Matriz de óxidos de ferro secundários, com óxidos de ferro primário, monazita e calcopirita primárias.

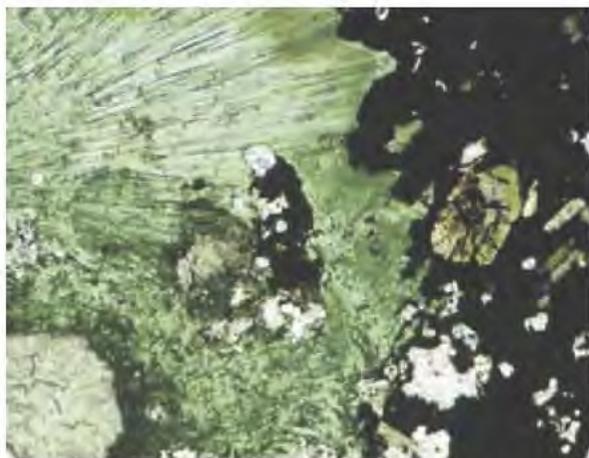


Figura 24 Fotomicrografia ao microscópio óptico na zona de transição a 182,7 m de profundidade Malaquita preenchendo espaço em óxi hidróxidos de ferro com textura botrioidal, turmalina como acesório. Luz transmitida, 50 x.

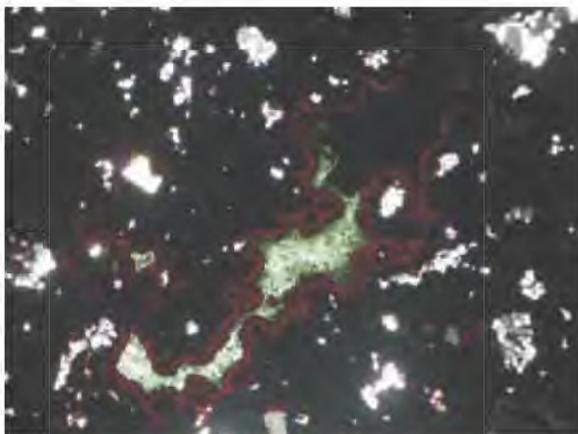


Figura 25 Fotomicrografia ao microscópio óptico de amostra da zona de transição a 150 m de profundidade Matriz de óxidos de ferro secundários formando cutãs em torno da malaquita e quartzo. Fotomicrografia: Luz transmitida, nicóis X, 50 x.

“armadilhas geoquímicas” para esses elementos.

DEPÓSITO DE CU-AU DE SALOBO

Geologia da área

A jazida de Salobo está associada às rochas metassedimentares da Sequência Salobo (Lindenmayer 1990) composta por formações ferríferas, metagrauwacas, quartzitos arcosianos e anfibolitos. O minério primário está encaixado nas formações ferríferas e é composto de bornita e calcocita disseminadas, com calcopirita subordinada, concordantes com a estrutura das encaixantes. Também ocorre molibdenita, cobaltita, saflorita e Au nativo. Em geral, a calcopirita ocorre preferencialmente nas formações ferríferas ricas em fayalita, e a bornita e calcocita nas formações ferríferas ricas em magnetita e clorita. O ouro ocorre em vênulas carbonáticas com quartzo que cortam as formações ferríferas mais ricas em cobre, bem como em partículas inclusas em sulfetos e na magnetita (Silva *et al.* 2000). Segundo Farias & Saueressig (1982) os recursos da mineralização primária sulfetada são de 994 Mt @ 1,06% Cu e 0,52 g/t Au. Na porção oxidada, o teor de Cu de 0,96% é semelhante ao do minério primário, mas não há dados sobre Au.

Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos

A região enquadra-se no domínio tropical úmido da floresta Amazônica, sendo o regime climático semelhante ao da região do depósito do Igarapé Bahia. O depósito situa-se em domínio serrano na área norte

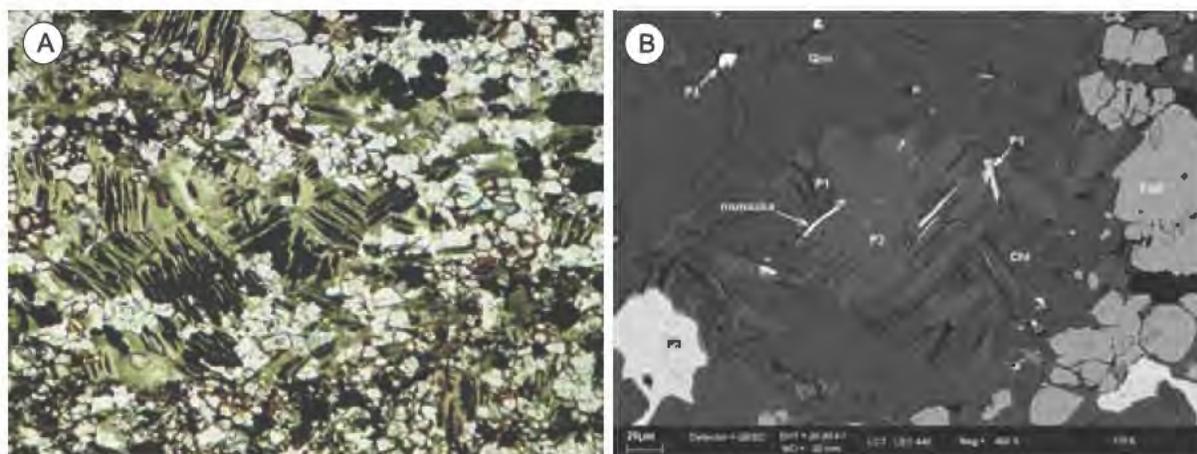


Figura 27 a) Anfibólio cloritizado, com óxidos de ferro secundário nas clivagens, e grãos de quartzo e carbonato. Fotomicrografia ao microscópio óptico, polarização, 50 x. Profundidade 170, 5 metros. b) Associação mineral onde cristais de clorita secundária estão associadas a minerais primários: P1 clorita com Cu na composição; P2 óxidos secundários de Fe e Mn; P3 calcopirita; P4 molibdenita primária.

