



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

A.A. Ribeiro^{1*}; M.T.F. Suita¹; A.N. Sial^{2**}; A.E. Fallick^{3***}; F. Eli^{4****}; E.A. Goulard¹

¹Curso de Evolução Crustal & Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro – UFOP, CEP 35.400-000, Ouro Preto, MG, Brasil

²NEG-LABISE, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco – UFPE
C.P. 7852, CEP 50670-000, Recife, PE

³Scottish Universities Environmental Research Centre
Rankine Avenue, East Kilbride, G750QF, Scotland, Glasgow

⁴Companhia Vale do Rio Doce – VALE – Depósito Cristalino, Carajás, PA

E-mail: *andrezaaribeiro@yahoo.com.br; suita@degeo.ufop.br; alexandregoulart@degeo.ufop.br;
sial@ufpe.br; *T.Fallick@suerc.gla.ac.uk; ****fabrício.eli@cvrd.com.br

Recebido em 08/08, aceito para publicação em 02/09

ABSTRACT

We describe stable isotopic data from country rocks and sulfide ores of the Cristalino Cu(Au) deposit (CD), Carajás Province, Brazil. Calcite from whole rock and sulfides grains from mafic to felsic volcanics and “hydrothermal breccias” were analyzed. The CD, an Archean (ca. 2.7Ga) IOCG deposit, occurs in hydrothermalized (e.g., alkanization; carbonatization; sulfidation; etc.) Itacaiúnas Supergroup supracrustals. Diorites crosscut these rocks and can relate to Cu-ore. Isotopic signatures of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ plot in the mantle sulfides and in the carbonatite primary field respectively. Ore fluids may be derived from a granitic or dioritic intrusion or leached from MORB-type mafic volcanic rocks.

RESUMO

Descrevemos dados de isótopos estáveis de rochas encaixantes e de minérios sulfetados do depósito de Cu(Au) do Cristalino (DC), Província Carajás, Brasil. Analisamos calcita de rocha total e de sulfetos de vulcânicas máficas a félsicas e “brechas hidrotermais”. O DC, um depósito arqueano (ca. 2.7Ga) IOCG, ocorre em supracrustais hidrotermalizadas (e.g., alcalinização; carbonatação; sulfetação; etc.) do Supergrupo Itacaiúnas. Dioritos cortam estas rochas e podem relacionar ao minério de Cu. Assinaturas isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ plotam nos sulfetos do manto e campo primário dos carbonatitos, respectivamente. Os fluidos do minério podem ser derivados de uma intrusão granítica ou diorítica ou lixiviados de rochas vulcânicas máficas do tipo-MORB.

INTRODUÇÃO

Este trabalho discute a origem do(s) fluido(s) mineralizante(s) formador(es) do(s) minérios de Cu(Au) do depósito Cristalino através de dados isotópicos de C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) e O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) de carbonatos e de S ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) em sulfetos. Os estudos isotópicos de C e O desenvolvidos foram feitos através de carbonato em rocha total, em amostras de rochas encaixantes e minérios de Cu(Au). O estudo isotópico de S foi conduzido em minerais separados (pirita + calcopirita) de minérios sulfetados hospedados em rochas vulcânicas máficas, félsicas e “brechas hidrotermais”. O termo “brecha hidrotermal” é meramente descritivo, de “campo”, foi adotado pela equipe da VALE (Companhia Vale do Rio Doce, ex-CVRD), sem conotação genética, e usado para nomear diferentes rochas fragmentárias hidrotermalizadas na área do depósito Cristalino que, por vezes, hospedam corpos de minério.

Os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰) foram obtidos no laboratório LABISE, da Universidade Federal de Pernambuco, sob a responsabilidade do Prof. Dr. Alcides N. Sial e os de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰) no Scottish Universities Environmental Research Centre, na Escócia, sob a responsabilidade do Dr. Anthony E. Fallick.

O depósito Cristalino, com sulfetos de Cu(Au) ocorre na região Serra do Rabo, a leste da Falha Carajás, na Província Mineral de Carajás, no sul do Estado do Pará, e é hospedado, como já referido, por “brechas hidrotermais”, basaltos cisalhados, foliados a maciços, riolitos e rochas vulcanoclásticas félsicas, capeadas no topo por formação ferrífera bandada, que é considerada pertencente ao Grupo Grão Pará, de idade arqueana. Este depósito é caracterizado por intensas e várias alterações hidrotermais, e apresenta uma mineralogia secundária muito variada. Os minérios sulfetados ocorrem em forma de redes *stockwork*, *stringer*, brechados, disseminados e maciços, principalmente nas vulcânicas máficas, félsicas e “brechas hidrotermais”, sendo raros na formação ferrífera. Este depósito apresenta recursos estimados em 500Mt @ 1%Cu, 0,3 g/t de Au e outros metais (como sub-produtos) do tipo IOCG (*e.g.*, Tallarico *et al.* 2005a).

Huhn *et al.* (1999a) realizaram os primeiros trabalhos da DOCEGEO (empresa da ex-CVRD, hoje VALE), na região do depósito Cristalino, situado a sul/sudeste da Serra dos Carajás, que iniciaram entre 1997 e 1998, e foram provenientes de uma pesquisa regional mais ampla (que incluiu estudos geológicos, aerogeofísicos e geoquímicos por sedimentos de corrente), denominada Projeto Serra do Rabo. Estes trabalhos objetivaram a descoberta de depósitos do tipo óxidos de Fe-Cu-Au-U-ETR, que mostrassem similaridades com outros depósitos sulfetados de Cu-Au em Carajás, tais como os de Salobo e Alemão.

Estudos posteriores foram realizados por Huhn *et al.* (1999b e 2000) e abordaram desde a geologia regional até estudos iniciais sobre a geocronologia do granito alcalino arqueano Planalto e de intrusivas dioríticas da região da Serra do Rabo. Soares *et al.* (2001) realizaram estudo geocronológico no depósito Cristalino com base em análises de Pb-Pb em sulfetos. Pela análise da bibliografia supracitada, evidencia-se a ocorrência de poucos ou inexistentes trabalhos de caráter local sobre os aspectos geoquímicos (incluindo rocha total, química mineral e estudos de isótopos estáveis), petrológicos, estruturais, geocronológicos e de caracterização minero-textural detalhados dos

minérios sulfetados e oxidados de Cu-Au, bem como sobre a natureza e filiação das rochas encaixantes do depósito Cristalino. A carência destes estudos supracitados neste depósito e sua similaridade com alguns depósitos IOCG (“*iron oxide copper and gold*”) de Carajás e de classe mundial (*e.g.*, distrito de Cloncurry, na Austrália), levou a um estudo mais detalhado da origem dos fluidos formadores do minério.

Contexto geológico regional

O embasamento do bloco Carajás (Figura 1) é dominado por gnaisses tonalito-trondhjemiticos, anfibolitos e quartzitos do Complexo Xingu, formados há $2,859 \pm 2$ Ma e migmatizados em $2,851 \pm 4$ Ma (método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991) e ortogranulitos do Complexo Pium, os quais cristalizaram em $3,002 \pm 14$ Ma (método U-Pb convencional em zircão, Pidgeon *et al.* 2000). O embasamento inclui, ainda, uma série de corpos máficos e félsicos indiferenciados. As rochas do embasamento estão sobrepostas, em discordância, por uma cobertura, composta de rochas metavulcânicas e metasedimentares de idade arqueana, reunidas sob o termo Supergrupo Itacaiúnas (*ca.* 2,7 Ga; Wirth *et al.* 1986; Trendall *et al.* 1998).

O Supergrupo Itacaiúnas tem grande importância econômica, pois hospeda os maiores depósitos minerais sulfetados de Cu-Au, como o depósito Cristalino, na região da Serra do Rabo, objeto deste trabalho. Macambira & Lafon (1995) propõem que o Cinturão Itacaiúnas seja constituído por faixas e lentes de direção E-W de rochas granulíticas (Complexo Pium), rochas supracrustais (Grão Pará e correlatos), granitóides estratóides (Suíte Plaqué) e gnaisses migmatizados.

