Contexto geológico e origem da mineralização sulfetada estratiforme de São Martim, SW do Cinturão Araguaia, Pará

**Raimundo Netuno Villas¹, Aderson D.P. de Lima², Basile Kotschoubey³,
Marcely Pereira Neves⁴ & Grant Alan Osborne⁵**

Resumo O Alvo São Martim está localizado na porção sudoeste do Cinturão Araguaia e é caracterizado por concentrações de sulfetos na forma de finos leitos, clastos e disseminações hospedados em uma sequência sedimentar essencialmente clástica pertencente à Formação Couto Magalhães. Os sulfetos ocorrem principalmente em diamictitos negros e ruditos, incluindo sobretudo pirita com quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita e galena. A estes minerais associam-se apatita, monazita, xenotímio, alanita, barita, anidrita, calcita, albita, estilpnomelano e clorita em proporções variáveis. A composição isotópica do Pb das diferentes variedades de pirita sugere que os metais têm como origem a crosta superior e provêm de uma mesma fonte homogênea. Não foi possível definir uma idade isocrônica para a mineralização, porém a maioria das idades modelo Pb-Pb obtidas varia de 716 a 616 Ma, período consistente com a evolução neoproterozóica do Cinturão Araguaia. Estudos de inclusões fluidas em cristais de calcita das zonas mineralizadas permitiram identificar um fluido salino (11 a >23% em peso de NaCl) de composição comparável ao sistema NaCl-CaCl₂-H₂O, que pode ter resultado de exalações ou de água conata que interagiu com leitos evaporíticos. Na maioria dos casos a temperatura de homogeneização situa-se entre 90 e 110°C, intervalo este compatível com a presença de querogênio na matéria carbonosa da matriz dos diamictitos negros e com o ambiente diagenético. O quadro sulfetado do Alvo São Martim teria evoluído em três fases principais: 1) fase autóctone I (sulfetos exalativos); fase alóctone (clastos de sulfetos ou sulfetos presentes em clastos líticos resultantes do dismantelamento de exalitos); e 3) fase autóctone II (sulfetos diagenéticos com alguma contribuição exalativa). Comparações com depósitos de tipo *Kupferschiefer* apontam para a possibilidade de existirem ambientes similares no Cinturão Araguaia.

Palavras-chave: Cinturão Araguaia, Neoproterozóico, sulfetos estratiformes, exalação submarina, isótopos de Pb, inclusões fluidas

Abstract *Geological setting and origin of the stratiform sulfide mineralization at São Martim, SW Araguaia belt, Pará, Brazil.* The São Martim Prospect lies on the southwestern portion of the Araguaia Belt and is characterized by sulfide concentrations hosted by a sedimentary sequence that belongs to the Couto de Magalhães Formation. The sulfides occur mainly in black diamictites and rudites as thin stratiform layers, clasts and disseminations. Pyrite is the dominant sulfide, being normally associated with different amounts of chalcopyrite, sphalerite, galena, apatite, monazite, xenotime, allanite, barite, anhydrite, calcite, albite, stilpnomelane and chlorite. Lead isotopic compositions of the different pyrite varieties are very homogeneous, indicating that the metals are derived from a common source. This homogeneity precluded an isochronic Pb age to be obtained for the mineralization, but most Pb-Pb model ages for pyrite yielded values between 716 and 616 Ma which are consistent with the Neoproterozoic evolution of the Araguaia Belt. Microthermometric data on fluid inclusions trapped in calcite crystals from the mineralized zones reveal a fluid composition comparable to the NaCl-CaCl₂-H₂O system and salinities that vary from 11 to >23wt.% NaCl. This saline fluid might represent exhalative emanations or connate water that flowed through evaporitic layers. Homogenization temperatures mostly fall in the 90-110°C range which is compatible with the presence of kerogen in the carbonaceous matter of the black diamictite matrix and with a diagenetic environment. The proposed genetic model comprises an autochthonous phase I (exhalative sulfides), an allochthonous phase (sulfide clasts and sulfide-bearing lithic clasts resulting from the dismantling of preexisting exhalites) and an autochthonous phase II (diagenetic sulfides with some exhalative contribution). Comparison with the *Kupferschiefer*-type deposits points to promising perspectives of finding similar environments in the Araguaia belt.

Keywords: Araguaia Belt, Neoproterozoic, stratiform sulfides, submarine exhalation, Pb isotopes, fluid inclusions

1 - Departamento de Geologia, Centro de Geociências da UFPA, Belém, Pará, Brasil. E-mail: netuno@ufpa.br

2 - Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA, Belém, PA, Brasil. E-mail: cpgg@ufpa.br

3 - Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências da UFPA, Belém, PA, Brasil. E-mail: basile@ufpa.br

4 - Curso de Graduação em Geologia da UFPA, Belém, PA, Brasil. E-mail: celyneves@ig.com.br

5 - Western Mining Company. E-mail: grant.osborne@wmc.com

INTRODUÇÃO Até a década passada, os trabalhos de cunho metalogenético no Cinturão Araguaia estiveram voltados prioritariamente para as ocorrências de gemas associadas com veios de quartzo e pegmatíticos (p. ex. Santos *et al.* 1982, Santos 1983, Macambira 1983, Collyer 2000). Investigações mais recentes têm identificado ambientes exalativos com presença de clorititos, silixitos e formações ferríferas, bem como sulfetos estratiformes (Kotschoubey & Hieronymus 1990, Villas *et al.* 2003, Sousa 2005), ampliando o conhecimento da potencialidade mineral daquele cinturão.

O Alvo São Martim é, por ora, a única ocorrência de sulfetos estratiformes reconhecida no Cinturão Araguaia e uma das poucas descritas no Brasil em rochas sedimentares pré-cambrianas (Villas *et al.* 2003, Neves *et al.* 2003). Está localizado na porção sudoeste desse cinturão, próximo do contato com o Cráton Amazônico, a cerca de 35 km a SE da cidade de Redenção (PA). Sua descoberta deve-se à Mineração Genipapo, do grupo australiano Western Mining Company (WMC), que desenvolveu um programa de sondagens com base em fortes anomalias magnéticas e gravimétricas e em esparsos corpos gossânicos detectados na região. Os leitos ricos em sulfetos se estendem lateralmente por mais de 3,5 km e encontram-se intercalados no terço superior de uma sequência de rochas clástico-químicas não metamorfisadas, de pelo menos 800 m de espessura, a qual pertence à Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins) e repousa discordantemente sobre um embasamento arqueano que comporta abundantes formações ferríferas bandadas (Lima *et al.* 2005).

Neste trabalho são descritos os leitos sulfetados de São Martim e seu contexto litoestratigráfico, principalmente em termos de rochas hospedeiras e de composições química e mineralógica. São igualmente apresentados dados acerca da idade da mineralização e das potenciais fontes dos metais e de fluidos, que estiveram presentes na área à época da formação dos depósitos sulfetados. Finalmente, um modelo evolutivo do quadro metalogenético é proposto.

MATERIAIS E MÉTODOS Todas as amostras estudadas provieram de testemunhos de dez furos de sondagem, vários deles atravessando as zonas sulfetadas. Os trabalhos analíticos, realizados em laboratórios do Centro de Geociências da UFPA, envolveram: 1) a descrição petrográfica de lâminas polidas com auxílio de microscópio Zeiss Axioplan2 com luz transmitida e refletida; 2) microscopia eletrônica de varredura (MEV-SED) com equipamento LEO-1430, sendo as amostras metalizadas com carbono e analisadas sob corrente do feixe de elétrons = 90 μ A e voltagem de aceleração = 20 kv; 3) difratometria de raios-X com espectrômetro Philips PW 3010, tubo de Cu (K_{α} 1,5406); 4) microtermometria de inclusões fluidas com auxílio de platina de resfriamento-aquecimento Chaixmeca (-180 a 600°C), adotando-se os procedimentos metodológicos descritos principalmente por Shepherd *et al.* (1985) e Goldstein & Reynolds (1994); e 5) datação de sulfetos pelo método Pb-Pb, com abertura química baseada nos métodos

apresentados em Manhês (1982) e determinações das razões isotópicas de Pb feitas em um espectrômetro de massa VG Isomass 54E. Os resultados das análises para Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Co e Ba, dentre outros metais, foram cedidos pela WMC e obtidos por espectrometria de plasma (ICP/ES e ICP/MS). Três amostras ricas em material carbonoso foram analisadas por espectrometria Raman no Instituto de Geociências da UNICAMP.