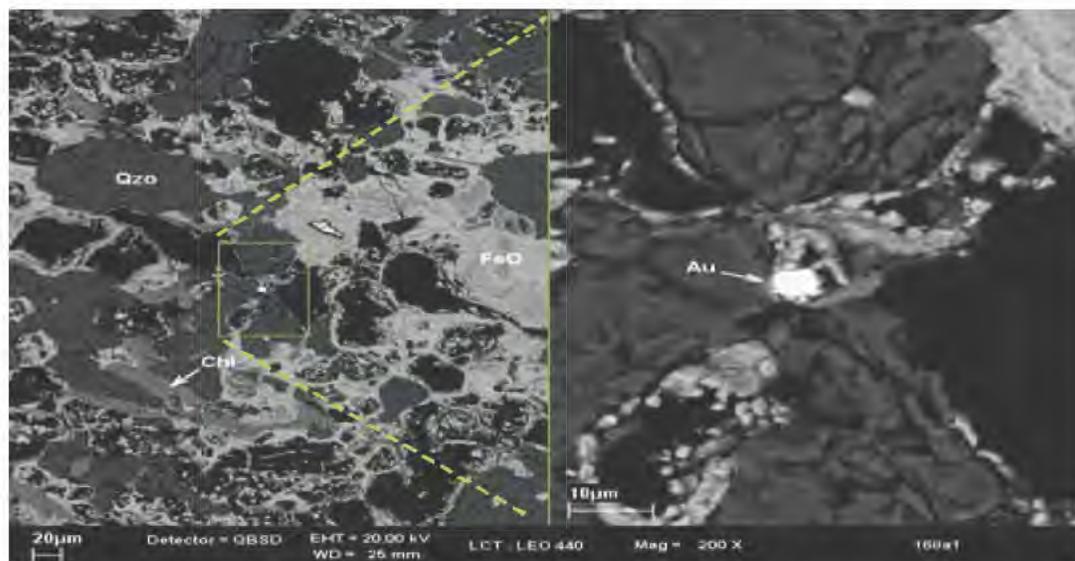


Figura 28 Boxwork de óxidos de ferro e quartzo com inclusão de Au, com clorita secundária, óxidos de ferro (magnetita/hematita).

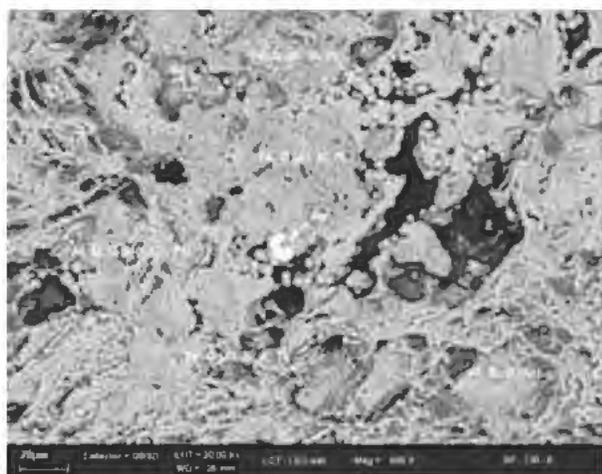


Figura 29 No latossolo, a 6 m de profundidade, boxwork de óxidos de ferro e clorita com inclusão de partícula de Au.

da Serra dos Carajás. Este relevo montanhoso tem altitude de até 450 m, o que representa um desnível de 250 m em relação ao topo dos platôs da Serra dos Carajás onde se situa o depósito do Igarapé Bahia. A partir daí, presume-se que a porção superior do regolito laterítico da área tenha sido erodida.

Características do regolito

O regolito do depósito do Salobo é do tipo truncado; sua espessura varia entre 50 m sobre as formações ferríferas, até 80 m sobre as metagrauvas. As variações laterais das feições do regolito em termos de textura e de composição mineralógica refletem a composição heterogênea e estruturação vertical do protolito (Silva & Kotschoubey 2000). No

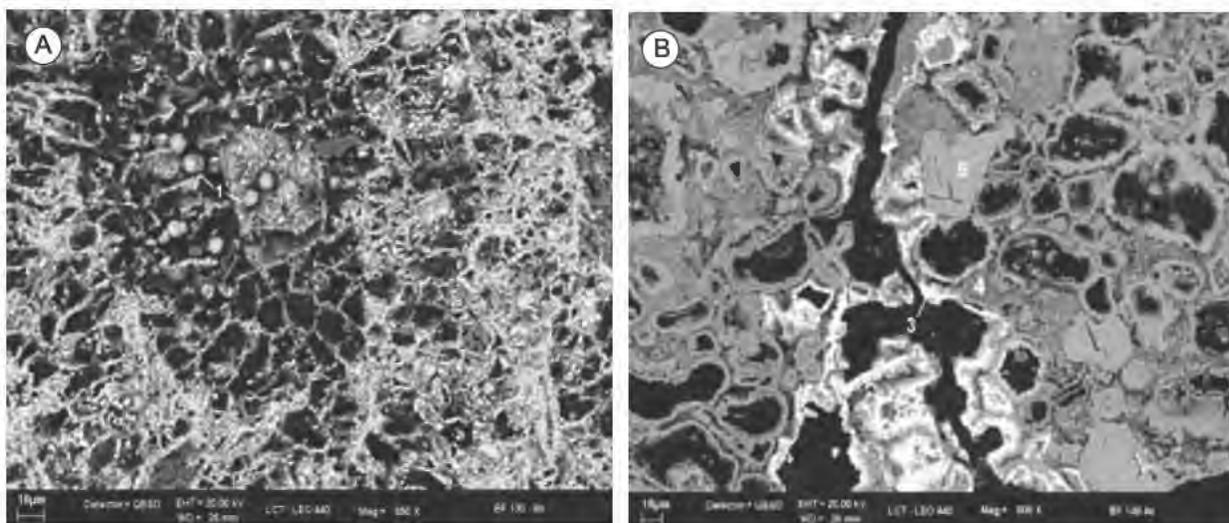


Figura 30 a) No latossolo, a 5 m de profundidade, monazita primária (ponto 1) em boxwok de óxi hidróxidos de ferro. b) No latossolo, a 4 m de profundidade, fosfatos de ETR secundários (material mais claro no ponto 3) precipita em Box work de óxi hidróxidos de ferro. Relictos de óxidos de ferro primário (ponto 5) sustenta a estrutura porosa formada por plasmas ferro aluminosos (ponto 4).