As rochas supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas foram divididas pela DOCEGEO (1988) em cinco unidades estratigráficas designadas: Igarapé Salobo; Igarapé Pojuca; Grão Pará; Grupo Buritirama; e Igarapé Bahia. O Grupo Igarapé Salobo é composto por paragneisses, com intercalações de anfibolitos, quartzitos com níveis de gnaisses e meta-arcóseos, e rochas formadas por quartzo, magnetita e silicatos de ferro, consideradas como formações ferríferas de fácies óxido-silicato. O Grupo Igarapé Salobo é intrudido por dois corpos graníticos, o Granito Velho Salobo ($2,573 \pm 2$ Ma, método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991) e o Granito Jovem Salobo (1880 ± 80 Ma, método Rb-Sr em rocha total, Cordani, 1981 *in* Machado *et al.* 1991). O Grupo Igarapé Pojuca ($2,732 \pm 3$ Ma, método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991) contém rochas metavulcânicas básicas com alterações a cordierita e antofilita, xistos pelíticos e anfibolitos. Estes litotipos são considerados possíveis formações ferríferas de fácies óxido e silicato, semelhantes as do Grupo Salobo (DOCEGEO, 1988). O Grupo Igarapé Bahia ($2,741 \pm 1$ Ma, em metapiroclásticas a $2,745 \pm 1$ Ma em metavulcânicas, pelo método Pb-Pb, Galarza & Macambira, 2002; e $2,748 \pm 34$ Ma, método SHRIMP de U-Pb em zircão, Tallarico *et al.* 2005), consiste de rochas vulcanossedimentares (alteradas hidrotermalmente) e sobrepostas pela Formação Águas Claras. A parte inferior do Grupo Igarapé Bahia (Villas & Santos, 2001), consiste de metavulcânicas intercaladas com formação ferrífera bandada e, a superior, de metassedimentares clásticas (ritmitos, siltitos e grauvacas) intercamadas com metapiroclásticas intermediárias a félsicas.

O Grupo Grão Pará ($2,759 \pm 2$ Ma, método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991) é a seqüência vulcanossedimentar dominante na Bacia Carajás. Estas rochas sofreram metamorfismo de baixo a médio grau e hospedam importantes formações ferríferas bandadas (BIFs), que é a principal nacional fonte do minério de

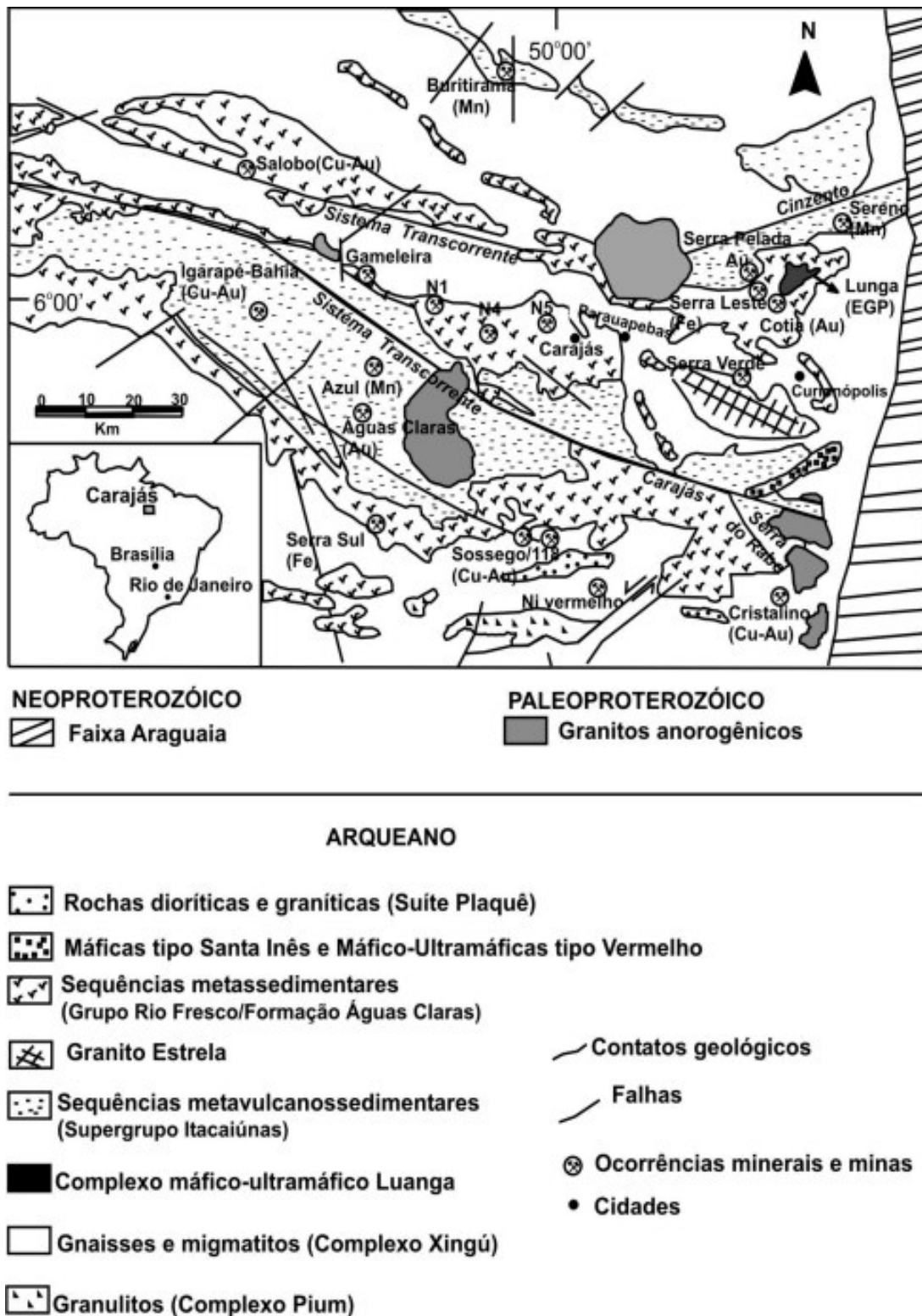


Figura 1: Mapa geológico simplificado da porção norte da Província Mineral de Carajás, que mostra a localização dos principais depósitos minerais e agrupamentos rochosos. Fonte: DOCEGEO (1988) e Dardenne & Schobbenhaus (2001).

ferro de alto teor produzido e exportado pela VALE. O Grupo Grão Pará é composto de uma unidade inferior (Formação Parauapebas; DOCEGEO, 1988), formada por rochas metavulcânicas bimodais, dominadas por basaltos toleíticos continentais (Olszewski *et al.* 1989) ou basaltos shoshoníticos (Meirelles & Dardenne, 1991) e rochas félsicas do tipo riolitos, uma seqüência de formação ferrífera e jaspilitos (Formação Carajás) e uma seqüência superior (Formação paleovulcânica Superior) formada por mistura de

rochas metavulcânicas e metassedimentares (Beisiegel *et al.* 1973). É proposto para o Grupo Grão Pará desde um ambiente tectônico de *rift* intracontinental (Gibbs *et al.* 1986; Olszewsky *et al.* 1989) até um de arco-de-ilhas (Meirelles & Dardenne, 1991). Sobreposta, de modo discordante ao Grupo Grão Pará, ocorre uma sucessão de arenitos e siltitos formada em ambiente fluvial a marinho raso, denominada Formação Águas Claras (Araújo & Maia, 1991) ou Grupo Rio Fresco (DOCEGEO, 1988). Estes litotipos foram datados em $2,681 \pm 5$ Ma (método U-Pb convencional, em zircão, Trendall *et al.* 1998) e são cortados por *sills* e diques de gabro e diabásio datados em $2,645 \pm 12$ Ma (método U-Pb convencional em zircão, Dias *et al.* 1996).

O Grupo Buritirama engloba metassedimentos clásticos e químicos, como quartzitos, mica xistos carbonatados, rochas cálcioossilicáticas e níveis de mármore manganíferos, onde se localizam os depósitos de Mn do Sereno e do Buritirama (DOCEGEO, 1988).