GEOLOGIA DO CINTURÃO ARAGUAIA O Cinturão Araguaia, de idade neoproterozóica (Moura & Gaudette 1993a), estende-se submeridianamente por cerca de 1200 km entre o Cráton Amazônico, a oeste, e a Bacia do Parnaíba, a leste, estando encoberto, ao norte, por rochas sedimentares da bacia do Grajaú e limitado, ao sul, pelo Lineamento Transbrasiliano, que o separa do Maciço de Goiás (Fig. 1).

O embasamento arqueano do Cinturão Araguaia é formado pelos ortognaisses de filiação TTG do Complexo Colméia (2,86 Ga, Moura & Gaudette 1993b), expostos em núcleos de braquidobras, e por seqüências metavulcanossedimentares do Complexo Rio do Coco (2,62 Ga, Arcanjo *et al.* 2000). Ao embasamento paleoproterozóico pertencem as rochas metassedimentares e metaígneas félsicas a máficas do Complexo Rio dos Mangues (2,08-2,04 Ga, Arcanjo *et al.* 2001) e rochas granitóides deformadas e representadas pelos corpos Cantão e Serrote com idade 1,85 Ga (Moura & Gaudette 1993, Souza & Moura 1995). As intrusões de nefelina sienito de Monte Santo e Serra da Estrela, hoje gnaissificadas, cortam, respectivamente, os complexos Colméia e Rio dos Mangues, e foram datadas em torno de 1,0 Ga (Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo *et al.* 2001).

Sobre o embasamento, repousa discordantemente o Supergrupo Baixo Araguaia, o qual é formado, de baixo para cima, pelos grupos Estrondo e Tocantins (Abreu 1978). O Grupo Estrondo é constituído pelos quartzitos, quartzitos micáceos e xistos da Formação Morro do Campo (base) e pelos xistos, micaxistos, mármore e anfibolitos da Formação Xambioá (topo), enquanto o Grupo Tocantins é composto pelos cloritaxistos, filitos e quartzitos da Formação Pequizeiro (base) e pelos filitos, ardósias, metarcósios e metacalcários da Formação Couto Magalhães (topo).

Corpos gabróicos da Suíte Xambica, com idade de 820 Ma (Gorayeb *et al.* 2004), cortam as rochas do Grupo Estrondo. Muitos deles são foliados e mostram-se metamorfisados com presença comum de escapolita. O período entre 680 e 550 Ma foi marcado pela intrusão sucessiva, nas rochas do Grupo Estrondo, dos granitóides da Suíte Santa Luzia, do granodiorito Presidente Kennedy e dos granitos Matança e Ramal do Lontra (Macambira 1983, Moura & Gaudette 1993a, Gorayeb *et al.* 2001, Alves 2006).

A evolução do Cinturão Araguaia (Alvarenga *et al.* 2000) remonta, assim, ao início do Neoproterozóico a partir de um *rift* que se abriu no embasamento e teve seus estágios iniciais marcados pela intrusão de magma alcalino. A bacia que então se formou acolheu

Figura 1 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia e localização do Alvo São Martin (modificado de Alvarenga et al. 2000). As fontes das idades encontram-se no texto. Devido à escala, a Suíte Xambica não está representada no mapa.

sedimentos essencialmente siliciclásticos, os quais deram origem ao Supergrupo Baixo Araguaia. Durante a fase de inversão tectônica, o pacote rochoso foi intensamente deformado e metamorfoisado. As mais altas taxas de deformação e as mais severas condições de metamorfismo, que alcançou a fácies anfibolito médio, estão registradas no setor oriental do Cinturão, onde também ocorreu anatexia crustal, redundando na geração de magma granítico entre 680 e 620 Ma. Próximo do contato com o Cratão Amazônico, as rochas estão apenas anquimetamorfisadas ou não metamorfisadas. Os esforços compressoriais promoveram o transporte de massa rochosa para NW, de encontro ao cratão, fa-

zendo com que unidades litoestratigráficas mais antigas do Cinturão (Grupo Estrondo) se sobrepusessem às rochas do Grupo Tocantins, ou mesmo que rochas do embasamento fossem alçadas e projetadas sobre unidades do Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978). Similarmente, esses esforços tectônicos podem ter sido responsáveis pela colocação de prováveis lascas de crosta oceânica, hoje expostas em vários locais (Kotschoubey et al. 2005).

Mais tarde, ocorreu o alojamento dos granitos Matança (560 Ma), que foi afetado por falhas transcorrentes do Lineamento Transbrasiliano, Ramal do Lontra (550 Ma) e outros corpos menores. O evento termo-

tectônico Brasileiro está também registrado nas rochas do embasamento, conforme indicam as idades K-Ar de cerca de 530 Ma obtidas em micas de gnaisses arqueanos (Macambira 1983) e idades Rb-Sr de 500-470 Ma e de 536 ± 37 Ma obtidas em minerais do Gnaiss Cantão (Lafon *et al.* 1990) e do Granito Serrote (Sousa & Moura 1995), respectivamente.

A Formação Couto Magalhães Considerando que as concentrações de sulfeto de São Martin estão hospedadas em uma sequência sedimentar que integra a Formação Couto Magalhães, esta unidade litoestratigráfica é aqui descrita mais detalhadamente do que as demais. Ela foi definida por Hasui *et al.* (1977) para enfeixar um conjunto de rochas metassedimentares aflorantes na parte ocidental do Cinturão Araguaia nas vizinhanças da cidade homônima. É constituída predominantemente por filitos e ardósias, com intercalações subordinadas de metarenitos, metassilexitos, alguns hematíticos, metassiltitos, metagrauvacas e mármores.

Os filitos de granulação fina a muito fina são dominantes e gradam lateralmente para rochas mais ardósianas. São compostos essencialmente de quartzo e muscovita, ocorrendo carbonatos, hematita, plagioclásio, clorita, titanita e apatita como fases acessórias. Os metarenitos, que chegam a mostrar espessura decamétrica, possuem granulação em geral fina e são constituídos de quartzo e muscovita, tendo clorita, feldspato e fases opacas como principais minerais acessórios. As metagrauvacas são comumente foliadas, de granulação média e compostas essencialmente por quartzo, plagioclásio e sericita, sendo os principais minerais acessórios titanita, turmalina, epidoto, apatita e opacos.

A borda oeste do Cinturão Araguaia é marcada, pelo menos até o paralelo de 9° S, por falhas de empurrão, que projetaram a Formação Couto Magalhães sobre o Cráton Amazônico (CPRM 1994, 1999, 2000 e 2001). Abaixo desta coordenada, os limites entre o cinturão e o cráton estão encobertos por rochas sedimentares fanerozóicas (Fig. 1). Da mesma forma que o grau metamórfico, a intensidade da deformação das rochas do Cinturão Araguaia também decresce de leste para oeste, atenuando-se, em particular, na direção sudoeste, onde rochas preservaram intactas suas feições sedimentares e só muito localmente são identificadas estruturas tectógenas. É nesse cenário que se encontram as rochas não metamorfasadas a anquimetaformadas da Formação Couto Magalhães, das quais a sequência sedimentar de São Martin é um excelente exemplo, conforme abaixo descrito.

LITOESTRATIGRAFIA DO ALVO SÃO MARTIM O Alvo São Martin encontra-se em uma área topograficamente arrasada, comportando, em ausência de qualquer afloramento de rochas da Formação Couto Magalhães, restos esparsos de cobertura laterítica desmantelada. Localmente, gossans mais ou menos expressivos (Oeste, Veraldo, Santa Rita) apontam para a presença de sulfetos em sub-superfície. As informações sobre as rochas dessa área provêm de testemunhos de

dez furos de sondagem, alguns com aproximadamente 800 m de profundidade. Essas rochas compõem uma sequência carbonática e siliciclástica de águas profundas, depositadas em zonas de talude e assoalho de bacia (Fig. 2), que foi dividida litoestratigraficamente em três membros (Nogueira *et al.* 2003): 1. Membro Inferior, constituído predominantemente por calcários; 2. Membro Intermediário, formado exclusivamente por rochas siliciclásticas finas e 3. Membro Superior, composto por rochas rudáceas carbonáticas e siliciclásticas finas a grossas. Muitos intervalos apresentam camadas convolutas e maciças, dobras desarmônicas, brechas, clastos rotacionados e *boudins*. Essas estruturas foram provavelmente geradas por sismos como indica, dentre vários critérios adotados por Pope *et al.* (1997) e Matsuda (2000), a comum alternância de leitos altamente deformados com leitos denotando sedimentação tranqüila, representada por arenitos finos e siltitos bem laminados e não perturbados.