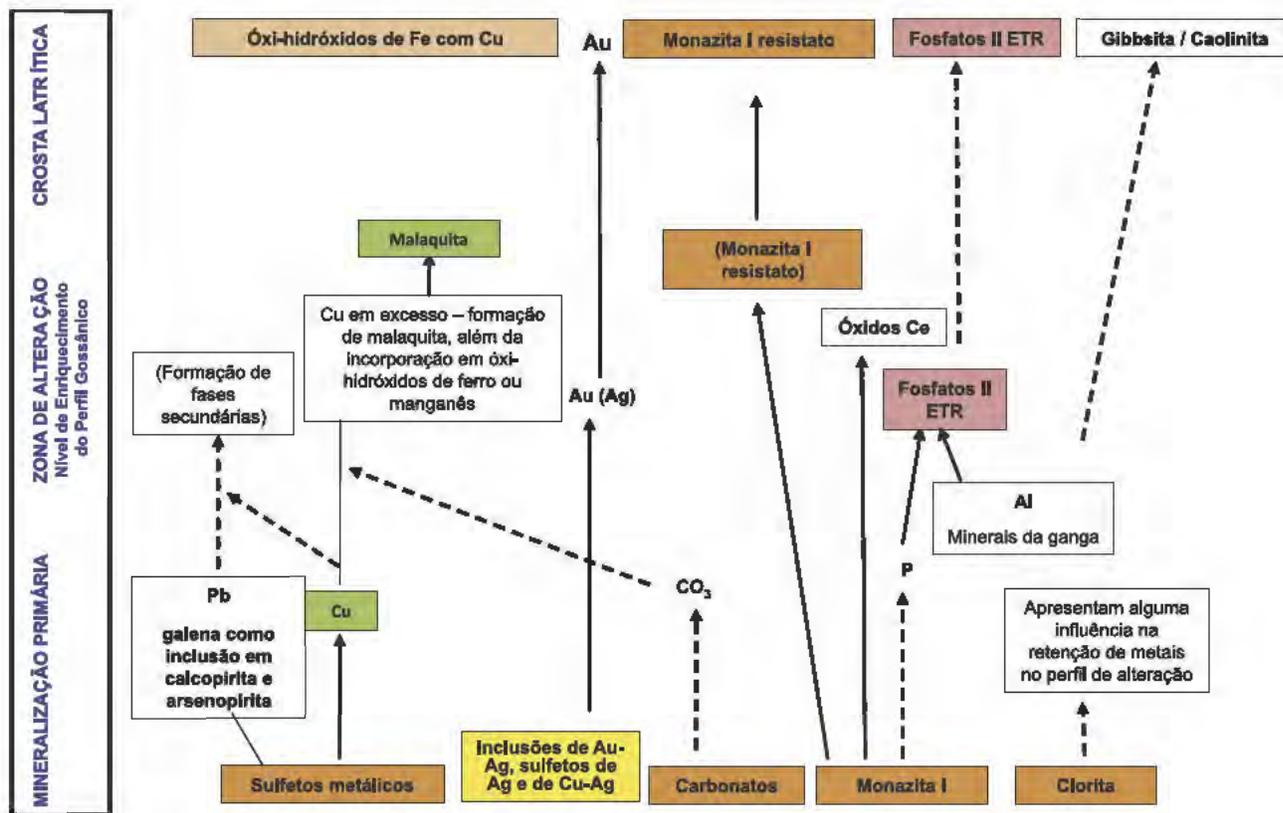


Figura 31 Síntese da evolução geoquímica e mineralógica do depósito Igarapé Bahia.

lugar de horizontes lateríticos nas porções superiores do regolito ocorre um nível de colúvio (Fig. 32).

Parisot *et al.* (1990) distinguem cinco horizontes de alteração caracterizados pela evolução mineralógica observada. Na base do regolito, um nível de transição (TR) entre 62 e 65 m de profundidade, é caracterizado por um importante fraturamento e apa

recimento de sulfetos de cimentação (covelita e di genita). O nível de transição é caracterizado pelas primeiras ocorrências de minerais secundários de cobre, como malaquita, e de esmectita verde cuprí fera, que formam uma complexa rede fissural que corta a rocha praticamente fresca, mas já quase des provida de sulfetos primários (Toledo Groke *et al.*

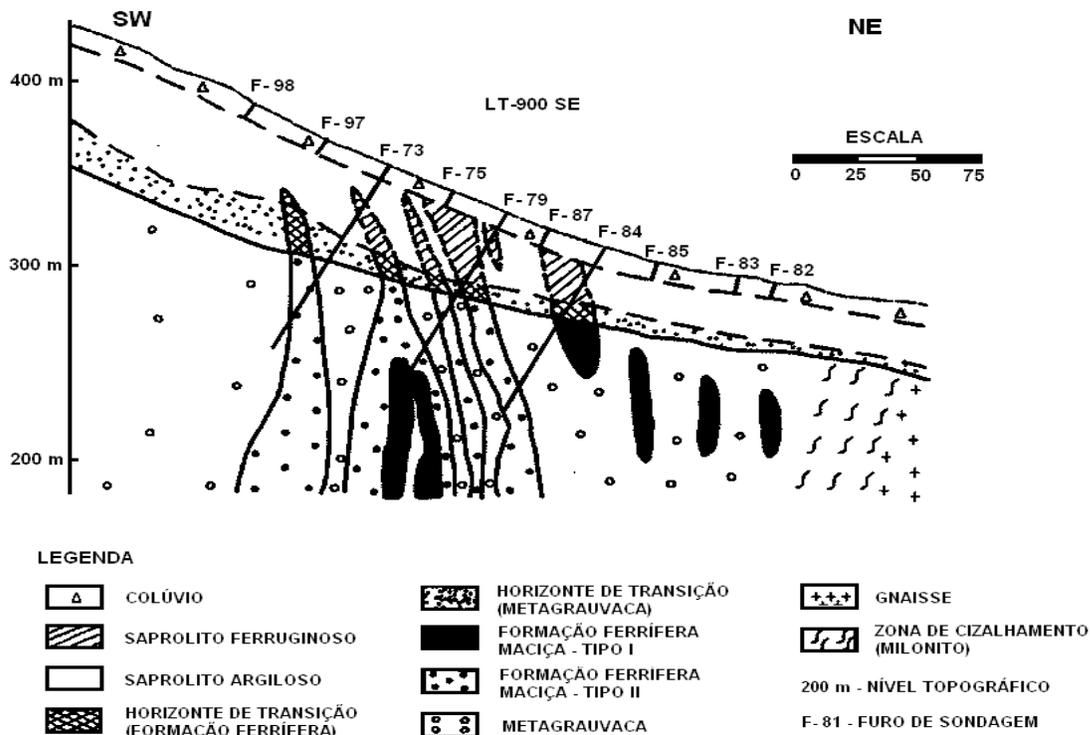


Figura 32 Seção que ilustra a estruturação do regolito em Salobo, segundo Silva & Kotschoubey (2000).

