



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**AMBIENTE DEPOSICIONAL, COMPOSIÇÃO
MINERALÓGICA E ESTUDO ISOTÓPICO Pb-Pb DAS
ZONAS SULFETADAS DO ALVO SÃO MARTIM,
CINTURÃO ARAGUAIA, SUL DO PARÁ**

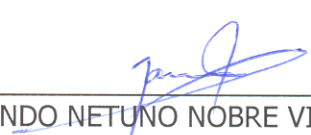
TESE APRESENTADA POR

ADERSON DAVID PIRES DE LIMA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **07 / 07 / 2004**

Comitê de Tese:


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (Orientador)


BASILE KOTSCHOUBEY


MARCEL AUGUSTE DARDENNE

Belém

A minha família e todos meus amigos.

AGRADECIMENTOS

Neste importante espaço dedico meus sinceros e valorosos agradecimentos a todos que contribuíram de alguma forma para a elaboração deste trabalho.

A WMC (Western Mining Company) por ter cedido os testemunhos e outros resultados que foram essenciais para esta dissertação.

A CAPES que financiou minha bolsa de estudo durante o mestrado e a UFPA/CG pela valiosa estrutura disponibilizada.

Ao PRONEX-CG que foi essencial nos subsídios financeiros para realização das etapas de campo e de laboratório.

Ao professor Netuno Villas pela orientação e paciência dispensadas na realização desta Tese.

Ao Prof. Cândido Moura pela co-orientação em torno das discussões dos dados isotópicos que foram fundamentais na elaboração desta tese.

Aos professores Basile Kotschoubey, Joel e Moacir Macambira, Afonso Nogueira e Thomas Scheller, pelo conhecimento e ajuda na produção deste trabalho.

Às geólogas Marcelly Neves e Thereza Cristina pela grande contribuição de dados, disposição e amizade no desenvolver do trabalho.

Aos técnicos e funcionários Rosi, Pablo, Elma, Marco Toro, Roberta, Walmeire, Souza, Afonso, Lúcia, Cleidiane, Gladys e Israel que contribuíram para a elaboração deste trabalho.

Em especial aos meus pais, irmãos, sobrinhos e afilhados (Luisinho e Liliane) pelo carinho e atenção em todos os momentos da minha vida.

E aos amigos de hoje e sempre: Aline, Érica, Alessandra, Valéria(s), Fernanda, Gisele, Mariane, Elem, Fabíola, Marlon, F(h)ábios, Wíverson, Fabrício, Francisco, Kirk, Anderson, Ari, Gerson, Luis Cláudio, Ton, Arafa, Davis, Cléber, Ulisses, e os tantos outros que não deu para citar.

*Construir a paz é tarefa
de todos os homens e
de todos os povos”.*

João Paulo II

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 INTRODUÇÃO	7
1.1 OBJETIVOS	9
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS E/OU TÉCNICAS USADAS	9
1.2.1 Materiais	9
1.2.2 Métodos e/ou Técnicas	9
1.2.2.1 <i>Pesquisa Bibliográfica</i>	9
1.2.2.2 <i>Descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem</i>	10
1.2.2.3 <i>Descrição petrográfica</i>	10
1.2.2.4 <i>Espectroscopia de difração de Raios-X e Raman</i>	11
1.2.2.4.1 <i>Análises de difração de Raios-X (DRX)</i>	11
1.2.2.4.2 <i>Microsonda Raman</i>	11
1.2.2.5 <i>Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)</i>	12
1.2.2.6 <i>Análises Químicas</i>	12
1.2.2.7 <i>Microtermometria</i>	12
1.2.2.8 <i>Isótopos de Pb em sulfeto</i>	13
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
2.1 ROCHAS DO EMBASAMENTO	19
2.1.1 Complexo Colméia	19
2.1.2 Grupo Rio do Coco	19
2.1.3 Complexo Rio dos Mangues	19
2.1.4 Gnaiss Cantão	20
2.1.5 Granito Serrote	20
2.2 ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS	21
2.3 SUÍTES ALCALINAS	21
2.4 ROCHAS SUPRACRUSTAIS	22
2.4.1 Supergrupo Baixo Araguaia	22
2.4.1.1 <i>Grupo Estrondo</i>	22
2.4.1.1.1 <i>Formação Morro do Campo</i>	22
2.4.1.1.2 <i>Formação Xambioá</i>	23
2.4.1.1.3 <i>Formação Canto da Vazante</i>	23
2.4.1.2 <i>Grupo Tocantins</i>	23
2.4.1.2.1 <i>Formação Pequelzeiro</i>	23
2.4.1.2.2 <i>Formação Couto Magalhães</i>	24
2.4.1.3 <i>Granitos Sin e Tardi-Tectônico</i>	24
2.5 METAMORFISMO E EVOLUÇÃO CRUSTAL	25
3 GEOLOGIA DO ALVO SÃO MARTIM	28
3.1 ROCHAS DA BACIA SÃO MARTIM	28

3.1.1 Os Membros Superior e Intermediário da Seqüência Sedimentar	31
3.1.1.1 <i>Tipos litológicos</i>	31
3.1.1.1.1 <i>Siltitos</i>	32
3.1.1.1.2 <i>Arenitos</i>	33
3.1.1.1.3 <i>Calcários</i>	33
3.1.1.1.4 <i>Diamictitos</i>	34
3.1.1.1.5 <i>Ruditos</i>	35
3.1.1.1.6 <i>Soleiras de diabásio</i>	37
4 AS ZONAS SULFETADAS	46
4.1 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA	46
4.1.1 Estudos Petrográficos	46
4.1.1.1 <i>Sulfetos nos ruditos</i>	50
4.1.1.2 <i>Sulfetos nos diamictitos</i>	54
4.1.1.3 <i>Sulfetos nos siltitos e nos calcários impuros</i>	56
4.1.2 Estudos Espectrométricos de DRX e MEV-SED	56
4.1.2.1 <i>Difração de raios-X (DRX)</i>	57
4.1.2.2 <i>Microscopia eletrônica de varredura</i>	63
4.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA	65
4.3 MICROTHERMOMETRIA	68
4.4 ESTUDOS ISOTÓPICOS	68
4.4.1 Considerações Teóricas	71
4.4.2 Composição isotópica de Pb nos sulfetos e rochas hospedeiras	72
4.4.3 Resultados analíticos	77
5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	77
5.1 AMBIENTE DEPOSICIONAL E DIAGÊNESE	82
5.2 A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS	82
5.2.1 Composição Mineralógica e Seqüência Paragenética	84
5.2.2 Fluidos Hidrotermais	85
5.3 ISÓTOPOS DE Pb	86
5.4 MODELO METALOGENÉTICO	91
6 CONCLUSÕES	
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização geográfica do Alvo São Martim (modificado de Souza & Moreton, 2001)	08
Figura 2 - Mapa geológico do CA em que está localizado, próximo a cidade de Redenção (PA), o Alvo São Martim (modificado de Alvarenga et al., 2000).	16
Figura 3 - Quadro com a síntese de alguns dados geocronológicos (em Ma) das rochas do CA.	18
Figura 4 - Perfil esquemático da Bacia São Martim, construído com base nos dados obtidos em furos de sondagem (modificado de WMC - Mineração Genipapo).	29
Figura 5 – Quadro esquemático mostrando a distribuição fasciológica das rochas sedimentares em São Martim (modificado de Nogueira et al. 2002).	30
Figura 6 - Foto de testemunho de sondagem de siltito de cor verde a marrom e de aspecto mais homogêneo.	39
Figura 7 - Foto de testemunho de sondagem de siltito de cor geral cinza em que sobressaem fragmentos irregulares de carbonato (cor branca) que emprestam aspecto heterogêneo à rocha.	39
Figura 8 - Foto de testemunho de sondagem mostrando pseudonódulos de arenito carbonático dentro dos siltitos	39
Figura 9 - Fotomicrografia (luz natural) de leitos milimétricos de carbonato deformados em meio a leitos de material pelítico.	40
Figura 10 - Foto de testemunho de sondagem de arenito fino de cor cinza.	40
Figura 11 - Fotomicrografia (luz polarizada) do arenito em que se observam clastos de silexito (cor cinza escuro) dispersos em matriz composta por quartzo, plagioclásio e argilo-minerais.	40
Figura 12 - Foto de bolsões e veios de carbonatos nos arenitos.	41
Figura 13 - Foto de testemunho de sondagem de calcário maciço fino, relativamente puro.	41
Figura 14 - Foto de testemunho de sondagem de calcário impuro (margoso) e de coloração cinza-esbranquiçada com destaque (setas) para as películas de material carbonoso.	41
Figura 15 - Fotomicrografia (luz natural) do calcário impuro, em que bandas carbonáticas são separadas por material pelítico e carbonoso.	42
Figura 16 - Foto de testemunho de sondagem de diamictito esverdeado de matriz, com destaque (setas) para clastos de silexito de tamanho variado.	42
Figura 17 - Foto de testemunho de sondagem de diamictito negro com matriz carbonosa.	42
Figura 18 - Foto de parte de um testemunho de sondagem constituída de gipsita que pode representar um leito ou mesmo um veio.	43
Figura 19 - Foto de testemunho de sondagem de diamictito negro em que a orientação dos clastos dá destaque à estruturação da rocha.	43
Figura 20 - Fotomicrografia (luz natural) de grão de quartzo arredondado em diamictito negro, que, ao recristalizar, incorporou concentricamente material carbonoso.	43
Figura 21 – Espectro Raman mostrando picos que caracterizam as fases querogênio até grafita presentes nos diamictitos negros.	35
Figura 22 - Foto de testemunho de sondagem de rudito com destaque para cavidades de dissolução provocadas por agentes intempéricos.	44
Figura 23 - Fotomicrografia de pseudofósseis em rudito junto a material micáceo (estilpnomelano e/ou clorita).	44
Figura 24 - Fotomicrografia do material micáceo em rudito que se desenvolve entre fragmentos líticos subarredondados, em geral bordejando-os.	44
Figura 25 - Fotomicrografia de agregados de cristais prismáticos de alanita presentes em rudito.	45
Figura 26 - Foto de testemunho de sondagem de uma soleira de diabásio hospedada na sequência sedimentar de São Martim.	45
Figura 27 - Fotomicrografia do diabásio com destaque para textura ofítica dominada por grãos de plagioclásio com piroxênio intersticial.	45
Figura 28 - Modo de ocorrência dos sulfetos nos ruditos de São Martim (A a F).	49
Figura 29 - Modo de ocorrência dos sulfetos nos diamictitos de São Martim (A a F).	53
Figura 30 - Modo de ocorrência dos sulfetos nos siltitos e calcários impuros (A a D).	55
Figura 31 - Difratograma confirmando a presença de gipsita no diamictito	56

Figura 32 - Difratoograma de rudito em rocha total acusando, entre outros minerais a presença de anidrita (Ad), quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), clorita (Cl) e calcita (Cc).	57
Figura 33 - Difratoograma de rudito em rocha total acusando, entre outros minerais a presença de anidrita (Ad), quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), clorita (Cl) e calcita (Cc).	57
Figura 34 - Imagens de elétrons retroespalhados de minerais dos ruditos e dos diamictitos negros (A a M).	62
Figura 35 - Diagrama Te x freqüência que destaca duas distintas populações de IF com base nas temperaturas eutéticas, as quais correspondem aos sistemas químicos NaCl±FeCl ₂ -H ₂ O (à esquerda) e NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O (à direita).	66
Figura 36 - Diagrama Tfg x freqüência referente às IF bifásicas, em que se observa variação de temperatura de fusão do gelo de aproximadamente 20°C.	66
Figura 37 - Diagrama Te x salinidade para as IF bifásicas, em que estão registradas por linhas horizontais, da mais alta para a mais baixa, as temperaturas eutéticas referentes, respectivamente, aos sistemas NaCl-H ₂ O, NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O e NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O. As IF se distribuem em dois campos, um de salinidades mais altas, correspondendo ao sistema NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O, e outro, de salinidades mais baixas, correspondendo ao sistema NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O.	67
Figura 38 - Diagrama Th x freqüência das IF bifásicas, o qual mostra, salvo para uma medida, temperaturas mínimas de aprisionamento entre 80 e 110°C.	68
Figura 39 - Diagramas ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb x ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb para as amostras analisadas, 11 das quais se amontoam muito próximas uma das outras (A) e, sem a amostra BR-01 e com o canto esquerdo inferior ampliado, permitindo melhor observar a distribuição espacial dessas 11 amostras (B).	73
Figura 40 - Diagramas radiogênicos de Zartman & Doe (1981), uranogênico (A) e torogênico (B), mostrando, com restrições, a que épocas a crosta e o domínio orogênico desempenharam alguma contribuição significativa para a evolução do Pb do ASM.	
Figura 41 - Imagens de elétrons espalhados de cristais prismáticos de apatita diagenética (Ap): A) discordantes à orientação das faixas de estilpnomelano (St) e B) cortando borda calcítica (escura) de pseudofósseis.	76
Figura 42 - Sequência paragenética sugerida para a mineralização do ASM.	84
Figura 43 - Modelo geológico para explicar a mineralização sulfetada de São Martin: 1a) leitões sin-sedimentares de sulfetos se formam em meio a camadas turbidíticas dos membros inferior (MIF) e Intermediário (MIT); 2) desmonte de depósito SEDEX (b) e transporte de sedimentos para a bacia (c) vindo a formar o membro superior (MSP); 3) processos diagenéticos geram e recristalizam sulfetos como pirita (pyd); e 4) reativação de falhas proporcionou movimentação de fluidos e a formação de veios de calcita com sulfetos remobilizados. FFB = formações ferríferas bandadas; N.M. = nível do mar	89

TABELAS

Tabela 1 - Composição semi-quantitativa (em peso %) de estilpnomelano (6 pontos), clorita (2 pontos) e de illita (2 pontos) nos ruditos do ASM obtida com MEV-EDS.	58
Tabela 2 - Concentrações médias (em ppm) de alguns metais presentes nas zonas mineralizadas com sulfetos no ASM e suas devidas faixas de variação entre parênteses	64
Tabela 3 - Apresentação dos dados microtermométricos, e suas relações, nas amostras da zona mineralizada de São Martin.	67
Tabela 4 - Relação das amostras de pirita analisadas isotopicamente.	71
Tabela 5 - Razões isotópicas de Pb (corrigidas) em piritas do ASM.	72
Tabela 6 - Tabela com os valores calculados das idades modelo em estágio duplo e simples.	74

RESUMO

O Alvo São Martim (ASM) situa-se a cerca de 35 km a SE de Redenção (PA), na borda oeste do Cinturão Araguaia (CA). Testemunhos de furos de sondagem revelam zonas ricas em sulfetos, que foram estudadas com ênfase nas rochas hospedeiras, modo de ocorrência, constituição e feições texturais, bem como na composição isotópica do Pb e fluidos hidrotermais à época da diagênese.

O pacote sedimentar hospedeiro, pertencente à Formação Couto Magalhães, foi depositado sobre um embasamento arqueano com abundantes formações ferríferas bandadas. Tem pelo menos 800 m de espessura e revela metamorfismo nulo a incipiente. Siltitos, com intercalações centimétricas a decamétricas de arenitos finos, calcários, diamictitos e rochas rudáceas constituem os membros intermediário e superior do pacote, o qual também hospeda soleiras decimétricas a métricas de diabásio.

Os siltitos são compostos por quartzo, argilo-minerais e calcita, ocorrendo comumente tipos laminados e maciços, que contêm localmente finos cristais de sulfetos disseminados acompanhando o acamamento (mineralização estratiforme). Arenitos finos com matriz argilosa e cimento carbonático são compostos essencialmente por quartzo, calcita, plagiocásio e sílex, tendo pirita, calcopirita, hematita e titanita como principais acessórios. Os calcários, formados por micritos e esparitos, possuem intervalos com expressivas contribuições de sedimento detrítico (clastos de quartzo, sílex e rocha quartzo-carbonática) e material carbonoso, com restritas ocorrências de pirita. Os diamictitos negros e verdes consistem de clastos de quartzo, sílex, calcário, rocha quartzo-carbonática e siltito suportados por matriz fina. Na variedade negra destacam-se sulfetos disseminados e imersos em matriz formada por material carbonoso (querogênio a grafita) e caulinita, onde também ocorrem grãos finos de F-apatita, barita, plagioclásio, e menos comumente de muscovita, anidrita, titanita e um aluminossilicato de Na (albita?). A gipsita também ocorre nestas rochas tanto como veio/leito ou substituindo a pirita. Já os ruditos têm cor cinza e são constituídas por fragmentos de pirita, sílex e calcita em meio a faixas ricas em estilpnomelano, clorita e argilo-minerais, além de calcita que ocorre em vênulas e em interstícios minerais.

O ambiente deposicional é de zonas de talude, tendo sido os sedimentos transportados tanto por correntes de turbidez quanto por fluxo de detritos (*debris flows*). Sismos foram considerados os agentes deflagradores desses fluxos gravitacionais.

Nos diamictitos negros os sulfetos consistem de pirita e, subordinadamente, calcopirita e esfalerita, ocorrendo barita, quartzo, gipsita, calcita, F-apatita, aluminossilicato de Na (?) e titanita como principais minerais de ganga. A pirita e calcopirita ocorrem como clastos e em cristais neoformados dentro da matriz carbonosa, e também em fragmentos líticos e em vênulas. A pirita ainda apresenta-se com *habitus* framboidal de dimensões submicroscópicas, enquanto a esfalerita forma grãos anédricos associados às outras variedades de pirita.

Nas rochas rudáceas destacam-se pirita (dominante), esfalerita, calcopirita e galena, além de bornita/digenita como produto de alteração supergênica. A pirita ocorre como clastos, cristais isolados e agregados, alguns framboidais, em microfraturas e em planos de clivagem da calcita. Os clastos apresentam textura esquelética e fraturas preenchidas por calcita, a partir das quais se dá a substituição do sulfeto pelo carbonato. O modo de ocorrência dos cristais é semelhante àquele nos diamictitos negros. A calcopirita está sempre associada à pirita, da mesma maneira que a esfalerita e a galena, as quais mostram formas irregulares e também ocorrem isoladamente. Minerais de ganga como F-apatita e barita são comuns, juntos a quantidades menores de alanita, monazita, xenotima, sericita, titanita e albita.

Dados isotópicos de pirita foram usados no modelo em estágio duplo de evolução do Pb, fornecendo idades que majoritariamente ocupam o intervalo de 440 e 720 Ma, compatíveis, portanto, com a idade de estruturação do CA. Fontes diversas são indicadas para o Pb.

Temperaturas de homogeneização entre 88 e 110°C obtidas em inclusões fluidas aprisionadas em cristais de calcita dos diamictitos negros, bem como as de maturação do querogênio (~150°C), são consistentes com a ausência de metamorfismo nas rochas hospedeiras do ASM. Assumindo-se um gradiente térmico de 30-35°C/km no tempo de formação da bacia, uma profundidade de cerca de 2-3 km pôde ser estimada para os processos diagenéticos neste Alvo.

Três fases evolutivas (a autóctone I, a alóctone e a autóctone II) compõem o modelo metalogenético proposto para o depósito de São Martim. Na primeira formaram-se os sulfetos estratiformes sin-sedimentares, na segunda (fase principal) houve o dismantelamento de depósitos exalativos formados nas circunvizinhanças, tendo os sulfetos e outros minerais sido transportados como clastos para dentro da bacia e na última processos diagenéticos não só produziram novos sulfetos, mas, sobretudo, recristalizaram muitos dos preexistentes. A contribuição diagenética foi, entretanto, quantitativamente a menos importante, pouco acrescentando à reconhecida fraca mineralização do ASM. A baixa produção de espécies reduzidas de enxofre é apontada como a principal causa do caráter subeconômico do depósito, aliada a áreas-fonte que não têm se revelado pródigas em metais-base.

A despeito de algumas semelhanças com os depósitos tipo Kupferschiefer, as diferenças são muito mais significativas, o que deixa o Alvo São Martim muito à margem deste clássico exemplo de sulfetos singenéticos hospedados em seqüências sedimentares.

ABSTRACT

The São Martim Prospect is located at about 35 km southeast of Redenção, Pará state, in the western part of the Neoproterozoic Araguaia belt. Drill hole cores reveal sulfide-rich zones hosted by an essentially clastic sedimentary sequence. The knowledge of their host rocks, mode of occurrence, mineralogical composition and textural features, as well as Pb isotopic composition and hydrothermal fluids was the main purpose of this study.

The unmetamorphosed or incipiently metamorphosed host sequence that belongs to the Couto Magalhães Formation overlies banded iron-formations of the Archean basement and has at least 800m of thickness. Siltstones, fine-grained sandstones, limestones, diamictites and rudaceous rocks make up the medium and upper members of the sedimentary pile, where intrusive diabase sills are common.

Massive and laminated siltstones are composed of quartz, clay minerals and calcite. Minor disseminated pyrite occurs on bedding planes (stratiform mineralization). Sandstones with clayey matrix and carbonate cement show quartz, calcite, plagioclase and fine-grained silica as the main minerals, besides chalcopryrite, hematite and titanite that are the most important accessory phases. The limestones, composed of micrites and sparites, are intercalated with terrigenous rocks and carbonaceous material in which small concentrations of sulfides are present. Black and greenish diamictites consist of clasts of quartz, chert, limestone and siltstone supported by a fine matrix with submicroscopic grains of calcite and plagioclase. Disseminated sulfides are common in the black variety, being immersed in a carbonaceous matrix (kerogen to graphite). The greenish rudaceous rocks are made up of chert and calcite clasts associated with contorted strips of stilpnomelane, chlorite, calcite and clay-minerals. Calcite also fills fractures and mineral interstices.

The clastic sediments were transported by gravitational flows (turbidity currents and debris flows), most likely triggered by seismicity, and accumulated on the basin slopes.

In the black diamictites, pyrite is the major sulfide accompanied by subordinate amounts of chalcopryrite and galena. Barite, quartz, calcite, F-apatite, albite and titanite

are the main gangue minerals. Pyrite and chalcopyrite occur both as clasts and neoformed grains in the carbonaceous matrix. They are also constituents of lithic clasts and veinlets. Submicroscopic framboidal pyrite is also present, whereas sphalerite is associated with all the other pyrite varieties.

Among the sulfides in the rudites pyrite is dominant, followed by sphalerite, chalcopyrite and galena. Bornite/digenite occurs as supergene products. The most common gangue minerals are barite and F-apatite, but minor amounts of allanite, xenotime, monazite, sericite, titanite and albite are also observed. Pyrite occurs as clasts, isolated grains and aggregates, some of them with framboidal aspect, as well as in microfractures and cleavage planes of calcite. The clasts generally present skeletal texture and fractures filled with calcite, whereas the crystals have similar mode of occurrence as that in the diamictites. The other sulfides always occur associated with pyrite, but galena and sphalerite also form individual grains.

Lead isotope data on pyrite used in the double stage Stacey-Krammer's evolution diagram yield most model ages in the 720-440 Ma range which is in agreement with formation age of the Araguaia belt. Multiple sources are indicated for lead.

Homogeneization temperatures of 88-110°C obtained in fluid inclusions trapped in calcite crystals of the black diamictites and the maturation temperature of the kerogen ($\approx 150^\circ\text{C}$) are consistent the virtually absence of metamorphism in the São Martim host rocks. Assuming a thermal gradient of 30-35°C/km at the formation time of the basin, a thickness of 2-3 km could be estimated for the diagenetic processes in this prospect.

Three evolving phases (autochton I, allochton and autochton II) are distinguished in the metalogenetic model proposed for the São Martim prospect. Stratiform syn-sedimentary sulfides were formed in the first phase, while the dismembering of nearby exhalative deposits caused sulfides and other minerals to be transported as clasts into the basin, characterizing the second and main phase. During the diagenesis (third phase), new sulfides were produced and preexisting ones were largely recrystallized. However, the diagenetic contribution was quantitatively the least important to the recognized weak mineralization of São Martim. Low levels of reduced sulfur species in the fluids may have accounted for the subeconomic value of the deposit, combined with the potential source areas that seem to be poor in base metals.

Despite some similarities with the Kupferschiefer deposits, the differences are so much more striking that the comparison with these classical syn-sedimentary sulfides is greatly weakened.

1 INTRODUÇÃO

Na borda oeste do Cinturão Araguaia (CA), de evolução neoproterozóica, próximo dos limites do Cráton Amazônico e nos domínios da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), situa-se o Alvo São Martim, a cerca de 35 km a sudeste da cidade de Redenção, no sudeste do Estado do Pará (Fig. 1). Este alvo foi selecionado para trabalhos exploratórios mais detalhados pela Mineração Genipapo do grupo Western Mining Company (WMC) com base em uma forte anomalia magnética, detectada por métodos geofísicos potenciais, e na existência de uma cobertura laterítico-gossânica em superfície. Vários furos de sondagem foram então realizados, revelando zonas mineralizadas com sulfetos a diferentes profundidades e com extensão lateral de cerca de 3,5 km, geralmente acompanhando os planos de acamamento das rochas encaixantes. Revelaram, também, que, sobre um embasamento em que formações ferríferas bandadas são abundantes, foi depositada uma seqüência pelítico-química constituída primariamente por intercalações de siltitos de cores variegadas, indicando diferentes condições redox, arenitos, siltitos carbonáticos, diamictitos, carbonatos e ruditos.

Trata-se de um raro exemplo, no Brasil, desse tipo de mineralização, despertando grande interesse tanto do ponto de vista acadêmico como prospectivo. A cessão dos testemunhos de sondagem pela WMC, os quais se encontram nas dependências do Centro de Geociências da UFPA, viabilizou um estudo que, de outra feita, não poderia ter sido levado adiante. Para o Cinturão Araguaia em particular, o entendimento da gênese dessa mineralização abre boas perspectivas de identificação de sítios similares favoráveis à ocorrência de sulfetos.