Os Membros Superior e Intermediário da Sequência Sedimentar

TIPOS LITOLÓGICOS Por hospedarem concentrações sulfetadas, apenas os membros intermediário e superior da sequência sedimentar serão aqui enfocados. Nesses foram identificados cinco tipos litológicos, ou seja, de baixo para cima: a) siltitos; b) arenitos; c) calcários; d) diamictitos; e e) ruditos, além de soleiras de diabásio.

Siltitos São as rochas mais comuns e constituem os leitos mais espessos do pacote sedimentar, alcançando pouco mais de 80 m de espessura contínua e apresentando cor verde a marrom ou cinza (Fig. 3A). São compostas de argilominerais, quartzo, calcita de granulação fina a muito fina, e constituem lâminas que alternam com finos leitos de arenito carbonático. Nos trechos exibindo forte deformação plástica, observa-se uma mistura desordenada de material pelítico e carbonático (Fig. 3B) com grãos de sulfetos disseminados, além de leitos milimétricos e descontínuos de arenito fino e material carbonoso. Intervalos com estratificação plana ou ondulada bem preservada são comuns e, localmente, a abundância de finos cristais de sulfetos empresta à rocha uma tonalidade cinza metálica. Fragmentos de calcário, rochas vulcânicas, arenito, bem como grãos de sulfetos, estão dispersos na rocha. À medida que esses fragmentos se tornam mais abundantes na matriz, a rocha passa para diamictito.

Arenitos Os arenitos têm granulação fina e coloração cinzenta, esverdeada ou amarronzada (Fig. 3C). Possuem matriz siltico-argilosa ou cimento carbonático e silicoso subordinado. São compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio e fragmentos de sílex sendo pirita, calcopirita, hematita, titanita e fluorita os principais minerais acessórios. Veios discordantes e bolsões centimétricos de carbonato (Fig. 3D) ocorrem aleatoriamente, sendo alguns deles levemente mineralizados. Nos intervalos que não apresentam deformação, os

Figura 2 – Seções geológicas na Bacia São Martin com destaque para as zonas sulfetadas hospedadas pela sequência sedimentar. SMD-X = furos de sondagem (Fonte: WMC - Mineração Genipapo).

planos de acamamento são bem definidos e localmente mineralizados. Dominam, porém, os intervalos perturbados, em que camadas convolutas e dobras desarmônicas obliteram o acamamento da rocha.

Calcários Este litotipo chega a alcançar 50 m de espessura e, quando bastante puro (Fig. 3E), ocorre em leitos de coloração esbranquiçada e granulação média (esparito) contendo cristais de calcita de até 3 mm de comprimento. No entanto, dominam intervalos bastante impuros (Fig. 3F), em que o calcário mostra coloração cinza-esbranquiçada, granulação muito fina (micrito) e forma “bandas” separadas uma das outras por material pelítico e carbonoso. Via de regra essas bandas estão deformadas por convoluções, a tal ponto que, localmente, à semelhança do que acontece com os siltitos, a rocha perde o caráter bandado e se transforma num agregado caótico de carbonato e material carbonoso, assumindo características de verdadeiras margas. São também comuns clastos líticos e lâminas pelíticas escuras fracamente mineralizadas, estilólitos e vênulas de calcita.

O micrito é constituído por calcita e subordinadamente por argilominerais, quartzo e fragmentos de silicite, além de material carbonoso que, localmente, forma leitos micrométricos a submilimétricos contendo ou não clastos. Alguns desses leitos são ondulados e/ou cortados por vênulas de calcita.

Diamictitos Existem duas variedades de diamictito de acordo com a composição da matriz, que ora é pelítica e de coloração cinza (Fig. 3G), ora carbonosa e de coloração negra (Fig. 3H).

A primeira variedade alcança pouco mais de 1 m de espessura e apresenta-se laminada com intercalações de material carbonoso e calcita. Esse tipo de diamictito contém clastos subangulosos líticos de calcário,

siltito, calcário arenoso e arenito carbonático de até 2 cm de diâmetro, dispersos na matriz fina, além de pseudonódulos de arenito e estruturas de desmoronamento.

A segunda variedade chega a formar camadas de até 12 m de espessura e mostra finas intercalações de pelito esverdeado e calcário de até 10 cm de espessura. A matriz é extremamente fina, não sendo possível identificar, nem mesmo sob o microscópio petrográfico convencional, quais minerais a compõem. Em um único furo foi identificado um leito/veio de gipsita de até quase 15 cm de espessura.

Os clastos, de forma angulosa a subarredondada e tamanho micrométrico a milimétrico, ocupam aproximadamente 30% do volume da rocha e consistem de quartzo, sílex, pirita e calcita, estando alguns deles boudinados e orientados, quando então ressaltam a estratificação da rocha (Fig. 3I). Há também fragmentos de rocha quartzo-carbonática que apresentam quantidades subordinadas de plagioclásio, muscovita e anidrita.

Nos intervalos deformados não há qualquer registro de acamamento e os clastos geralmente se associam a pseudonódulos de carbonato. O carbonato é pouco abundante e, via de regra, ocorre em finas lâminas e em abundantes vênulas orientadas aleatoriamente.

Petrograficamente, os diamictitos são constituídos por uma matriz, que sustenta sulfetos e abundantes e variados clastos. Os clastos menores geralmente são de quartzo mono ou policristalino, calcita, sílex ou plagioclásio, enquanto que os maiores são de quartzo policristalino, calcita e fragmentos líticos com finos cristais de sulfetos disseminados, localmente concentrados sob a forma de finos leitos. São comuns grãos de quartzo com sobrecrecimento silicoso no qual foi incorporado material carbonoso da matriz (Fig. 3J). Microleitos de quartzo microcristalino + carbonato e de sulfetos, constituídos de agregados de cristais euédricos a subédricos de pirita, se destacam na matriz carbonosa.

Figura 3 - Fotos de testemunhos de sondagem (A-I e L), fotomicrografia (J) e imagem de elétrons retroespalhados (M) dos principais tipos litológicos da seqüência São Martim. A. Siltito de cor verde a marrom e de aspecto homogêneo; B. Siltito de cor cinza com fragmentos irregulares de carbonato (cor branca) emprestando-lhe aspecto heterogêneo; C. Arenito fino de cor cinza; D. Bolsões e veios de carbonatos em arenito; E. Calcário maciço fino, relativamente puro; F. Calcário margoso, de coloração cinza-esbranquiçada com as setas destacando finas concentrações de material carbonoso.

Análises por espectrometria Raman mostram que o material carbonoso da matriz é bastante

homogêneo, porém exibe grau de cristalinidade variável, ocorrendo na forma de querogênio até grafita. É

Figura 3 (Cont.) - Fotos de testemunhos de sondagem (A-I e L), fotomicrografia (J) e imagem de eletrons retroespalhados (M) dos principais tipos litológicos da sequência São Martinho. G. Diamictito esverdeado de matriz pelítica com clastos (setas) de sílexito de tamanho variado; H. Diamictito negro com matriz carbonosa; I. Diamictito negro com leve orientação dos clastos; J. Nódulo de quartzo com material carbonoso da matriz do diamictito negro incorporado concentricamente (luz natural); L - Rudito cinza com destaque para cavidades de dissolução devidas ao intemperismo. M. Pseudofósseis associados a estilpnomelano (St), clorita (Cl) e calcita espática (Cc) em rudito.

normalmente pontilhado por grãos de pirita, quartzo e provável muscovita. Assemelha-se muito à matéria car-

bonosa dos *metacherts* e metapelitos ricos em clorita, de Shunga, Karelia-Rússia, e do *chert* com pumpellyita-

epidoto, da Bacia de Hamersley, oeste da Austrália, tanto na posição quanto na largura dos picos no espectro Raman (Wopenka & Pateris, 1993).

Ruditos Estas rochas, de coloração cinzenta, foram identificadas em um único furo (SMD-15) e, próximo à superfície, apresentam-se bastante intemperizadas, com cavidades de dissolução de pirita e/ou carbonato (Fig. 3L).

Sinais de brechação, bem como fraturas e microfalhas, são observados ao longo de todo o intervalo. O tamanho e a natureza fragmentar de muitos constituintes justificam a classificação como rocha rudácea, na qual também se destacam sulfetos, normalmente em agregados esparsos, e faixas cinzentas de estilpnomelano.