1987).

Entre 41 e 62 m de profundidade, a alteração da biotita em vermiculita e interestratificados biotita vermiculita (Ildefonse *et al.* 1986, Toledo Groke *et al.* 1990) definem o nível de rocha alterada coerente (RAC). Nesta fácies, as características texturais e estruturais do protolito estão conservadas, porém, com modificações de cor e friabilidade e aparecimento de compostos ferruginosos oxidados, com evidências de início de alteração pseudomórfica de anfibólio e granada (Parisot *et al.* 1983). O sistema fissural, a partir desta fácies, apresenta criptomelana, além dos compostos com ferro (Toledo Groke *et al.* 1987) (Figs. 33 e 34). Neste nível, a ausência de malaquita e a menor freqüência de esmectita verde diferenciam esse horizonte do nível de transição.

Parisot *et al.* (1990) distinguem no saprolito dois sub horizontes bastante diferenciados entre si: alterita coerente (AC), situada entre 16 e 41 m de profundidade, e alterita friável (AF), entre 6 e 16 m de profundidade, o qual se caracteriza pelo aumento da proporção de vermiculita e interestratificados biotita vermiculita (Fig. 35) e o aparecimento de esmectita e caolinita. Para os autores, o aparecimento de compostos ferruginosos oxidados apresenta goethita como principal fase portadora de ferro; a proporção de caolinita aumenta em direção ao topo do

perfil em detrimento da esmectita e dos interestratificados. Toledo Groke *et al.* (1987) registram neste nível o desaparecimento parcial de texturas petrográficas, causado pela instalação de um plasma secundário argilo ferruginoso. Esse plasma seria proveniente da remobilização do material secundário que serve de matriz aos grãos de minerais mais resistentes ou ainda em estágio inicial de alteração, e aos pseudomorfos dos minerais já completamente alterados (Fig. 36).

Na superfície, entre 2 e 6 m, o material de capamento é definido por um horizonte de alterita sem estrutura da rocha original (AED). A esmectita desaparece totalmente e a vermiculita permanece como traço. Os principais constituintes minerais neste nível são goethita e caolinita. Entre 0 e 2 m, ocorre um "solo concrecionário", remanejado e constituído quase exclusivamente por goethita, caolinita e traços de vermiculita. Toledo Groke *et al.* (1987) apontam, nesse nível, a ocorrência de nódulos ferruginosos constituídos por pseudomorfos de granadas, em meio a um material remobilizado formado por um plasma secundário argilo ferruginoso e sistema fissural. (Figs. 37 e 38).

Toledo Groke *et al.* (1987) apontam que a característica fundamental desse perfil é a formação e manutenção de pseudomorfos, o que define o cará

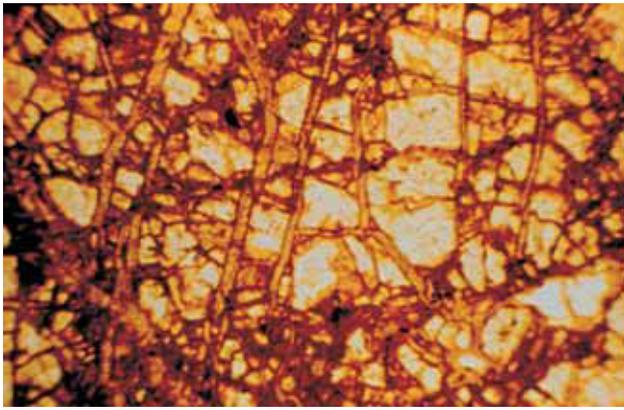


Figura 33 Granada em início de alteração: formação de produtos ferruginosos com cobre (até 3% de CuO em análises por microsonda eletrônica MEV). Fotomicrografia ao microscópio óptico com luz natural (1 cm = 50µm).

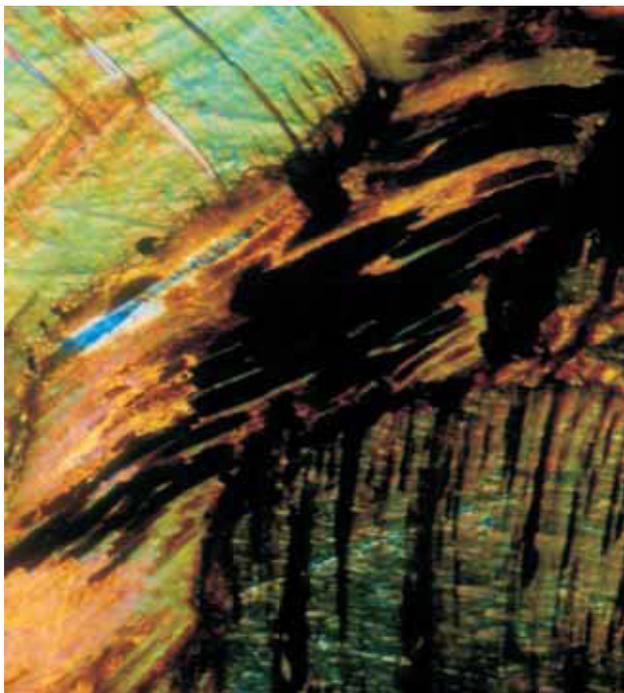


Figura 34 Criptomelana com até 20% de CuO em análises por microsonda eletrônica (ME), formada no sistema fissural de cristais de biotita em início de alteração. Fotomicrografia ao microscópio óptico com luz natural (1 cm = 50µm).

ter isovolume ao longo de grande parte do mesmo, embora a variedade faciológica do material não permita a realização de balanços isovolumétricos. A imobilidade do ferro, guardando estruturas primárias, retarda a destruição das texturas. Não obstante, este elemento se remobiliza, atestada pela sua de posição no sistema fissural. A sucessão irregular das fácies de alteração mostra que o controle estrutural (forte mergulho) auxiliado pela heterogeneidade pe