A região de Carajás foi intrudida por magmas graníticos de distintas idades e composições. As intrusões arqueanas incluem granitos (s.s.) alcalinos e dioritos da Suíte Plaqué, o Complexo granítico Estrela ($2,763 \pm 7$ Ma, método Pb-Pb em zircão, Barros *et al.* 2001), Granito Serra do Rabo ($2,743 \pm 1,6$ Ma, método U-Pb em zircão, Sardinha *et al.* 2006), Granito Planalto ($2,747 \pm 2$ Ma, método Pb-Pb em zircão; Huhn *et al.* 1999b) e Diorito Cristalino ($2,736 \pm 24$ Ma, método Pb-Pb em zircão; Huhn *et al.* 1999b) e granitos, tipo "A", alcalinos, mais jovens (ca. 2,57 Ga), tais como os granitos Velho Salobo ($2,573 \pm 2$ Ma, método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991) e o Itacaiúnas ($2,560 \pm 36$ Ma, método U-Pb em zircão, Souza *et al.* 1996). Outras intrusões incluem rochas máficas a ultramáficas, como o Complexo máfico-ultramáfico Luanga com $2,763 \pm 7$ Ma (método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991). As intrusões paleoproterozóicas (ca. 1,88Ga) incluem vários plutões graníticos também anorogênicos e alcalinos, como os granitos Pojuca ($1,874 \pm 2$ Ma), Serra dos Carajás ($1,880 \pm 2$ Ma) e Cigano ($1,883 \pm 2$ Ma; todos datados pelo método U-Pb convencional em zircão, Machado *et al.* 1991), e Velho Guilherme ($1,874 \pm 30$ Ma, método Pb-Pb em rocha total, Macambira & Lafon, 1995).

METODOLOGIA

A área estudada neste trabalho corresponde ao Alvo Sul do depósito Cristalino. Os estudos isotópicos foram realizados em amostras representativas (escolhidas em "cruz geoestatística", entre cerca de 180.000 m de sondagem), dos mais diferentes e principais litotipos de vulcânicas máficas, félsicas e "brechas hidrotermais", e coletadas em furos de sondagens rotativas diamantadas (furos de números 061, 128 e 191; Figura 2). Dentre estas foram selecionadas 28 amostras em testemunhos de furos "chave", baseando-se em observações macroscópicas, considerando-se o modo de ocorrência dos sulfetos, texturas de rochas e "logs" geoquímicos de sondagens (com teores de Cu, Au e outros elementos), que permitiram amostras com diferentes teores e minerais de Cu (Au). Das 28 amostras selecionadas, apenas seis que continham quantidades suficientes de carbonato para análises isotópicas por espectrometria de massa foram analisadas (duas de vulcânicas máficas e quatro de "brechas hidrotermais").

Os isótopos de C e O em carbonatos foram analisados no laboratório LABISE, da Universidade Federal de Pernambuco, utilizando o espectrômetro de massa SIRA

II e os dados isotópicos de C e O foram apresentados como desvio “per mil” (‰), com referência aos padrões internacionais Viena-PDB “Belemnitella americana, Peedee Formation” e Viena-SMOW “Standard Mean Ocean Water”, respectivamente.

Para os sulfetos foram analisadas oito amostras de vulcânicas máficas, uma de vulcânica félsica e duas de “brechas hidrotermais” que possuíam quantidades suficientes de sulfetos (pirita e calcopirita), sem ou com poucas inclusões de silicatos e maior grau de pureza. As análises de enxofre (S) em sulfetos das amostras de rochas encaixantes e minérios foram feitas no *Scottish Universities Environmental Research Centre*, em Glasgow na Escócia. Os resultados obtidos do espectrômetro de massa

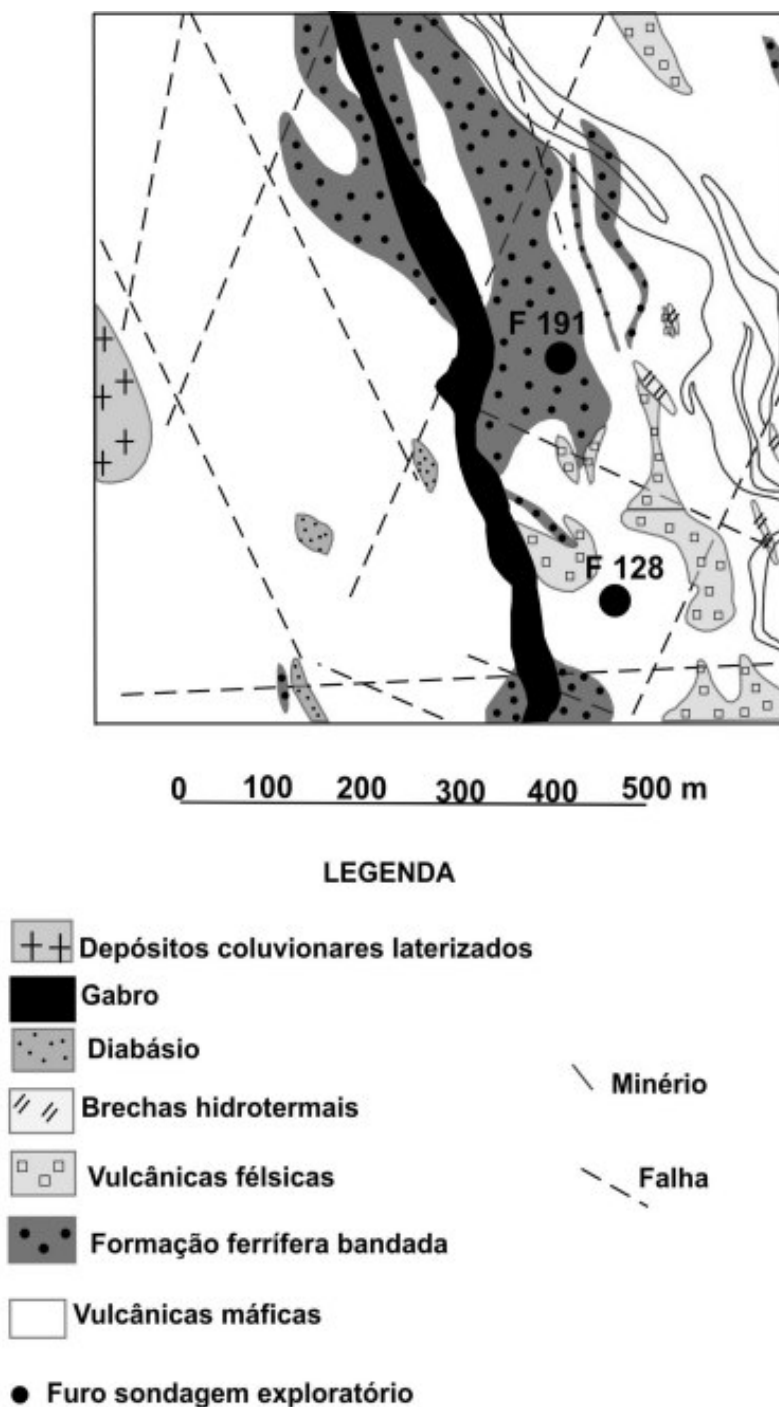


Figura 2: Mapa geológico esquemático simplificado e representativo do depósito Cristalino na sua porção sul, que contém a localização dos furos de sondagem onde foram coletadas as amostras utilizadas neste trabalho. Fonte: modificado de CVRD (2003).

são apresentados em $\delta^{34}\text{S}_{\text{(CDT)}}$ ‰. O código de identificação destas amostras corresponde a área estudada, o Alvo Sul do depósito Cristalino (CS – Cristalino Sul), ao número do furo de sondagem (e.g., 061), seguido pela numeração da amostra.

GEOLOGIA DO DEPÓSITO

A geologia local da área do depósito Cristalino (com integração de mapeamento geológico-estrutural, descrição de furos de sondagem e estudo de lâminas petro- e mineralográficas) é formada por rochas vulcanossedimentares (vulcânicas máficas, félsicas, formações ferríferas e “brechas hidrotermais”) fortemente fraturadas, afetadas por diversos episódios de alteração hidrotermal e de provável idade arqueana (idades de ca. 2,67 Ga; Soares *et al.* 2001), correlacionáveis ao Grupo Grão Pará. Corpos graníticos, dioríticos e quartzo-dioríticos intrudem esta seqüência e podem relacionar-se com a mineralização. Diques tardios de gabro, diabásio e riolito porfirítico cortam a seqüência (e.g. Hunh *et al.* 1999a; CVRD, 2003; Tassinari *et al.* 2003). Devido ao intenso intemperismo a que foram submetidas às rochas metavulcanossedimentares formam-se espessa cobertura laterítica e “gossans” sobre as mesmas (Figura 2). As 28 amostras selecionadas (furos 061, 128 e 191) consistem de rochas vulcânicas máficas e félsicas de pouco a muito alteradas e “brechas hidrotermais”.