Ao microscópio foram identificados fragmentos líticos, sulfetos, minerais micáceos e calcita, nesta ordem de abundância, além de apatita, barita, quartzo, alanita, xenotímio e monazita. Observam-se, ainda, alguns pseudofósseis (Fig. 3M) e um material argiloso, de cor marrom, que constitui zonas onduladas bordejando os veios de calcita.

Os fragmentos líticos são principalmente de calcário (micrito de coloração castanha e esparito) e silexito, com dimensões de poucos milímetros até 2 cm. Nos clastos de silexito, o quartzo é parcialmente substituído por calcita. Os contatos entre os fragmentos são raros e em geral suturados. Os sulfetos dão a esta rocha uma elevada densidade e perfazem cerca de 10% do seu volume. O material micáceo ocorre em faixas descontínuas e sinuosas, que geralmente bordejam os fragmentos líticos. Essas faixas de cores marrom e verde mostram-se intercrescidas e são compostas de estilpnomelano e clorita com caulinita e ankerita subordinadas. A calcita ocorre nos espaços intersticiais como cimento e localmente substitui os sulfetos. Também constitui veios em cujas bordas, além do mineral marrom, ocorre quartzo. Os cristais de apatita apresentam dimensão submilimétrica e forma prismática arredondada, sendo geralmente associados ao estilpnomelano. Alguns cristais mostram microfraturas preenchidas por calcita. A alanita foi observada em um clasto de esparito na forma de um agregado de cristais zonados bipiramidais e de coloração marrom associados a finíssimos cristais de zircão. A exemplo do xenotímio, monazita e galena, a alanita só foi identificada por MEV.

Os ruditos são cortados por veios de quartzo, calcita e quartzo + calcita, os quais, em geral, não são contínuos e têm poucos centímetros de espessura.

Diabásio Esta rocha, de cor cinza e granulação fina a média, se apresenta na forma de inúmeras soleiras com 0,8 a 6 m de espessura, que cortam toda a seqüência.

Petrograficamente mostra textura ofítica interstertal e é constituída de plagioclásio, piroxênio e, em menor quantidade, quartzo e titanita. O plagioclásio forma ripas muito finas, o que impediu estimar sua composição, e localmente mostram arranjo radial. Grande parte do piroxênio foi alterada para clorita, a qual ocupa

espaços entre os cristais de plagioclásio. Devido ao alto grau de alteração, não foi possível identificar o tipo de piroxênio. Os grãos de quartzo têm forma subédrica e geralmente estão associados ao plagioclásio.

MINERALIZAÇÃO Os ruditos e diamictitos negros e, subordinadamente, os siltitos e calcários de São Martin, hospedam acumulações de sulfetos sedimentares que, embora de características diversas, são essencialmente concordantes com o acamamento das rochas encaixantes e, portanto, de natureza estratiforme. Em ordem de abundância, registram-se pirita, calcopirita, esfalerita e galena em leitos de espessura centimétrica, nos quais ocorrem disseminados e só localmente formam concentrações maciças. A galena só foi reconhecida por MEV e em amostras de rochas rudáceas. Quartzo, barita, calcita, F-apatita, gipsita, clorita, estilpnomelano, alanita, xenotímio, albita e titanita são os principais minerais de ganga.

Nos diamictitos negros, a pirita ocorre na forma de 1) clastos, 2) cristais isolados na matriz carbonosa, 3) finos grãos subangulosos formando microleitos, 4) porções de clastos líticos, 5) grãos com hábito framboidal e 6) microvênulas.

Os clastos são abundantes, têm forma subarredondada a subangulosa e tamanho variado, de micrométrico a centimétrico. Alguns clastos são substituídos na sua parte interna e/ou na sua borda pela matriz carbonosa ou por gipsita (Fig. 4A). Os cristais isolados de pirita exibem granulação fina (< 1mm) e forma subédrica a euédrica. Alguns cristais têm seção quadrada perfeita indicativa de que não são de origem detrítica (Fig. 4B e 4C), enquanto outros mostram sobrecrecimento (Fig. 4D), o que realça a forma euédrica, ou acham-se envolvidos por gipsita. Alguns desses cristais apresentam finas inclusões de quartzo e estão parcialmente substituídos por calcita ou pela matriz carbonosa. Nos clastos líticos, a pirita geralmente forma agregados (Fig. 4E) juntamente com quantidades subordinadas de calcopirita e esfalerita ou se concentra em finos leitos constituídos por cristais individuais euédricos a subédricos (Fig. 4F). A pirita framboidal é comum, tanto na forma de grãos isolados (com diâmetro de cerca de 15 μ m) quanto em agregados disseminados nas rochas de matriz carbonosa ou carbonática. Com o aumento da granulação, a pirita framboidal tende a se transformar em agregados de cristais euédricos. A pirita também constitui vênulas em associação ou não com calcita, sendo raras as vênulas formadas exclusivamente de carbonato.

A calcopirita ocorre geralmente sob a forma de finos cristais anédricos em fragmentos de silexito, imersos na matriz carbonosa, bem como associada à calcita em vênulas. Em imagens de elétrons retroespalhados do MEV, observam-se sobrecrecimentos de calcopirita em cristais de pirita (Fig. 4D).

Grãos anédricos de esfalerita estão comumente associados tanto à pirita e calcopirita clásticas, quanto à pirita recristalizada. A esfalerita também constitui vênulas. Os cristais deste mineral, de coloração caramelada, são levemente translúcidos, sugerindo que eles são

Figura 4 - Fotomicrografias (A, C, E-I e O-R) e imagens de eletrons retroespalhados (B, D e J-N) de amostras das zonas sulfetadas. A. Clasto de pirita (Py) substituído interna e externamente por gipsita (Gp) (luz natural); B. Cristal euédrico de pirita (Py) em matriz carbonosa rica em caulinita (Caul) com abundantes grãos de apatita (Ap). No canto superior direito um clasto lítico com barita (Bar) corroído pela matriz; C. Cristais de pirita (Py) euédricos e subédricos, imersos em matriz carbonosa (luz refletida); D. Pirita euédrica recrystalizada com sobrecrecimento (ressaltado com traço) e com matriz carbonosa no seu interior (Mc). Notar pequeno sobrecrecimento de calcopirita (Cpy) no vértice inferior do cristal; E. Clastos de sílexito (ressaltados por traços) com grãos subangulosos a angulosos de pirita, em matriz carbonosa; Pf = pirita framboiada (luz refletida); F. Microleitos de pirita dentro de clasto de sílexito (luz refletida).

pobres em Fe.

As rochas rudáceas contêm pirita, esfalerita, calcopirita e galena, além de traços de bornita/digenita supergênicas. A pirita ocorre na forma de 1) clastos, 2) cristais neoformados, isolados e em agregados (Fig. 4G); e 3) preenchimento de microfraturas e de planos de clivagem da calcita.

Os clastos, com tamanhos de até 1,5 cm, mostram superfície rugosa e, localmente, textura esquelética (Fig. 4H). A substituição por carbonato ou calcopirita se inicia a partir de fraturas que foram preenchidas por estes minerais. Alguns clastos possuem bordas recristalizadas que são marcadas por cristais euédricos a subédricos de até 2 mm associados à calcopirita (Fig. 4I). A pirita também ocorre em vênulas quer monominerálicas, quer em associação com calcita e/ou calcopirita, as quais localmente cortam os ruditos.

A calcopirita ocorre na forma de clastos com superfície irregular e de grãos disformes nas bordas dos clastos de pirita (Fig. 4I). É, também, constituinte comum de vênulas dentro de clastos de pirita, o que indica ser ela, pelo menos em parte, mais tardia que a pirita.

A esfalerita, geralmente de granulação muito fina, ocorre em grãos isolados e em agregados normalmente associados à pirita, em espaços entre os clastos de pirita (Fig. 4J), bem como no interior e nas bordas de clastos de silicita. Algumas feições são indicativas de que a esfalerita substitui a pirita. A galena também forma grãos muito finos, alguns recristalizados, sempre associados à pirita, enquanto a hematita é muito subordinada e ocorre em grãos diminutos disseminados na rocha. Minerais de ganga como flúor-apatita (Fig. 4L) e barita são comuns, junto a quantidades acessórias de monazita e xenotímio (Fig. 4M), sericita, titanita, albita e alanita, esta última ocorrendo localmente em agregados de cristais euédricos finos e zonados (Fig. 4N).

Nos siltitos e calcários impuros predominam pirita e esfalerita com calcopirita subordinada, normalmente dispostos nos planos de estratificação. Observam-se, ainda, vênulas irregulares de esfalerita.