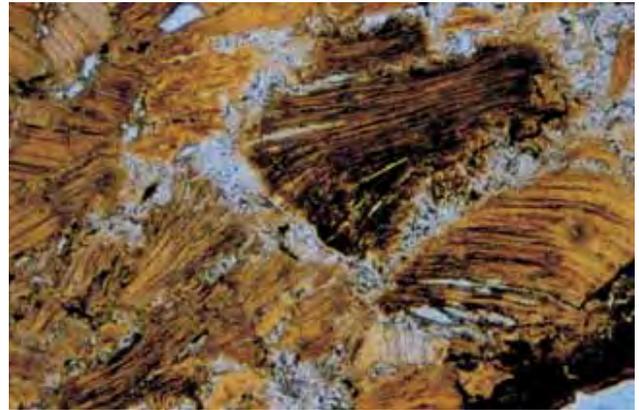


Figura 35 Pseudomorfo de biotita formado por vermiculita com cobre (até 3% de CuO em análises por microsonda eletrônica (ME). Fotomicrografia ao microscópio óptico com luz natural (1 cm = 100µm)

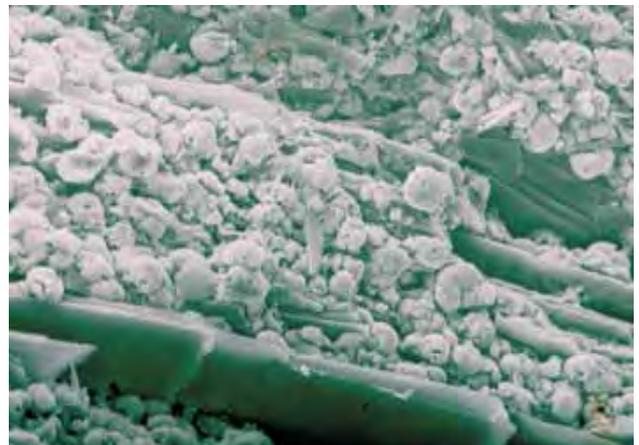


Figura 36 Produtos ferruginosos cupríferos no sistema fissural de pseudomorfo vermiculítico de biotita (microscopia eletrônica de varredura MEV).

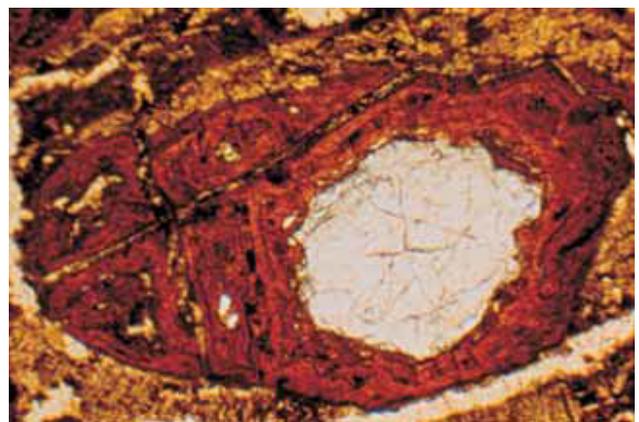


Figura 37 Fotomicrografia de relíquia de granada envolta pelos produtos ferruginosos com cobre, precipitados concentricamente. Fotomicrografia ao microscópio óptico com luz natural (1 cm = 50µm).

trográfica é suficientemente eficiente para descharacterizar o efeito da profundidade na distribuição daquelas fácies.

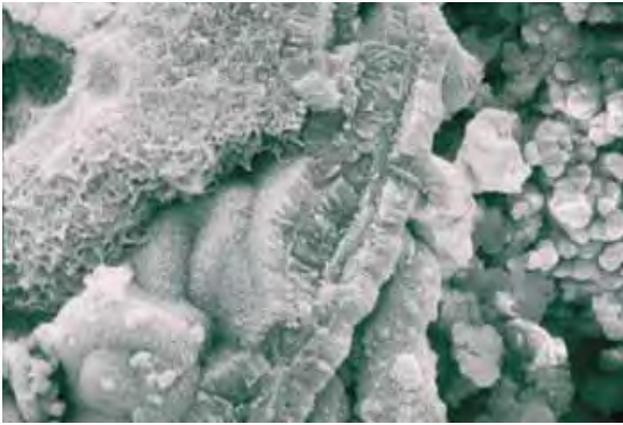


Figura 38 Detalhe tridimensional em microscopia eletrônica de varredura MEV dos produtos ferruginosos cupríferos que formam os pseudomorfos de granada.

Ainda segundo os últimos autores, esta estrutura litológica predominantemente xistosa condiciona, como para os filosilicatos em escala de cristal, também para o manto de alteração em escala mais ampla, uma percolação através de direções preferenciais (direções de xistosidade) próximas da vertical; conseqüentemente, o escoamento é rápido, não sendo atingido o equilíbrio das reações, originando um perfil de alteração espesso, mas onde os processos não são sempre intensos, como é atestado pela ocorrência de minerais tipo 2:1, num ambiente tropical, quente e úmido, em princípio favorável à monossilicização e alitização.

Distribuição do cobre

Estudos de Toledo Groke *et al.* (1987) e Parisot (1989) mostram que o cobre liberado dos sulfetos primários é fixado em diversas fases secundárias neoformadas ou transformadas, fenômenos estes ligados à evolução supérgena dos minerais primários de maneira direta (formação de pseudomorfoses) ou indireta (remobilização dos produtos de alteração e fixação posterior).

As fases que fixam o cobre no perfil de alteração, além da malaquita, podem ser definidas em: *fases silicáticas*, produtos da transformação das biotitas, sobretudo vermiculita, interestratificados biotita vermiculita, esmectita verde; *fases ferruginosas*, os óxi-hidróxidos de ferro, na forma de pseudomorfos de granada e anfíbólio, sistema fissural e plasmas secundários argiloferruginosos; e *fase manganésifera*, em mineral tipo criptomelana, do sistema fissural (Toledo Groke *et al.* 1990).

Os óxidos e hidróxidos de Fe constituem a prin-

cipal fase mineral responsável pela fixação do cobre no perfil de alteração como um todo. Embora apresentem mais baixos teores que as demais fases secundárias portadoras do metal, ocorrem em maior quantidade no manto de alteração. De fato, 80% do Cu contido no minério alterado do Salobo está associado aos óxidos e hidróxidos de Fe (Veiga 1983).