Rochas vulcânicas máficas

As rochas vulcânicas máficas (VALE/CVRD, 2003), ocupam a maior parte da área do depósito Cristalino e apresentam-se fortemente brechadas por uma série de vênulas e veios (brechas tipo *breack-up*). A petrografia destas rochas neste trabalho mostrou 50 a 75% de máficos, sendo hornblenda, clorita e biotita os principais e, em menores quantidades, ocorrem clinopiroxênio e actinolita. Os minerais félsicos são constituídos por plagioclásio, quartzo e K-feldspato (em menor proporção). Os metálicos consistem de magnetita, hematita, ilmenita e sulfetos (predominantemente calcopirita e pirita, com calcocita subordinada). Ocorrem, subordinadamente, apatita, alanita, carbonato, titanita, zircão, sericita, muscovita e epidoto.

Estas rochas estão hidrotermalizadas e metamorfasadas da fácies xisto verde a anfíbolito. A presença de oxi-hornblenda em algumas rochas sugere um basalto como provável protólito.

Rochas vulcânicas félsicas

As rochas vulcânicas félsicas (VALE, 2003), apresentam-se como rochas de cores variando entre cinza a cinza esverdeadas, com matriz fina, isotrópicas a levemente foliadas. Amostras dos furos CS-061, CS-128 e CS-191 apresentam quartzo e plagioclásio como minerais essenciais e K-feldspato subordinado. Os máficos são constituídos por biotita e clorita (em maiores proporções), hornblenda e actinolita (em menor proporção). Os metálicos consistem em magnetita, hematita (em menor proporção), calcopirita e pirita. Estão ainda presentes apatita, alanita, carbonato, titanita, zircão, sericita e muscovita. Estas rochas apresentam-se com fraturas preenchidas por quartzo, biotita, clorita, anfíbolios, sulfetos e carbonatos.

“Brechas hidrotermais”

Estas rochas apresentam, em geral, uma composição máfica, com clorita (em

maior quantidade), biotita e hornblenda. Os termos mais félsicos são constituídos de plagioclásio (em maior quantidade) e quartzo. Os metálicos são magnetita e sulfetos (predominantemente calcopirita e pirita). Ocorrem ainda carbonato (em todos os intervalos de furos), sericita e titanita. As brechas estão cisalhadas ou fraturadas e preenchidas em suas descontinuidades por quartzo, carbonato, clorita e/ou opacos.

MINÉRIOS DE Cu(Au)

Hunh *et al.* (1999a) propõem que as rochas encaixantes dos minérios de Cu(Au) do depósito Cristalino apresentam uma mineralogia secundária devido às diversas etapas de hidrotermalismo. As principais alterações hidrotermais que se observam são potássicas (com neo-formação de biotitização e microclinização), sódicas (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 alanita.

Os minérios de Cu(Au) do depósito Cristalino ocorrem nas rochas vulcânicas máficas, félsicas e “brechas hidrotermais”, sendo raros nas formações ferríferas do topo da seqüência. Estes minérios ocorrem como *stockworks* (predominantes), *stringers* (associados à foliação principal), brechóides e maciços. A calcopirita é o principal mineral-minério de cobre e ocorre na maior parte do depósito. A pirita ocorre, muitas vezes, inclusa na calcopirita e foi substituída por esta (Figura 3).

Estudos minerográficos deste trabalho mostraram que a mineralogia principal do minério é calcopirita, pirita e magnetita, com calcocita, ilmenita, hematita e bornita subordinadas. Por vêzes, a calcocita envolve grãos de calcopirita e os substitui (Figura 4) e, em outras, ocorre, magnetita com exsoluções de ilmenita e grãos de pirita na magnetita, o que sugere recorrência na formação destes minerais.

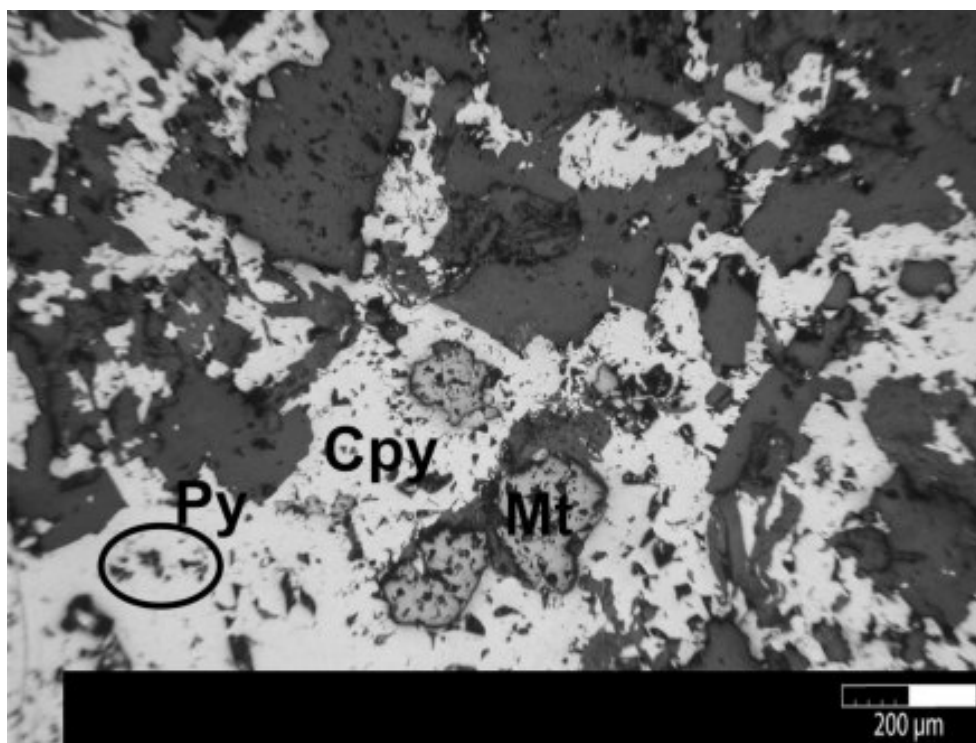


Figura 3: A fotomicrografia mostra a pirita (*py*) e magnetita (*mt*) inclusas em calcopirita (*cpy*) e sendo substituídas por esta última. Polarizadores paralelos.

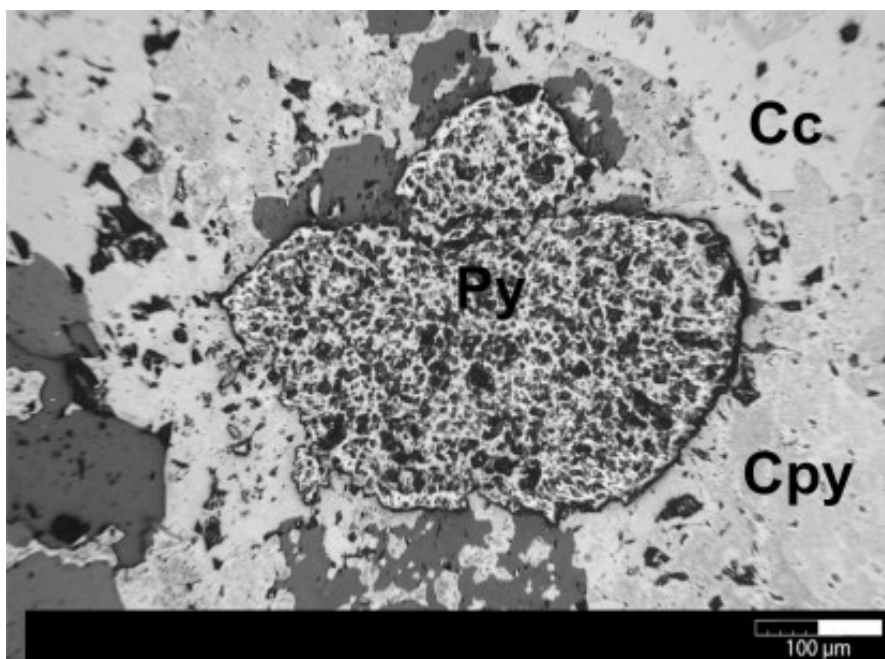


Figura 4: A fotomicrografia mostra a pirita porosa envolvida por calcopirita e calcocita; a calcocita substitui a calcopirita. Polarizadores paralelos.

GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Para o estudo da gênese e da evolução da mineralização dos minérios sulfetados de Cu(Au), os dados isotópicos de C, S e O do depósito Cristalino, deste trabalho, foram comparados com dados de outros depósitos óxidos de Fe Cu-Au na Província Carajás como Igarapé Bahia, Gameleira, Sossego e depósitos *IOCG* de classe mundial, como os de Candelária-Punta Del Cobre e do distrito de Cloncurry.

Há opiniões controversas quanto ao modelo genético para o depósito Igarapé Bahia. Modelo singenético vulcanogênico foi proposto para a gênese do depósito Igarapé Bahia (*e.g.*, Villas & Santos, 2001 e Dreher, 2004). Contudo, Tallarico *et al.* (2005) dá ênfase a um modelo *IOCG*.

Isótopos de carbono e oxigênio

Os resultados referentes ao $\delta^{13}\text{C}$ do depósito Cristalino (Tabela 1) foram lançados em diagramas com campos de diversas fontes (Figuras 5 e 6) e comparados aos dados de $\delta^{13}\text{C}$ referentes aos dos depósitos de Igarapé Bahia, Gameleira e Sossego. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do Cristalino apresentam uma variação estreita de -7,2 a -4,4‰, com média de -5,8‰. No diagrama $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5), os valores do depósito Cristalino situam-se no campo dos carbonatitos primários de Taylor *et al.* (1967) e observa-se um *trend* de aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para valores similares de $\delta^{18}\text{O}$.

Os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos do depósito Cristalino quando comparados com os dados de outros depósitos do tipo *IOCG* de Carajás, mostram-se situados dentro ou próximos ao campo dos carbonatitos. Contudo, observou-se que os valores isotópicos de ankerita e calcita referentes aos carbonatos em rochas fragmentárias e os carbonatos de veios (Dreher, 2004), apresentam uma maior variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

Tabela 1: Resultados das análises de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de amostras do depósito Cristalino.

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

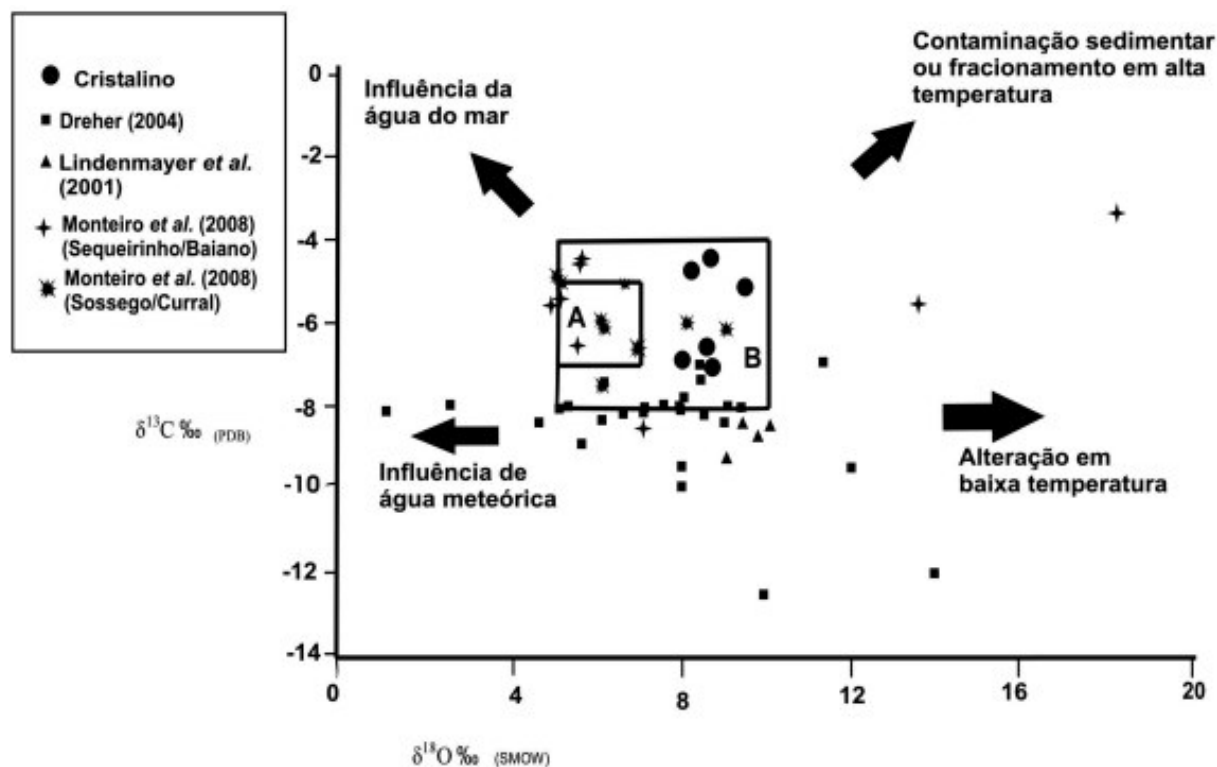


Figura 5: Diagrama de composições de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ referentes aos depósitos Cristalino, Igarapé Bahia, Gameleira e Sossego/Sequeirinho. As caixas retangulares representam os campos para os carbonatitos primários inalterados de Taylor *et al.* 1967 (B), e de Keller & Hoefs, 1995 *in* Pandit *et al.* 2002 (A). Adaptado de Pandit *et al.* (2002).

No diagrama referente aos reservatórios naturais e respectivas variações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 6), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos depósitos Cristalino, Sossego-Curral, Sequeirinho-Baiano e Igarapé Bahia (com maior número de amostras) situam-se no campo mantélico, e os dados do depósito Gameleira situam-se próximos ao campo mantélico. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do depósito Cristalino situam-se também no campo dos carbonatitos ($\delta^{13}\text{C} = -4$ a -8 ‰) de Taylor *et al.* (1967) e próximos ao campo dos MORBs ($\delta^{13}\text{C} = -6,4 \pm 0,9$ ‰; Exley *et al.* 1986), o que é observado também para os outros depósitos deste tipo em Carajás.

Isótopos de enxofre

Através de estudos minero-petrográficos observaram-se inclusões de pirita em calcopirita (Figura 3), o que dificultou a separação desses dois minerais entre si para obterem-se concentrados puros destes minerais. Das amostras iniciais contendo sulfetos, 11 amostras (contendo calcopirita e pirita) foram selecionadas das vulcânicas

máficas (VM), félsicas (VF) e “brechas hidrotermais” (BH), com ocorrência de sulfetos nas tipologias “stockwork” (SW), “brechóide” (B), venular (V) e maciça (M). Os resultados obtidos de $\delta^{34}\text{S}$ (Tabela 2) são expressos em valores de CDT(‰).