Nos siltitos, os leitos sulfetados, de espessura <2 mm e continuidade lateral indefinida, são formados por grãos muito finos (<85 μm) de pirita, esfalerita e calcopirita (Fig. 4O). Quando a matriz é carbonosa, os grãos, devido à recristalização, alcançam tamanho maior e desenham linhas sinuosas ao longo dos planos de acamamento. Há também grãos de pirita framboidal, de até 10 μm de diâmetro, disseminados na matriz, e esfalerita formando vênulas milimétricas em associação com calcita (Fig. 4P).

Nos calcários, os grãos de pirita chegam a ter até 2 mm de comprimento e formam, junto com esfalerita, leitos descontínuos (Fig. 4Q) que alcançam 3 mm de espessura, localmente cortados por vênulas de calcita. Estes grãos têm superfície rugosa e são parcialmente substituídos por calcita.

De acordo com os modos de ocorrência acima descritos, constata-se que alguns leitos ricos em sulfetos são principalmente de origem clástica, enquanto

outros resultaram da precipitação direta a partir de um meio aquoso. Parte dos sulfetos foi recristalizada ou se desenvolveu durante o processo diagenético. Há, ainda, vênulas com sulfetos, as quais podem ter sido geradas no curso da diagênese ou posteriormente. Com base nessas observações e nas relações texturais entre os sulfetos e demais minerais, é proposta para o Alvo São Martin a seqüência paragenética apresentada na figura 5.

Composição Química Os dados químicos foram cedidos pela WMC e referem-se a amostras de intervalos mineralizados de quatro furos de sondagem. Por representarem de 1 a 10 m de testemunhos, só permitem uma avaliação preliminar do conteúdo metálico das zonas sulfetadas. Esses dados constam da tabela 1 junto com as médias e as faixas de variação dos teores dos metais que mostraram valores mais anômalos. Ag, Au e EGP revelam, via de regra, concentrações abaixo do limite de detecção do método/técnica usado.

Os teores dos metais selecionados variam muito, independentemente do tipo litológico em que os sulfetos ocorrem. Cu (9-2720 ppm), Zn (25-3810 ppm) e Ba (33-1600 ppm) apresentam as variações mais marcantes, não havendo aparentemente correlação entre estes metais. Os mais elevados teores de Cu, Pb, Ni, Co e Cr foram obtidos nos ruditos do furo SMD-15. Embora os teores de Zn nessas rochas também sejam elevados, os maiores valores foram verificados nos diamictitos negros. Expressivas concentrações de Ba são comuns nos diamictitos, ainda que as mais altas tenham sido encontradas nos siltitos do furo SMD-16. Observa-se, também, que os teores de Ni são, via de regra, mais elevados que os de Cr e que nos diamictitos e siltitos Zn é mais abundante do que Pb e Cu.

Com relação à Ag, Th e U, registra-se um intervalo no furo SMD-15, no qual os teores de Ag variam entre 2,2 e 4,2 ppm, e os de Th e U atingem 5,3 e 4,7 ppm, respectivamente. Nos siltitos da furo SMD-16, os teores de Th variam de 2,1 a 8,8 ppm e os de U de 0,5 a 3,3 ppm.

Como era de se esperar, os mais elevados teores de Cu, Zn e Pb refletem uma maior abundância de calcopirita, esfalerita e galena nas amostras.

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS Foram efetuados ensaios microtermométricos em inclusões fluidas contidas em cristais de calcita de quatro amostras de diamictito, duas de calcário intercalado em rochas siliciclásticas e uma de veio, todas provenientes das imediações das zonas mineralizadas. As inclusões fluidas, bastante escassas, são aquosas, bifásicas e monofásicas, com dimensões $\leq 10 \mu\text{m}$ e grau de preenchimento $\geq 0,9$. As medidas de temperatura foram dificultadas, sobretudo durante os testes de resfriamento, devido ao tamanho das inclusões. Os resultados obtidos estão apresentados na Tabela 2. Foram reconhecidos dois fluidos, comparáveis aos sistemas $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{NaCl-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, sendo o primeiro mais salino e mais quente (temperaturas próximas de 180°C), embora,

Figura 4 (Cont.) - Fotomicrografias (A, C, E-I e O-R) e imagens de eletrons retroespalhados (B, D e J-N) de amostras das zonas sulfetadas. G. Agregados de cristais euédricos a subédricos de pirita (Py) em matriz rica em calcita (Cc) (luz refletida); H. Clasto de pirita (Py) substituído em sua parte central e bordas por calcita (Cc) (luz transmitida). I. Grão anédrico de esfalerita (esf) incluso em pirita (py) e grãos recrystalizados de pirita (py) e calcopirita (cpy), esta última substituindo a matriz (luz refletida). J. Agregados de pirita (Py), esfalerita (Esf) e galena (Gal) em matriz calcítica (Cc) de rudito; L. Grãos de F-apatita (F-Ap) e de pirita (Py), possivelmente de origem clástica, cortados por vênulas de calcita; M. Finos cristais de monazita (Mon) e xenotímio (Xen) em meio a outros minerais de ganga e sulfetos (Py e Cpy).

Figura 4 (Cont.) - Fotomicrografias (A, C, E-I e O-R) e imagens de eletrons retroespalhados (B, D e J-N) de amostras das zonas sulfetadas. N. Agregados de cristais prismáticos e zonados de alanita (Alan) autigênica em matriz calcítica dos ruditos, com finos cristais de zircão (zir) associados; O. Microleito de grãos de pirita (Py) e calcopirita (Cpy) em silito (luz refletida); P. Vênula segmentada de esfalerita (Esf) em silito (luz natural); Q. Microleito de pirita (Py) e esfalerita (Esf) em calcário impuro (luz refletida);

em ambos, tenham prevalecido temperaturas na faixa de 90-110°C. As salinidades, estimadas com base nas temperaturas de fusão do gelo, variam de 11,3 a > 23% equiv. em peso de NaCl.

ISÓTOPOS DE CHUMBO Foram analisadas 12 amostras de pirita (clástica, diagenética e venular) extraídas de ruditos, diamictitos e calcários. As razões isotópicas do Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), devidamente corrigidas, constam da Tabela 3. À exceção da amostra BR-1, as demais são isotopicamente muito homogêneas, inviabilizando a definição de uma isócrona em diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Passando-se, não obstante, uma reta por esse amontoado de pontos e pelo ponto referente à amostra BR-1, obtém-se um valor de 494 ± 76 Ma, o qual é, para efeitos de definição de idade, pouco confiável, porém mostra-se consistente com os dados geocronológicos disponíveis para a estruturação do Cinturão Araguaia (Moura & Gaudette 1993a).

Idades-modelo foram obtidas com o método de

evolução do Pb em estágio duplo (Stacey & Kramers 1975), excluindo-se dos cálculos a amostra BR-1 devido ser ela muito radiogênica em comparação às outras. A maioria dessas idades (Tab. 3) cobre o intervalo de 716 a 616 Ma, o qual também é compatível com o desenvolvimento do Cinturão Araguaia no Neoproterozóico (Moura & Gaudette, 1993a).

Conhecidas as idades-modelo, foram inferidas as fontes dos metais com base nos diagramas uranogênico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e torogênico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de Zartman & Doe (1981). No primeiro (Fig. 6A), os pontos correspondentes às amostras de pirita se distribuem próximo à curva de crescimento da crosta superior, indicando uma idade entre 900 e 700 Ma. Apenas duas amostras de pirita (uma coletada a poucos metros de um dique de diabásio e a outra proveniente de um veio de carbonato) não se situam neste intervalo e registram, respectivamente, a menor e a maior razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tab. 3). No outro diagrama (Fig. 6B), os pontos analíticos situam-se entre as curvas de crescimento dos orógenos e da crosta inferior, afas-

Tabela 1 - Concentrações médias (em ppm) de alguns metais presentes nas zonas mineralizadas do Alvo São Martin. Os valores entre parênteses representam faixas de variação. X = não determinado. Fonte: WMC – Mineração Genipapo.