Em Salobo, a xistosidade subvertical e perpendicular à direção da vertente topográfica tende a frear a drenagem lateral. No entanto, a colmatagem da porosidade por esmectita de uma fase de alteração precedente (Toledo Groke 1986, Toledo Groke *et al.* 1989) acentua esse confinamento e também diminui a drenagem vertical. Esta estrutura, associada a um minério primário com teores maiores que 1 % de Cu, levaria à formação de soluções concentradas em cobre. Desta forma, a interação entre a estrutura geológica e a composição mineralógica (abundância de biotita e de minerais ferríferos) permite a formação de quantidades significativas de fases secundárias capazes de incorporar o cobre em sua estrutura, tais como os interestratificados biotita vermiculita, a vermiculita e a goethita.

Neste contexto, o Cu é globalmente retido na zona oxidada com estruturas da rocha original conservadas. Assim, Salobo é um exemplo de que, em meio tropical úmido, em contexto mineralógico e estrutural particular, o regolito pode representar um minério potencial, não sendo, portanto, privilégio de regiões áridas (norte do Chile) ou de meios carbonatados (Congo, Zaire, Santa Blandina).

ANÁLISE COMPARATIVA

Para balizar uma análise comparativa entre Chapada, Bahia e Salobo foram considerados os teores de Cu e Au nos horizontes intempéricos mais importantes dessas jazidas. Foram, então, calculados os fatores de concentração dados pela razão desses teores e o teor do minério primário em cada depósito. Assim, razões menores do que 1 representam depleção e maiores do que 1 enriquecimento.

Resultados para Cu (Fig. 39) mostram que o regolito do Bahia é o mais depletado em Cu, exceto na zona de transição onde há enriquecimento porém não representada na figura. A forte depleção em Cu se dá desde o saprolito, passando pela Zona ferruginosa até a crosta. No latossolo alóctone este resultado não pode ser comparado com o dos horizontes subjacentes. Isto contrasta com os resultados de Salobo, onde o fator de concentração no saprolito é

o mais elevado refletindo o alto grau de retenção do Cu na zona oxidada. Chapada apresenta uma situação intermediária sendo que o Cu é menos depleta do nas zonas ferruginosas e latossolos deles derivados no regime erosional em relação ao relictual. É possível que isto se deva ao menor tempo de exposição do regolito no regime erosivo. Apesar disso há pequena retenção do Cu na crosta, ao contrário do que ocorre no Bahia.

Resultados para Au (Fig. 40) mostram um padrão inverso em relação Cu para o Bahia onde o Au é enriquecido em todo regolito com destaque para a Zona ferruginosa. É possível que isto seja, ao menos em parte, devido ao encapsulamento do Au nos óxidos de Fe da zona de gossan os quais são ausentes em Chapada onde o Au é mais lixiviado, principalmente no regime relictual. No Bahia o enriquecimento de Au também deve ter um componente meramente residual devido à lixiviação dos minerais de ganga. No entanto, o forte enriquecimento na Zona Ferruginosa deve ter tido também contribuição por reprecipitação química a partir da lixiviação da crosta rica em hematita. Para uma avaliação mais pormenorizada a cerca da natureza desse enriquecimento torna-se necessária a utilização de cálculos de balanço de massa considerando as complexidades envolvidas (Freyssinet 1997, Porto 1995).

Comparado com Salobo, Chapada tem um minério primário com baixos teores de Cu, estrutura subhorizontalizada e ganga mais rica em feldspatos o que vai gerar um regolito rico em caolinita com capacidade reduzida para retenção de metais. Parisot et al. (1990) ressalta que, além disso, a estrutura subverticalizada de Salobo vai favorecer a manutenção das soluções intempéricas ricas em Cu no

regolito. A grande quantidade de fases secundárias susceptíveis a fixação de cobre torna o regolito de Salobo mais rico em cobre do que Chapada. Estes controles são essencialmente decorrentes de fatores endógenos e parecem dominar em relação ao fator tempo de intemperismo na lixiviação do Cu já que o regolito de Chapada é supostamente mais jovem, relacionado ao ciclo Velhas (Mioceno) enquanto que Salobo se insere no domínio Carajás, relacionado ao ciclo Sul Americano (eoceno oligoceno).

Apesar de lixiviado no regolito do Bahia, o Cu é também incorporado pelos óxi hidróxidos de ferro e manganês, assim como pelas cloritas. No entanto a limitada capacidade da clorita em reter o Cu contribui para sua lixiviação do regolito. Salobo tem um processo similar de incorporação do Cu pelos filossilicatos ao curso da alteração intempérica porém os produtos gerados tem maior capacidade de reter o Cu (Toledo Groke et al. 1987)

Do ponto de vista geoquímico e micromorfológico, a evolução dos processos e a alteração dos minerais primários no depósito do Igarapé Bahia, formando texturas e estruturas afins a perfis gossânicos, são bastante similares às descritas em Salobo por Silva & Kotschoubey (2000) e Toledo Groke (1986). No entanto, talvez um dos principais fatores que tenha contribuído para a intensa lixiviação do Cu no Bahia seja a natureza maciça, ou quase maciça, dos sulfetos primários. Esta característica pode exercer grande influência sobre a lixiviação já que maior quantidade de ácidos são gerados durante a oxidação em minério ricos em sulfetos, e conseqüentemente maior será a capacidade de lixiviação dessas soluções (Taylor & Thornber 1992)

No que se refere às crostas de Igarapé Bahia, a

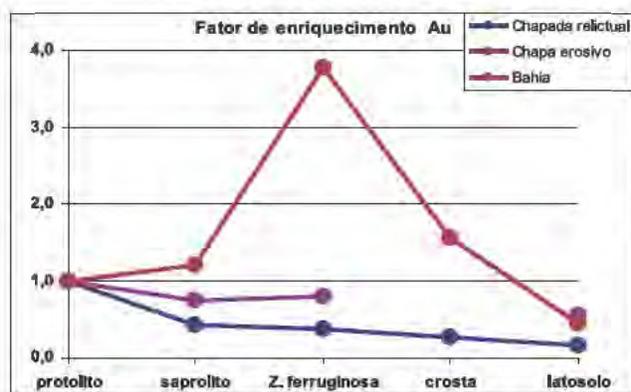


Figura 39 Fator de concentração do Cu nos horizontes do regolito nos depósitos de Chapada, Bahia e Salobo.