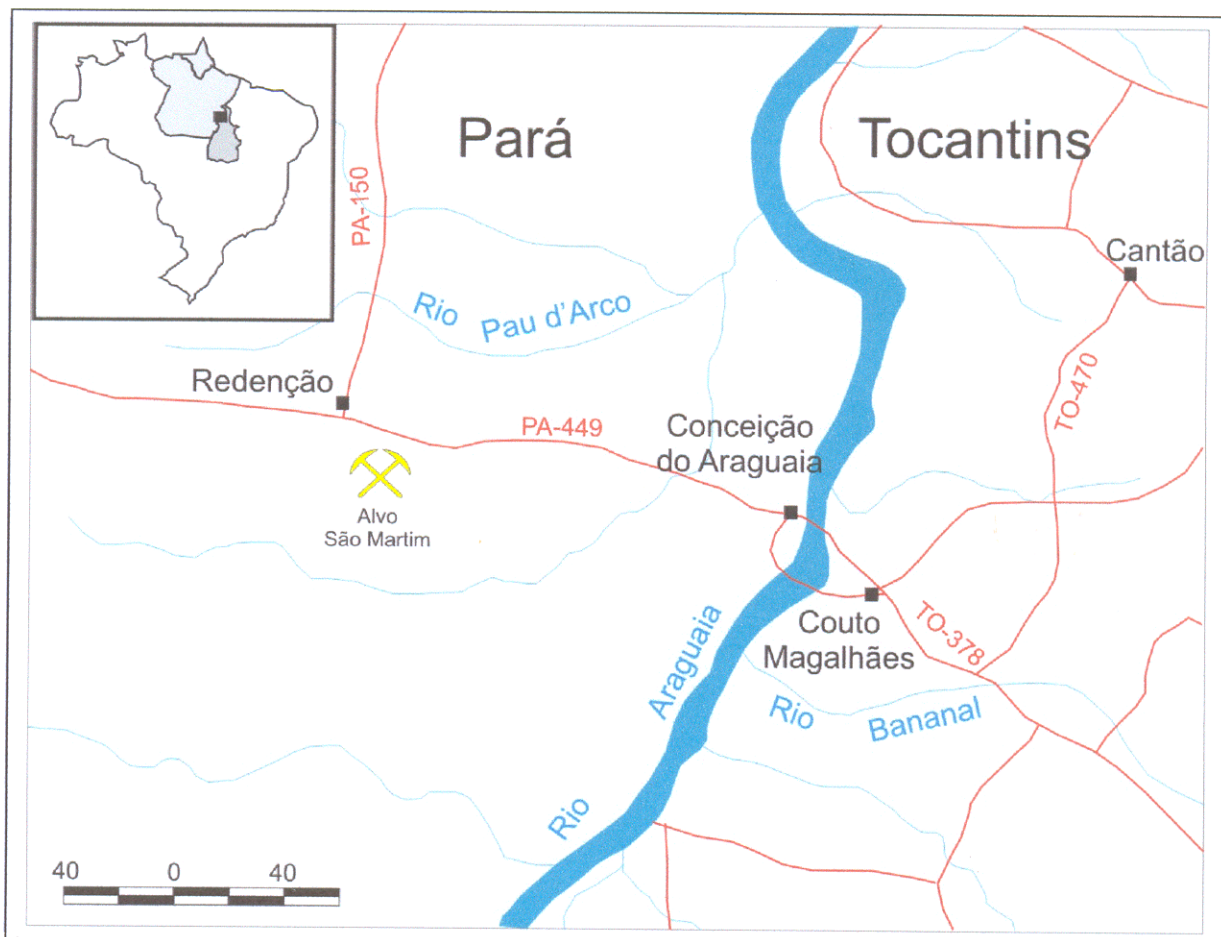


Figura 1 - Mapa de localização geográfica do Alvo São Martin (Modificado de Souza & Moreton, 2001).

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo principal estudar a mineralização de sulfetos que se formaram em meio a sedimentos siliciclásticos na área de São Martim, município de Redenção, sul do Pará. Além da caracterização do ambiente deposicional, com base na definição dos tipos litológicos que compõem a seqüência hospedeira dos sulfetos e nas feições texturais/estruturais (primárias, diagenéticas e pós-deposicionais) neles impressas, buscou-se: i) datar a mineralização, ii) determinar as composições mineralógica e química das zonas mineralizadas, iii) indicar as fontes potenciais dos metais, iv) caracterizar os fluidos hidrotermais que circularam na área na época da mineralização e v) propor um modelo genético para a mineralização.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS E/OU TÉCNICAS USADAS

1.2.1 Materiais

Excetuando as coberturas lateríticas e gossânicas, não há afloramentos de rochas na área de São Martim. Tornou-se, assim, dispensável uma campanha de campo à área, o que foi compensado, de certa forma, pelos mais de 5000 m de testemunhos de sondagem cedidos pela WMC. Foram trazidos para o Centro de Geociências da UFPA testemunhos de apenas 10 furos, três deles completos (SMD-08, SMD-11 e SMD-12), dois quase completos (SMD-15 e SMD-16) e os demais (SMD-02, SMD-09, SMD-10, SMD-16, SMD-17 e SMD-19) incompletos (algumas caixas ou simplesmente pequenos intervalos selecionados).

Igualmente disponibilizados por essa empresa, foram os resultados de análises químicas para uma bateria de 47 elementos (Ag, Al, As, Au, Ba, Bi, Br, Ca, Ce, Co, Cr, Cu, Eu, F, Fe, Ga, Hg, Ir, K, La, Lu, Mg, Mn, Mo, Na, Nd, Ni, P, Pb, Pd, Pt, Rb, S, Sb, Sc, Se, Sm, Sr, Ta, Te, Th, Ti, U, V, Yb, W e Zn), cada amostra representando intervalos de 1 ou mesmo 10 m de testemunhos.

1.2.2 Métodos e/ou Técnicas

1.2.2.1 Pesquisa Bibliográfica

Durante todas as fases deste trabalho foram feitos levantamentos bibliográficos

visando ao conhecimento da geologia do Cinturão Araguaia e da área estudada, bem como de ambientes deposicionais em bacias sedimentares e de mineralizações de sulfetos que nelas ocorrem. Estes levantamentos também abrangeram tópicos relacionados com a microtermometria de inclusões fluidas, geoquímica isotópica de Pb e outros de interesse para esta investigação.

1.2.2.2 Descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem

Inicialmente, foi feita a descrição do material correspondente aos 10 furos, os quais se alinham nas direções NW-SE e NE-SW por cerca de 3 km dentro da bacia de São Martin.

Em seguida, procedeu-se à análise faciológica destes testemunhos com base no trabalho de Nogueira *et al.* (2002) que, por sua vez, seguiram os ensinamentos de Miall (1985 e 1991) e Walker & James (1992), os quais enfatizam a compreensão dos processos sedimentares e a associação de fácies, visando à individualização dos ambientes e sistemas deposicionais. Quanto à classificação das rochas siliciclásticas e carbonáticas foram seguidas, respectivamente, as propostas de Dunham (1962) e Folk (1974).

1.2.2.3 Descrição petrográfica

O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Metalogênese da UFPA, utilizando-se um microscópio Zeiss (Axiophot 2) de luz transmitida e refletida. Foram descritas 25 lâminas polidas do minério e de rochas hospedeiras, estas localizadas até cerca de 30 m para cima e para baixo das zonas mineralizadas, além de outras que serviram para estudar rochas um pouco mais distantes.

Foi feita então a classificação das rochas encaixantes e do minério com base nas composições mineralógicas e feições texturais, descrição dos aspectos diagenéticos e estruturais, bem como estabelecidas as relações temporais entre os sulfetos e os minerais de ganga, usando-se como referências básicas os trabalhos de Short (1940), Kerr (1959), Uytendogaardt & Burke (1971), Craig & Vaughan (1981), Picot & Johan (1982), Adams *et al.* (1984) e Spry & Gedlinske (1987).

1.2.2.4 Espectroscopia de Difração de Raios-X e Raman

Para fases minerais não identificadas na petrografia convencional, foram utilizadas as técnicas de difratometria de raios-X (Laboratório de DRX do Centro de Geociências da UFPA) e de espectrometria Raman (Instituto de Geociências da UNICAMP). As últimas restringiram-se à matéria carbonosa e foram realizadas pelo Prof. Dr. Joel B. Macambira, cujos resultados foram interpretados com base no trabalho de Pasteris & Wopenka (1991) e Wopenka & Pasteris (1993).

1.2.2.4.1 Análises de Difração de Raios-X (DRX)

Foram realizadas análises em amostras tanto de rocha total como de minerais (separados com auxílio de uma lupa binocular), utilizando-se em ambos os casos o método do pó. Cada amostra, depois de pulverizada num graal de ágata, foi fixada em uma lâmina de vidro coberta por gel de silicone. A lâmina foi então colocada num difratômetro e submetida a um feixe de raios X para registro dos ângulos 2θ dos minerais. Os difratogramas resultantes foram então interpretados, fazendo-se uso dos *softwares* Minerva (Dr. Walter Schuckmann) e APD (PHILIPS), e o banco de dados do ICDD (International Center for Diffraction Data).

O difratômetro utilizado foi o modelo Philips PW 3710 BASED ($\text{CuK}\alpha_1$, 45KV, 40mA), com leituras de 2θ no intervalo de 5° até 65° .

1.2.2.4.2 Microsonda Raman

Foi analisada apenas uma amostra, a de um diamictito negro, da qual foi preparado um tablete (4 x 2 cm), com uma das superfícies polida. Sobre esta superfície fez-se incidir um feixe de raios *laser* produzido a partir de uma fonte de argônio. O espalhamento da energia foi registrado nos detectores e representado em diagramas espectrais que mostram picos característicos dos compostos que são Raman-ativos.

Os espectros Raman foram obtidos com um equipamento Jobin Yvon T64000, acoplado a um detector CCD que é resfriado com N_2 líquido.

1.2.2.5 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Para uma descrição mais detalhada da composição mineralógica e de aspectos texturais das rochas e minerais foram preparadas lâminas para estudo em microscópio eletrônico de varredura (MEV-SED). Foram usados os equipamentos do Museu Paraense Emílio Goeldi (LEO 1450) e do Centro de Geociências da UFPA (LEO 1430).

As amostras foram metalizadas com carbono num aparelho EMITECH K250X com corrente de recobrimento de 20 A, usando-se argônio num vácuo de 1×10^{-1} mbar durante 2 minutos. As imagens apresentadas neste trabalho foram obtidas com uma voltagem de 20000 KV e corrente do feixe de 90 KA.

1.2.2.6 Análises Químicas

Foram selecionados apenas os resultados de Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Co, Mo, Au, Ag, U, Th, Ba e ETR fornecidos pela WMC para intervalos dentro das zonas mineralizadas com vistas a melhor caracterizar o minério e definir possíveis associações metálicas.

1.2.2.7 Microtermometria

Para os estudos microtermométricos foram confeccionadas oito lâminas bipolidas, sendo quatro em amostras de diamictitos, duas em finos leitos carbonáticos presentes em rochas siliciclásticas e uma de calcita em veio, coletadas, em geral, próximas das zonas mineralizadas, e ainda outra em um veio de calcita afastado dessas zonas. As observações restringiram-se a 57 inclusões fluidas (IF) contidas em cristais de calcita tanto na forma de leitos como de vênulas. As dimensões médias dessas IF, em torno de 10 μm , dificultaram, sobremaneira, as medidas de temperatura durante os testes de resfriamento. Estes estudos foram baseados em trabalhos de Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Goldstein & Reynolds (1999), Van den Kerkhof & Hein (2001) e Wilkinson (2001), dentre outros.

Os dados microtermométricos foram obtidos em uma platina *Chaixmeca* acoplada a um microscópio petrográfico *Zeiss*, a qual opera na faixa de -180° até 600°C . Nos testes de resfriamento, as IF foram totalmente congeladas mediante a circulação de N_2 líquido através da platina, tendo sido registradas as temperaturas do

ponto eutético (T_e) e de fusão de gelo (T_{fg}) em IF aquosas. Posteriormente, nos testes de aquecimento, foram medidas as temperaturas de homogeneização total (T_{ht}) das IF, incluindo também aquelas de dissolução da halita (T_s) para os fluidos saturados.

De posse destes dados, pôde-se definir o sistema químico e a salinidade do fluido hidrotermal, além das densidades que foram obtidas com a utilização do *software* FLINCOR versão 1.4 (Brown & Lamb, 1989). Os resultados foram interpretados a partir histogramas de frequência e de diagramas binários relacionando parâmetros físicos e/ou químicos pertinentes aos fluidos.

1.2.2.8 Isótopos de Pb em sulfetos

Foram preparadas 13 amostras de concentrados de pirita para as análises isotópicas. Primeiramente foi feita uma descrição detalhada da pirita quanto ao seu modo de ocorrência, granulação e rocha em que está hospedada para, posteriormente, submetê-la à fase de purificação. Uma vez purificada, aproximadamente 100 mg dos concentrados passaram pelos processos de abertura e separação química no laboratório de química do Para-Iso, seguindo os procedimentos descritos em Manhés (1982). Restou, então, para cada amostra, um concentrado de Pb que foi armazenado em um cadinho de teflon, ao qual foram adicionados 20 μ l de H_3PO_4 (0,125 N) com a finalidade de captar e concentrar todos os resíduos de Pb de cada amostra durante uma posterior etapa de evaporação. Isso acontece porque o ácido fosfórico tem ponto de evaporação mais elevado, fazendo com que ele não evapore junto com os demais ácidos.

Análise no espectrômetro de massa

Depois de a solução ser evaporada e os cadinhos esfriados, são eles vedados de modo a evitar qualquer contaminação das amostras que, agora, estão em quantidades extremamente baixas, mas com alta concentração, para a etapa de deposição do Pb nos filamentos de Re, os quais, antes, passam por um processo de gaseificação para retirada de qualquer impureza. A deposição é realizada utilizando-se sílica gel como agente ativador, a qual forma uma película vítrea de Pb no filamento de rênio, o que permite que durante as análises no espectrômetro de massa temperaturas

de 1100 - 1400 °C sejam alcançadas sem grande perda de Pb, além de favorecer sua ionização.

Os filamentos são em seguida colocados num tambor que é encaixado no espectrômetro de massa, no caso um modelo VG Isomass 54E, para leitura e cálculo das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estas análises são controladas por um *software* específico que permite o armazenamento dos dados, sendo as razões interpretadas em diagramas isocrônicos para obtenção da idade da mineralização e avaliação de prováveis fontes dos metais.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Plataforma Sul-Americana, na qual o território brasileiro está inserido, é dividida nos escudos das Guianas, ao norte, Brasil Central, no centro, e do Atlântico, ao longo da zona litorânea (Almeida & Hasui, 1984).

Nos domínios do escudo Brasil Central está localizada a Província Tocantins, que é limitada a oeste pelo Cráton Amazônico e a leste pelo Cráton São Francisco. Esta província compreende a Faixa Brasília, no lado leste, e os cinturões Araguaia e Paraguai, no lado oeste, que são separados na porção mais central por uma vasta área composta por ortognaisses e seqüências metavulcanossedimentares, além de complexos granulíticos do embasamento da Faixa Brasília de idade e natureza bastante variadas (Pimentel *et al.*, 2000; Dardenne, 2000). O conjunto dos cinturões Araguaia e Paraguai forma uma importante zona de sutura, a qual divide a Plataforma Sul-Americana em dois domínios: o Pré-Brasiliano e o Brasiliano (Brito Neves & Cordani, 1991).

Vários estudos vêm sendo realizados no Cinturão Araguaia (CA) desde os meados da década de 1970, redundando em importantes contribuições para a atual compreensão do quadro geológico da região (Almeida *et al.*, 1976 e 1981; Costa, 1980; Macambira, 1983; Santos, 1983; Hasui *et al.*, 1984a; Souza, 1984; Dall'Agnol *et al.*, 1988; Moura & Gaudette, 1993 a e b; Lamarão & Kotschoubey, 1996, entre outros).

O CA, estruturado durante o Ciclo Brasiliano, tem orientação geral N-S com comprimento aproximado de 1200 km e largura de mais de 100 km, e separa o Cráton Amazônico dos domínios orientais que estiveram sujeitos às influências deste ciclo durante a evolução do Gondwana (Moura & Gaudette, 1993a). Seus limites se fazem ao norte e a leste com rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba, a oeste com o Cráton Amazônico e a sudeste com o Maciço Goiás através do lineamento Transbrasiliano (Fig. 2).

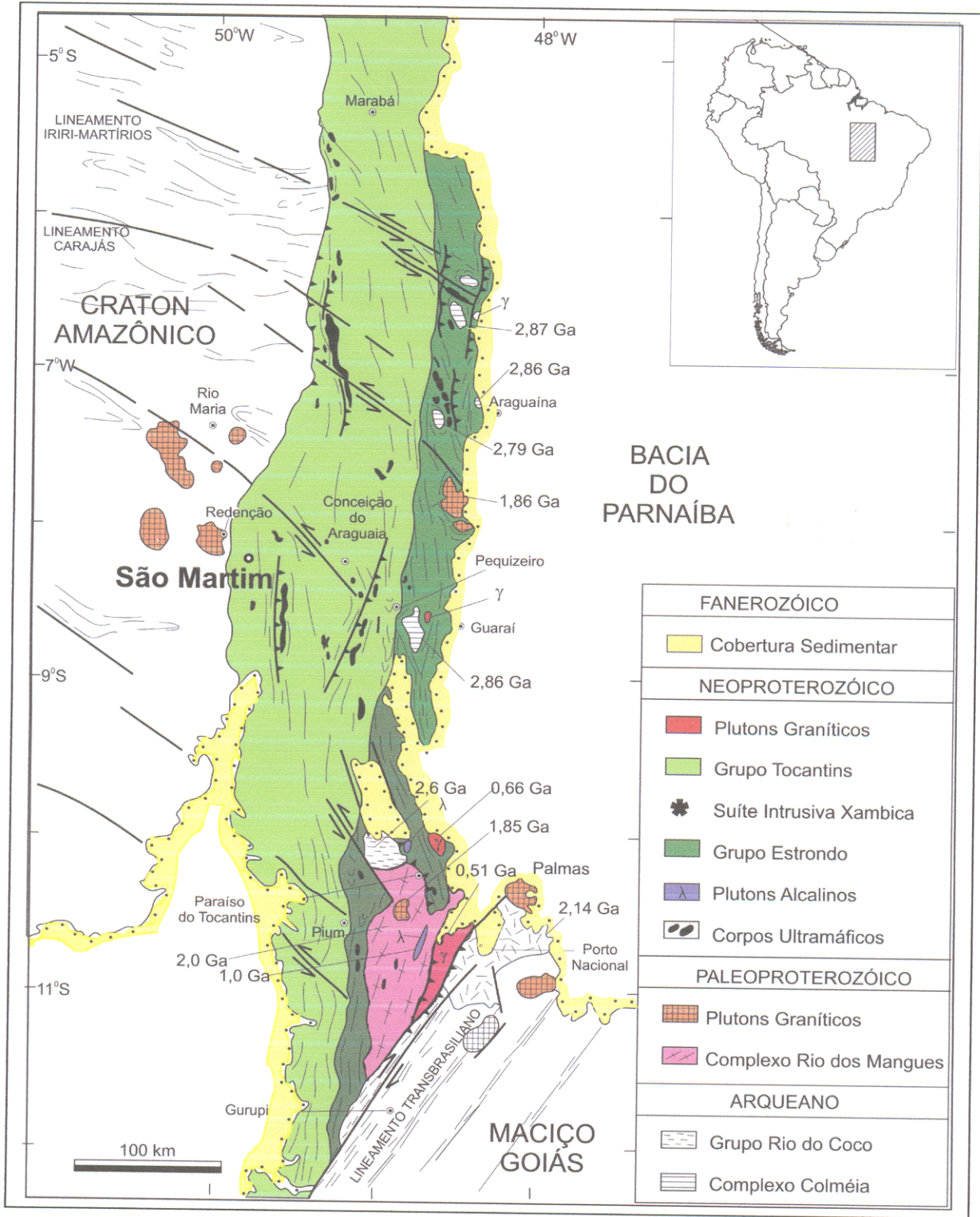


Figura 2 - Mapa geológico do CA com a localização, próximo à cidade de Redenção (PA), do Alvo São Martin (modificado de Alvarenga *et al.* 2000). As fontes dos dados geocronológicos encontram-se no texto e na Tabela 1.

* Devido à escala, a Suíte Intrusiva Xambica, descrita por Gorayeb *et al.* (2004), não pôde ser representada no mapa do CA.

Vários empilhamentos estratigráficos têm sido propostos para o Cinturão Araguaia, os mais recentes apoiados em dados geocronológicos que vêm sendo obtidos, sobretudo na última década, especialmente pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão. Um desses empilhamentos, a ser adotado neste trabalho, é devido a Alvarenga *et al.* (2000), em que figuram rochas do embasamento e supracrustais, bem como diversos corpos magmáticos intrusivos (Fig. 3). Da base para o topo, têm-se as seguintes unidades:

Fanerozóico		Cobertura sedimentar		
Seq. Supracrustal	Proterozóico	Granito Ramal do Lontra	496 ± 46,9 ⁽¹⁾	
		Granito Matança	558 ± 4 ⁽²⁾	
		Granodiorito Presidente Kennedy	620 ⁽³⁾	
		Suíte Santa Luzia	655 ± 24 ⁽⁴⁾	
	Arqueano	Supergrupo Baixo Araguaia	Grupo Tocantins	640 - 520 Rb-Sr e K-Ar ⁽¹⁾
			Form. Couto Magalhães	
		Grupo Estrondo	Form. Pequizeiro	817 ± 5 ⁽⁵⁾
			Suíte Intrusiva Xambica	
			Form. Canto da Vazante	
		Suíte Monte Santo	Form. Xambioá	610 - 520 Rb-Sr e K-Ar ⁽¹⁾
			Form. Morro do Campo	
Suíte Serra da Estrela		1022 ± 86 ⁽⁶⁾		
Rochas Máficas-ultramáficas		1006 ± 86 ⁽⁷⁾		
Embasamento	Granito Serrote		2083 ± 4 a 2035 ± 3 ⁽⁸⁾	
		Gnaisse Cantão	1851 ± 41 ⁽⁹⁾	
	Complexo Rio dos Mangues		1846 ± 64 ⁽⁴⁾	
			2040-2080 ⁽⁶⁾	
	Grupo Rio do Coco		2618 ± 14 ⁽¹⁰⁾	
Complexo Colméia	Estrutura do Lontra		2855 ± 12 ⁽¹¹⁾	
	Estrutura Grota Rica		2858 ± 22 ⁽¹¹⁾	
	Estrutura do Colméia		2867 ± 12 ⁽¹¹⁾	
		Granitóides	Filitos e ardósias, e em menores quantidades quartzitos, metarcósios e metacalcários	
			Clorita-muscovita-quartzoxistos com algumas intercalações de filitos e quartzitos	
			Escapolita metagabros e anfibolitos	
			Micaxistos, calcoxistos, mármore e lentes de anfibolitos.	
			Xistos feldspáticos com quantidades variáveis de biotita, estaurilita e granada	
			Metaconglomerados, quartzitos, micaxistos e xistos com granadas, estaurilitas	
			Plutons alcalinos	
			Serpentinitos, talco-xistos, tremolita-actinolita xistos e clorititos	
			Granitóides deformados	
			Gnaisses tonalíticos cálcio-silicáticos	
			Greenstone belts remanescente	
			Ortochnaisses de afinidade TTG com unidades anfibolíticas	

Figura 3 - Quadro com a síntese de alguns dados geocronológicos (em Ma) das rochas do CA.

⁽¹⁾ Macambira, 1983; ⁽²⁾ Gorayeb *et al.*, 2001b; ⁽³⁾ Moacir Macambira (comunicação verbal); ⁽⁴⁾ Moura e Gaudette, 1993a; ⁽⁵⁾ Gorayeb *et al.*, 2004; ⁽⁶⁾ Arcanjo *et al.*, 2001; ⁽⁷⁾ Arcanjo & Moura, 2000; ⁽⁸⁾ Gorayeb *et al.*, 2001a; ⁽⁹⁾ Sousa & Moura, 1995; ⁽¹⁰⁾ Arcanjo *et al.*, 2000; e, ⁽¹¹⁾ Moura e Gaudette, 1993b.

2.1 ROCHAS DO EMBASAMENTO

2.1.1 Complexo Colméia

Este complexo, definido por Costa (1980), aflora principalmente no interior das estruturas braquianticlinais do Lontra, Colméia, Xambioá e Grota Rica e, é constituído predominantemente por ortognaisses com idade Pb-Pb em zircão em torno de 2,86 Ga (Moura & Gaudette, 1993b). São gnaisses de composição trondhjemítica, tonalítica e granodiorítica (TTG) com raras ocorrências de corpos anfibolíticos (Dall' Agnol *et al.*, 1988 e Arcanjo & Moura, 2000).

Moura & Gaudette (1993b) admitem que essas rochas, que afloram no segmento norte do CA, possam representar *inliers* do Cráton Amazônico, haja vista as similaridades das associações geológicas e das próprias idades que lá foram determinadas.

2.1.2 Grupo Rio do Coco

Trata-se de uma seqüência metavulcanossedimentar de fácies xisto-verde, que foi definida por Barreira & Dardenne (1981) no sul do CA. Esta unidade engloba quartzo-mica xistos, metavulcanitos dacíticos e metaultramafitos, rochas quartzo-feldspáticas, além de formações ferríferas que ocorrem intercaladas nos xistos. Datações Pb-Pb em monocristais de zircão obtidos de metabasitos acusam idades de 2618 ± 14 Ma para este grupo (Arcanjo *et al.* 2000).

2.1.3 Complexo Rio dos Mangues

Esta unidade aflora na porção meridional do CA e é constituída por rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas (Costa *et al.*, 1983), com grau metamórfico compatível com a fácies anfibolito médio a alto. Granada quartzitos, quartzitos grossos, gnaisses tonalíticos e calciossilicáticos, anfibolitos e micaxistos são os principais tipos litológicos (Arcanjo & Moura, 2000 e Sousa & Moura, 1995).