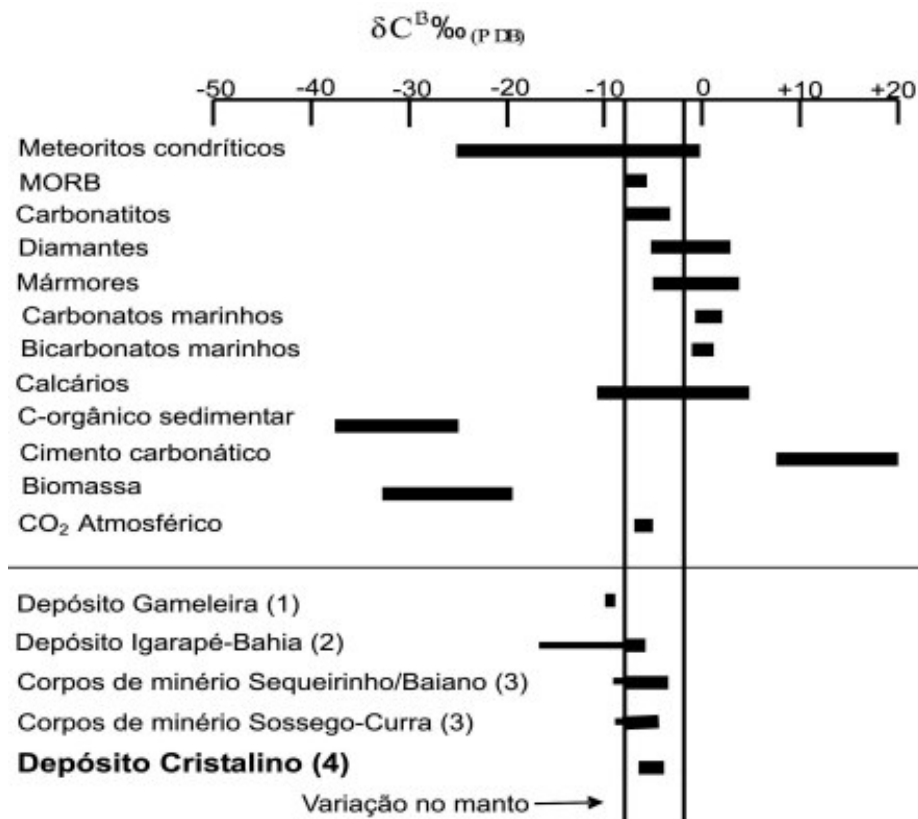


Figura 6: Diagrama que mostra os reservatórios naturais de $\delta^{13}\text{C}$ e acrescenta dados referentes aos depósitos do tipo IOCG da Província Mineral de Carajás e do depósito Cristalino. Os dados são de: (1) Lindenmayer *et al.* (2001); (2) Dreher (2004); (3) Monteiro *et al.* (2008); e, (4) este trabalho. Extraído e modificado de Rollinson (1993).

Tabela 2: Resultados das análises de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) em amostras de rochas com minério sulfetado de Cu(Au) do depósito Cristalino.

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

Os valores referentes ao $\delta^{34}\text{S}$ do depósito Cristalino foram plotados em diagramas discriminantes de campos de áreas-fonte do enxofre (Figura 7) e comparados aos dados isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ de Dreher (2004) e Galarza *et al.* (2008), referentes ao depósito Igarapé Bahia; de Lindenmayer *et al.* (2001), referentes ao depósito Gameleira; aos de Monteiro *et al.* (2008) referentes ao depósito Sossego e a de depósitos de classe mundial do tipo *IOCG* (Marschik & Fontboté, 2001; Rothermaham, 1998; Davidson & Dixon, 1992). Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ do depósito Cristalino apresentam uma variação estreita, de 0,6 a 1,5‰, com média de 1,1‰. No diagrama dos reservatórios naturais de S (Figura 7) os valores do depósito Cristalino situam-se próximo aos valores mantélicos ($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 5\text{‰}$), podendo, estes valores mantélicos, estenderem-se até uma variação de -3,0 a +3,0‰ (Ohmoto & Rye, 1979; Ohmoto, 1986). Estes valores isotópicos do depósito Cristalino aproximam-se dos valores de *MORBs* de Sakai *et al.* (1984), cuja média é de $\delta^{34}\text{S} = +0,3 \pm 0,05\text{‰}$.

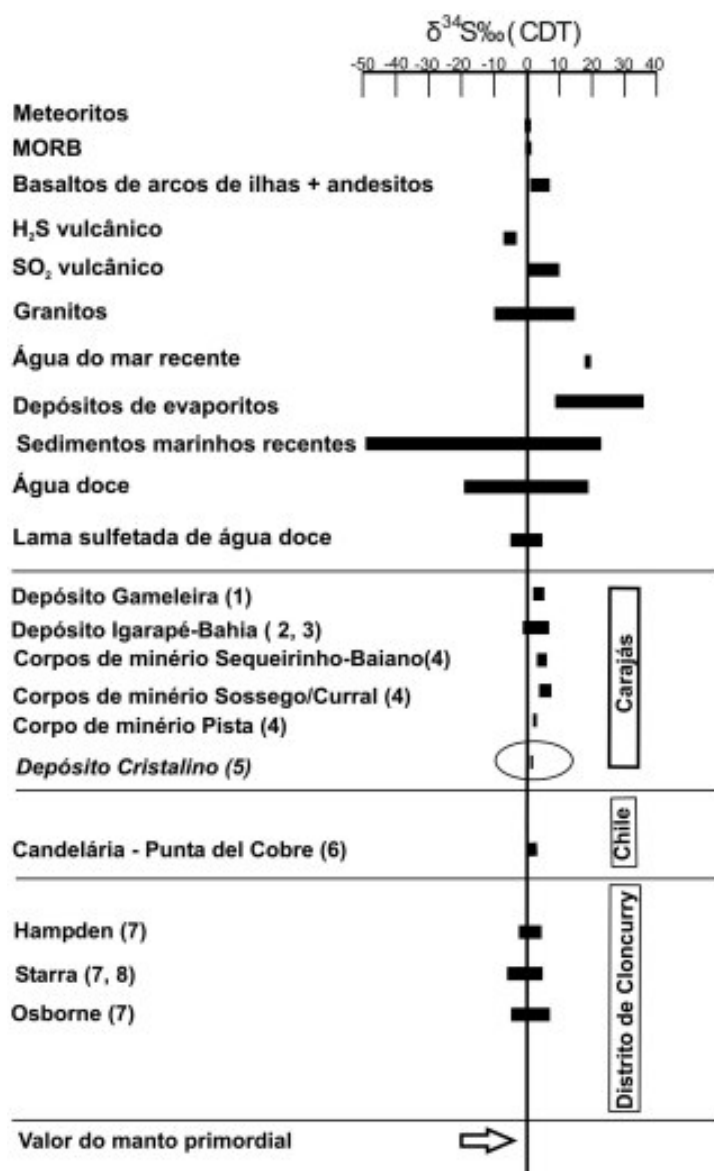


Figura 7: Diagrama que mostra os reservatórios naturais de $\delta^{34}\text{S}$ (Rollison, 1993), a variação dos dados isotópicos de S do depósito Cristalino e dados acrescentados referentes a outros depósitos do tipo *IOCG* da Província Mineral de Carajás e do mundo. Os dados são de: (1) Lindenmayer *et al.* (2001); (2) Dreher (2004); (3) Galarza *et al.* (2008); (4) Monteiro *et al.* (2008); (5) dados deste trabalho; (6) Marschik & Fontboté (2001); (7) Davidson & Dixon (1992); e, (8) Rothermaham (1998).

DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do depósito Cristalino mostram-se posicionados em campos semelhantes aos de outros depósitos do tipo *IOCG* de Carajás (Figuras 5 e 6). Os valores calculados de $\delta^{13}\text{C}$ para o depósito Cristalino apresentam uma média de $\delta^{13}\text{C}$ de -5,8‰, próximos aos valores de C magmático, manto e CO_2 vulcânico, ao redor de -5,0‰ (Ohmoto & Rye, 1979), o que sugere uma fonte magmática mantélica para os carbonatos analisados do depósito Cristalino. No entanto, o valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ de carbono derivado de rochas da crosta apresenta uma assinatura muito próxima a do manto. Ohmoto & Rye (1979) admitem que o carbono derivado do manto é indistinguível de carbono crustal com valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de -5,0‰. Um outro aspecto observado nas amostras do depósito Cristalino é uma tendência de aumento para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para valores similares de $\delta^{18}\text{O}$. Esta tendência pode ser devida ao fracionamento isotópico provocado por mudanças das condições físico-químicas do fluido e/ou a uma mistura de fluidos. Faure (1986) propõe que o fracionamento de $\delta^{13}\text{C}$ pode ser devido a fatores como concentração do carbono total no fluido, fugacidade do oxigênio ($f\text{O}_2$), pH, temperatura e pressão. Ohmoto & Rye (1979) propõem que $\delta^{13}\text{C}$ de rochas ultramáficas, máficas e graníticas apresentam uma variação de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -10,0‰ a +2,0‰, mas que os seus valores médios não diferem mais do que $\pm 1,5\%$ da média das rochas sedimentares e metamórficas. Segundo Ohmoto & Rye (*op. cit.*) os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ de fundidos de rochas mantélicas, sedimentares e crustais teriam um valor médio em torno de -5,5‰.

Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos, na maioria das amostras dos depósitos do tipo *IOCG* de Carajás, situam-se no campo dos carbonatitos, o que sugere carbono de fonte profunda. Dreher (2004) sugere que os isótopos de C e O de carbonatos que ocorrem nas rochas fragmentárias e veios são, possivelmente, de uma fonte profunda para o CO_2 , os valores de carbono indicam uma fonte magmática ($\delta^{13}\text{C}$ de -6,0 a -8,0‰) associada a carbono de fonte orgânica ($\delta^{13}\text{C}$ de -8,0 a -13,0‰). O caráter magmático para este carbono é corroborado por Tallarico *et al.* (2001 e 2005) ao analisarem os dados isotópicos de Tazava (1999) de carbonatos (siderita e calcita) na matriz de brechas e em veios com minério sulfetado de Cu(Au) do depósito Igarapé Bahia.

Lindenmayer *et al.* (2001) sugerem que os dados isotópicos de C e O do depósito Gameleira, são compatíveis com os de fonte magmática profunda, sem envolvimento de águas superficiais. Isto também é sugerido por estudos de inclusões fluidas (Ronchi *et al.* 2003). Nos diagramas das Figuras 5 e 6, observa-se que os dados isotópicos da maioria das amostras dos corpos de minério dos depósitos de Sossego/Curral e de Sequeirinho-Baiano, situam-se no campo dos carbonatitos, dos fluidos magmáticos e no dos *MORBs* e, em algumas amostras, tendem ao campo da contaminação sedimentar (Figura 5). O posicionamento das amostras nestes campos é consistente com as sugestões de Monteiro *et al.* (2008), em que a composição isotópica do carbono incorporado nas rochas pode ser de uma fonte magmática mantélica ou, mesmo, crustal. Com relação aos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ (+8,1 a +9,3‰) dos carbonatos analisados do depósito Cristalino, estes valores são sugestivos de uma contribuição magmática mantélica, em comparação aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos dos depósitos do tipo *IOCG* em Carajás, tais como Gameleira (Lindenmayer *et al.* 2001) e Igarapé Bahia (Tazava, 1999; Dreher, 2004).

Observa-se no diagrama de reservatórios naturais (Figura 7), que os valores de

S do depósito Cristalino situam-se também nos campos dos granitos e no dos MORBs. O S pode ter tido contribuição de fonte granítica, pois os corpos de minério de Cu(Au) estão associados a intrusões graníticas ou dioríticas (*s.l.*; Huhn *et al.* 1999a) e os valores de $\delta^{34}\text{S}$ situam-se no intervalo de variação de dados isotópicos de S destas rochas (Figura 7). Isto é observado nos minérios de Cu(Au) das minas Hampden, Distrito de Cloncurry, Austrália (Davidson & Dixon, 1992), onde os valores de $\delta^{34}\text{S}$ (-3,0 a +4,0‰), a geologia local e as assembléias de alteração (K-feldspato e turmalina) indicam fluidos derivados de granitos (*s.l.*). Os valores $\delta^{34}\text{S}$ do depósito Cristalino também são sugestivos de enxofre lixiviado de rochas ígneas (basaltos do tipo MORB), conforme já sugerido por Ribeiro *et al.* (2007a).

Analisando-se, no conjunto, os resultados isotópicos de C, S e O para as amostras do depósito Cristalino, observa-se um leve fracionamento isotópico nos furos CS-061 e 128. No furo 061, observa-se um aumento de $\delta^{34}\text{S}$ de 0,6 a 1,3‰ (n= 5) e no 128 um aumento de 0,8 a 1,5‰ (n= 4). Nota-se que no furo 128 os maiores valores de $\delta^{34}\text{S}$ correspondem a uma menor profundidade da amostragem no furo de sondagem. Possivelmente, essa pequena variação nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ possa ser devida a: (1) atividade biológica em áreas mais superficiais; e, (2) fracionamento isotópico de S, devido a variações das condições físico-químicas do(s) fluido(s) mineralizante(s).

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ de outros depósitos do tipo IOCG de Carajás apresentam valores mais variados, numa faixa de -2,1 até + 7,6‰. Os valores mais altos de $\delta^{34}\text{S}$ (> 2‰) nos depósitos do tipo IOCG de Carajás são interpretados por alguns autores (*e.g.* Monteiro *et al.* 2008), como devidos a S proveniente de fontes não mantélicas. Monteiro *et al.* (2008) sugerem que os valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$ de +2,2 a +7,6‰, no depósito Sossego, possam ser de três fontes: (1) S lixiviado de rochas magmáticas ou de fluidos de magmas que adquiriram muito do seu enxofre pela assimilação de rochas encaixantes; (2) S reduzido inorganicamente ($\delta^{34}\text{S}$ ~ de 2,0 a 5,0‰) de sulfato de água do mar no Arqueano, na deposição de evaporitos; e, (3) de sulfatos reduzidos inorganicamente de evaporitos continentais ($\delta^{34}\text{S}$ ~ 10,0‰). Segundo Monteiro *et al.* (2008), esses sulfatos poderiam ter se introduzido no sistema a partir das águas superficiais (meteóricas) que participam da gênese dos corpos de minério ou, mesmo, ter sido lixiviados das rochas encaixantes na passagem dos fluidos quentes. Assim, se no Supergrupo Itacaiúnas, associados as metavulcânicas e metassedimentos houvessem leitos evaporíticos, esses poderiam ter sido dissolvidos pela passagem de fluidos quentes e adicionado sulfatos. Como não há evidências geológicas de ocorrências de evaporitos na região, exceto pelos dados isotópicos de $\delta^{11}\text{B}$ em turmalinas do depósito Igarapé Bahia, sugestivos da presença de depósitos evaporíticos (Xavier *et al.* 2005), esta hipótese foi sumariamente descartada.

Dreher (2004) e Galarza *et al.* (2008), por outro lado, sugerem que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ (-2,1 a +5,6) poderiam derivar de sulfetos de fluidos magmáticos.

Davidson & Dixon (1992) propõem para os depósitos Starra e Osborne, no distrito de Cloncurry (Austrália), fontes que incluem S magmático e aquele reduzido inorganicamente de sulfato de água do mar, de evaporitos continentais e lixiviado de sedimentos. Estes depósitos formaram-se em uma bacia cratonizada, em ambiente evaporítico, preenchida por sedimentos, onde se formou o depósito Starra.

Ao proporem-se outras fontes para o depósito Cristalino deve-se lembrar a geologia regional e local. Uma pequena quantidade de S poderia ter proveniência

sedimentar, pois a lito-estratigrafia do depósito Cristalino (correlacionado ao Supergrupo Itacaiunas) engloba a Formação Gorotire, uma unidade metassedimentar sobreposta e discordante de cobertura, siliciclástica e depositada em ambiente fluvial a marinho raso, que poderia contribuir com enxofre crustal. No entanto, a estreita variação dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ (+0,6 a +1,5‰) é indicativa de enxofre magmático e este pequeno fracionamento nas amostras pode dever-se a uma variação das condições físico-químicas do(s) fluido(s).

A estreita variação de $\delta^{34}\text{S}$ (-0,7 a +3,1‰) no depósito de Candelária–Punta Del Cobre é consistente com S magmático e os valores mais positivos de $\delta^{34}\text{S}$ implicariam em condições mais oxidadas do fluido (Marschik & Fontboté, 2001). Williams & Pollard (2003), também postulam que valores $\delta^{34}\text{S}$, próximos de zero, são compatíveis com fonte predominantemente magmática (S de fase fluida magmática ou lixiviada de rochas ígneas) nos depósitos do distrito de Cloncurry (*e.g.*, Starra e Osborne). As variações nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ nestes depósitos relacionar-se-iam a variações em temperatura, pH, fugacidade de oxigênio e mistura com S (meta)ssedimentar.