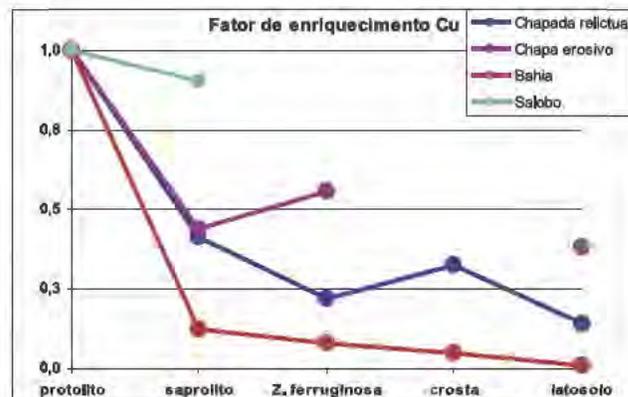


Figura 40 Fator de concentração do Au nos horizontes do regolito nos depósitos de Chapada e Bahia.

forte tendência de lixiviação do Cu deve se ao fato desta ser predominantemente composta por hematita e gibsita ao invés de goetita e caolinita, como em Chapada, onde a lixiviação do Cu é menos intensa. De fato, a capacidade da caolinita em reter Cu no regolito foi sugerida por Mosser & Zeegers (1988) que estudaram o comportamento do Cu em perfis lateríticos de Burkina Faso, oeste da África. Segundo os autores, nesta área, o mineral mais estável portador do Cu, além da goetita, é a própria caolinita, enquanto a goethita é depletada em Cu no topo do perfil. O Cu²⁺ estaria hospedado na rede cristalina dos argilominerais, não sendo, portanto fixado por adsorção o que dificulta sua lixiviação pelas soluções intempéricas.

Assim, o comportamento do Cu no regolito vai depender de fatores que são interdependentes. Estes incluem a natureza e abundância dos minerais secundários; capacidade destes minerais fixarem o Cu; razão concentração do Cu²⁺ na solução intempérica. Influem também a composição do minério primário, tanto dos minerais de minério como da ganga, assim como de sua estruturação que pode influenciar sobremaneira a hidrodinâmica do processo de alteração. Além disso, contribuem também o tempo de exposição e ambiente morfoclimático.

Agradecimentos Os autores agradecem o apoio do Fundo Setorial de Mineração MCT que, através do CNPq, concedeu Auxílio Financeiro à Pesquisa (proc. n.º 506292/2003 7) para realização do Projeto “Caracterização do regolito para exploração mineral em terrenos lateríticos na Amazônia” LATAM. Agradecemos também a empresa Yamana Desenvolvimento Mineral pela participação e cessão de dados para o trabalho. E principalmente ao Departamento de Recursos Minerais da CPRM na pessoa do Dr. Reinaldo Brito pelo convite e incentivo a realização deste trabalho.

Referências

- Anand R.R. & Paine M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australian – implication for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49**:4-162.
- Angélica R.S. 1996. *Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos, auríferos na região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos do Igarapé Bahia e Águas Claras*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 115 p.
- Barreira C.F., Soares A.D.V., Ronzê P.C. 1999. Descoberta do depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, AM. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 136-139.
- Benn C. & Porto C.G. 2005. Geochemical dispersion in the lateritic regolith in the Chapada Cu-Au-Mo deposit, Central Brazil. Abstract, International Geochemical Exploration Symposium. Perth, Australia.
- Blain C.F. & Andrew R.L. 1977. Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration. *Miner. Sci. Eng.*, **9**:119-150.
- Braun O.P.G. 1970. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central, *Revista Brasileira de Geografia*, **32**:340.
- Butt C.R.M. 1995. Geochemical exploration for base metals in deeply weathered terrain. In: Recent developments in Base Metal Geology and Exploration. *Australian Institute of Geoscientists Bulletin*, **16**:17-131.
- Butt C.R.M. & Zeegers H. (Ed.). 1992. *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains. Handbook of Exploration Geochemistry: 4*. Elsevier, Amsterdam, 607p.
- Cintra E.C. 2003. *Aplicação de redes neurais no controle de teores de cobre e ouro do depósito de Chapada (GO)*. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista. 151 p.
- Costa M.L., Angélica R.S., Fonseca L.R. 1996. Geochemical Exploration for Gold in Deep Weathered Lateritized Gossans in the Amazon Region, Brazil: A case history of the Igarapé Bahia deposit. *Geochimica Brasiliensis*, **10**:13-26.
- Costa, M.L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazonia. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:146 -160.
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, SP, 221p.
- Farias N.F. & Saueressig R. 1982. Pesquisa geológica da jazida de cobre Salobo 3á. I Simp. Geol. Amaz., Belém, *Anais*, p.39-45.
- Freyssinet Ph. 1993. Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali Application to geochemical exploration. *Chron. Rech. Min.*, **510**:24-40.
- Freyssinet Ph. 1997. Geochemical mass balance of gold under various tropical weathering conditions: application to exploration. In: A.G. Gubins (ed.) *Proceedings of exploration 97*, 347-354.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Prec. Res.*, **58**:241-287.
- Ildefonse Ph., Manceau A., Prost D., Toledo-Groke M.C. 1986. Hidroxy-Cu-vermiculite formed by the weathering of Fe-biotites at Salobo, Carajás, Brazil. *Clays & Clay Minerals*, **34**:338-345.
- Imbernon R. A. L., Porto C.G., Oliveira S.M.B., Toledo M.C.M., Palermo N. 2007. Comportamento geoquímico dos metais pesados produzido pela alteração supergênica de rochas mineralizadas em cobre e ouro: Estudo de caso na mina Igarapé Bahia, Carajás (PA). In: SBGq., Cong. Brasil. Geoquímica, 11, Atibaia.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **2**:147-265.
- Kuyumjian R.M. 1995. Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:203-205.
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo sequence, Carajás Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Univ. Western Ontario, Canadá. Tese de Doutorado, 405 p.
- Medeiros Filho C.A. 2003. *Prospecção geoquímica e mapeamento de regolito na Região de Carajás, Estado do Pará*. Dissertação de Mestrado, 140p.
- Menezes R.O.G. 2003. *Geoquímica e mineralogia do regolito sobre o depósito de Cu-Au de Chapada, Goiás, Bra-*