Cristais de zircão de ortognaisses deste Complexo fornecem valores Pb-Pb de 2,04 até 2,08 Ga, que foram interpretados como idades mínimas de cristalização dos protólitos ígneos (Arcanjo & Moura, 2000).

2.1.4 Gnaiss Cantão

Esta unidade, descrita inicialmente por Souza *et al.* (1985), é composta de hornblenda-biotita gnaisses granodioríticos, biotita gnaisses monzograníticos, muscovita-biotita gnaisses monzograníticos e muscovita-biotita gnaisses sienograníticos, os quais exibem uma foliação penetrativa e bandamento incipiente. As variedades monzograníticas são as mais abundantes. Associados aos gnaisses, há anfibólitos. Além de ocorrer nas estruturas de Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs, o Gnaiss Cantão foi encontrado em outros locais da porção norte da Serra do Estrondo.

Dall'Agnol *et al.* (1988), com base em dados petrográficos, destacaram importantes diferenças entre estes gnaisses e aqueles do Complexo Colméia, levando-os a considerar que os protólitos dos ortognaisses Cantão eram corpos granitóides intrusivos no Complexo Colméia, anteriores ao desenvolvimento do Cinturão Araguaia. Esses granitóides teriam sido, em seguida, metamorfisados, remobilizados diapiricamente e, em parte, milonitizados durante a sua colocação, gerando o Gnaiss Cantão.

Em suporte a esta hipótese, idades modelo Sm-Nd para o Gnaiss Cantão variam entre 2,64 e 2,74 Ga, indicando que a extração do magma da rocha-fonte ocorreu posteriormente à formação do Complexo Colméia (Moura, 1992). Ademais, Moura & Gaudette (1993b) determinaram para os gnaisses monzograníticos da estrutura dômica de Cantão a idade de 1846 ± 64 Ma (Pb-Pb em zircão), que foi interpretada como idade mínima de cristalização do protólito.

2.1.5 Granito Serrote

O Granito Serrote foi descrito por Hasui *et al.* (1984b) como um corpo de composição granítica, alongado na direção N-S, que sustenta a Serra do Serrote e é intrusivo em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues no segmento meridional do CA.

Sousa & Moura (1995) identificaram como característica marcante deste granito a presença de cristais centimétricos de microclina estirados segundo a direção da foliação (N60°E). Estes autores obtiveram, pelo método Pb-Pb em zircão, a idade de 1851 ± 41 Ma que foi considerada como muito próxima da de cristalização desta intrusão e, pelo método Rb-Sr em minerais (biotita e feldspato), a idade de 536 ± 37 Ma que

relacionaram ao evento Brasileiro. Observaram, ainda, que o Granito Serrote e o Gnaiss Cantão são muito semelhantes geocronológica e geoquimicamente aos granitos anorogênicos da porção sudeste do Cráton Amazônico.

O Granito Serrote e o Gnaiss Cantão são dois importantes representantes do magmatismo granítico paleoproterozóico do embasamento do CA.

2.2 ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

São representadas predominantemente por serpentinitos, metabasaltos e, subordinadamente, por talco xistos e clorita xistos. Extensas coberturas lateríticas ferruginosas, que formam clareiras, bem identificadas em fotos aéreas, desenvolvem-se sobre estes litotipos (Gorayeb 1989; Kotschoubey *et al.* 1996; Gorayeb *et al.* 2001a).

Gorayeb *et al.* (2001) dataram os basaltos almofadados da Serra do Tapa pelo método de evaporação de Pb em zircão. Quatro cristais de zircão forneceram idades de 2083 ± 4 Ma, 2062 ± 3 Ma, 2052 ± 5 Ma e 2035 ± 3 Ma, que foram interpretadas como idades mínimas de cristalização destas rochas. Segundo estes autores, estas rochas representariam corpos alóctones de terrenos paleoproterozóicos situados a leste, transportados durante o evento tectônico Brasileiro que originou o CA. Por sua vez, Kotschoubey *et al.* (1996) e Alvarenga *et al.* (2000) sugerem que esses corpos são restos de crosta oceânica desenvolvidos durante a fase distensiva da evolução do CA no Neoproterozóico.

2.3 SUÍTES ALCALINAS

São formadas por corpos de nefelina-sienito gnaisses, que ocorrem nas adjacências do povoado de Monte Santo e na Serra da Estrela, sul do CA, encaixados nas rochas dos complexos Colméia e Rio dos Mangues, respectivamente. O corpo Monte Santo tem forma ovalada, com 3,5 km de diâmetro, enquanto o da Serra da Estrela é tabular tendo 13 x 0,5 km em superfície. Três corpos menores e paralelos aparecem adjacentes ao último (Hasui *et al.*, 1984b). Amostras dos corpos Monte Santo e da Serra da Estrela foram datadas pelo método Pb-Pb em zircão, em 1022 ± 86 Ma (Arcanjo *et al.*, 2001) e 1006 ± 86 Ma (Arcanjo & Moura, 2000), respectivamente, valores estes interpretados como idades mínimas de cristalização dos magmas que

ascenderam no início da fase distensiva e marcaram os estágios iniciais do rifteamento do embasamento e da evolução do CA.

2.4 ROCHAS SUPRACRUSTAIS

2.4.1 Supergrupo Baixo Araguaia

Este termo foi proposto por Abreu (1978) para caracterizar metamorfitos aflorantes na região do baixo rio Araguaia e enfeixados nos grupos Estrondo e Tocantins.

2.4.1.1 Grupo Estrondo

Esta denominação foi introduzida por Hasui *et al.* (1975) para designar as rochas metassedimentares da parte inferior do Supergrupo Baixo Araguaia, as quais foram divididas por Abreu (1978), da base para o topo, nas formações Morro do Campo e Xambioá. Posteriormente, foi acrescentada a Formação Canto da Vazante sobrejacente à Formação Xambioá (Costa, 1980).

Segundo Hasui *et al.* (1980), as idades Rb-Sr de 1050 Ma, obtidas em rochas que acreditaram pertencer ao Grupo Estrondo, referir-se-iam ao metamorfismo regional que afetou o CA, mas isto é muito contestado. Por seu turno, Macambira (1983) obteve, em micas (de xistos) e em hornblenda (de anfibolitos), idades isocrônicas Rb-Sr de 593 ± 49 e 590 ± 19 Ma, respectivamente, e K-Ar de 560-520 Ma, que foram interpretadas como idades mínimas do metamorfismo.

2.4.1.1.1 Formação Morro do Campo

Esta formação consiste de uma seqüência predominantemente metassedimentar que, da base para o topo, é constituída por quartzitos, com intercalações de metaconglomerados, xistos felsdspáticos, quartzo-mica xistos, cianita xistos, muscovita quartzitos, xisto grafitoso, mica xisto com granada, estaurolita e cianita e mica-quartzo xisto (Abreu 1978; Hasui *et al.* 1984a), aflorantes principalmente nas circunvizinhanças das cidades de Araguanã e Xambioá, ambas no estado do Tocantins, ao redor das estruturas dômicas do Xambioá e do Lontra e na Serra do Bodocó.

2.4.1.1.2 Formação Xambioá

De domínio muito amplo, esta formação foi definida por Abreu (1978) para caracterizar a seqüência xistosa aflorante ao longo da rodovia TO-388, é composta principalmente por estaurolita-biotita xistos, muscovita-quartzo xistos, biotita xistos e xistos granatíferos. Ocorrem ainda lentes de anfibolitos concordantes com a xistosidade, cujo desenvolvimento determina, de maneira geral, a orientação desta unidade.

2.4.1.1.3 Formação Canto da Vazante

De acordo com Costa (1980) e Macambira (1983) esta unidade engloba xistos feldspáticos, calcoxistos, mármores e quartzitos intercalados, além de lentes de anfibolitos, que ocorrem no extremo leste da cidade de Colméia, ao longo de uma faixa irregular, aproximadamente N-S, sustentando a Serra do Estrondo. Os xistos feldspáticos são de granulação média a grossa e coloração cinza esbranquiçada.

2.4.1.2 Suíte Intrusiva Xambica

Definida por Gorayeb *et al.* (2004) esta suíte aflora como dezenas de corpos escapolita metagabros e anfibolitos alojados em micaxistos do Grupo Estrondo. A idade média Pb/Pb de 817 ± 5 Ma, obtida em três cristais de zircão de um metagabro, é interpretada como a idade mínima do magmatismo máfico toleítico que as gerou, isto é, anterior ao metamorfismo e tectonismo que afetou o CA.

2.4.1.3 Grupo Tocantins

Na proposta estratigráfica apresentada por Abreu (1978), este grupo é composto pela Formação Couto Magalhães, na base, e pela Formação Pequizeiro, no topo. Gorayeb (1981) inverteu a posição destas duas unidades.

2.4.1.3.1 Formação Pequizeiro

É constituída por xistos de coloração cinza-esverdeada, de granulação fina a média, que consistem essencialmente de quartzo, clorita, muscovita e biotita, tendo como minerais acessórios comuns turmalina e magnetita. Veios de quartzo milimétricos a centimétricos formam *boudins*, via de regra concordantes com a xistosidade, que está deformada. A crenulação da xistosidade é uma feição característica e em seus planos a

biotita e a clorita aparecem orientadas segundo a direção NW-SE. Abreu (1978) definiu esta formação caracterizando-a como de natureza plutonovulcanossedimentar.

2.4.1.3.2 Formação Couto Magalhães

Definida por Hasui *et al.* (1977) para enfeixar um conjunto de rochas metassedimentares aflorantes na parte ocidental do CA nas vizinhanças da cidade de Couto Magalhães. Trata-se de uma seqüência constituída predominantemente por filitos e ardósias, com intercalações subordinadas de quartzitos, silexitos, metassiltitos, metagrauvas, silexitos hematíticos e mármore. Com estas rochas associam-se corpos ultramáficos de posição estratigráfica e origem ainda indefinidas (Gorayeb, 1981).

Os filitos de granulação fina a muito fina são dominantes, gradam lateralmente para rochas mais ardosianas. São compostos essencialmente por quartzo e sericita, ocorrendo carbonatos, hematita, plagioclásio, clorita, titanita e apatita como fases acessórias.

As metagrauvas são comumente foliadas, de granulação média e compostas essencialmente por quartzo, plagioclásio e sericita, tendo como minerais acessórios titanita, turmalina, epidoto, apatita e opacos. Texturalmente domina a clivagem ardosiana.

Na sua porção mais ocidental, o grau metamórfico varia de incipiente a nulo.

2.4.1.4 Granitos Sin e Tardi-Tectônicos

De acordo com Alvarenga *et al.* (2000), durante a fase de inversão da bacia que acolheu os sedimentos do futuro Supergrupo Baixo Araguaia houve metamorfismo e fusão parcial de rochas crustais, gerando magmas graníticos que formaram corpos intrusivos em várias partes do cinturão como por exemplo a Suíte Santa Luzia.

Segundo Hasui *et al.* (1984b) e Lamarão & Kotschoubey (1996), esta suíte consiste em corpos granitóides circulares a elípticos, que se alojaram concordante a discordantemente com a foliação das rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. Xenólitos de xistos parcialmente digeridos, diques e veios pegmatíticos e aplíticos são comuns. Moura & Gaudette (1993a), pelo método de evaporação de Pb em zircão,

determinaram uma idade de 655 ± 24 Ma, que foi interpretada como a idade de colocação desses corpos graníticos, com geoquímica que sugere filiação com granitos sin-colisionais (Lamarão & Kotschoubey, 1996).

O granodiorito Presidente Kennedy e o granito Ramal do Lontra com idades Rb-Sr, respectivamente, de 620 Ma (Moacir Macambira, comunicação verbal) e $496,7 \pm 46,4$ Ma (Macambira, 1983), juntamente com o granitóide Matança (que ocorre ao longo do Lineamento Transbrasiliano) datado pelo método Pb-Pb em cristais de zircão em 558 ± 4 Ma (Gorayeb *et al.* 2001b), também são manifestações plutônicas relacionadas ao evento termo-tectônico Brasileiro.

Em alguns desses corpos a forma subcircular e a ausência de deformação, além da presença de granitos pegmatóides cortando as rochas do Grupo Estrondo, sugerem serem eles tardi-tectônicos.

2.5 METAMORFISMO E EVOLUÇÃO CRUSTAL

O que segue é uma síntese baseada nos trabalhos de Abreu (1990), Abreu *et al.* (1994) e Alvarenga *et al.* (2000).

A evolução do Cinturão Araguaia remonta ao Mesoproterozóico quando seu embasamento, de natureza francamente ortomagmática e de formação que se estendeu do Arqueano ao Paleoproterozóico, foi submetido a esforços distensivos controlado por descontinuidades de direção WNW-ESE, que atuaram como falhas de transferência. Ao longo dos limites entre os blocos Araguacema (a NW) e Brasília (a SE) e para norte, em direção ao bloco Belém, o embasamento foi sendo progressivamente quebrado, ao mesmo tempo que zonas de descolamento de direção NNE-SSW levaram, em fase mais avançada, à formação de um proto-rifte e à colocação de corpos intrusivos alcalinos, hoje representados pelos nefelina-sienito gnaisses de Monte Santo e Serra da Estrela. Nesse contexto geotectônico instalou-se a bacia Araguaia de direção submeridiana e geometria assimétrica, com as partes mais profundas situadas a leste. É muito possível que, embora de forma restrita, principalmente ao sul do lineamento Carajás, tenha se desenvolvido dentro da bacia uma verdadeira crosta oceânica. O fato é que, junto com a sedimentação,

essencialmente clástica, que preencheu a bacia, houve injeção de magma máfico oriundo da fusão do manto superior por conta da descompressão provocada pelo adelgaçamento da crosta continental subjacente.

Durante a fase de inversão tectônica da bacia, já no Neoproterozóico, que foi acompanhada da reativação das estruturas antigas do embasamento, o conjunto vulcanossedimentar foi intensamente deformado e metamorfoisado. As mais altas taxas de deformação e as mais severas condições do metamorfismo, que alcançou a fácies anfibolito médio, estão registradas no setor oriental do CA, onde também ocorreu anatexia crustal, redundando na geração de magma granítico por volta de 660 Ma (granito Santa Luzia). De fato, tanto o grau metamórfico como a deformação diminuem de leste para oeste, de modo que próximo aos limites com o Cráton Amazônico as rochas estão apenas anquimetaforisadas ou não metaforisadas, e sem deformação. Os esforços compressionais teriam resultado em cavalgamento, formação de *nappes*, imbricação tectônica e transporte de massa para NW de encontro ao cráton, fazendo com que unidades litoestratigráficas mais antigas do CA (Grupo Estrondo) fossem sobrepostas às rochas do Grupo Tocantins, ou mesmo que rochas do embasamento fossem alçadas por sobre unidades do Supergrupo Baixo Araguaia. Similarmente, estes esforços tectônicos podem ter sido responsáveis pela colocação de prováveis lascas de crosta oceânica hoje expostas na Serra do Tapa e em outros locais (Kotschoubey *et al.*, 1996).

Mais tarde, ao longo do lineamento Transbrasiliano, ocorreram falhas transcorrentes e a colocação do Granito Matança (\pm 558 Ma). Esse magmatismo granítico tardio também se manifestou alhures com as intrusões Ramal do Lontra, Presidente Kennedy e outras.

A gradação de grau metamórfico, de leste para oeste, é marcada por associações minerais que, de modo geral, passam de biotita-granada-cianita para biotita-muscovita-granada-estaurolita e muscovita-biotita-granada e finalmente para a associação muscovita-biotita \pm clorita, muscovita-clorita-epidoto e sericita-clorita até se chegar a rochas incipientemente ou não metaforisadas. Foram alcançadas temperaturas de até 650°C e pressões acima de 6 kbar, com o pico do metamorfismo

provavelmente ocorrido por volta de 660 Ma, que é a idade do granito sin-tectônico Santa Luzia. O evento termo-tectônico Brasileiro no CA está também registrado nas rochas do embasamento, conforme indicam as idades K-Ar de cerca de 530 Ma obtidas em biotita e muscovita de gnaisses arqueanos (Macambira, 1983) e idade Rb-Sr de 500-470 Ma e de 536 ± 37 obtidas em K-feldspato, muscovita e biotita do Gnaiss Cantão (Lafon *et al.*, 1990) e do Granito Serrote (Sousa & Moura, 1995) respectivamente.

3 GEOLOGIA DO ALVO SÃO MARTIM

A área de São Martim é caracterizada por um relevo arrasado e a monotonia topográfica só é quebrada pela presença de pequenos morrotes capeados por crostas lateríticas, localmente gossânicas. Por total falta de afloramentos, as informações sobre os litotipos que lá ocorrem vêm de testemunhos de furos de sondagem efetuados pela Mineração Genipapo - WMC (Fig. 4). Estes furos, que chegam a atingir 800 m de profundidade, revelaram a existência de uma seqüência essencialmente sedimentar pertencente à Formação Couto Magalhães. Siltitos, com intercalações centimétricas a decamétricas de arenitos finos, calcários, diamictitos e rochas rudáceas compõem aquela seqüência, a qual também hospeda soleiras decimétricas a métricas de diabásio.

3.1 ROCHAS DA BACIA SÃO MARTIM

Com a cessão de testemunhos de sondagem ao Centro de Geociências da UFPA pela WMC, alguns trabalhos foram publicados com base na descrição dos furos SMD-8, SMD-11, SMD -12 e SMD-15 (Bender *et al.*, 2002; Neves, 2003; Neves *et al.*, 2003; Nogueira *et al.*, 2003; Villas *et al.*, 2003). O SMD-08, em particular, por ser o mais profundo, permitiu caracterizar e identificar várias unidades dentro do pacote sedimentar, cujos resultados constam de um relatório interno do projeto São Martim (Nogueira *et al.*, 2002) e são abaixo sintetizados.

Segundo o arcabouço supracitado, trata-se de uma sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas depositados em águas profundas e distribuídas em zonas de talude e no assoalho de bacia. Litoestratigraficamente foram separados três membros: 1) Inferior, que recobre, em contato brusco, formações ferríferas bandadas arqueanas (Bender *et al.*, 2002), sendo constituído por calcários; 2) Intermediário, formado exclusivamente por rochas siliciclásticas finas e 3) Superior, composto por rochas rudáceas carbonáticas e siliciclásticas finas a grossas (Fig. 5).

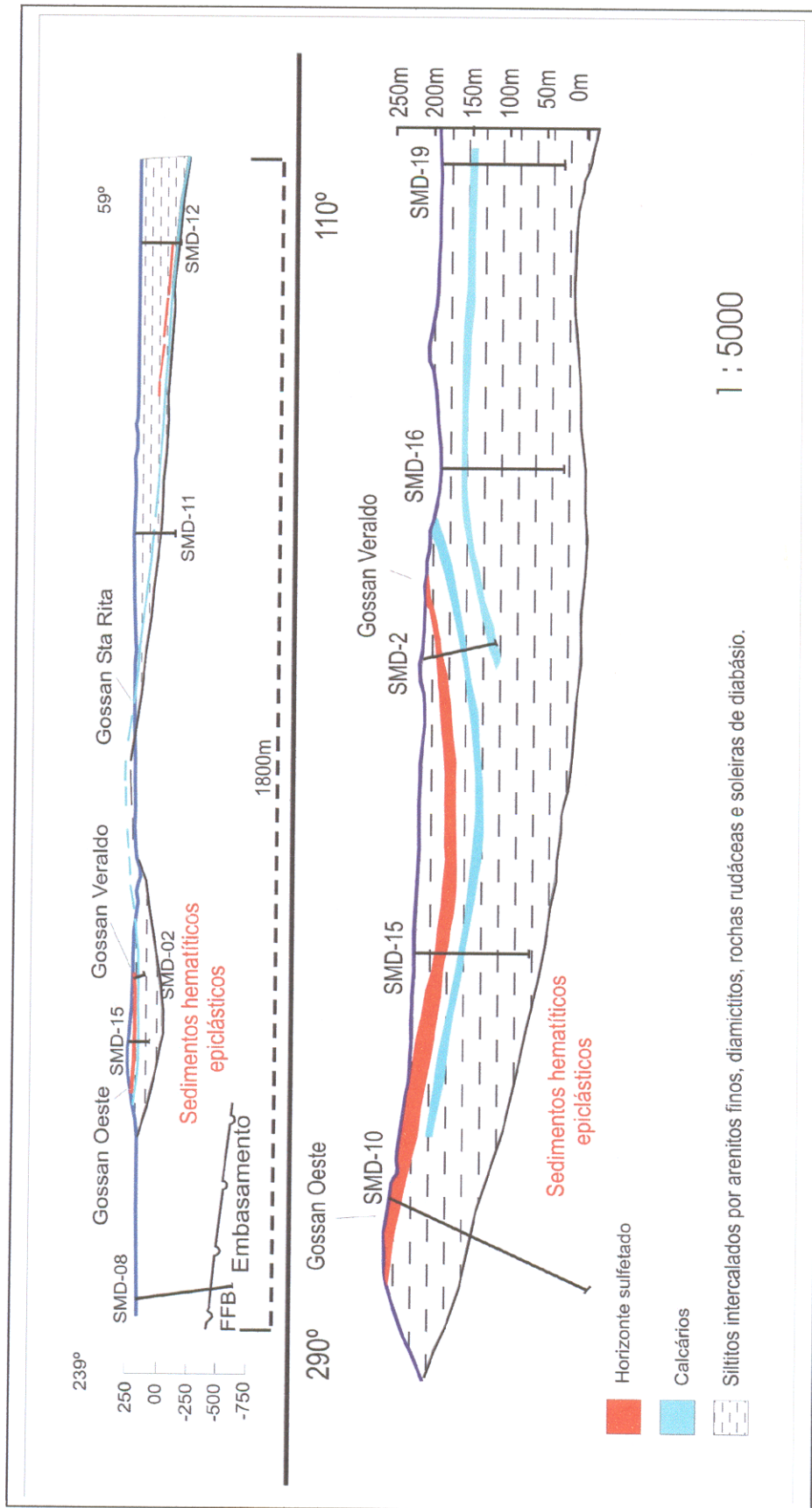


Figura 4 - Perfil esquemático da Bacia São João do Rio de Janeiro, construído com base nos dados obtidos em furos de sondagem (modificado de WMC - Mineração Genipapo).

MEMBROS	FÁCIES	PROCESSOS	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES
SUPERIOR	<i>Floatstone</i> com acamamentos contorcido e maciço, feições de sobrecarga, foliação, clastos rotacionados e microfalhas. Clastos arredondados deformados (fenoplastos). Matriz carbonosa.	Fluxo de detritos e gravitacional, fluxo plástico-viscoso.	TALUDE SUPERIOR (Fluxo Gravitacional)
	<i>Floatstone</i> com clastos angulosos, estruturas de <i>slumps</i> , sobrecarga, em chama foliação. Estilólitos. Matriz rica em material terrígeno e carbonoso.	Fluxo de detritos. Fraturamento e falhamento. Fluxo plástico-viscoso subordinado. Dissolução por pressão.	
	Ruditos c/ clastos arredondados. Estrutura de <i>slumps</i> , sobrecarga, em chama, foliação, clastos rotacionados. Gradação inversa e normal.	Fluxo de detritos e plástico-viscoso. Rotação de clastos por fluxo hidroplástico. Dissolução por pressão.	
	Rudito c/ clastos angulosos. Estruturas de <i>slumps</i> , sobrecarga, em chama, foliação, clastos rotacionados. Estilólitos.	Fluxo de detritos e gravitacional. Fraturamento e falhamento de camadas. Fluxo plástico-viscoso. Dissolução por pressão.	
	Argilito com estilólitos. Pseudoacamamento refletindo planos de estilólitos	Forte compactação com processos de dissolução por pressão.	
INTERMEDIÁRIO	Pelito/silito com acamamento maciço e laminação plano-paralela e intraclastos tabulares.	Deposição por suspensão. Liquefação e fluidificação.	TURBIDITOS SILICICLÁSTICOS DE TALUDE INFERIOR (CORRENTE DE TURBIDEZ-sucessão de Bouma)
	Silito/pelito c/ laminação cruzada cavalgante supercrítica, acamamento ondulado, sobrecarga e diques de injeção.	Migração de marcas onduladas por fluxo trativo alternado c/ processos de suspensão. Liquefação e fluidificação.	
	Arenito/silito c/ laminação cruzada cavalgante de corrente subcrítica e, eventualmente supercrítica. Laminação cruzada e plana a ondulada subordinada. Intraclastos sílticos, diques de ejeção, acamamento convoluto, microfalhas, lâminas rompidas, estruturas de sobrecarga e pseudonódulos.	Migração de marcas onduladas a partir de correntes trativas em regime de fluxo inferior alternado c/ suspensão. Predomínio esporádico da suspensão sobre a tração. Fluxo oscilatório subordinado. Deformação plástica c/ processos de liquefação e fluidização. Fraturamento e falhamento de camadas.	
	Arenito c/ laminação plano-paralela, acamamento maciço e gradação normal.	Deposição por tração em regime de fluxo superior.	
INFERIOR	Calcários e pelitos com acamamento maciço e nodular, laminação plano-paralela.	Precipitação química e deposição por suspensão. Aspecto nodular e estilólitos gerados por dissolução por pressão (diagênese).	ASSOALHO DE BACIA
	Argilito c/ acamamentos convoluto e contorcido, microfalhado.	Fluxo de massa, liquefação e fraturamento de camadas.	
	Arenito/pelito c/ estruturas de sobrecarga, pseudonódulo, microfalhas, acamamento convoluto, níveis brechado c/ bom <i>fitting</i> e diques de ejeção	Liquefação, fluidização, fraturamento e falhamento sin-sedimentar, ajustamentos hidroplásticos.	
	Calcários e argilito c/ laminação plano-paralela.	Precipitação química.	

Figura 5 - Pacote sedimentar de São Martim (modificado de Nogueira *et al.* 2002).