Furos	Rochas Hospedeiras	Profundidade (m)	Cu	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Ba
SMD-11	Calcário	178-185	87 (47-151)	63 (52-74)	36 (30-43)	38 (25-57)	22 (12-40)	X	340 (250-440)
	Siltito	185-189,5	111 (95-127)	50 (45-55)	53 (48-57)	59 (53-64)	44 (35-53)	X	130 (110-150)
	Diamictito	189,5-202	72 (16-154)	51 (25-87)	50 (25-87)	109 (21-80)	38 (18-73)	X	196 (130-450)
SMD-12	Diamictito	306-329	245 (9-632)	55 (15-85)	37 (27-77)	67 (23-102)	52 (20-78)	X	222 (90-410)
SMD-15	Rudito	42,0-48,0	2336 (1750-2720)	287 (215-398)	996 (140-2330)	613 (565-658)	20 (12-34)	147	173 (120-270)
	Calcário	51,2-54,6	432	296	405	79	70	X	480
	Diamictito negro	54,6-62,2	285 (224-340)	402 (182-840)	1465 (245-3810)	96 (85-106)	104 (92-119)	X	233 (200-280)
	Diamictito negro	64,7-66,7	282	78	145	85	82	X	840
	Diamictito verde	121,7-125,5	35 (29-40)	70 (44-96)	89 (85-92)	61 (58-63)	44 (34-54)	X	535 (530-540)
	Diamictito verde	133,9-135,8	81	269	170	46	29	X	410
SMD-16	Siltito	36,8-38,8	30 (16-43)	77 (74-79)	123 (71-175)	38 (33-43)	22 (12-32)	8 (3-13)	1395 (1119-1600)
	Siltito	43,5-45,3	92 (69-114)	70,5 (63-98)	146 (86-203)	81 (71-91)	52 (40-64)	37 (27-47)	350 (33-370)
	Siltito	48,8-53,1	121 (97-155)	81 (61-116)	311 (159-470)	93 (82-111)	71 (56-85)	38 (36-41)	1123 (530-1500)
	Siltito	55,2-56,3	108	564	3050	115	55	24	170
	Siltito	60,0-61,5	100	136	194	109	64	170	720

Tabela 2 - Dados microtermométricos de inclusões fluidas aprisionadas em calcita de amostras da zona mineralizada do Alvo São Martin. Tfg = temperatura de fusão do gelo; Te = temperatura eutética; Th = temperatura de homogeneização; d = densidade. Salinidade em equiv. % peso de NaCl. x = não determinado

IF	Tipo	Tfg (°C)	Te (°C)	Th (°C)	Salinidade	d (g/cm³)
1	bifásica	-15,9	-23,2	93,9	19,5	1,06
2	bifásica	-12,3	x	109,2	16,2	1,04
3	monofásica	-9,9	-31,9	x	13,8	1,02
4	monofásica	-7,7	-32,3	x	11,3	1,0
5	monofásica	-7,7	-31,9	x	11,3	1,0
6	bifásica	x	x	91,7	x	x
7	bifásica	-27,1	-51,2	96,7	>23	x
8	bifásica	-23,7	-59,4	x	>23	x
9	bifásica	-19,5	-58,8	173,8	22	1,1
10	bifásica	-23,2	-55,5	88,1	>23	x
11	bifásica	-25,1	-55,6	x	>23	x
12	bifásica	x	-63,3	x	x	x
13	bifásica	x	-67,7	x	x	x
14	bifásica	x	-67,7	x	x	x

Tabela 3 - Razões isotópicas de Pb (corrigidas) em grãos de pirita do Alvo São Martin. A última coluna mostra idades-modelo em estágio duplo de Stacey & Kramers (1975). Diag. = diagenética; C = calcário; D = diamictito; R = rudito; ⁽¹⁾ próximo à soleira de diabásio; ⁽²⁾ próximo ao veio/leito de gipsita.

Amostras	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ	T (Ma)
SMD-8 ⁽¹⁾ (C)	17,835	0,010	15,697	0,0137	38,098	0,046	770
AD-01 (clasto / R)	18,033	0,012	15,747	0,0149	38,283	0,046	716
AD-02 (clasto / R)	18,051	0,014	15,744	0,0163	38,282	0,053	698
SM15-01 (clasto / R)	18,045	0,010	15,735	0,0137	38,209	0,046	687
SMD15-01 (clasto / R)	17,990	0,011	15,704	0,0143	38,116	0,046	670
SMM-06 (diag. / D)	18,061	0,011	15,731	0,0143	38,215	0,046	668
SRM-05A (diag. / D)	18,033	0,011	15,699	0,0143	38,136	0,046	631
SMR-05A (diag. / D)	18,020	0,010	15,689	0,0137	38,110	0,046	623
SMM-04 (diag. / D)	18,209	0,010	15,759	0,0137	38,433	0,046	616
SMD-15X ⁽²⁾	18,236	0,033	15,664	0,0303	38,600	0,082	438
G1 (veio / C)	18,596	0,012	15,784	0,0147	38,610	0,047	394
BR-1 (diag. / D)	34,13	0,030	16,637	0,020	58,880	0,090	-

tados, portanto, da curva modelada para a crosta superior. Ademais, esses pontos se concentram em intervalo de idade mais jovem do que o observado no diagrama uranogênico.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os Fluidos Hidrotermais A precipitação de calcita a partir de fluidos aquosos requer, necessariamente, que eles conttenham Ca^{2+} como soluto. Assim sendo, apenas o fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (fluido 1) pode ser considerado como primário, passando-se a interpretar o fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$ (fluido 2) como secundário e aprisionado nos cristais de calcita provavelmente ao longo de microfraturas, hoje cicatrizadas. Por ser a salinidade dos fluidos (11 a >23% equiv. em peso de NaCl) elevada para representar água marinha, ainda que modificada, e por não haver evidências de os fluidos terem sido exsolvidos de algum magma ou experimentado ebulição, levantam-se três hipóteses para a sua origem: 1) águas conatas com longo tempo de residência nos sedimentos, favorecendo a dissolução dos minerais constituintes; 2) águas conatas (ou outras) que migraram através de leitos evaporíticos, os quais teriam fornecido grande parte dos solutos para os fluidos; e 3) salmouras produzidas por fontes hidrotermais submarinas e preservadas em zonas deprimidas do assoalho marinho.

A evolução dos fluidos 1 e 2 pode ter ocorrido sob gradientes termais bem distintos, embora ambos tenham circulado sob condições termais semelhantes. As temperaturas de homogeneização (90-110°) obtidas em inclusões fluidas de calcita dos diamictitos negros, bem como a temperatura de maturação do querogênio (~150°C), não modificaram as rochas além do estágio anquimetamórfico. Localmente, podem ter sido desen-

volvidas zonas mais quentes, como sugere a temperatura de homogeneização de 174°C medida em uma inclusão contendo o fluido 1. Assumindo-se um gradiente térmico mínimo de 30-35°C/km à época de formação da bacia de São Martin, estima-se em cerca de 2-3 km a profundidade em que os processos diagenéticos ocorreram. Condições de P e T muito similares são sugeridas para a diagênese de formações ferríferas bandadas na bacia do Transvaal, África do Sul (Miyano & Beukes 1984). O grau de cristalinidade variável da matéria carbonosa, entre o querogênio e a grafita, é condizente com pressões em torno de 1 kbar, indicando que o limite inferior do metamorfismo não foi alcançado (Wopenka & Pasteris, 1993).

Modelo Genético A atividade exalativa submarina desempenhou importante papel pelo menos nos estágios iniciais da mineralização de São Martin (Lima 2004). As mais significativas evidências dessa atividade são os clastos de silexito, de rochas carbonáticas e de concentrações sulfetadas que foram transportados por correntes de turbidez para a bacia de São Martin após o desmantelamento dos leitos-fonte, muito provavelmente por sismos. Muitos clastos de silexito contêm sulfetos disseminados ou microleitos de sulfetos, enquanto outros contêm barita, albita, apatita e calcita, além de quartzo, como principais constituintes. Grandes quantidades de Si, Fe, P, C, Ba, Na e Mn podem ser introduzidas na água do mar por fontes hidrotermais submarinas, saturando-a localmente e levando à precipitação daqueles e de outros minerais, conforme casos descritos por Lonsdale & Becker (1985), Graham *et al.* (1988), Rona & Scott (1993) e Kribek *et al.* (1996). Mesmo o estilpnomelano, que foi identificado nos rudi-

Figura 5 - Sequência paragenética proposta para a mineralização do Alvo São Martin.

tos de São Martin, é apontado como um dos principais minerais primários de ferro decorrentes de atividade exalativa, sendo comumente encontrado em formações ferríferas bandadas do tipo silicático não metamorfizadas em várias partes do mundo (p. ex. Klein & Bricker 1977; Klein & Beukes 1989; Kaufmann 1996).