- sil. Monografia de Graduação, IGEO, UFRJ, 69 p.
- Mosser C. & Zeegers H. 1988. The mineralogy and geochemistry of two copper-rich weathering profiles in Burkina Faso, West Africa. *J. Geoch. Expl.*, **30**:145-166.
- Nahon D. & Tardy Y. 1992. The ferruginous laterites. In C.R.M. Butt & H. Zeegers (eds.) *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains. Handbook of Exploration Geochemistry*, 4. Elsevier, Amsterdam, 41-55.
- Pariset J.C., Creach M., Melfi A.J., Nahon D., Toledo-Groke M.C., Trescases J.J. 1990. Dispersão e acumulação do cobre nos produtos do intemperismo de depósitos cupríferos do Brasil. *Rev. IG/USP*, São Paulo, **11**:21-33.
- Pariset J.C. & Melfi A.J. 1983. Lateritic alteration of meta-sedimentary rocks with copper sulfide mineralization in central Brazil. 1983. In: A.J. Melfi & A. Carvalho (eds.). II International Seminar on Lateritisation Processes. São Paulo, Brazil, July, 185-195.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Porto C.G. & Hale M., 1995. Gold redistribution in the stone line lateritic profile of the Posse Deposit. *Econ. Geol.*, **90**:308-321.
- Porto C.G. 2007. *Caracterização do regolito para a exploração mineral em terrenos lateríticos na Amazônia - Projeto Latam*. Relatório final de pesquisa, CNPq proc. 506292/2003-7. 318 p.
- Richardson S.V., Kesler S.I., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.*, **81**:1884-1898.
- Ronzê P.C., Soares A.D.V., Santos M.G.S., Barreira C.F. 2000. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In: P.M. Porter (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 191-202.
- Santos P.F. 2006. *Abordagem estratigráfica dos regolitos na mina de Igarapé Bahia, Carajás*. Dissertação de Mestrado. IGEO, UFRJ, 115p.
- Silva J.A. & Sá J.A.G. 1988. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. In: DNPM/CVRD, C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (ed.). *Principais depósitos minerais do Brasil*, **3**: 55-60.
- Silva E.R.P. & Kotschoubey B. 2000. Alteração supergênica do depósito de cobre-ouro do Salobo, Serra dos Carajás-PA - Ênfase no comportamento do cobre. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:623-630.
- Silva R.B. 2007. *Distribuição e dispersão geoquímica no perfil laterítico do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFRJ, Dissertação de Mestrado. 120 p.
- Smith R.E. 1989. Using lateritic surfaces to advantage in exploration. In G.D. Garland (ed.) *Proceedings of exploration 87, Third decennial International Conference on Geophysical and Geochemical exploration for minerals and groundwater*. Ontario Geological Survey, Toronto, Special Vol. 3, p. 312-322.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia primary Cu-Au mineralization, Carajás Province: a descriptive model and genetic considerations. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:230 - 233.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold belt, Brazilian Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, **100**:7-28
- Taylor G.F. & Thornber M.R. 1992. *Gossan formation and gossan surveys: Introduction*. In: C.R.M. Butt & H. Zeegers (eds.) *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains*. Handbook of Exploration Geochemistry, 4. Elsevier, Amsterdam, 607p.
- Tavaza E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu (REE-U) deposit, Carajás, Brazil. In: T.M. Porter (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, p. 203- 212.
- Toledo-Groke M.C. 1986. *Intemperismo das rochas mineralizadas em cobre do Salobo 3A, Serra dos Carajás, PA - Mecanismos de alteração dos minerais primários e localização do cobre nos produtos secundários*. Tese de Doutorado, IG/USP, 173p.
- Toledo-Groke M.C., Melfi A.J., Parisot J.C. 1987. Comportamento do cobre durante o intemperismo das rochas xistosas cupríferas de Salobo 3A, Serra dos Carajás/PA. *Geochimica Brasiliensis*, **1**:187-207.
- Toledo-Groke M.C., Melfi A.J., Parisot J.C., Boulangé, B. 1989. Altération des biotites dans les rochas cupríferes de salobo 3A, Serra dos Carajás (Brésil). II Association Du cuivre aux phyllosilicates secondaires. *Geodynamique*, **4**:151-160.
- Toledo-Groke M.C., Melfi A.J., Parisot J.C. 1990. Criptomelana cuprífera formada durante o intemperismo das rochas da jazida de cobre do Salobo 3A, Serra dos Carajás. *Revista IG/USP*, São Paulo, **11(1)**:35-42.
- Vasconcelos P.M., Brimhall G.H., Becker T.A., Renne P.R. 1994. ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geoch. Cosmo. Acta*, **58**:401-420.
- Veiga M.M. 1983. *Propriedades geoquímicas da ligação cobre-óxidos hidratados de ferro: um estudo do minério alterado do Salobo 3A- Serra dos Carajás-Pa*. Tese de Mestrado, UFF, Rio de Janeiro, 182p.

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
RECURSOS MINERAIS
SÉRIE METALOGENIA

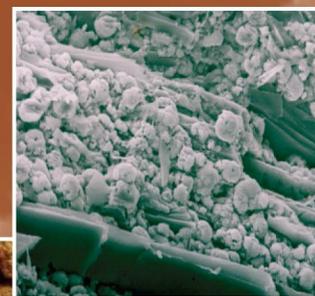


MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO vem preencher significativa lacuna na literatura técnica especializada de depósitos minerais no território nacional, especialmente tratando de modelos desse metal com a variabilidade de ocorrências nas condições de intemperismo reinantes nas províncias metalogenéticas do país.

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM, ciente de sua missão institucional de gerar e difundir o conhecimento geológico de qualidade, com essa iniciativa, amplia a visibilidade do seu papel de agente promotor dos levantamentos geológicos básicos, possibilitando a elaboração de um trabalho de síntese a respeito dos processos metalogenéticos que atuaram na geração dos principais depósitos brasileiros de cobre, na ótica dos mais renomados especialistas do setor, tanto com atuação acadêmica ou mesmo na indústria de mineração.

MODELOS DE DEPÓSITOS DE COBRE DO BRASIL E SUA RESPOSTA AO INTEMPERISMO é publicação dirigida aos profissionais do setor e à formação de alunos de graduação e pós-graduação. Municia o leitor com descrição dos modelos dos recentes depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au de Carajás, passando por abordagens inovadoras dos depósitos porfiríticos de Goiás, do vale do rio Curaçá – Bahia, Fortaleza de Minas – Minas Gerais, abordando também o tradicional cobre das minas do Camaquã - Rio Grande do Sul.

Esta publicação, primeira de uma série de novos compêndios versando sobre metalogenia, objetiva contribuir para o aprofundamento do conhecimento sobre a natureza, tipologia e distribuição geográfica, promovendo condições para a descoberta de novos depósitos minerais de classe internacional no Brasil.



Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia

www.cprm.gov.br