A análise faciológica, apoiada na concepção de Walker & James (1992), permitiu a identificação de intervalos fortemente deformados durante a diagênese e caracterizados por camadas convolutas e maciças, dobras desarmônicas, brechas, clastos rotacionados, dobrados (fenoplastos) e fraturados, *boudins*, falhas reversas e normais, diques de injeção e fraturas. Essas estruturas podem ter sido geradas por falhamento, dobramento atectônico, desmoronamento (*slumping*), ondas de tempestades e sismos. Estes últimos são considerados como os principais responsáveis pela formação de muitas dessas estruturas (Obermeier, 1996; Pope *et al.*, 1997; Matsuda, 2000), apesar do ambiente de talude ser muito propício ao desenvolvimento de processos deformacionais sinsedimentares. Fortes evidências estão na comum alternância de intervalos deformados com aqueles de sedimentação tranqüila, representada por arenitos finos e siltitos bem laminados e não perturbados. As deformações seriam, então, controladas pelas propriedades reológicas do substrato, pelas diferenças no grau de litificação dos sedimentos e pela quantidade de água neles contida.

Após a litificação dos carbonatos, ocorreu um período de deformação rúptil que pode ter provocado a dissolução por pressão, produzindo soluções a partir das quais a calcita reprecipitou em fraturas e ao longo de todo o pacote.

Estudos micropaleontológicos em amostras dos furos SMD-15 e, sobretudo, do SMD-8 revelaram microfósseis identificados com base principalmente na sua morfologia, os quais incluem formas cocoidais solitárias, basicamente de acritarcos e cianobactérias de transição.

3.1.1 Os Membros Superior e Intermediário da Sequência Sedimentar

As amostras usadas neste trabalho provêm dos testemunhos do furo SMD-11, SMD-12, SMD-15 e SMD-16 (perfis em anexo) bem como do SMD-19, os quais atravessam rochas dos membros superior e intermediário. O mais profundo deles atinge 337 m.

3.1.1.1 Tipos Litológicos

Critérios macroscópicos/mesoscópicos, como cor, granulação, presença ou ausência de estruturas, em parte o conteúdo mineralógico, etc, permitiram individualizar

cinco diferentes tipos litológicos no membro intermediário e superior da seqüência sedimentar, sendo que uma destas unidades (calcários) não havia sido descrita no trabalho de Nogueira *et al.* (2002) para estes membros. De baixo para cima, registram-se:

- a) siltitos;
- b) arenitos;
- c) calcários;
- d) diamictitos;
- e) ruditos

além de f) soleiras de diabásio.

3.1.1.1.1 Siltitos

Constituem os leitos mais comuns e espessos do pacote sedimentar da bacia de São Martim, alcançando até 84 m de espessura contínua com cores que variam de verde a marrom até o cinza (Fig. 6 e 7). São compostos petrograficamente por argilo-minerais, quartzo, calcita fina a muito fina, distribuídos em lâminas de silito, de cor marrom escuro, que se alternam com lâminas de arenito carbonático fino, de cor marrom claro. Raros pseudonódulos de arenito carbonático mais grosso também ocorrem (Fig. 8). São comuns as feições de substituição, caracterizadas pela precipitação de sílica microcristalina às expensas da calcita, bem como as feições de dissolução, provavelmente de material carbonático, representadas por pequenas cavidades.

Nos trechos em que a deformação plástica foi muito forte, observa-se uma mistura desordenada de material pelítico e carbonático (Fig. 9) com alguns poucos grãos de sulfetos disseminados, além de leitos milimétricos e descontínuos de arenito fino e material carbonoso. Intervalos com estratificações plana e ondulada bem preservadas são comuns e no furo SMD-16 eles mostram certa abundância de finos cristais de sulfetos disseminados que emprestam à rocha uma tonalidade cinza metálica. Fragmentos de calcário, rochas vulcânicas, arenitos, além de grãos de sulfetos, estão dispersos na rocha e, à medida que se tornam mais abundantes na matriz, a rocha passa para diamictitos

3.1.1.1.2. Arenitos

Os arenitos têm granulação fina e colorações cinzenta (Fig. 10), esverdeada e amarronzada com matriz siltico-argilosa, que localmente constituem verdadeiros arenitos pelíticos, e/ou cimento carbonático e silicoso subordinado. Os grânulos são compostos essencialmente por quartzo, plagiocásio e fragmentos de sílex (Fig. 11), sendo pirita, calcopirita, hematita, titanita e fluorita os principais acessórios. Veios subverticais e bolsões centimétricos de carbonato (Fig. 12) ocorrem aleatoriamente, sendo alguns deles levemente mineralizados. Em alguns intervalos é notória a ausência de deformações e neles os planos de acamamento são bem definidos e localmente mineralizados. São dominantes, porém, os trechos em que camadas convolutas e dobras desarmônicas destroem o acamamento da rocha.

3.1.1.1.3 Calcários

Este litotipo chega a alcançar 50 m de espessura e, quando bastante puro (Fig. 13), ocorre em leitos de coloração esbranquiçada e granulação grossa (esparito) nos quais se formaram cristais de calcita de até 3 mm de comprimento. No entanto, dominam intervalos bastante impuros (Fig. 14), em que o calcário mostra coloração cinza-esbranquiçada, granulação muito fina (micrito) e forma “bandas” separadas uma das outras por material pelítico e carbonoso (Fig. 15). Via de regra essas bandas estão deformadas por convoluções, a tal ponto que, localmente, a rocha, à semelhança do que acontece com os siltitos, perde o caráter bandado e se transforma num agregado caótico de carbonato e material carbonoso, tornando-se verdadeiras margas. São também comuns clastos líticos e lâminas pelíticas escuras fracamente mineralizadas, estilólitos e vênulas de calcita.

Ao microscópio, o micrito é constituído por calcita e subordinadamente por argilo-minerais, quartzo e fragmentos de sílexito. Observa-se, ainda, material carbonoso no qual estão imersos clastos de quartzo, sílex e de rocha quartzo-carbonática, além de pirita. Este material se concentra na forma de películas e, localmente, de finos leitos ondulados, localmente cortados por vênulas de calcita. Também compõem a rocha nódulos ou fragmentos de sílexito e calcita.

3.1.1.1.4 *Diamictitos*

Existem duas variedades de diamictitos de acordo com a composição da matriz, que ora é pelítica e de coloração cinza-esverdeada (Fig. 16), ora carbonosa e de coloração negra (Fig. 17).

A primeira variedade alcança pouco mais que 1 m de espessura e apresenta-se laminada com intercalação de material carbonoso e calcita. Este tipo de diamictito contém clastos 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. Quando ocorrem, os contatos entre estes clastos são pontuais ou suturados. Esta variedade não é aqui descrita com mais detalhes devido a sua ocorrência restrita na seqüência sedimentar e pouca relação com os intervalos mineralizados.

A segunda variedade chega a formar camadas de até 12 m de espessura e mostra finas intercalações de pelitos esverdeados e de leitos de calcário de até 10 cm de espessura. A matriz é extremamente fina, não sendo possível identificar, a olho nu nem mesmo sob o microscópio petrográfico convencional, quais minerais a compõem. A rocha hospeda um leito/veio de gipsita (Fig. 18) de até quase 15 cm de espessura, tendo este mineral sido confirmado por difratometria de raios-X.

Os clastos, de formas angulosas a subarredondadas e tamanhos micrométricos a milimétricos, 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. 19). Há também fragmentos de rocha quartzo-carbonática que apresentam plagioclásio, muscovita e anidrita, esta última também identificada por meio de difratometria de raios-X.

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 de uma matriz que sustenta abundantes e diferentes clastos, bem como minerais opacos representados por pirita e por esfalerita subordinada. Os clastos menores geralmente são de quartzo mono e

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 de pirita. São comuns grãos de quartzo com sobrecrescimento silicoso desenvolvendo zonas, em cujo processo houve incorporação do material carbonoso da matriz (Fig. 20). Intercalações de lâminas de quartzo microcristalino + carbonato, nas quais pequenos agregados de cristais euédricos a subédricos de pirita se dispõem em finos leitos, se destacam na matriz carbonosa.

Análises por espectrometria Raman mostram que o material carbonoso da matriz é bastante homogêneo, porém com diferentes graus de cristalinidade, o qual varia desde querogênio até grafita, pontilhado por grãos de pirita, quartzo e talvez muscovita. Assemelha-se muito com a matéria carbonosa dos *metacherts* e metapelitos ricos em clorita, de Shunga, Karelia-Rússia, e do *chert* com pumpelyita-epidoto, da Bacia de Hamersley, oeste da Austrália, tanto na posição quanto na largura dos picos (Wopenka & Pateris, 1993) (Fig. 21).

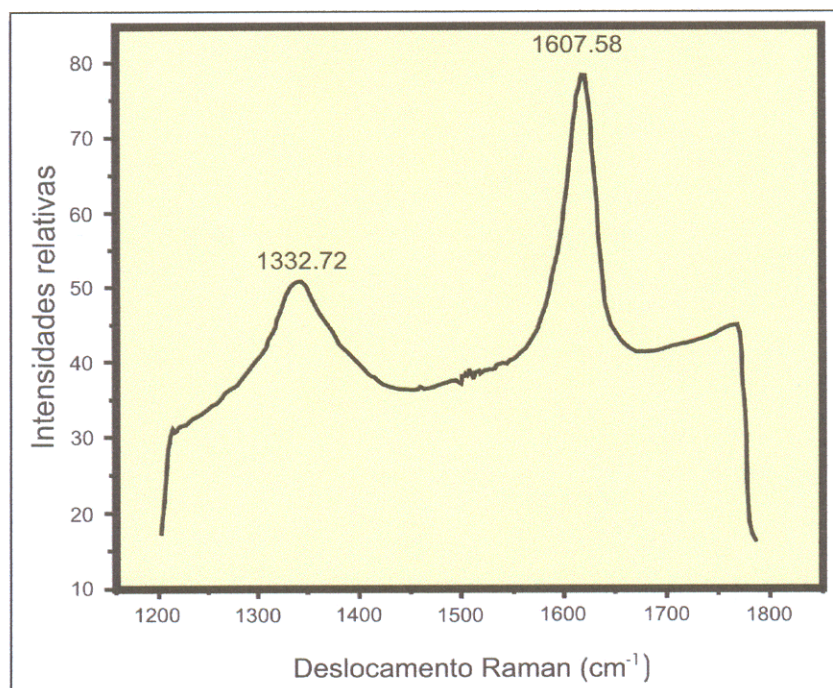


Figura 21 - Espectro Raman mostrando picos que caracterizam as fases querogênio até grafita presentes no diamictito negro.

Apesar de bem mais espessos, os diamictitos negros do ASM são muito semelhantes àqueles folhelhos negros encontradas na Bacia de Zechstein (com 20000 km² de área e algumas dezenas de centímetros de espessura) onde estão situadas as principais minas de Cu, Pb e Zn da Alemanha e da Polônia. Nesta bacia, além destes folhelhos negros, ocorrem dolomitos e calcários, também mineralizados, formando os clássicos depósitos tipo *Kupferschiefer* (Vaughan *et al.* 1989).

Os cristais de pirita, calcopirita e esfalerita imersos na matriz carbonosa serão, juntamente com os sulfetos que ocorrem nas rochas rudáceas, descritos em mais detalhe no capítulo dedicado à mineralização.

3.1.1.1.5 Ruditos

Estas rochas, de coloração cinzenta, ocorrem somente no furo SMD-15 e, próximo à superfície, apresentam-se bastante intemperizadas com coloração amarelada e cavidades de dissolução de pirita e/ou carbonato (Fig. 22).

Evidências de brechação, bem como fraturas e microfalhas, são observadas 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, xenotima e monazita. Observam-se, ainda, alguns pseudofósseis (Fig. 23) e um material argiloso, de cor marrom, desenhando ondulações que comumente bordejam os veios de calcita.

Os fragmentos líticos são principalmente de calcário (micrito de coloração castanha e esparito) e silexito, com dimensões que variam de poucos milímetros até 2 cm. Nos clastos de silexito, a sílica é parcialmente substituída 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, tratando-se basicamente de pirita, calcopirita e esfalerita, além de galena em pequenas proporções.

O material micáceo ocorre em faixas descontínuas e sinuosas, que geralmente bordejam os fragmentos líticos (Fig. 24). Estas faixas de cores marrom e verde mostram-se intimamente associadas e sugerem um intercrescimento de dois diferentes

minerais. A difratometria de raios-X e a microscopia eletrônica de varredura revelam estilpnomelano e clorita. Também na difratometria de raios-X foi acusada a presença de caulinita e ankerita nestas rochas.

A calcita ocorre nos espaços intersticiais como cimento e localmente substitui a pirita e a calcopirita. Também constitui veios em cujas bordas, além do mineral marrom, houve discreta formação de quartzo. Além da calcita, foi identificada a ankerita, associada à caulinita, por difratometria de raios-X.

Os cristais de apatita apresentam dimensões submilimétricas e forma prismática a arredondada, geralmente associados com o 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 (Fig. 25) associada com finíssimos cristais de zircão. A exemplo da xenotima, monazita e galena, a alanita só foi identificada pelo 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.

3.1.1.1.6 *Soleiras de diabásio*

Esta rocha, de cor cinza, tem granulação fina a média, se apresenta na forma de inúmeras soleiras, que estão hospedados em toda a seqüência com espessuras que variam de aproximadamente 0,80 m a 6,0 m (Fig. 26).

Petrograficamente é uma rocha microcristalina e de textura ofítica intersetal constituída de plagioclásio, piroxênio e, em menor quantidade, quartzo e titanita. Grande parte do piroxênio foi alterada para clorita, que ocupa espaços entre os cristais de plagioclásio. O plagioclásio está presente na forma de finos tabletes que, localmente, mostram arranjo radial. Os grãos de quartzo têm forma subédrica e geralmente estão associados ao plagioclásio (Fig. 27).

Não foi possível estimar a composição do plagioclásio, o qual ocorre em cristais muito finos e tampouco identificar o tipo de piroxênio, pois seus cristais estão bastante alterados para clorita. Admite-se se tratar de augita ou pigeonita.

Legendas das Figuras 6 a 20 e 22 a 27.

Figura 6 – Foto de testemunho de sondagem de siltito de cor verde a marrom e de aspecto mais homogêneo.

Figura 7 – Foto de testemunho de sondagem de siltito de cor geral cinza em que sobressaem fragmentos irregulares de carbonato (cor branca) que emprestam aspecto heterogêneo à rocha.

Figura 8 – Foto de testemunho de sondagem mostrando pseudonódulos de arenito carbonático dentro de siltito.

Figura 9 – Fotomicrografia (luz natural) de leitos milimétricos de carbonato deformados em meio a leitos de material pelítico.

Figura 10 – Foto de testemunho de sondagem de arenito fino de cor cinza.

Figura 11 - Fotomicrografia (luz polarizada) do arenito em que se observam clastos de silexito (cor cinza escuro) dispersos em matriz composta por quartzo, plagioclásio e argilo-minerais.

Figura 12 - Foto de bolsões e veios de carbonatos nos arenitos.

Figura 13 - Foto de testemunho de sondagem de calcário maciço fino, relativamente puro.

Figura 14 - Foto de testemunho de sondagem de calcário impuro (margoso) e de coloração cinza-esbranquiçada com destaque (setas) para as películas de material carbonoso.

Figura 15 - Fotomicrografia (luz natural) do calcário impuro, em que bandas carbonáticas são separadas por material pelítico e carbonoso.

Figura 16 - Foto de testemunho de sondagem de diamictito esverdeado de matriz, com destaque (setas) para clastos de silexito de tamanho variado.

Figura 17 - Foto de testemunho de sondagem de diamictito negro com matriz carbonosa.

Figura 18 - Foto de parte de um testemunho de sondagem constituída de gipsita que pode representar um leito ou mesmo um veio.

Figura 19 - Foto de testemunho de sondagem de diamictito negro em que a orientação dos clastos dá destaque à estruturação da rocha.

Figura 20 - Fotomicrografia (luz natural) de grão de quartzo arredondado em diamictito negro, que, ao recristalizar, incorporou concentricamente material carbonoso.

Figura 22 - Foto de testemunho de sondagem de rudito com destaque para cavidades de dissolução provocadas por agentes intempéricos.

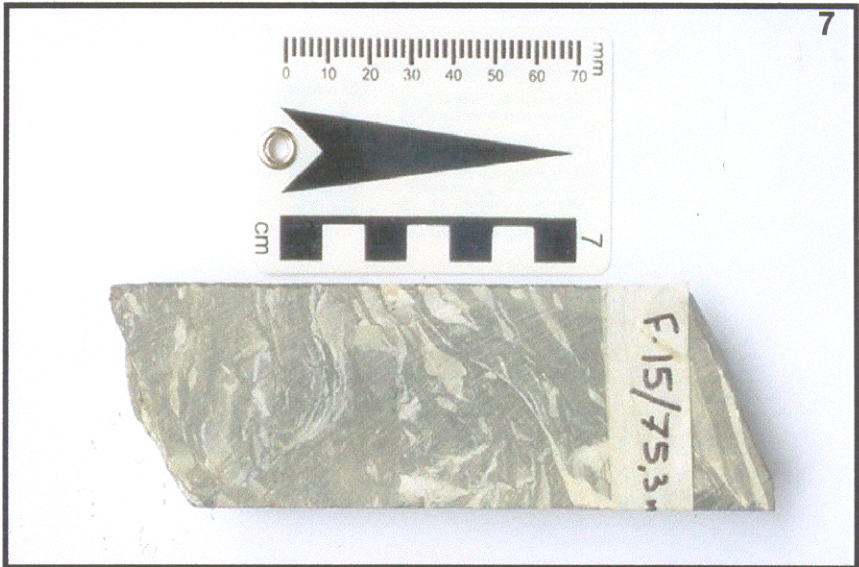
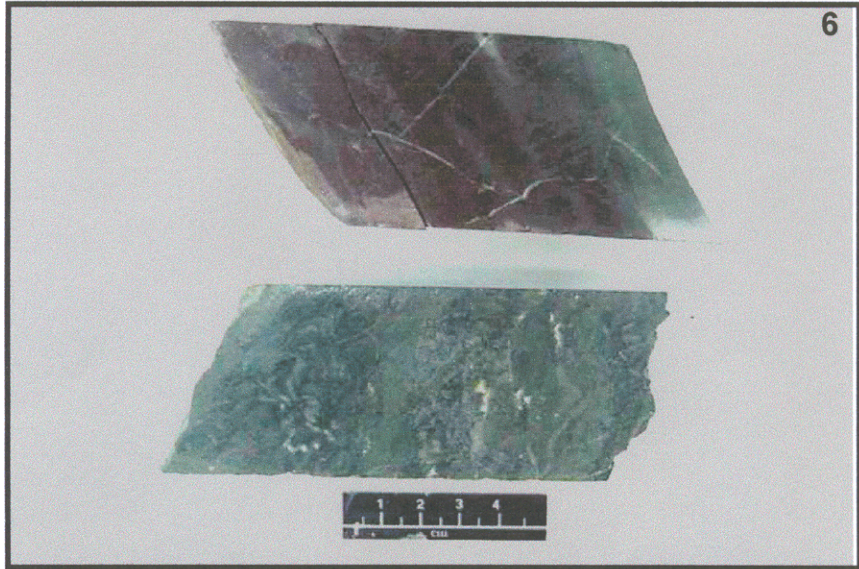
Figura 23 - Fotomicrografia de pseudofósseis em rudito junto a material micáceo (estilpnomelano e/ou clorita).

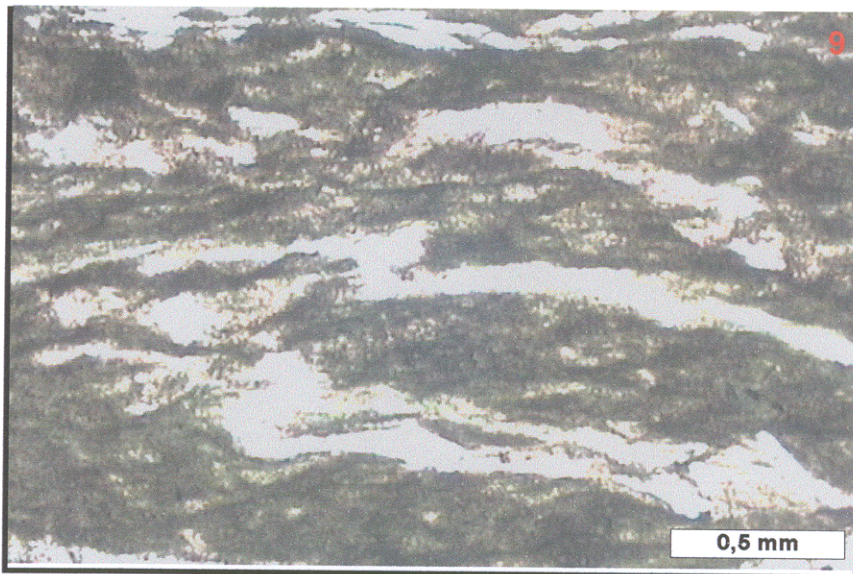
Figura 24 - Fotomicrografia do material micáceo em rudito que se desenvolve entre fragmentos líticos subarredondados, em geral bordejando-os.

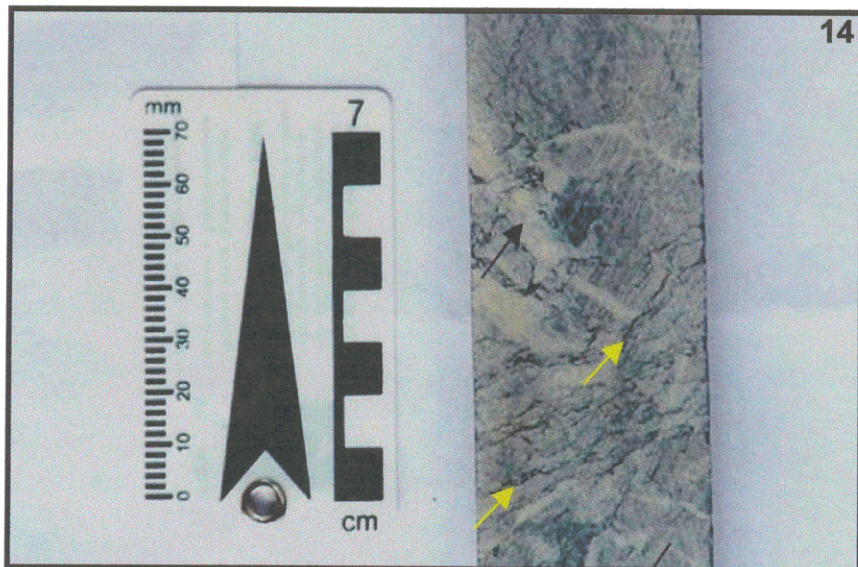
Figura 25 - Fotomicrografia de agregados de cristais prismáticos de allanita presentes em rudito.

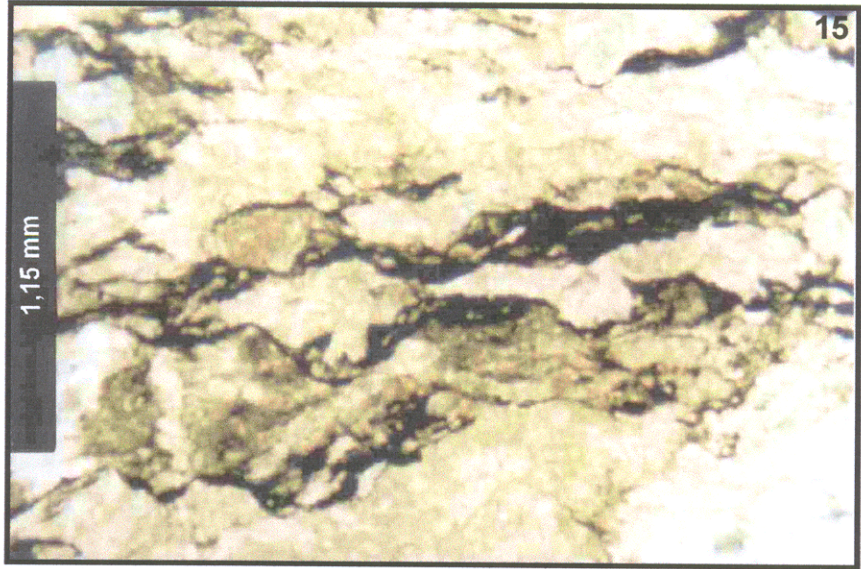
Figura 26 - Foto de testemunho de sondagem de uma soleira de diabásio hospedada na sequência sedimentar de São Martim.