O modelo genético aqui proposto (Fig. 7) compreende três fases (Lima 2004):

1. Fase autóctone I (sin-sedimentar) – Esta primeira fase foi marcada pela precipitação química de sulfetos em ambiente marinho, a descarga de fluidos exalativos tendo sido responsável pelo aporte de metais. Resultaram dessa fase os leitos de sulfetos mais profundos, relativamente contínuos, com espessura integrada de cerca de 1 m, contidos nas rochas siliciclásticas intercaladas nos calcários.

2. Fase alóctone – Esta segunda fase corresponde ao dismantelamento de depósitos sedimentar-exalativos, provavelmente gerados em parte fora dos limites da bacia São Martin, cujos clastos foram transportados por correntes de turbidez. De início, o material fino predominou em relação a clastos maiores gerando diamictitos em ambiente anóxico. Em um segundo momento, com a intensificação das correntes de turbidez, houve um aumento substancial da quantidade e do tamanho dos clastos, particularmente de sulfetos (alguns de dimensões centimétricas), diminuindo a proporção da matriz. Foram então formados os ruditos que hospedam

a zona sulfetada mais importante do alvo.

3. Fase Autóctone II (diagenética) – Nesta fase os processos diagenéticos levaram à formação de novos minerais e à recrystalização de minerais preexistentes. Dentre as fases neoformadas destacam-se alanita, barita, xenotímio, monazita e pirita, a geração desta última tendo sido favorecida pelas condições euxínicas que prevaleceram durante a formação dos diamictitos negros. Parte da pirita clástica foi recrystalizada, com desenvolvimento de auréolas de sobrecrecimento. Por seu turno, a matéria carbonosa se transformou em querogênio. A contribuição diagenética foi, entretanto, quantitativamente pouco importante na formação dos depósitos sulfetados.

Constatam-se algumas semelhanças do Alvo São Martin com os clássicos depósitos de sulfetos do tipo Kupferschiefer (p. ex. Large *et al.* 1995; Speczik, 1995), destacando-se o modo de ocorrência, as rochas hospedeiras, o ambiente deposicional, as baixas temperaturas dos fluidos, os moderados teores de Co e a abundância de material carbonoso. Por outro lado, há marcantes diferenças, dentre as quais a ocorrência mais restrita, a maior espessura dos leitos mineralizados, a escassez de sulfetos de cobre e de outros metais-base, além dos baixos teores de metais preciosos (Au e EGP). Não obstante essas diferenças, a mineralização de sulfetos do Alvo São Martin mostra que as características geológicas do Cinturão Araguaia foram favoráveis à ge-

Figura 6 - Diagrama uranogênico (A) e torogênico (B), mostrando em quais épocas a crosta e o domínio orogenético podem ter contribuído para a evolução do Pb no Alvo São Martin (baseado em Zartman & Doe, 1981).

ração de ambientes deposicionais similares àqueles nos quais se formaram os clássicos exemplos de concentrações sulfetadas sedimentares do continente europeu.

A Idade da Mineralização A idade da estruturação do Cinturão Araguaia ainda não foi determinada, porém os dados geocronológicos disponíveis indicam que ela ocorreu durante o ciclo Brasileiro (Moura & Gaudette

1993a), entre 1000 e 550 Ma. A maioria das idades-mo-
delo Pb-Pb (770-400 Ma) calculadas para a mineraliza-
ção de São Martin, com base nos dados isotópicos ob-
tidos em grãos de pirita, se situa no terço mais recente
daquele intervalo. Algumas delas são próximas das ida-
des U-Pb (SHRIMP) de 634 ± 21 e 624 ± 11 Ma obtidas
em grãos de zircão extraídos de leitos sobrejacentes às
zonas ricas em sulfetos (Osborne 2001). Critérios bio-

Figura 7 - Modelo genético proposto para a mineralização de São Martin: A) Atividade exalativa submarina na zona de talude; B) Formação da bacia de São Martin, controlada por falhamentos, e deposição de sedimentos químicos e clásticos, alguns de natureza sulfetada sin-sedimentar (fase autóctone I); desmonte de depósitos exalativos preexistentes e transporte do material por fluxo de detritos; C) Deposição do membro superior (MSP) no qual se encontram os sulfetos da fase alóctone associados a abundante material carbonoso; D) Geração e recrystalização de sulfetos (p. ex. pirita = pyd) por processos diagenéticos (fase autóctone II); e E) Reativação de falhas, movimentação de fluidos e formação de veios de calcita com sulfetos remobilizados; FFB = formações ferríferas bandadas (embasamento); MIT = membro intermediário; N.M. = nível do mar.

estratigráficos também sugerem que os sedimentos da sequência de São Martin se depositaram na transição Vandiano-Cambriano, entre 650 e 544 Ma (Nogueira *et al.* 2002, comunicação oral).

Apesar de não ter sido possível datar a mineralização com confiabilidade isocrônica, as idades-modelo são coerentes com a evolução neoproterozóica do Cinturão Araguaia. Ademais, é significativo que as idades-modelo de 716 a 670 Ma, de 668 a 438 Ma e 394 Ma correspondam, respectivamente, à pirita clástica (amostras SM15-01, SMD-15-01, AD-01 e AD-02), à pirita diagenética (amostras SMD-15X, SMM-04, SRM-05A, SMR-05 e SMM-06) e à pirita de veio (amostra G1), em conformidade com a sequência paragenética aqui proposta. A idade-modelo de maior valor, 770 Ma, refere-se a uma amostra de pirita diagenética que, entretanto, se encontra bem próximo de uma soleira de diabásio, cuja idade é desconhecida. Especula-se, assim, que essa intrusão possa ter perturbado o sistema isotópico Pb-Pb.

Quanto ao Pb da pirita dos leitos sulfetados, ele teria origem na crosta superior, como indicado pelo diagrama uranogênico (Fig. 6A). É mesmo possível que o Pb provenha, pelo menos em parte, da própria pilha sedimentar de São Martin. Ademais, embora este diagrama não seja apropriado para cálculo de idades, ele sugere que a mineralização seja neoproterozóica. O diagrama torogênico (Fig. 6B), por outro lado, reforça a idéia de que o Pb provém da crosta continental, em especial da crosta inferior que, no caso de São Martin, corresponderia ao embasamento paleoproterozóico ou mais antigo. Nenhum dos diagramas indica, portanto, que tenha havido contribuição de Pb oriundo do manto. Nesse aspecto, os dados isotópicos obtidos neste trabalho conflitam com a hipótese de ambiente de fundo oceânico defendida para o Alvo São Martin por Osborne (2001).

CONCLUSÕES O pacote rochoso em que o Alvo São Martin está hospedado faz parte da Formação Couto Magalhães e consiste, da base para o topo, de siltitos, arenitos, diamictitos, calcários e ruditos, com soleiras de diabásio intercaladas. No terço superior desse pacote, principalmente nos diamictitos negros e ruditos, ocorrem concentrações de pirita, de caráter estratiforme ou estratóide, com quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita e galena. Apatita, monazita, xenotímio, alanita, barita, anidrita, albita, calcita, estilpnomelano e clorita são comuns na ganga.

Do ponto de vista evolutivo, foram reconhecidas para essas concentrações as fases autóctone I (precipitação de sulfetos sin-sedimentares em ambiente fortemente controlado por atividade exalativa), alóctone (retrabalhamento parcial de exalitos anteriormente formados e deposição de clastos de sulfetos) e autóctone II (diagenética, caracterizada por sulfetos neoformados e pela recrystalização de grãos preexistentes). Apesar dessa diversidade, a composição isotópica do Pb da pirita indica derivação dos metais de uma mesma fonte homogênea localizada na crosta superior, quicá o

próprio prisma sedimentar de São Martin.

Não foi possível obter uma idade isocrônica para a mineralização, porém idades-modelo Pb-Pb da pirita de 770 a 400 Ma mostram-se compatíveis com dados geocronológicos existentes para o Cinturão Araguaia. Os fluidos aquosos estudados revelam salinidade relativamente elevada e temperatura de homogeneização que raramente ultrapassa 100°C, coerente, portanto, com o ambiente diagenético. Temperaturas mais elevadas poderiam sugerir a presença de zonas de descarga exalativa localizadas ou expressar efeitos termais mais significativos impostos pelo alojamento de soleiras de diabásio.

Apesar das diferenças com depósitos do tipo

Kupferschiefer, as características do ambiente sedimentar, no qual se depositaram os sulfetos do Alvo São Martin, apontam para a possibilidade de ter-se desenvolvido um quadro metalogenético similar em outras áreas do Cinturão Araguaia.