CONCLUSÕES

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

AGRADECIMENTOS

A VALE- Companhia Vale do Rio Doce (ex-CVRD), Projeto Cristalino, em particular aos geólogos Gilberto Mansur e Fabrício Ely, pelo acesso às informações internas, material do projeto e amostras de furos de sondagem. A geóloga Gilmara Duarte de Jesus pela cessão de dados inéditos de seu mestrado na área do projeto. Aos revisores anônimos desta revista que contribuíram muito para a melhoria do texto final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X. da S.; COSTA, J.B.S. (1991) Serra dos Carajás Folha SB. 22-Z-A-Estado do Pará. Programa PLGB, CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 136p.
- BARROS, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. (2001) Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na

- Província Metalogenética de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Extended abstracts..., CD-ROM.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMMONT, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. (1973) Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 215-242.
- CVRD. (2003) Projeto Cristalino - relatório técnico (interno).
- DAVIDSON, G.J. & DIXON, G.H. (1992) Two sulphur isotope provinces deduced from ores in the Mount Isa Eastern Succession, Australia. *Mineralium Deposita* **27**:30-41.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. (1996) Datação de zircão de *sill* de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Extend Abstracts..., Belém (PA), SBG, p. 376-379.
- DOCEGEO (1988) Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia 35. Anais..., Belém (PA), SBG, p. 11-54.
- DREHER, A.M. (2004) O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás. Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. Tese de doutorado, 221p.
- EXLEY, R.A.; MATTEY, D.P.; CLAGUE, D.A.; PILLINGER, C.T. (1986) Carbon isotope systematics of a mantle 'hot spot' a comparison of Loihi seamount and MORB glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**:189-199.
- FAURE, G. (1986) Principles of isotope geology. 2 ed., John Wiley & Sons, New York, 589p.
- GALARZA, T.M.A. & MACAMBIRA, M.J.B. (2002) Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará Brasil. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia. SBG, Belém, p. 153-168.
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N. (2008) Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 377-397.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K. (1986) Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira Geociencias*, **16**(2):201-211.
- HUHN, S.R.B.; SOUZA, C.I. de J.; ALBUQUERQUE, M.C. de; LEAL, E.D.; BRUSTOLIN, V. (1999a) Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada- Região da Serra do Rabo - Carajás-PA. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, p. 140-143.
- HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. (1999b) Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo – Carajás-PA. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, p. 463-466.
- HUHN, S.B.; SOARES, A.D.V.; SOUZA, C.I.J.; ALBUQUERQUE, M.A.C.; LEAL, E.D.; VIEIRA, E.A.P.; MASOTTI, F.S.; BRUSTOLIN, V. (2000) The Cristalino copper gold Deposit, Serra dos Carajás, Pará. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, abstracts CD-ROM.
- LINDENMAYER, Z.G. (1990) Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. Tese de doutorado. University of Western Ontario, Canadá, 406p.
- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; RONCHI, L.H.; ALTHOFF, F.J.; LAUX, J.H.; ARAÚJO, J.C.; FLECK, A.; BAECKER, C.A.; CARVALHO, D.B.; NOWATZKI, A.C. (2001) Geologia de Depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás. Pará. In: JOST, H. (ed.). Depósitos auríferos dos distritos mineiros brasileiros. DNPM-ADIMB, p. 79-137.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. (1995) Geocronologia da Província Mineral de

- Carajás: síntese dos dados e novos desafios. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, **7**:263-288.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; LINDENMAYER, D.H. (1991) U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- MARSCHIK, R. & FONTBOTÉ, L. (2001) The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre-Candelaria área, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* **14**:401.
- MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. (1991) Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(1):41-50.
- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; CARVALHO, E.R.; HITZMAN, M.W.; JOHNSON, C.A.; SOUZA, C.R.; TORRESI, I. (2008) Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, **43**:129-159.
- OHMOTO, H & RYE, R. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L., BARNES (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2 ed. , John Wiley & Sons, 798p.
- OHMOTO, H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, Jr. H.P.; O'NEIL, J.R. (eds.). *Reviews in Mineralogy: stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineralogical Society America, **16**:561-568.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. (1989) The age, origin and tectonics of the Grão Pará group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**:229-254.
- PANDIT, M.K.; SIAL, A.N.; SUKUMARAN, G.B.; PIMENTEL, M.M.; RAMASAMY, A.K.; FERREIRA, V.P. (2002) Depleted and enriched mantle sources for Paleo- and Neoproterozoic carbonatites of Southern India: Sr, Nd, C-O isotopic and geochemical constraints. *Chemical Geology*, **189**:69-89.
- PIDGEON, R.T. & MACAMBIRA, M.J.B. (2000) Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província Carajás, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Proceedings, Belo Horizonte, SBG.
- RIBEIRO, A.A.; SUITA, M.T.F.; SIAL, A.N.; FALLICK, T.; ELY, F. (2007a) Geoquímica de isótopos estáveis (C, S, O) das rochas encaixantes e do minério de Cu(Au) do depósito Cristalino, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 11, Atibaia-SP, Anais, CD-ROM.
- RONCHI, L.H.; LINDENMAYER, Z.G.; ARAÚJO, J.C.; ALTHOFF, A.M.R.; CARON, R.; BAECKER, C.A. (2003) Padrão de inclusões fluidas em depósitos de óxido de ferro Cu-Au na região de Carajás. In: RONCHI, L.H. & ALTHOFF, F.J. (eds.). *Caracterização e modelamento dos depósitos minerais*. UNISINOS.
- ROTHERHAM, J.F.; BLAKE, L.K.; CARTWRIGHT, I.; WILLIAMS, P.J. (1998) Stable Isotope evidence for the origin of the Mesoproterozoic Starra Au-Cu Deposit, Cloncurry District, Northwest Queensland. *Economic Geology*, **93**:1435-1449.
- SAKAI, H.; MARAIS, D.J.; UEDA, A.; MOORE, J.G. (1984) Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**:2433-2441.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.; KRYMSKY, R. (2006) Geology, geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2,74 Ga) Serra do Rabo granite Stock, Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **20**:327-339.
- SOARES, A.D.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; VIEIRA, E.A.P.; MASSOTI, F.S.; SOUZA, C.I.J.;

- PADILHA, J.L.; MAGNI, M.C.V. (2001) Depósito Cu(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SBG, Simpósio Geologia da Amazônia, 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 dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. In: Simpósio Geologia da Amazônia, 5. Expanded Abstract, Belém, SBG, p. 380-383.
- TALLARICO, F.H.B.; OLIVEIRA, C.G.; FIGUEIREDO, B.R. (2001) A descriptive model for the Igarapé-Bahia Cu-Au hypogene mineralization, Carajás Province, Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, abstracts CD-ROM.
- TALLARICO, F.H.B.; GROVES, D.I.; FIGUEIREDO, B.R.; GRAINGER, C.J.; BEAUDRY, C. (2005a) Neoproterozoic and Paleoproterozoic Metallogeny of the Carajas Copper-Gold Belt. Brazilian Symposium on Metallogeny, I, Extended Abstracts, CD-Rom, Gramado (RS, Brazil).
- TALLARICO, F.H.B.; FIGUEIREDO, B.R.; REGO, J.L. (2005) Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé-Bahia Deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, **100**:7-28.
- 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, contents and abstracts*, **26**(1):2-9.
- 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. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto-MG, 81p.
- THRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R.; NELSON, D.R. (1998) SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- TAYLOR, H.P.; FRECHEN, J.; DEGENS, E.T. (1967) Oxygen carbon isotope studies of carbonatites from the Laachersee district West Germany and Alno district, Sweden. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **31**:3145-3154.
- VILLAS, R.N & GALARZA, M.A. (2001) As brechas hidrotermais do depósito Igarapé Bahia, Carajás: dados geoquímicos e de isótopos estáveis de carbono e enxofre. In: Simpósio Geologia da Amazônia, 7, Resumos Expandidos, Belém (PA), SBG/ Núcleo Norte, CD-ROM.
- VILLAS, R.N & SANTOS, M.D. (2001) Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.
- WILLIAMS, P.J. & POLLARD, P.J. (2003). Australian Proterozoic Iron Oxide-Cu-Au Deposits: an overview with new metallogenic and exploration data from the Cloncurry District, northwest Queensland. *Exploration Mining Geology*, **10**(3):191-213.
- XAVIER, R.P.; WIEDENBECK, M.; DREHER, R.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 Symposium on Metallogeny 1, CD-ROM.