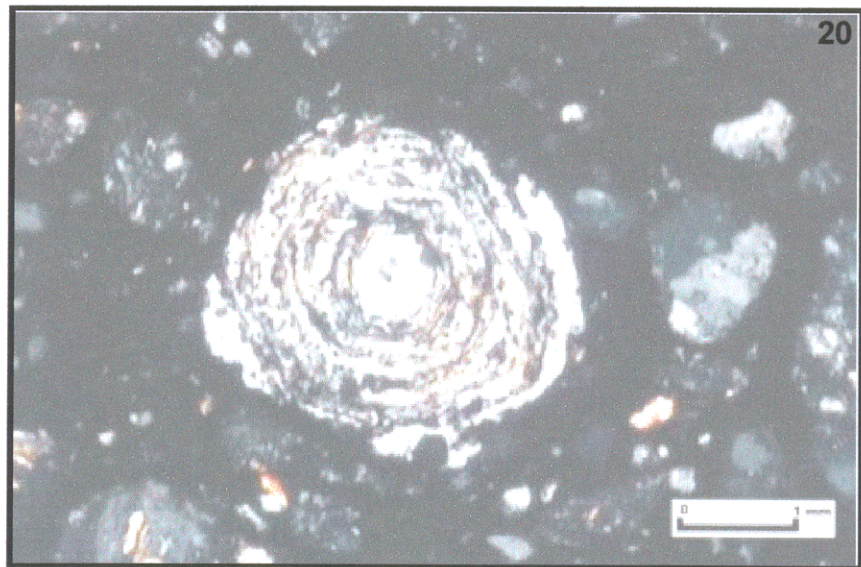
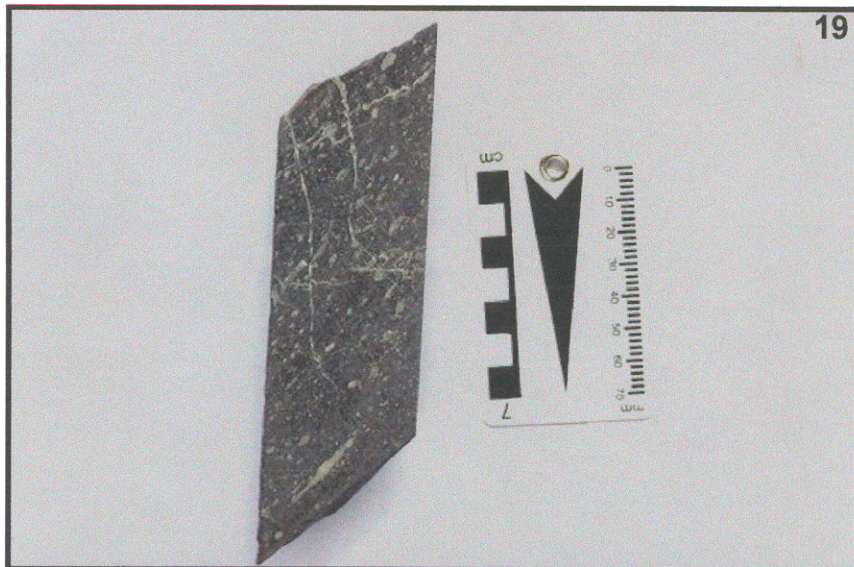
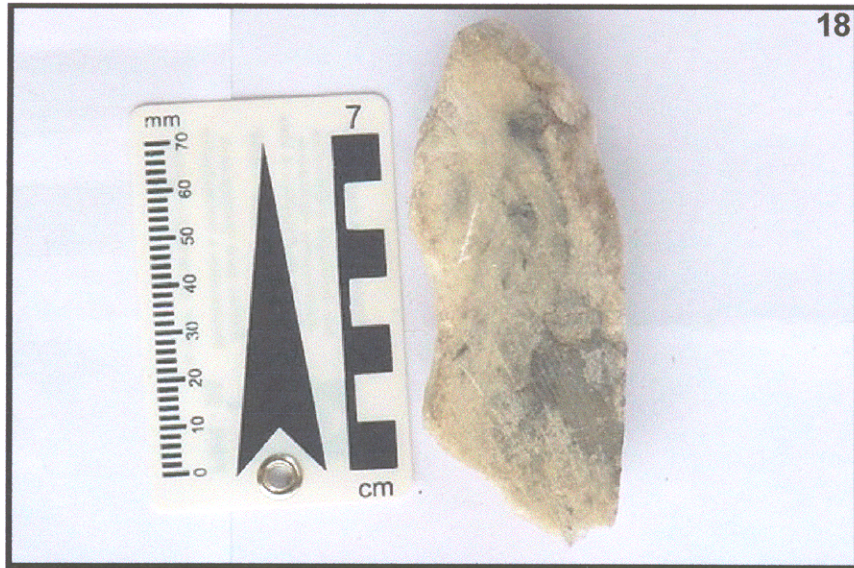
Figura 27 - Fotomicrografia do diabásio com destaque para textura ofítica dominada por grãos de plagioclásio com piroxênio intersticial.

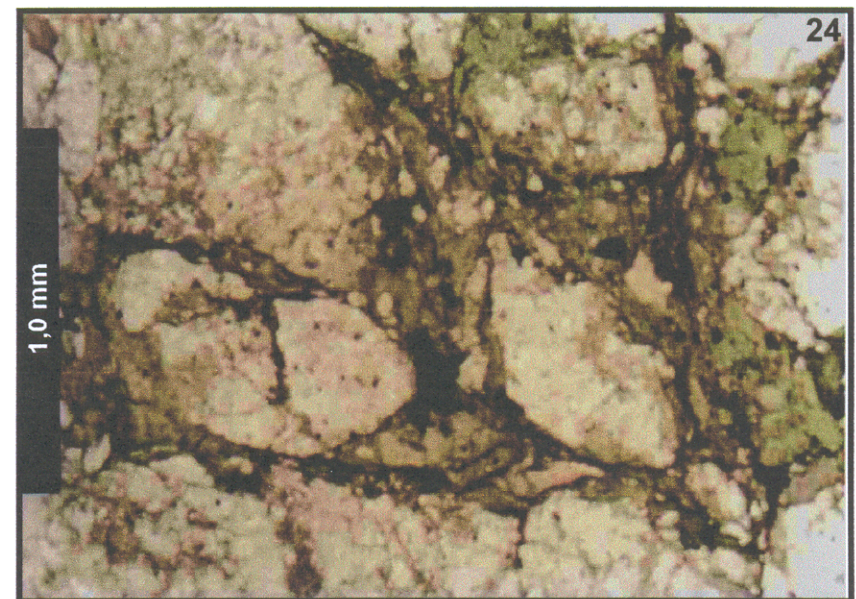
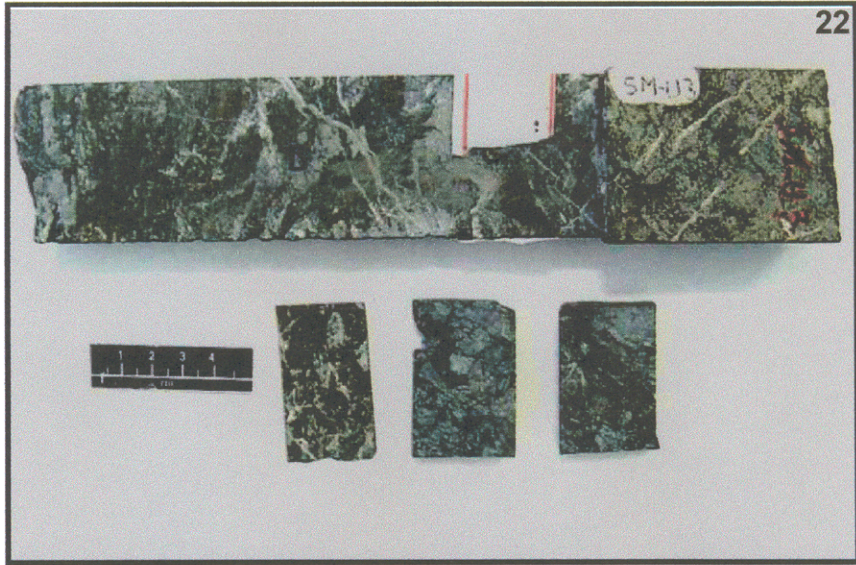


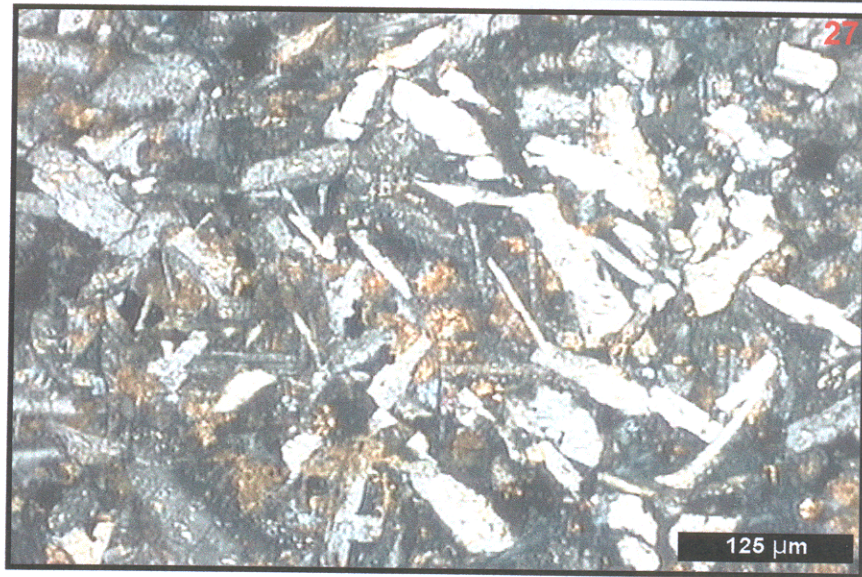
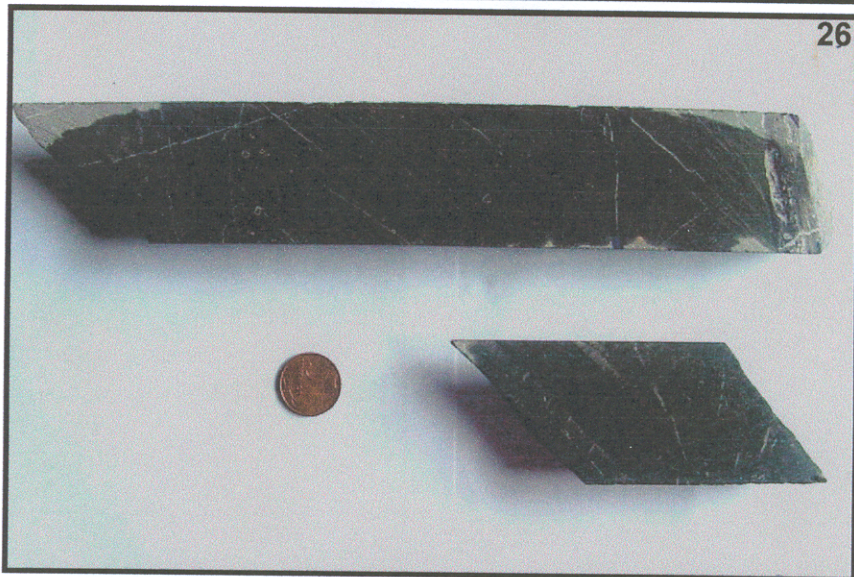
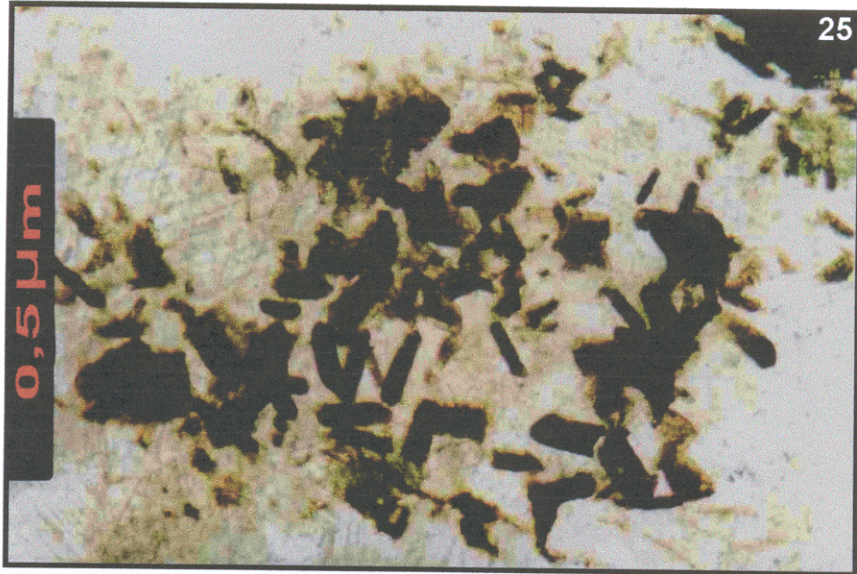












4 AS ZONAS SULFETADAS

Nos ruditos e nos diamictitos negros e, localmente, nos siltitos e calcários, ocorrem sulfetos com diferentes características que são, predominantemente, concordantes com o acamamento (estratiformes). Vários intervalos dentro da seqüência sedimentar compõem a zona mineralizada e deles foram extraídas amostras, bem como de suas rochas encaixantes, para exames mais detalhados quanto às feições petrográficas, conteúdo mineralógico e composição química, além de estudos isotópicos (Pb-Pb) e microtermométricos em inclusões fluidas.

4.1 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

4.1.1 Estudos petrográficos

Foram estudadas 25 lâminas polidas de amostras dos testemunhos que foram selecionados macroscopicamente, sendo seis de ruditos, onze de diamictitos, cinco de siltitos e três de calcários impuros. À parte a identificação dos diversos minerais constituintes, foi dada ênfase às feições texturais indicativas das condições de formação, das relações com as rochas encaixantes e da seqüência paragenética do minério.

A mineralização gerou sulfetos associados a quantidades subordinadas de hematita. Em ordem de abundância, ocorrem pirita, calcopirita, esfalerita e galena (identificada no MEV), além de bornita e/ou digenita que resultam da alteração da calcopirita.

A maior parte dos sulfetos encontra-se hospedada nos ruditos, porém há importantes concentrações nos diamictitos negros e, localmente, em intervalos de até 1,0 m, em siltitos esverdeados e nos calcários impuros, como aqueles observados nos furos SMD-16 e SMD-15, respectivamente.

4.1.1.1 Sulfetos nos ruditos

A pirita tem cor amarelo pálido e ocorre em três modos distintos: 1) como clastos (Fig. 28A); 2) em cristais neoformados, isolados e em agregados (Fig. 28B); e 3) em microfraturas (Fig. 28C) e em planos de clivagem da calcita.

Os clastos, com tamanhos de até 1,5 cm, mostram superfície rugosa e, localmente, textura esquelética (Fig. 28D), além de inúmeras fraturas preenchidas tanto por calcita, a partir das quais se dá normalmente a substituição do sulfeto pelo carbonato, quanto por calcopirita que, devido à alteração, conferem matizes azulados e avermelhados característicos de bornita e/ou digenita a esses clastos (Fig. 28E). Alguns clastos possuem bordas recristalizadas, tendo desenvolvido cristais euédricos a subédricos associados com calcopirita (Fig. 28F). A neoformação de pirita gerou cristais com formas cúbicas quase sempre bem definidas e com dimensões de até 2 mm. A pirita também ocorre em vênulas monominerálicas que localmente atravessam os ruditos, ou também associada à calcita e/ou calcopirita.

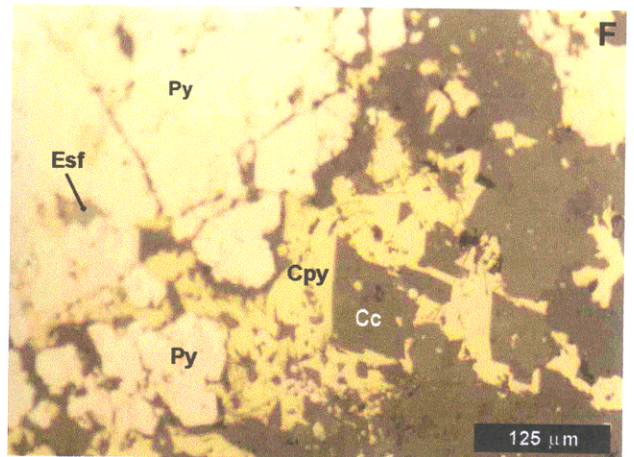
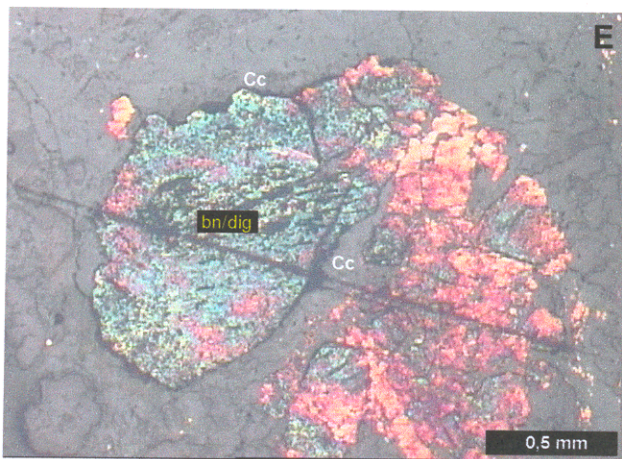
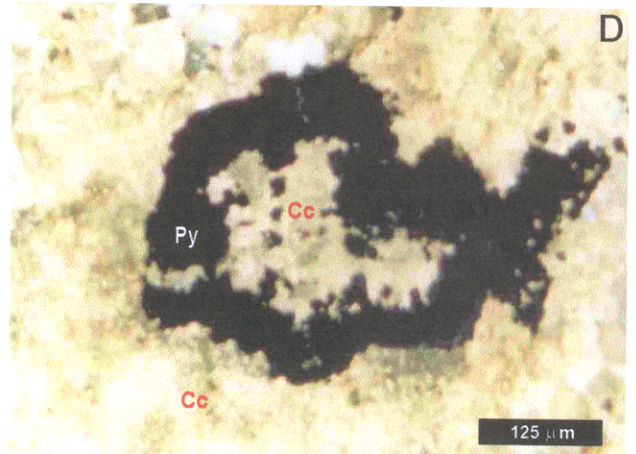
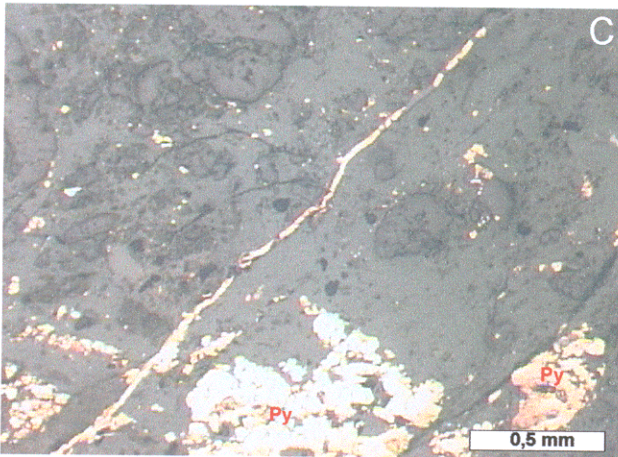
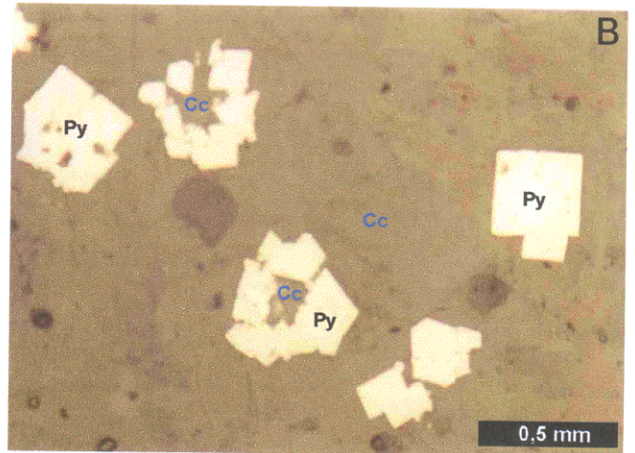
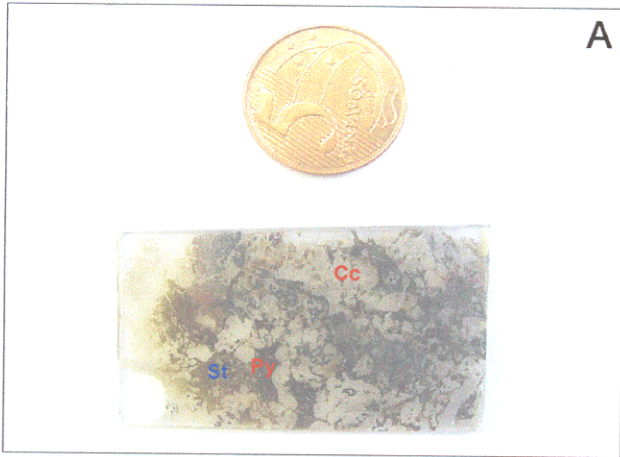
A calcopirita mostra cor amarelo intenso, formas irregulares e tamanho variado. Este sulfeto é observado como clastos com superfícies irregulares e nas bordas de clastos de pirita, tendo crescido às custas da matriz (Fig. 28F). É comum ocorrer em vênulas dentro de clastos de pirita, via de regra alterada para em bornita/digenita (Fig. 28E) e, também, cortando a rocha junto com calcita.

A esfalerita, geralmente muito fina e com coloração caramelada sob luz natural, ocorre em grãos isolados e em agregados geralmente associados com pirita, em espaços intergranulares da pirita clástica com ou sem bordas recristalizadas, e, ainda, no interior e borda de clastos de silixito.

A galena também ocorre em grãos muito finos, alguns recristalizados e sempre associados à pirita, tanto clástica como recristalizada, enquanto que a hematita é muito subordinada e ocorre em grãos diminutos disseminados pela rocha.

FIGURA 28 - Modo de ocorrência dos sulfetos nos ruditos de São Martin.

- A) Foto de lâmina delgada ressaltando clasto de pirita (Py) em meio à matriz rica em calcita (Cc) e estilpnomelano (St).
- B) Fotomicrografia de agregados de cristais euédricos a subédricos de pirita (Py) imersos em matriz rica em calcita (Cc) (luz refletida).
- C) Fotomicrografia de vênula monominerálica de pirita cortando o rudito e a partir da qual a matriz é incipientemente substituída por este sulfeto (indicada pelas setas brancas) (luz refletida);
- D) Fotomicrografia de clasto de pirita (Py) rodeado e substituído em sua parte central e borda por calcita (Cc) (luz transmitida).
- E) Fotomicrografia de clasto de pirita em matriz calcítica (Cc) no qual calcopirita contida em microvênulas acha-se alterada para bornita/digenita (bn/dig) (luz refletida).
- F) Fotomicrografia de grão anédrico de esfalerita (esf) incluso em pirita (py). Observar grãos recristalizados de pirita (py) e calcopirita (cpy), este último substituindo a matriz (luz refletida).



4.1.1.2 Sulfetos nos diamictitos

Nestas rochas os sulfetos estão também representados por pirita e, subordinadamente, por calcopirita e esfalerita.

A pirita mostra cor amarelo-esbranquiçada, é levemente anisotrópica e ocorre 1) como clastos, 2) em cristais geralmente isolados na matriz carbonosa, 3) em finos grãos subangulosos formando microleitos, 4) como constituinte de clastos líticos, 5) com habitus framboidal e 6) em microfraturas.

Os clastos são abundantes, têm forma subarredondada a subangular e tamanho variado, de micrométrico a milimétrico, mas alguns chegam a alcançar 1,4 cm de comprimento (Fig. 29A). Gipsita e a matriz carbonácea substituem os clastos tanto internamente como em suas bordas (sobrecrescimento) (Fig. 29B).

Os cristais de pirita são finamente granulados, subédricos a euédricos, alguns com seções quadradas perfeitas, indicativas de que não são de origem detrítica (Fig. 29C). Alguns cristais mostram sobrecrescimento (melhor vistos em imagens de elétrons retroespalhados do MEV), realçando a forma euédrica, enquanto outros mostram gipsita em seu redor. Alguns desses cristais apresentam inclusões finas de quartzo e acham-se parcialmente substituídos por calcita e pela matriz carbonosa. Este arranjo comumente resulta de rotação de minerais por esforço tectônico, o que aqui, entretanto, é descartado já que nesta porção do CA o metamorfismo foi praticamente ausente.

Nos clastos líticos, a pirita geralmente forma agregados juntamente com quantidades subordinadas de calcopirita e esfalerita (Fig. 29D) ou se concentra em finos leitos constituídos por cristais individuais euédricos a subédricos (Fig. 29E).