Agradecimentos Fica aqui expresso nosso reconhecimento ao CNPq pelo apoio financeiro (Processo 478173/2003-2), à CAPES pela concessão de bolsa de mestrado a ADPL, ao Dr. Joel Buenano Macambira pelas análises espectrométricas Raman e ao Dr. Candido Augusto Moura pela inestimável assistência nas análises e interpretações dos dados isotópicos de Pb.

Referências

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Cong. Bras. Geol. XXX, *Anais*, v. 2, p. 539-545
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (ed.) *Tectonic evolution of South America*. p. 183-193.
- Alves C.L. 2006. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 95p.
- Arcanjo S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Rev. Bras. Geoc.* **30**:665-670.
- Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Rio do Coco volcano-sedimentary sequence: a 2.6 exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins shear belt, Central Brazil. In: Intern. Geol. Cong., 31, *Abstracts*, CD-ROM.
- Arcanjo S.H.S., Abreu F.A.M., Moura C.A.V. 2001. Magmatismo alcalino mesoproterozóico na Província Tocantins: uma evidência do quebraamento do Supercontinente Rodínia? In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, *Resumos expandidos*, CD-ROM.
- Collyer T.A. 2000. *Mineralizações de caráter gemológico (opala, ametista, quartzo tricolor, quartzo rutilado e com clorita) da região de São Geraldo do Araguaia (PA)-Xambioá (TO): caracterização e gênese*. Tese de doutorado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 223p.
- CPRM. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Folha Xambioá (SB-22-Z-B), escala 1:250.000.
- CPRM. 1999. *Folha Redenção (SC-22-X-A)*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:250.000.
- CPRM. 2000. *Folha Xinguara (SB-22-Z-C)*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:250.000
- CPRM. 2001. *Folha Marabá (SB-22-X-D)*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. escala 1:250.000
- Goldstein R. H. & Reynolds J.T. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*, Society for Sedimentary Geology, Short Course 31, 198p.
- Gorayeb P.S.S.; Moura C.A.V.; Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: Implicações para redefinição da Suite Lajeado. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, *Anais* CD-ROM.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SGB, Cong. Bras. Geol., XLI, *Anais*. CD-ROM.
- Graham U.M., Bluth G.J., Ohmoto h. 1988. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 12° N latitudes. Part 1: mineralogy and paragenesis. *Can. Mineralogist*, **26**:487-504
- Hasui Y., Abreu F.A.M., Rangel J.M.G. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, **8**:107-118.
- Kaufmann A. J. 1996. Geochemical and mineralogic effects of contact metamorphism on banded iron-formation: an example from the Transvaal Basin, South Africa. *Precamb. Research*, **79**:171-194
- Klein C. & Beukes N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **84**:1733-1774
- Klein C. & Bricker O.P. 1977. Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of Proterozoic banded iron-formation. *Economic Geology*, **72**:1457-1470
- Kotschoubey B. & Hieronymus B. 1990. Clorititos auríferos na região de Couto Magalhães-Novo Plano (TO): indícios de atividade hidrotermal exalativa na Formação Pequizeiro, Grupo Tocantins. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 36, *Anais*, v. 6, p.147
- Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic

- Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly evolved crust? *J. South Amer. Earth Sci.*, **20**:211-230
- Kříbek B., Hladíková J., Zák K., Bendl J., Pudilová M., Uhlík Z. 1996. Barite-hialophane sulfidic ores at Rozná, Bohemian Massif, Czech Republic: metamorphosed black shale-hosted submarine exhalative mineralization. *Economic Geology*, **91**:14-35
- Lafon J.M., Macambira J.B., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Gaudette, H.E., Souza A.C.C. 1990. A faixa de dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, *Anais*, v. 5, p. 2550-2563.
- Large D.J., Mac Quaker J., Vaughan D.J., Sawlowicz Z., Gize A.P. 1995. Evidence of low-temperature and alteration of sulfides in the Kupferschiefer copper deposits of Southwestern Poland. *Economic Geology*, **90**:2143-2155.
- Lima A.D.P. 2004. *Ambiente deposicional, composição mineralógica e estudo isotópico Pb-Pb das zonas sulfetadas do Alvo São Martim, Cinturão Araguaia, sul do Pará*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 92p.
- Lima A.D.P., Villas R.N., Moura C.A.V., Neves M.P., Kotschoubey B., Osborne G.A. 2005. Estudos isotópicos (Pb) e microtermométricos na zona de sulfetos estratiformes do Alvo São Martim, SW do Cinturão Araguaia. In: SBG, Simp. Bras. Metalogenia, 1, CD-Rom.
- Lonsdale P. & Becker K. 1985. Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the southern trough of Guyamas basin, *Earth Plan. Sci. Letters*, **73**:211-225
- Macambira J.B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 108p.
- Manhès, G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb : contribution à la chronologie initiale du système solaire*. PhD Thesis. Université de Paris VII, Paris, 249p.
- Matsuda, J. 2000. Seismic deformation structures of the post-2300 a BP muddy sediments in Kawachi lowland plain, Osaka, Japan. *Sedimentary Geology*, **135**: 99-116.
- Miyano T. & Beukes N.J. 1984. Phase relations of stilpnomelane, ferriannite and riebeckite in very low-grade metamorphosed iron-formations. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, **87**:111-124.
- Moura C.A.V. & Gaudette H. 1993a. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. *Rev. Bras. Geoc.* **23**:117-123.
- Moura C.A.V. & Gaudette H. 1993b. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: A.K. Sinha (ed.) *Basement Tectonics*. 13, p. 155-178.
- Neves M.P., Villas R.N., Kotschoubey B., Lima A.D.P., Costa U.A.P., Osborne A.G. 2003. Os sulfetos sedimentares de São Martim, SW do Cinturão Araguaia: rochas hospedeiras e composições mineralógica e química do minério. In: SBGq, Cong. Bras. Geoquímica, *Resumos Expandidos*, p. 767-770
- Nogueira A, Hidalgo R., Petri S., Truckenbrodt W., Gorayeb P.S.S., Osborne G.A. 2003. Neoproterozoic-Cambrian carbonate-siliciclastic deep-sea deposits and microfossils of the Araguaia Belt, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. In: Latinamerican Cong. Sedimentology, 3rd, *Abstracts*, p. 229.
- Osborne G.A. 2001. Geotectonics and mineralization in the ophiolite assemblages of the Araguaia marginal basin, Pará and Tocantins states, Central Brazil. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém (PA), *Atas*, CD-Rom.
- Pope M.C., Read J.F., Bambach R., Hofmann, H.J. 1997. Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, Southwest Ohio and Virgínia: sedimentary records of earthquakes in the Appalachian basin. *Geol. Soc. America Bulletin*, **109**:489-503.
- Rona P.A. & Scott S.D. 1993. Preface - A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: New perspectives. *Economic Geology*, **88**:1933-1976
- Santos M.D. 1983. *Geologia e ocorrência minerais da braquianticlinal de Xambioá – Goiás*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 124p.
- Santos M.D., Macambira J.B., Kotschoubey B. 1982. Veios mineralizados relacionados ao magmatismo ácido na região de Xambioá-Lontra – GO. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 32, *Anais*, v. 3, p.937-944.
- Shepherd T.H., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London, Blackie, 239p.
- Sousa W.S.P. 2005. *Caracterização e origem das formações ferríferas bandadas e dos xistos grafitosos do Grupo Estrondo na região de Xambioá-Araguanã, TO*. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 112 p.
- Sousa D.J.L. & Moura C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). In: SBGq, Cong. Bras. Geoq. 5., *Anais*, CD-ROM.
- Speczik S. 1995. The Kupferschiefer mineralization of Central Europe: new aspects and major areas of future research. *Ore Geology Reviews*, **9**:411-426
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*, **26**:207-221.
- Villas R.N., Kotschoubey B., Lima A.D.P., Osborne G.A. 2003. Sulfide-bearing greywackes and calcirudites in the São Martim Prospect, Western Araguaia Belt, Brazil: a preliminary assessment of the textural aspects, mineralogical composition and diagenetic temperatures. In: Latin American Congress of Sedimentology, 3rd, *Abstracts*, p. 238-239.
- Wopenka B. & Pasteris J.D. 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Amer. Mineralogist*, **78**:533-557.
- Zartman R.E. & Doe B.R. 1981. Plumbotectonics – The model. *Tectonophysics*, **75**:135-162.

Manuscrito AE-036/2006

Submetido em 24 de março de 2006

Aceito em 21 de agosto de 2007