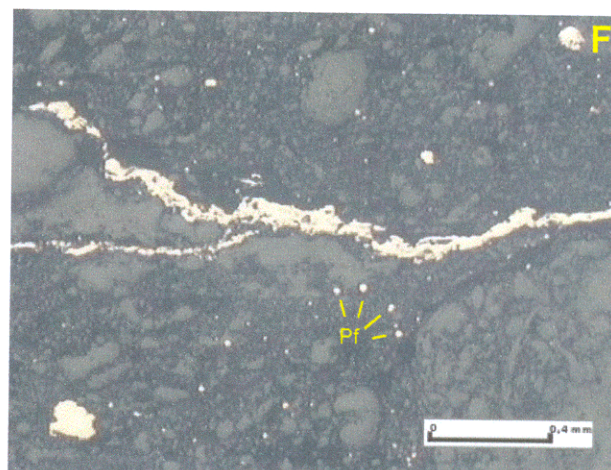
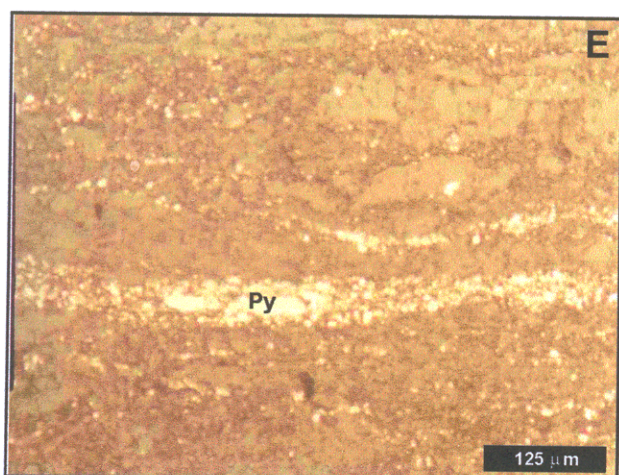
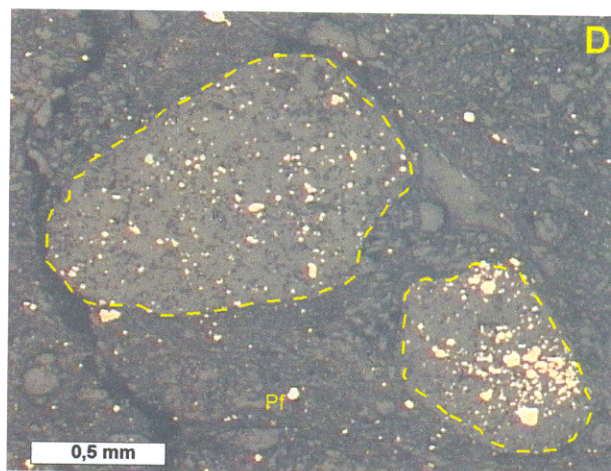
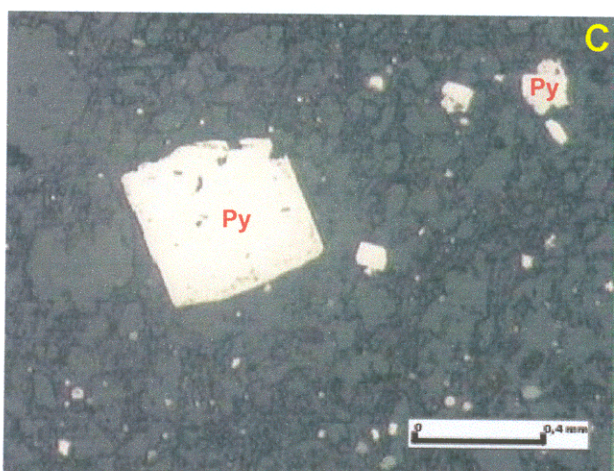
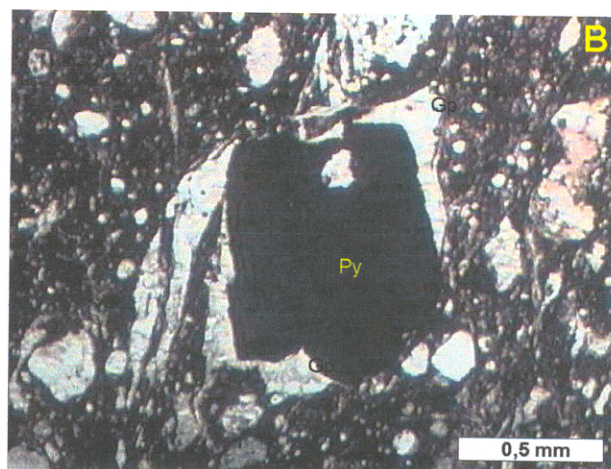
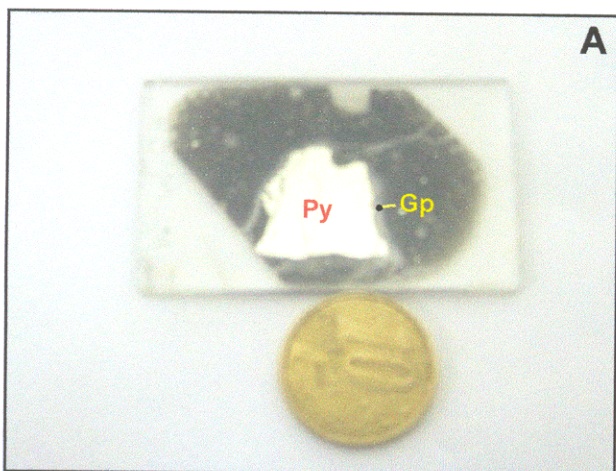
A pirita framboidal (Fig. 29F) é comum, tanto na forma isolada (15 μm) quanto em agregados que se encontram disseminados nas rochas de matriz carbonosa ou carbonática. Com o aumento da granulação, a pirita framboidal tende a formar cristais euédricos.

Há vênulas compostas unicamente por pirita e outras nas quais ela se associa à calcita e só raramente elas cortam vênulas monominerálicas de calcita (Fig. 29F). Não foi observada nenhuma relação temporal entre as vênulas com sulfetos e feições *diagenéticas das rochas por elas cortadas*.

A calcopirita, geralmente muito fina, tem cor amarelo intenso e ocorre em alguns fragmentos de silixito, em cristais anédricos imersos na matriz carbonosa, bem como associada à calcita em vênulas. Nas imagens de elétrons retroespalhados do MEV se observa calcopirita sobrecrescida em cristal de pirita. Quanto à esfalerita, que sob luz refletida mostra cor cinza claro e reflexões internas, ela forma grãos anédricos que estão comumente associados com pirita e calcopirita clástica e com pirita recristalizada, e também ocorre em vênulas. Alguns cristais não são totalmente opacos, mostrando, sob luz transmitida, coloração caramelada, o que pode significar que a mesma é pobre em Fe.

FIGURA 29 - Modo de ocorrência dos sulfetos nos diamictitos de São Martim.

- A) Foto de lâmina polida com clasto subanguloso de pirita (Py) imerso em matriz fina carbonosa. A recristalização gerou um halo de sobrecrescimento de gipsita (Gp), bem como substituição local pela matriz (pontos com contatos côncavos).
- B) Fotomicrografia de clasto de pirita (Py) substituído interna e externamente por gipsita(Gp). O alinhamento dos clastos mais alongados reflete o acamamento da rocha (luz natural).
- C) Fotomicrografia de cristais de pirita (Py) euédricos e subédricos, isolados e em agregados, imersos em matriz carbonosa (luz refletida).
- D) Fotomicrografia de clastos de silexito (marcados com linha tracejada amarela) com grãos subangulosos a angulosos de pirita, isolados e agregados, em matriz carbonosa, além de pirita framboidal (Pf) disseminada nesta matriz (luz refletida).
- E) Fotomicrografia de microleitos formados por grãos de pirita dentro de clasto de silexito (luz refletida).
- F) Fotomicrografia de vênula de pirita com extensão milimétrica e pirita framboidal (Pf) disseminada em matriz carbonosa (luz refletida).



4.1.1.3 Sulfetos nos siltitos e calcários impuros

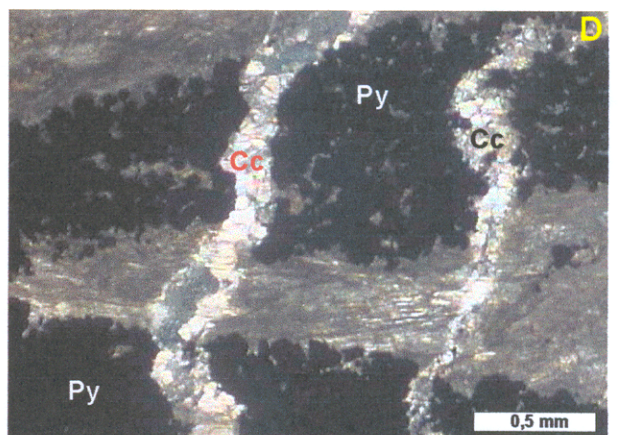
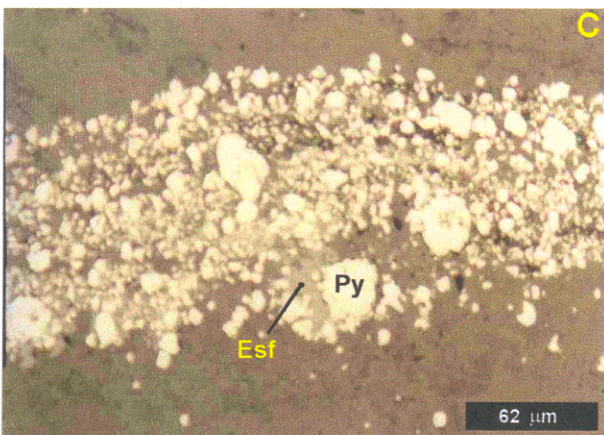
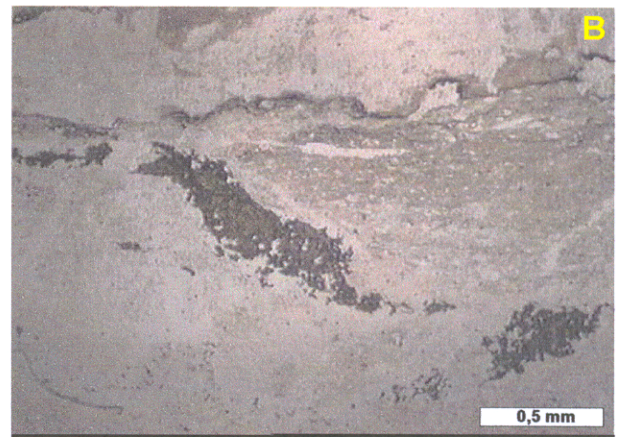
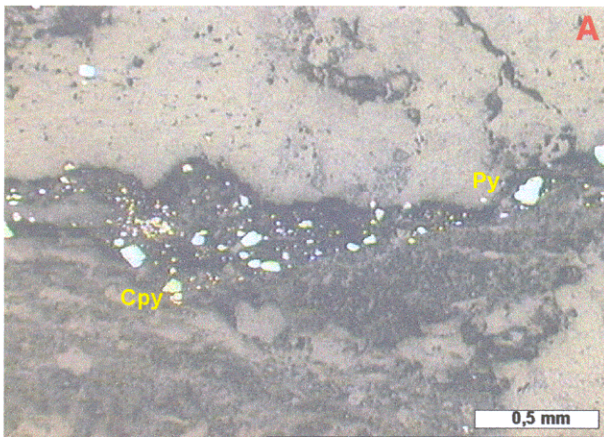
Nestas rochas predominam grãos de pirita e esfalerita com calcopirita subordinada, normalmente acompanhando os planos de estratificação. Observam-se, ainda, vênulas com esfalerita.

Nos siltitos, os leitos sulfetados são formados por grãos muito finos ($<85 \mu\text{m}$) de pirita, esfalerita e calcopirita (Fig. 30A), tendo espessuras inferiores a 2 mm e continuidade lateral que, pelo menos, ultrapassa os limites dos testemunhos de sondagem. Quando estes grãos estão associados à matriz carbonosa, alcançam tamanhos maiores decorrentes da recristalização, além de desenharem linhas sinuosas ao longo dos planos de acamamento. Outras duas formas de ocorrência dos sulfetos estão representadas por disseminações de pirita framboidal em grãos de até $10 \mu\text{m}$ de diâmetro e por esfalerita em vênulas milimétricas junto com calcita (Fig. 30B).

Nos calcários os grãos de pirita chegam a ter dimensões de até 2 mm e formam, junto com esfalerita, leitos descontínuos (Fig. 30C) com espessura que alcança 3 mm, sendo localmente obstruídos por vênulas de calcita (Fig. 30D). Estes grãos têm superfície rugosa e são geralmente substituídos por calcita.

FIGURA 30 - Modo de ocorrência dos sulfetos nos siltitos e calcários impuros.

- A)** Fotomicrografia (luz refletida) de leito formado por grãos de pirita (Py) e calcopirita (Cpy) em siltitos.
B) Fotomicrografia (luz natural) de vênula segmentada de esfalerita (Esf) nos siltitos.
C) Fotomicrografia (luz refletida) de leito enriquecido em pirita (Py) e esfalerita (Esf) sob luz refletida em leito de calcário impuro.
D) Fotomicrografia (luz natural) de clastos de pirita (Py) formando leito em calcário impuro, e cortados por vênulas de calcita (Vc).



4.1.2 Estudos Espectrométricos de DRX E MEV-SED

A caracterização mineralógica das zonas mineralizadas foi consubstanciada com dados difratométricos e de microscopia eletrônica de varredura, os quais permitiram identificar fases minerais que não puderam ser reconhecidas pela petrografia convencional, muitos pela limitação do tamanho dos grãos. Outras vezes serviram para confirmar a presença de minerais pouco comuns na composição das rochas.

4.1.2.1 Difração de Raios-X (DRX)

Foram analisadas difratometricamente três amostras, uma de um possível veio ou leito monomineralico fino e duas do rudito. O difratograma da Figura 31 confirma tratar-se de gipsita o mineral que compõe o veio/leito de cerca de 15 cm de espessura concordante com o acamamento do diamictito negro.

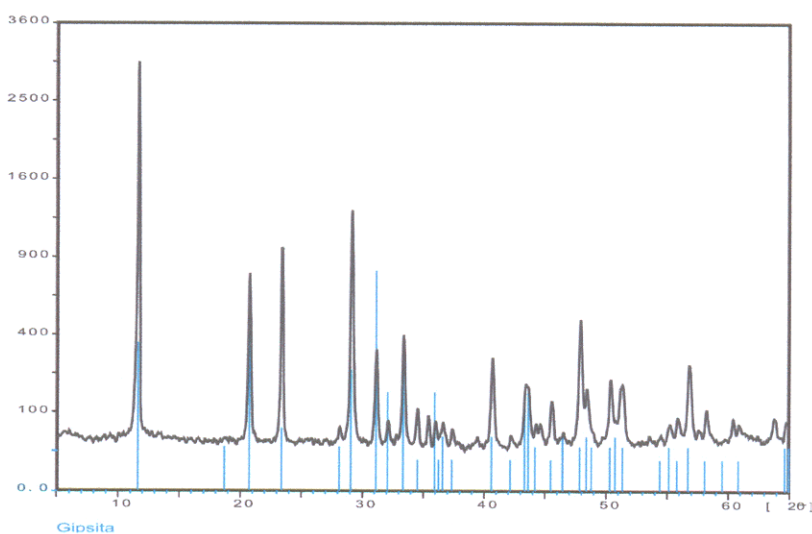


Figura 31 - Difratograma confirmando a presença de gipsita no diamictito.

Nos ruditos (Figs 30 e 31), entre outros minerais, foram identificadas ankerita e anidrita, e também confirmada a presença de clorita e estilpnomelano como sendo os constituintes do material micáceo de cores verde e marrom que ocorre em faixas descontínuas e ondulantes, bordejando, em geral, os fragmentos líticos.

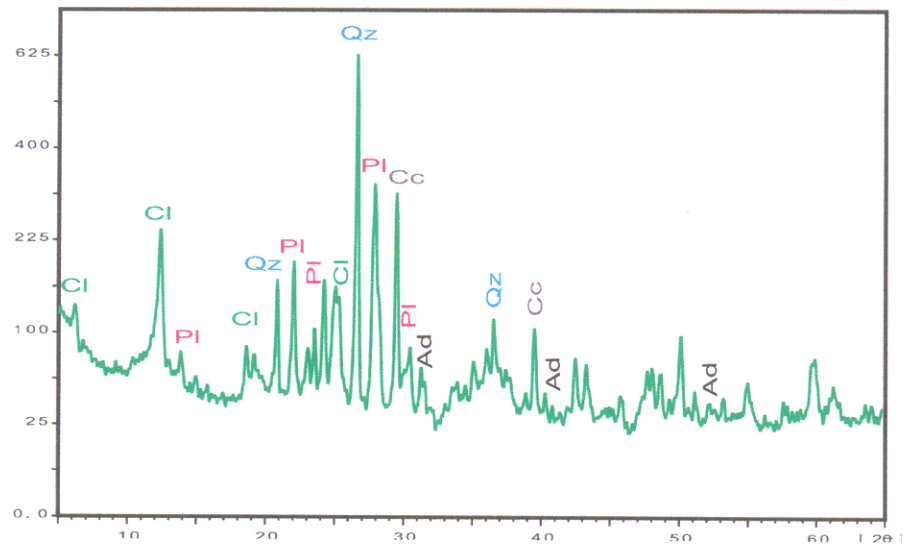


Figura 32 - Difratoograma de rudito em rocha total acusando, entre outros minerais a presença de anidrita (Ad), quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), clorita (Cl) e calcita (Cc).

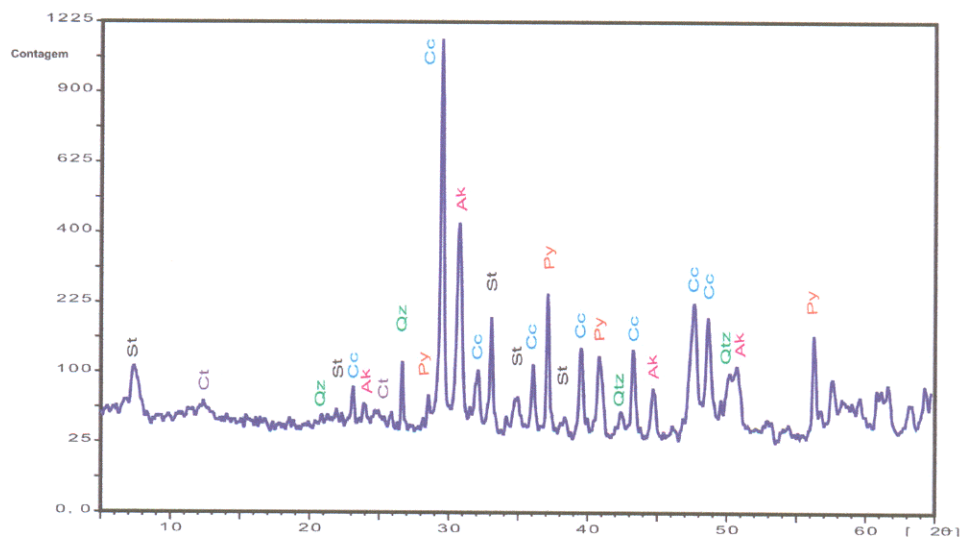


Figura 33 - Difratoograma de rudito em rocha total acusando, entre outros minerais a presença de anidrita (Ad), quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), clorita (Cl) e calcita (Cc).

4.1.2.2 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-SED)

Muitas fases minerais só foram identificadas com auxílio do MEV, que também permitiu estudar com maior detalhe as feições e relações texturais dos minerais que compõem as rochas do ASM.

- Fosfatos

Foram determinados três minerais pertencentes a este grupo ocorrendo associados aos filossilicatos e dentro de clastos dos ruditos. O mais comum é a F-apatita (Fig. 34A), que mostra formas de bastonete e se concentra principalmente dentro de faixas do estilpnomelano, muitas vezes cortados por vênulas de calcita. Foram ainda identificados raros grãos de monazita e xenotima (Fig. 34B).

- Silicatos

Foi confirmada a presença de estilpnomelano em íntima associação com clorita ambos constituindo o material micáceo comumente observado nos ruditos (Fig. 34C). Na tabela 1 estão apresentados os resultados semi-quantitativos do estilpnomelano com suas características baixas concentrações de K e Al, e altas de Fe, e, também, da clorita. Outras análises pontuais dentro do material micáceo se aproximaram, no entanto, bem mais da illita, haja vista os teores mais elevados de Al e K, e mais baixos de Fe.

Tabela 1 - Composição semi-quantitativa (em peso %) de estilpnomelano (6 pontos), clorita (2 pontos) e de illita (2 pontos) nos ruditos do ASM obtida com MEV-EDS.

	Estilpnomelano (% peso)	Clorita (% peso)	Illita (% peso)
MgO	5,0	8,3	1,6
Al ₂ O ₃	5,8	6,7	25,8
SiO ₂	35,0	20,6	40,4
K ₂ O	1,0	0,3	6,7
FeO	20,4	26,1	2,6

Ainda nos ruditos foi ainda identificada a alanita que ocorre em cristais prismáticos amarronzados junto a qual finos cristais de zircão estão internamente associados (Fig. 34D). Já nos diamictitos quantidades razoáveis de um aluminossilicato de Na em clastos de silexito (Fig. 34E) além de raríssimos cristais de titanita foram detectados.

- Sulfetos

Além da identificação de finos grãos de galena, as análises do MEV permitiram estabelecer relações de contato e temporais entre alguns minerais. Nos ruditos, por exemplo, a esfalerita ocupa espaços intersticiais de cristais de pirita, que são cimentados ou substituídos por calcita (Fig. 34F) ou clasto de pirita associado com calcita e estilnomelano que apresenta bordas recristalizadas e marcadas pelo desenvolvimento de inúmeros cristais cúbicos (Fig. 34G). Nos diamictitos, grãos recristalizados de pirita assumem formas euédricas, que se destacam na matriz de caulinita-apatita (Fig. 34H), ou que cresceram incorporando matéria carbonosa da matriz e posteriormente desenvolveram halos de sobrecrecimento ressaltando ainda mais sua forma cúbica (Fig. 34I).

- Sulfatos

Além da gipsita e anidrita, que já haviam sido detectadas por outras técnicas, foi também identificada a barita, como componente essencial de clastos líticos (Fig. 34J) e também dentro de clastos de silexito, junto com um Aluminossilicato de Na (Fig. 34E) e com sulfetos (Fig. 34L). Na Fig. 34L a barita ocorre ainda como material pós-diagenético sob a forma de vênulas.

- Carbonatos e óxidos

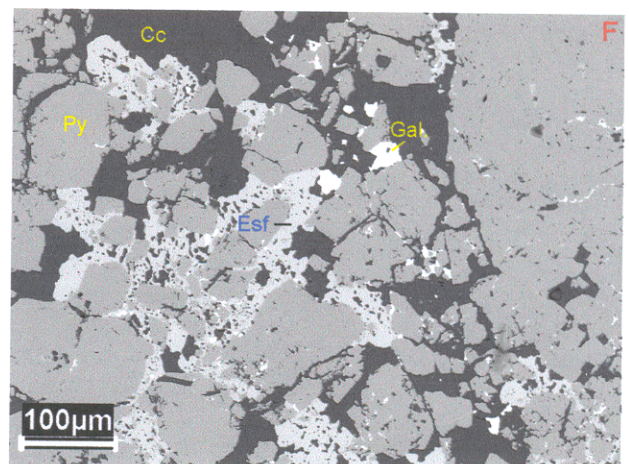
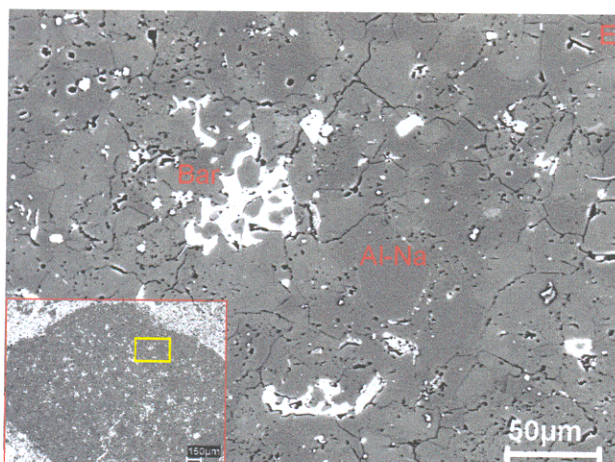
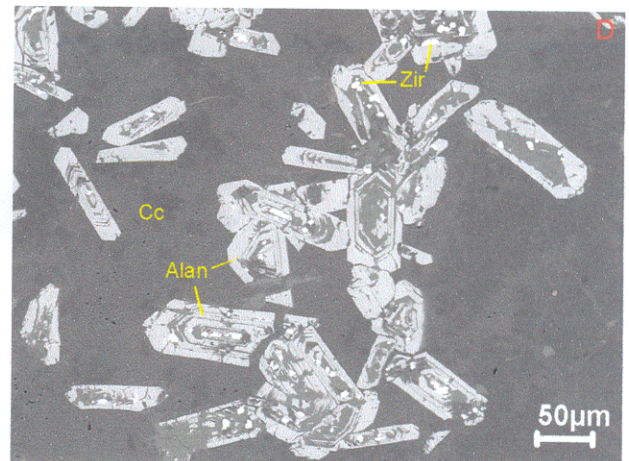
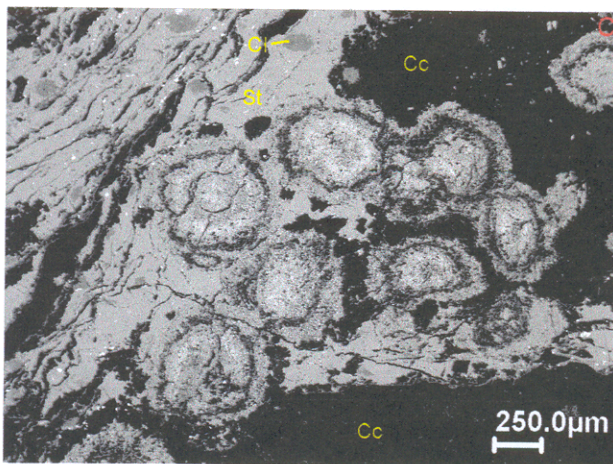
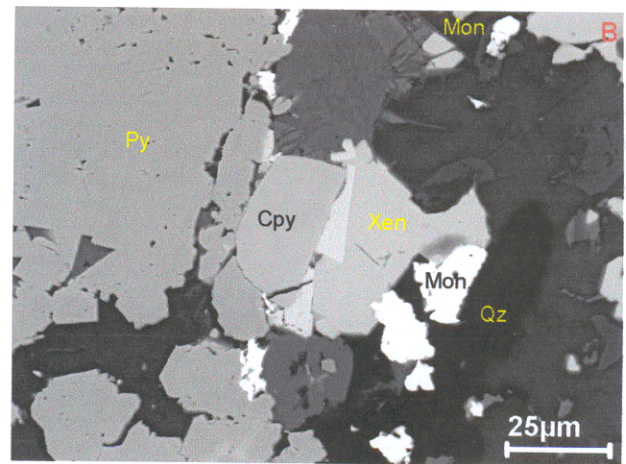
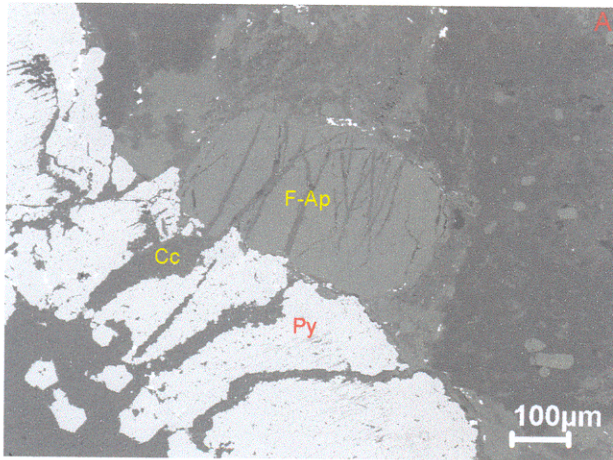
A calcita, além de formar espessas camadas no pacote sedimentar da Bacia de São Martim, substitui sulfetos, os quais, em decorrência, mostram estruturas esqueléticas, principalmente a pirita, cujos grãos têm as bordas muito corroídas (Fig. 34M). Diminutos grãos de hematita (identificados na petrografia) ocorrem esparsamente como fase acessória nos ruditos, em geral substituídos por calcita.

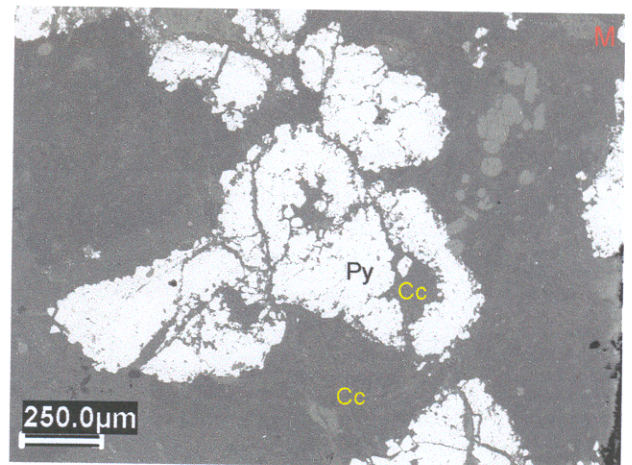
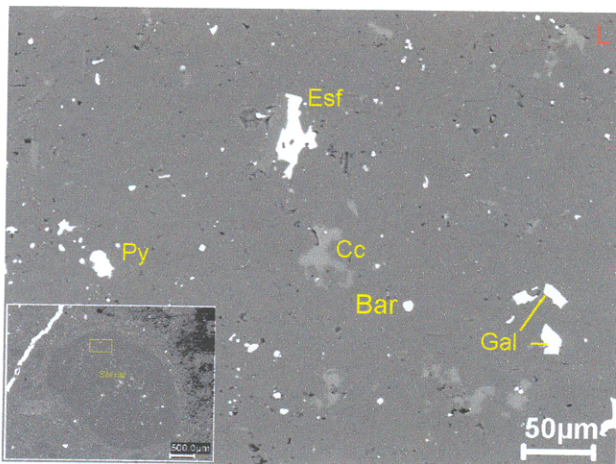
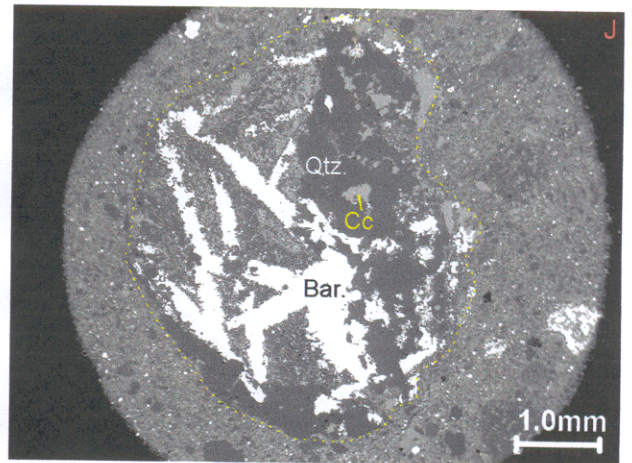
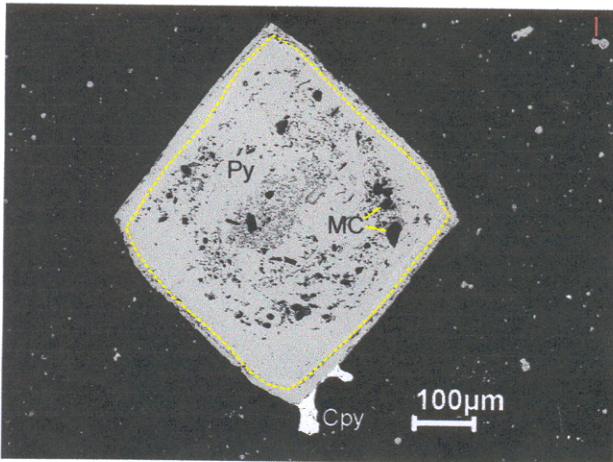
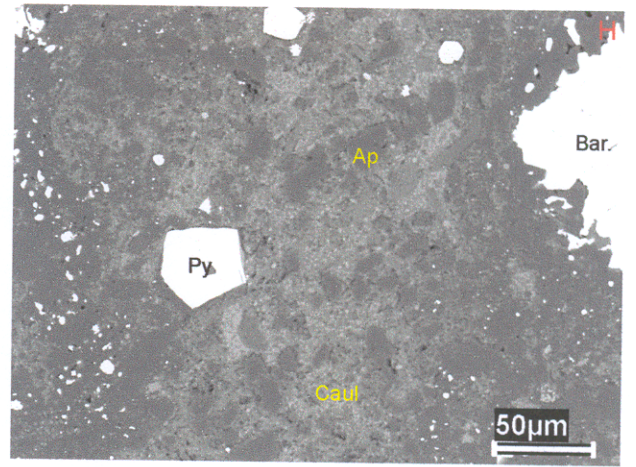
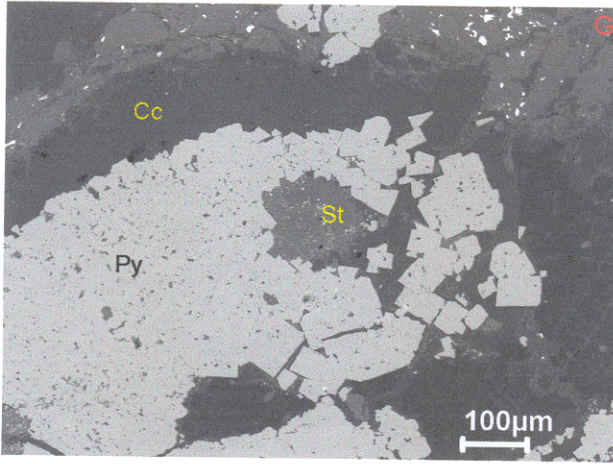
- Argilo-minerais

Caulinita e illita participam como componente da matriz dos diamictitos e dos ruditos, respectivamente. A caulinita ocorre em quantidades moderadas e está associada ao material carbonoso (Fig. 34H), enquanto que a illita, em quantidades bem menores, encontra-se associada à clorita/estilnomelano.

Figura 34 - Imagens de elétrons retroespalhados de minerais dos ruditos e dos diamictitos negros.

- A)** Grãos de F-apatita (F-Ap) e de pirita (Py), possivelmente de origem clástica, cortados por vênulas de calcita.
- B)** Finos cristais de monazita (Mon) e xenotima (Xen) em meio a outros minerais de ganga e sulfetos (Py e Cpy).
- C)** Pseudofósseis associados ao estilpnomelano (St) e clorita (Cl) e calcita espática (Cc) nos ruditos.
- D)** Cristais prismáticos e zonados de alanita (Alan) autigênica formando agregados em matriz calcítica dos ruditos, com finos cristais de zircão (zir) associados.
- E)** Clasto de silexito (canto esquerdo inferior) com detalhe em amarelo para a imagem maior onde barita (Bar) e o aluminossilicato de Na (Al-Na) ocorrem internamente associados.
- F)** Agregados de pirita (Py), esfalerita (Esf) e galena (Gal) em matriz calcítica (Cc) dos ruditos.
- G)** Clasto de pirita (Py) com bordas recristalizadas associado com calcita (Cc) e estilpnomelano (St) nos ruditos.
- H)** Cristal euédrico de pirita (Py) imerso 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.
- I)** Pirita euédrica recristalizada com sobrecrescimento (marcado com linha tracejada amarela), além de matriz carbonosa no seu interior (Mc). Notar pequeno sobrecrescimento de calcopirita (Cpy) na parte mais inferior do cristal.
- J)** Clasto lítico, com bordas ressaltadas por linha tracejada amarela, composto por barita (Bar), quartzo (Qtz) e calcita (Cc), e imerso em matriz carbonosa.
- L)** Clasto arredondado de silexito (canto esquerdo inferior) em matriz calcítica e, atravessando a rocha no canto superior esquerdo, uma vênula de barita. A imagem ampliada do detalhe em amarelo do clasto de silexito, mostra grãos anédricos de esfalerita (Esf), pirita (Py), barita (Bar) e calcita (Cc).
- M)** Clasto de pirita (Py) substituído por calcita no seu centro, nas bordas e ao longo de fraturas.





4.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA

Apesar dos dados químicos fornecidos pela WMC – Mineração Genipapo corresponderem, em geral, a segmentos entre de 1 e 10 m de testemunhos e, portanto, de pouco significado para caracterizar adequadamente as zonas sulfetadas, os resultados analíticos são aqui apresentados com vista a uma avaliação preliminar do conteúdo metálico da área de São Martim. Foram selecionados quatro furos (SMD-11, SMD-12, SMD-15 e SMD-16) e, dentro deles, intervalos mineralizados em diferentes rochas, registrando-se suas médias bem como a faixa de variação dos teores dos metais que mostram valores mais anômalos (Tab. 3). Não foram incluídos nesta tabela os teores de Ag, Au e EGP pois, além de obtidos em poucas amostras, revelam, via de regra, concentrações abaixo do limite de detecção do método/técnica usado. Além disso, assinala-se que alguns poucos intervalos do furo SMD-15 incluíram material das soleiras de diabásio, o que por certo mascarou os teores de metais realmente contidos nas rochas hospedeiras.

Pelo menos seis pontos podem ser destacados, à primeira vista, do conjunto destes dados:

1. todos os metais apresentam uma ampla faixa de variação de teores, independentemente do tipo litológico, sendo mais marcantes o Cu (9 a 2720 ppm ou, pela média, 30 a 2336 ppm), o Zn (25 a 3810 ppm ou, pela média, 37 a 1465 ppm) e o Ba (33 a 1600 ppm ou, pela média, 130 a 1395 ppm);
2. não existe qualquer correlação entre os teores dos metais;
3. no furo SMD-15 estão as rochas que possuem os mais altos teores de Cu, Pb, Zn, Ni e Cr, destacando-se os ruditos, e, com referência ao Zn, também os diamictitos negros; quanto ao Ba, expressivas concentrações foram detectadas nos diamictitos, embora as maiores tenham sido encontradas nos siltitos do furo SMD-16;
4. nos diamictitos e siltitos os teores de Zn são maiores que os de Pb e Cu;
5. os teores de Ni são, via de regra, maiores que os de Cr; e
6. em direção ao Cráton Amazônico (do furo SMD-12 ao SMD-15), os teores dos metais aumentam.

No furo SMD-15 os teores de Cu, Pb, Zn e Ni passam a ser mais expressivos em direção à superfície. Destacam-se dois intervalos bem anômalos. Primeiramente, nos

damictitos (entre 54,5 e 62,2 m) em que Pb com 402 ppm e o Zn com 1465 ppm alcançam os maiores valores em todo o furo, e nas rochas rudáceas, em que Cu com 2336 ppm, Zn com 996 ppm e Ni com 613 ppm, apresentam as mais elevadas concentrações, além de valores significativos para Pb com 287 ppm, e Co 147 ppm. Nos diamictitos do furo SMD-12, contudo, os teores dos metais são bem menores do que nos ruditos e diamictitos negros do SMD-15.

Tabela 2 - Concentrações médias (em ppm) de alguns metais presentes nas zonas mineralizadas com sulfetos no ASM e suas devidas faixas de variação entre parênteses.

Furos	Rochas Hospedeiras	Prof. (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	Ruditos	42,0-48,0	2336 (1750-2720)	287 (215-398)	996 (140-2330)	613 (565-658)	20 (12-34)	147	173 (120-270)
"	Calcários	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	Siltitos	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)
"	"	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)
"	"	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)
"	"	55,2-56,3	108	564	3050	115	55	24	170
"	"	60,0-61,5	100	136	194	109	64	170	720

(X) Valores não determinados para o intervalo.

Nos siltitos do furo SMD-16, foram registrados teores elevados de Zn (3050 ppm), Pb (564 ppm) e Ni (115 ppm) somente nos intervalos de espessura mais contínua, deixando-se de lado, entretanto, aqueles com soleiras de diabásio que obviamente falseariam as reais concentrações dos metais no pacote sedimentar.

Com relação à Ag, Th e U, destaca-se o intervalo de 42 a 47,95m do furo SMD-15, no qual os teores de Ag variam entre 2,2 e 4,2 ppm e os de Th e U registram 5,3 e 4,7 ppm, respectivamente. Nos siltitos da furo SMD-16, os teores de Th variam de 2,1 até 8,8 ppm e os de U variam de 0,5 e 3,3 ppm.

Há, como era de se esperar, uma relação direta entre o teor de certos metais e a composição mineralógica dos sulfetos. De fato, elevados teores de Cu, Zn e Pb nos intervalos não ou levemente intemperizados, refletem a presença de calcopirita e esfalerita e galena, respectivamente. No furo SMD-11 os valores obtidos para estes metais são muito baixos, tendo sido confirmada nas amostras estudadas abundância de pirita e a ausência ou quantidades desprezíveis de calcopirita, esfalerita e galena.

4.3 MICROTHERMOMETRIA

Análises microtermométricas foram efetuadas em inclusões fluidas (IF) aprisionadas em grãos de carbonato levemente recristalizados e associados com os cristais de sulfetos euédricos a subédricos, que estão presentes nos diamictitos. O objetivo foi caracterizar composicionalmente e estimar as temperaturas dos fluidos a partir dos quais carbonatos e sulfetos foram precipitados durante a diagênese.

Foram encontradas somente IF aquosas, monofásicas (L) e bifásicas (L + V), e raramente trifásicas (L + V + S). As duas últimas mostram grau de preenchimento entre 90 e 95% e têm em geral formas subarredondadas e dimensões inferiores a 15 μm .

Ao contrário das IF bifásicas e trifásicas, as monofásicas são predominantemente secundárias e ocorrem ao longo de fraturas que atravessam os cristais de calcita. Restritas IF monofásicas primárias também ocorrem.

As IF não são abundantes e várias daquelas que foram observadas responderam parcialmente ou não responderam aos testes microtermométricos. Assim, poucas medidas foram feitas e envolveram apenas IF primárias bifásicas e monofásicas. Durante os testes de resfriamento foram medidas temperaturas eutéticas (T_e) e de fusão do gelo (T_{fg}). Os dados de T_e (Fig. 35) permitiram separar duas populações distintas de IF: uma que acusa valores entre -75 e -50°C indicando características composicionais compatíveis com o sistema $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, sendo os mais baixos valores ($< -60^\circ\text{C}$) provavelmente devidos a fenômenos de metaestabilidade; e outra

com T_e entre -20 e -35°C , que pode corresponder ao sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ com muito provável incorporação de cátions Fe^{+2} (Shepherd *et al.*, 1985).

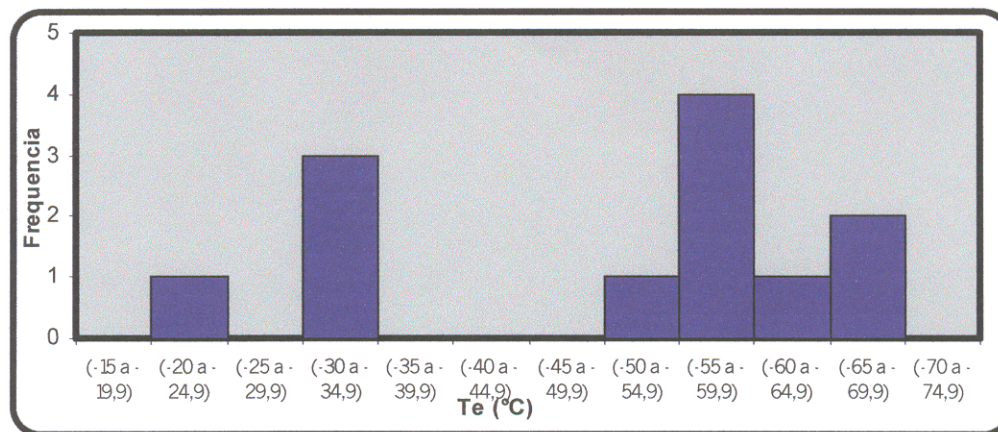


Figura 35 - Diagrama T_e x frequência que destaca duas distintas populações de IF com base nas temperaturas eutéticas, as quais correspondem aos sistemas químicos $\text{NaCl}\pm\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ (à esquerda) e $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ (à direita).

As T_{fg} cobrem o intervalo de $-27,1$ a $-7,7^\circ\text{C}$ (Fig. 36) e correspondem, para o sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, a salinidades entre 11,4 e 23% em peso equiv. de NaCl (Tab. 4). Aparentemente, quanto menor a T_e , ou seja, quanto maior o aporte de Fe^{+2} , menor a salinidade.

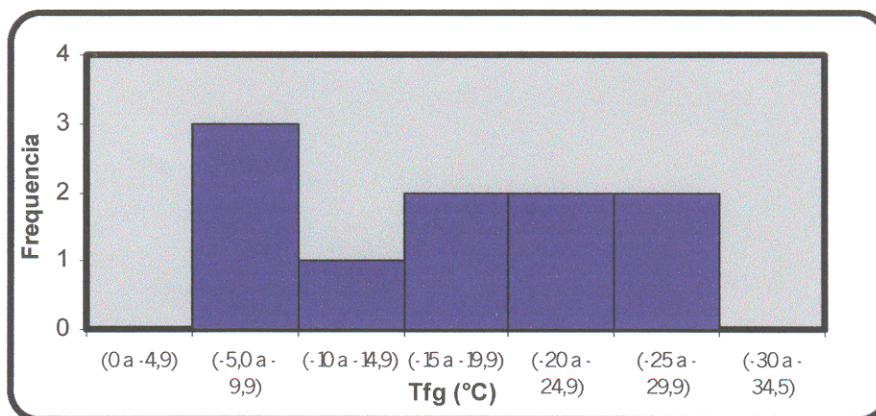


Figura 36 - Diagrama T_{fg} x frequência referente às IF bifásicas, em que se observa variação de temperatura de fusão do gelo de aproximadamente 20°C .

Tabela 3 – Apresentação dos dados microtermométricos, e suas relações, nas amostras da zona mineralizada de São Martin.

IF	Tipo	Tfg (°C)	Te(°C)	Th(°C)	% em peso de NaCl	d (g/cm ³)
1	bifásica	-15,9	-23,2	93,9	19,5	1,06
2	bifásica	-12,3	X	109,2	16,24	1,04
3	monofásica	-9,9	-31,9	x	13,84	1,02
4	monofásica	-7,7	-32,3	x	11,34	1,0
5	monofásica	-7,7	-31,9	x	11,34	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

A representação das IF no diagrama Te x salinidade (Fig. 37) deixa claro que os fluidos contendo Na⁺ e Ca²⁺ são os mais salinos, enquanto aqueles contendo Fe²⁺ e Na⁺ são menos salinos.

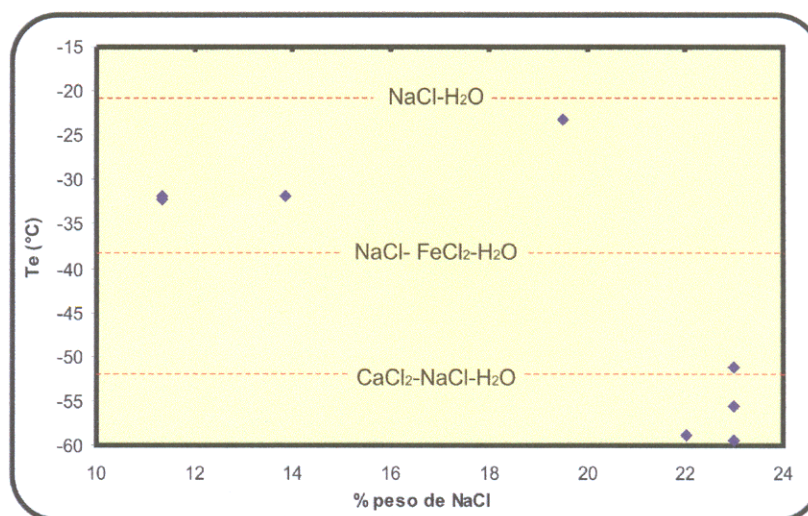


Figura 37 - Diagrama Te x salinidade para as IF bifásicas, em que estão registradas por linhas horizontais, da mais alta para a mais baixa, as temperaturas eutéticas referentes, respectivamente, aos sistemas NaCl-H₂O, NaCl-FeCl₂-H₂O e NaCl-CaCl₂-H₂O. As IF se distribuem em dois campos, um de salinidades mais altas, correspondendo ao sistema NaCl-CaCl₂-H₂O, e outro, de salinidades mais baixas, correspondendo ao sistema NaCl-FeCl₂-H₂O.

A IF cuja Te do fluido nela contido ($-23,2^{\circ}\text{C}$) mais se aproxima da do sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ ($-20,8^{\circ}\text{C}$) mostra salinidade intermediária (19,5% em peso equiv. NaCl).

As IF monofásicas líquidas indicam aprisionamento dos fluidos abaixo de 50°C aproximadamente, enquanto que as bifásicas representam aquelas que se equilibraram durante os processos pós-deposicionais. A homogeneização das IF bifásicas ocorre sempre no estado líquido a temperaturas que variam entre 88 e 110°C , com um valor isolado de cerca de 174°C (Fig. 38).

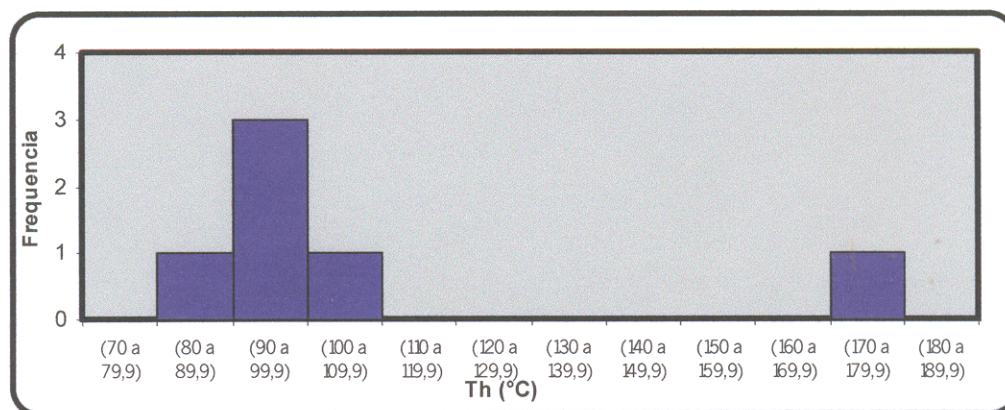


Figura 38 - Diagrama Th x frequência das IF bifásicas, o qual mostra, salvo para uma medida, temperaturas mínimas de aprisionamento entre 80 e 110°C .

4.4 ESTUDOS ISOTÓPICOS

4.4.1 Considerações Teóricas

O chumbo (Pb) é amplamente distribuído na Terra e ocorre em quantidades traços em todas as rochas. Junto com o enxofre, forma a galena (PbS) que é seu principal mineral, mas também ocorre em outras combinações como na cerussita (PbCO_3) e anglesita (PbSO_4), as quais têm origem secundária. O K-feldspato, em que Pb^{2+} substitui K^+ , e sulfetos de outros metais-base também contêm Pb .

Este elemento é composto pelos isótopos ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb , sendo os três primeiros produtos do decaimento radioativo de um isótopo do tório ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$) e de dois isótopos do urânio ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$). O ^{204}Pb é o único que permanece em quantidades constantes desde a origem da Terra (Tosdal *et al.*, 1999).

A composição isotópica de diferentes tipos de rochas contém um registro de ambientes químicos nos quais o Pb residiu. Cada um destes ambientes tem diferentes razões U/Pb e Th/Pb , as quais podem ser modificadas tanto pelo decaimento de U e Th

como pela mistura com Pb de fontes externas e de diferente composição isotópica (Faure, 1986). Os principais processos modificadores da composição isotópica de determinado ambiente são o fracionamento magmático, o hidrotermalismo, o metamorfismo e o intemperismo (Faure, 1986; Gulson, 1986). Dessa forma, as composições isotópicas de Pb em rochas e depósitos minerais mostram padrões complexos de variação que refletem suas respectivas histórias geológicas (Faure, 1986).

Em metalogênese, estes isótopos são utilizados como traçadores da fonte do Pb nos depósitos de sulfetos, sendo também uma importante ferramenta de auxílio na interpretação de ambientes tectônicos e magmáticos, determinação de idades modelo, possíveis correlações entre variações isotópicas em escalas de depósito e regional, além de poderem indicar perturbações posteriores ao evento mineralizador (Kramers & Foster, 1984; Kerrich, 1991).

Nier¹ *apud* Faure (1986) registrou variações sistemáticas na composição isotópica de Pb em galena de diferentes fontes. Em um trabalho posterior, Nier², estudando galenas de diferentes depósitos, propôs que essas variações provinham pela mistura de Pb primário e radiogênico antes da cristalização da galena.

Holmes³ e Houtermans⁴ *apud* Faure (1986) formularam, independentemente, modelos de evolução de Pb na Terra, que mais tarde ficaram conhecidos como o modelo em estágio simples de Holmes-Houtermans. Este modelo se baseia em várias premissas, as principais sendo:

- originalmente, U, Th e Pb eram uniformemente distribuídos na Terra e a composição isotópica do Pb eram as mesmas em qualquer sítio;
- após o resfriamento da Terra e sua diferenciação em manto, crosta inferior e crosta superior, houve apenas pequenas diferenças regionais nas razões

¹Nier, A.O. 1938. Variations in the relative abundances of isotopes of common lead from various sources. *J. Amer. Chem. Soc.* 60. 1571-1576.

²Nier, A.O., Thompson, R.W. & Murphey, B.F. (1941). The isotope constitution of lead and the measurement of geologic time. III. *Phys. Rev.* 60. 112-116.

³Holmes, A. 1946. An estimate of the age of the Earth. *Nature.* 157. 680-684.

⁴Houtermans, F.G. 1946. Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans, *Naturwissenschaften*, 33. 185-186, 219.

$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (conhecida como μ) e $^{235}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (conhecida como κ);

- em cada ambiente, a razão U/Pb mudou somente em decorrência do decaimento radioativo do U para Pb; e
- ao longo do tempo geológico, o Pb se separou do U e do Th para formar minerais como a galena, mantendo sua composição isotópica constante desde então.

Este modelo, também conhecido como estágio simples, não traduzia de fato a evolução real de muitos depósitos minerais e tampouco sua idade, necessitando de um refinamento para a modelagem da evolução do Pb.

Stacey & Kramers (1975), Cumming & Richards (1975), Zartman & Doe (1981) e Zartman & Haines (1988) passaram a interpretar os dados isotópicos de determinada área por meio da comparação direta com curvas de crescimento, obtidas com valores isotópicos de Pb em escala mundial em diagramas de covariância. Essas curvas são importantes porque fornecem valores de referência para a crosta, manto e orógenos, tornando possível a comparação com as composições isotópicas medidas nas rochas e minerais.

Pelo modelo de Stacey & Kramers (1975), conhecido como estágio duplo, a evolução do Pb foi iniciada há 4,57 Ga. As razões isotópicas primordiais foram grandemente modificadas nos vários reservatórios terrestres durante a diferenciação geoquímica global ocorrida há 3,7 Ga, mantendo-se, a partir de então constantes, exceto quando influenciadas pelo decaimento de U e Th (Faure, 1986).

O modelo plumbotectônico de Zartman & Doe (1981) veio atender ao fracionamento complementar de Pb, U e Th nos diferentes segmentos da crosta continental superior e inferior, ao considerar o manto o único reservatório isotopicamente uniforme. Foi também definido um novo domínio, o orogênico, o qual corresponde a uma mistura de diferentes reservatórios, em resposta à ação de processos dinâmicos que neles atuam. Curvas de evolução da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nestes reservatórios foram propostas por Doe & Zartman (1979), Zartman & Doe (1981) e Zartman & Haines (1988).

4.4.2 Composição isotópica de Pb nos sulfetos e nas rochas hospedeiras

Somente a pirita foi analisada isotopicamente, selecionando-se amostras representativas das diversas formas de ocorrência deste no furo SMD-15 (clástica, diagenética e venular), bem como duas outras coletadas no intervalo carbonoso do furo SMD-12 e de um calcário do furo SMD-08 (Tab. 5).

Tabela 4 - Relação das amostras de pirita analisadas isotopicamente.

Amostra	Furo	Prof. (m)	Rocha	
			Hospedeira	Modo de Ocorrência
G1	SMD-08	632,9	Calcário nodular	Veio
BR1	SMD-12	287,2	Diamictito	cristais disseminados (diagenética)
SM15-01	SMD-15	44,8	Rudito oxidado	Clasto
SMD-15-01	SMD-15	46,1	Rudito oxidado	Clasto
AD-01	SMD-15	47,5	Rudito	Clasto
AD-02	SMD-15	47,8	Rudito	Clasto
SMD-8	SMD-15	50,5	Calcário	grãos dispersos (próximo do diabásio)
SMD-15X	SMD-15	56,9	Diamictito	cristais próximos do veio/leito de gipsita
SMM-04	SMD-15	59,1	Diamictito	cristais disseminados (diagenética)
SRM-05 ^A	SMD-15	59,3	Diamictito	cristais disseminados (diagenética)
SMR-05	SMD-15	59,5	Diamictito	cristais disseminados (diagenética)
SMM-06	SMD-15	61,3	Diamictito	cristais disseminados (diagenética)

Pirita clástica

Esta variedade de pirita ocorre nos ruditos do furo SMD-15 e foi coletada no intervalo mais mineralizado, o qual abrange 5,7 m do pacote sedimentar neste furo. Uma amostra com clastos disseminados de pirita proveniente do calcário, também deste furo, foi analisada.

Pirita diagenética

Nos diamictitos, foram selecionados cristais cúbicos de pirita com cerca de 2 mm de aresta, os quais encontram-se aleatoriamente distribuídos na matriz carbonosa contendo quantidades de carbonato em torno de 5%.

Pirita de veio

Na amostra G1 a pirita ocorre em um veio monominerálico hospedado em calcário nodular e disposto discordantemente aos planos de acamamento. Os cristais

são finos na borda e alcançam até 3 mm de diâmetro no centro do veio bem como formas cúbicas bem definidas.

4.4.3 Resultados analíticos

As razões isotópicas do Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) das 12 amostras de pirita analisadas neste trabalho, já devidamente corrigidas, constam na Tabela 6, na qual também são mostrados os respectivos erros (1σ).

Tabela 5 - Razões isotópicas de Pb (corrigidas) em piritas do ASM.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
SMD-8	17,835	0,010	15,697	0,0137	38,098	0,046
SMD15-01	17,990	0,011	15,704	0,0143	38,116	0,046
SMR-05	18,020	0,010	15,689	0,0137	38,110	0,046
AD-01	18,033	0,012	15,747	0,0149	38,283	0,046
SRM-05 ^A	18,033	0,011	15,699	0,0143	38,136	0,046
SM15-01	18,045	0,010	15,735	0,0137	38,209	0,046
AD-02	18,051	0,014	15,744	0,0163	38,282	0,053
SMM-06	18,061	0,011	15,731	0,0143	38,215	0,046
SMM-04	18,209	0,010	15,759	0,0137	38,433	0,046
SMD-15X	18,236	0,033	15,664	0,0303	38,600	0,082
G1	18,596	0,012	15,784	0,0147	38,610	0,047
BR-1	34,13	0,030	16,637	0,020	58,880	0,090

Fica evidente que as amostras são isotopicamente muito homogêneas, à exceção da BR-1 que é bem mais enriquecida em ^{206}Pb e em ^{208}Pb , e apenas levemente em ^{207}Pb (também visualizadas na figura 39 A e B). Isto inviabilizou a obtenção de uma reta isocrônica com o diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 39A), no qual os pontos correspondentes a 11 das 12 amostras se agrupam muito próximos uns dos outros. Unindo-se esta concentração de pontos com àquele referente à amostra BR-1, obtém-se uma reta que fornece um valor de 494 ± 76 Ma, com MSWD igual a 2,71. Este valor, para uma idade, é pouco confiável, mas, não obstante, mostra-se consistente com os dados geocronológicos disponíveis para a instalação do CA (Moura & Gaudette 1993a).

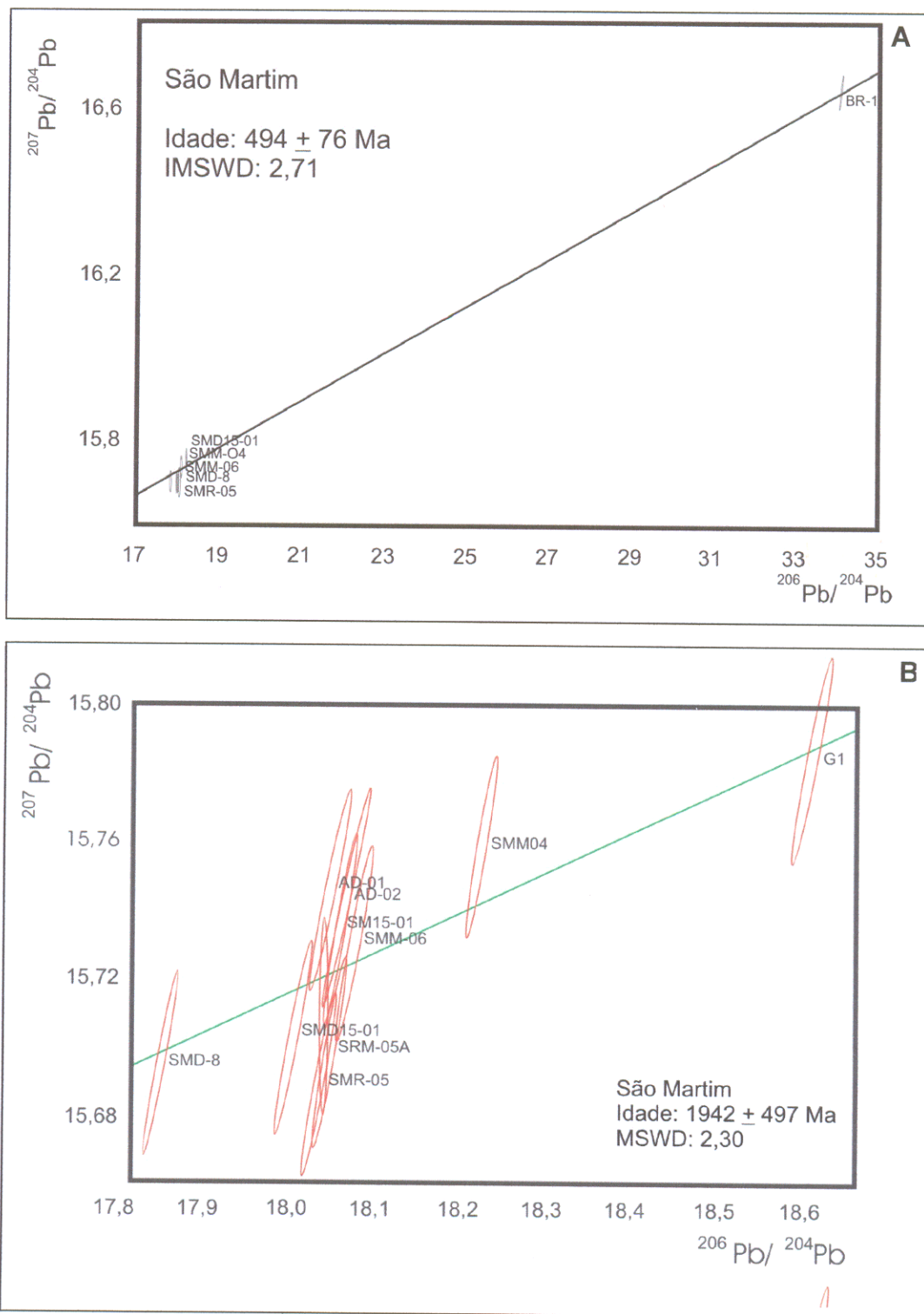


Figura 39 - Diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras analisadas, 11 das quais se amontoam muito próximas uma das outras (A) e, sem a amostra BR-01 e com o canto esquerdo inferior ampliado, permitindo melhor observar a distribuição espacial dessas 11 amostras (B).

Excluindo-se então a amostra BR-01, foi preparado um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e em uma escala que permitisse um espalhamento dos pontos com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17,835 e 18,596 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,689 e 15,784, com vista a se obter uma possível isócrona (Fig. 37B). A reta de melhor ajuste fornece um valor de 1942 ± 497 Ma com MSWD de 2,3. Além do erro muito elevado, a idade paleoproterozóica é totalmente discrepante com os dados geocronológicos hoje aceitos para a evolução do CA (Moura & Gaudette, 1993a).

Baldadas as tentativas de obtenção de retas isocrônicas, partiu-se para a determinação de idades-modelo, utilizando-se os métodos em estágio simples e em estágio duplo, cujos resultados constam na tabela 7. A amostra BR-1 foi excluída devido ser muito radiogênica em relação às outras.

Tabela 6 - Tabela com os valores calculados das idades modelo em estágio duplo e simples.

Amostra	T (Ma) ¹	T (Ma) ²
SMD-8	770	158,3
SMD-15-01	670	55,6
SMR-05	622,8	19,0
AD-01	715,9	76,0
SRM-05A	631,3	13,8
SM15-01	686,9	52,4
AD-02	697,8	55,5
SMM-06	667,6	35
SMM-04	615,6	X
SMD-15X	438	X
G1	394	X

¹ – Cálculo de idade modelo em estágio duplo de Stacey & Kramers, 1975.

² – Cálculo da idade modelo em estágio simples de Holmes-Houtermans.

Nos cálculos de idade modelo em estágio simples de Holmes-Houtermans, obteve-se uma ampla faixa de resultados entre 13,8 e 158,3 Ma. Além dos valores sem significado geológico no âmbito do CA, sequer foi possível a determinação de idades de três amostras (SMM-04, SMD-15X e G-1), o que mostra a inviabilidade do modelo para o caso em estudo. Por outro lado, com base no modelo de estágio duplo

de Stacey & Kramers (1975), foram obtidas idades que, apesar de também cobrirem um grande intervalo de tempo (770 a 394 Ma), são bem mais compatíveis com as idades neoproterozóicas que vêm sendo interpretadas para o CA (Moura & Gaudette, 1993a). Observa-se que cerca de 75% das idades calculadas variam de 716 a 616 Ma.

Os grãos de pirita clástica, diagenética e venular representam, como já visto, três distintas gerações, ordenadas da mais antiga para a mais jovem. 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), confirmando a seqüência paragenética que foi sugerida para o ASM. A idade-modelo de maior valor, 770 Ma, refere-se a uma amostra de pirita diagenética que, entretanto, se encontra bem próxima de uma soleira de diabásio, de idade desconhecida. Especula-se que essa intrusão possa ter perturbado o sistema isotópico Pb-Pb, mas não se chegou a uma confirmação convincente para este fato.

Conhecidas as idades-modelo, buscou-se determinar as fontes dos metais precipitados como sulfetos, usando-se para tal os diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (uranogênico) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (torogênico) de Zartman & Doe (1981) (Fig. 40A e B).

Na figura 40A as amostras de pirita agrupam-se próximas à curva de crescimento da crosta superior, registrando-se idades em torno de 800 Ma. Na figura 40B essas mesmas amostras situam-se entre as curvas de crescimento dos orógenos e da crosta inferior com idades próximas de 400 Ma. A disposição das amostras indica, com restrições, a idade em que os reservatórios desempenharam alguma contribuição significativa para a evolução do Pb do ASM.

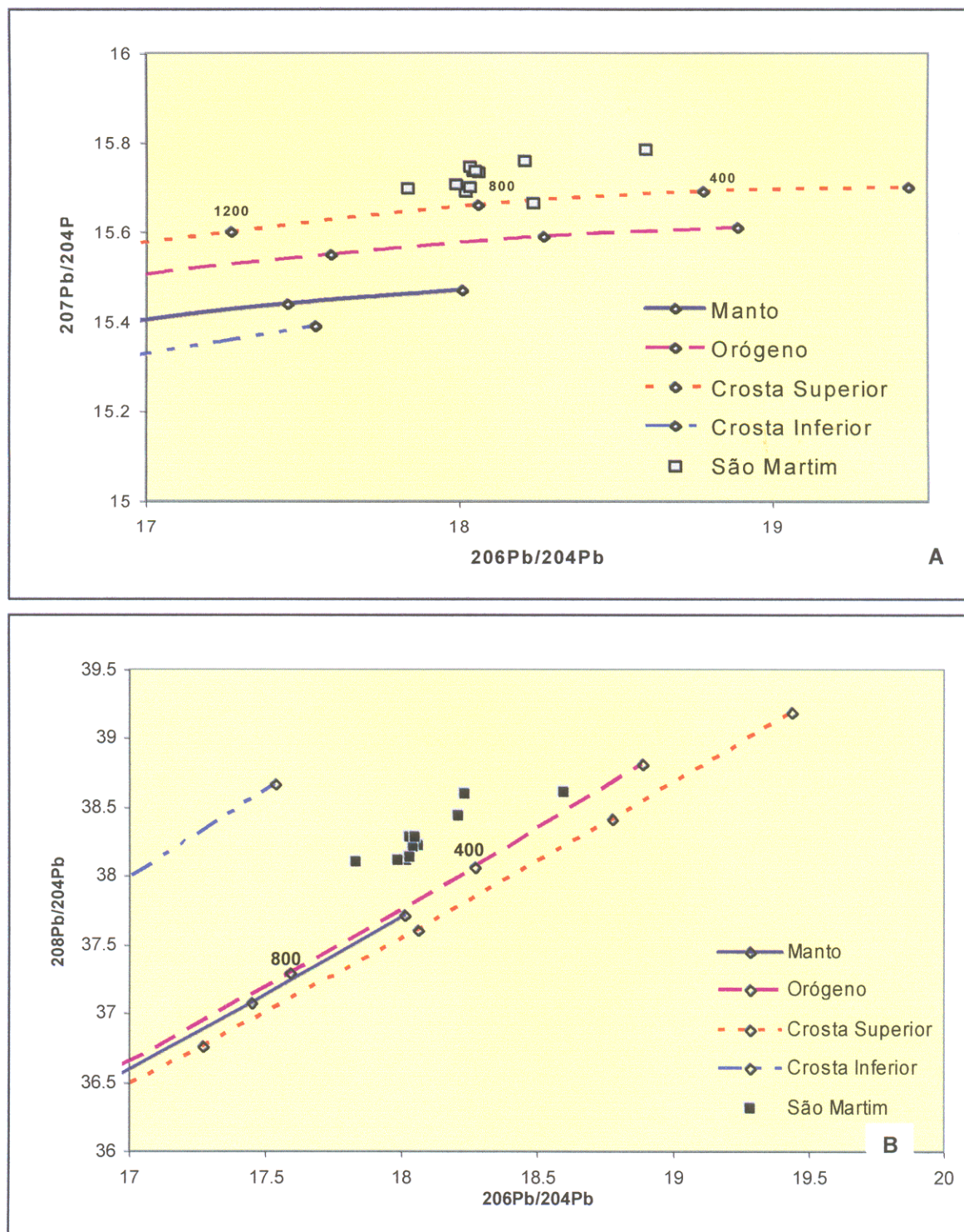


Figura 40 - Diagramas radiogênicos de Zartman & Doe (1981), uranogênico (A) e torogênico (B), mostrando, com restrições, a que épocas a crosta e o domínio orogênico desempenharam alguma contribuição significativa para a evolução do Pb do ASM.

5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1 AMBIENTE DEPOSICIONAL E DIAGÊNESE

Embora de limites ainda indefinidos, mas com diâmetro superior a 3 km, a área de São Martim representa uma pequena bacia formada nos domínios da Formação Couto Magalhães, próximo da borda oriental do Cráton Amazônico. O pacote sedimentar de natureza clástico-química que nela se acumulou, mostra uma variedade de estruturas deposicionais e diagenéticas, acha-se interrompido por diversas soleiras de diabásio que, no entanto, não desenvolveram auréolas de contato de nenhuma expressão. Não há, também, registro de metamorfismo regional e as condições de temperatura e pressão não ultrapassaram as da transição diagênese-anquimetamorfismo.

Nogueira *et al.* (2002) descreveram faciologicamente as rochas de São Martim, caracterizando uma sequência siliciclástica e carbonática com pelo menos 800 m de espessura, dividida em membros inferior, intermediário e superior, interpretados como sedimentos depositados, respectivamente, no assoalho da bacia, no talude inferior e no talude superior. Nesse contexto geológico, de grande importância para a compreensão da origem das estruturas das rochas e do modelo genético da mineralização a ser proposto, são destacados dois agentes de transporte dos sedimentos:

a) correntes de turbidez, levando à deposição, em águas profundas, de sedimentos siliciclásticos finos compostos predominantemente quartzo, argilo-minerais e plagioclásio, na forma de espessas camadas contínuas, que revelam estratificações plano-paralelas e cruzadas, bem como marcas de onda; e

b) fluxo de detritos (*debris flows*), em ambiente de alta energia, formando depósitos mal selecionados e bimodais, em que matacões, pedregulhos e seixos ficam imersos em uma matriz mais fina. As camadas assim depositadas por fluxos individuais não mostram estratificação interna, sendo comuns, por outro lado, acamamento retorcido, clastos rotacionados, camadas boudinadas e leitos com *fitting*.

As correntes de turbidez teriam sido responsáveis pela formação, no assoalho da bacia e no talude inferior, da sequência que grada de siltitos para arenitos finos, em geral bem estratificados, enquanto os fluxos de detritos teriam dado origem aos

diamictitos e ruditos com matrizes carbonosa e filossilicático-carbonática, respectivamente, as quais sustentam clastos (líticos e monominerálicos) com até 3 cm de diâmetro.

Por outro lado, a precipitação bioquímica de carbonatos gerou espessos pacotes de calcários micríticos e esparíticos com intervalos misturados a material pelítico e/ou carbonoso, este último provavelmente biogênico, o qual chega a formar microleitos intercalados nestas rochas. A identificação de microfósseis plantônicos sugere deposição em ambiente de plataforma marinha (Nogueira *et al.*, 2002). Em estágios posteriores fluidos aquosos dissolveram parcialmente esses calcários e geraram as vênulas de calcita que comumente cortam as rochas do ASM.

O conjunto destas rochas as posiciona nos membros intermediário e superior, que compõem uma seqüência na qual, em geral, da base para o topo, sucedem siltitos, arenitos, calcários, diamictitos e ruditos, os dois últimos na forma de intercalações que se tornam mais expressivas em direção à superfície.

Em termos paleoambientais, há uma concordância geral com as observações e interpretações feitas por Nogueira *et al.* (2002) com base no furo SMD-8, a não ser pelo fato destes autores terem descrito uma espessa camada de calcário nodular, não observada nos vários furos aqui estudados, e que talvez indique um microambiente específico para sua formação. Por outro lado, pouca atenção foi dada às soleiras de diabásio e aos intervalos ricos em sulfatos.

Nestas rochas, outras estruturas observadas como camadas convolutas e homogeneizadas, brechação, falhas normais e diques de ejeção, podem, entretanto, ter resultado tanto de sismos como de uma variedade de processos atectônicos. Tais processos atectônicos estariam relacionados com escape de fluidos durante a liquefação e fluidização induzidas por desequilíbrio hidrodinâmico nos sedimentos em resposta à compactação, escorregamento (*slump*) ou outros fenômenos gravitacionais (McCalpin, 1996; Obermeier, 1996; Fairchild *et al.*, 1997; Pope *et al.*, 1997; Rossetti, 1999; Matsuda, 2000; Nogueira *et al.*, 2003). Em muitos clastos as formas contorcidas e dobradas evidenciam transporte antes deles estarem totalmente litificados, talvez em um estado ainda semi-plástico, enquanto em outros, fraturas restritas que não se estendem à matriz, indicam fraturamento da rocha fonte no sítio original de deposição. Fragmentos

bastante deformados também são comuns nos depósitos de HYC, no Rio McArthur, Austrália, e têm sua origem ligada às correntes de turbidez (Ireland *et al.*, 2003). Nos siltitos e arenitos do ASM, à medida que os sedimentos foram sendo compactados, foram gerados contatos suturados entre grãos.

Por seu turno, nos ruditos e diamictitos, a diagênese levou à neoformação de vários minerais (sulfetos, sulfatos, fosfatos e alguns silicatos) que cresceram às custas da matriz e a partir de núcleos minerais pré-existentes. Clastos de pirita foram recristalizados, adquirindo *habitus* cúbico, o mesmo ocorrendo com grãos de galena e calcopirita (Fig. 34F) com as quais geralmente se associa. Além das condições de pressão e temperatura impostas pelo soterramento, a recristalização deve ter sido favorecida por fluidos presentes nos poros ou já em migração.

A alanita, xenotima e monazita que, via de regra, sempre ocorrem juntos, somente foram observadas nos ruditos em cristais quase sempre euedrais, levando à inferência de uma anomalia local de elementos terras raras nos sedimentos que formaram essas rochas.

Ainda nos ruditos, os clastos de pirita, calcopirita, galena, carbonatos, barita e apatita associados com fragmentos de sílexito, aliados aos seus aspectos morfológicos, permitem interpretá-los como produtos do dismantelamento de rochas de origem sedimentar-exalativa que foram transportados para a bacia de São Martim (Goodfellow & Zierenberg, 1999; Sangster, 1999). Segundo estes autores, esses depósitos formam-se sobre regiões de descarga hidrotermal em fraturas distantes do aparelho vulcânico (depósitos vulcanogênicos distais) e são compostos por minerais hidrotermais como carbonatos, sílex, barita e apatita e por rochas não hidrotermais, clásticas, químicas e/ou biogênicas. Seus principais sulfetos são pirita, esfalerita e galena, com quantidades subordinadas de calcopirita em alguns depósitos.

O modo de ocorrência e a íntima associação da clorita e estilpnomelano sugerem uma origem comum para estes minerais, sendo propostas duas alternativas: a) origem detrítica, após formação em ambiente exalativo, junto com calcita e apatita, à semelhança das ocorrências descritas por Beukes (1984) e Kaufman (1996); e b) produto de metamorfismo termal em rocha pelítica ferruginosa provocado por intrusões de corpos máficos, similarmente ao que, segundo Webb *et al.* (2003), ocorreu na

Província de Hamersley, Austrália. Registra-se, a propósito, que algumas amostras do ASM ricas nestes filossilicatos, foram coletadas bem próximas a uma soleira de diabásio. Em São Martim, dentro da massa de estilpnomelano, formaram-se agregados arredondados a subarredondados de clorita, com 100-150 μm de diâmetro, constituídos de finíssimas palhetas, em arranjo aleatório, que contrastam com a orientação geral das faixas filossilicáticas presentes nos ruditos (Fig. 34C). A formação desses agregados atribui-se à ação de fluidos hidrotermais que pontualmente podem ter alterado o estilpnomelano. É significativo, com base nos dados do MEV, que a clorita desses agregados seja bem mais rica em Mg (6,5%) e mais pobre em Fe (15,5%) do que a que compõe as faixas filossilicáticas (3,5% Mg e 21% Fe).

Condições diagenéticas possibilitam a formação de clorita (Cavazza & Dahl, 1990; Glenn & Arthur, 1988), mas ainda não foi documentado estilpnomelano diagenético, o que torna difícil concebê-lo formado autigenicamente. Por outro lado, se as premissas de origem comum para estes dois minerais não forem verdadeiras, é possível explicar a relação entre eles a partir de um material argiloso (illita) que, por diagênese, tenha dado origem à clorita e, posteriormente, parte dela tenha se transformado em estilpnomelano por metamorfismo termal. Finalmente, embora clorita e estilpnomelano sejam minerais que comumente se estabilizam sob as condições de metamorfismo regional de grau baixo a médio, descarta-se esta hipótese, porquanto as temperaturas em São Martim, pelos dados microtermométricos, raramente romperam o limite dos 100°C.

Os cristais prismáticos de apatita diagenética estão sempre associados ao estilpnomelano, porém posicionados discordantemente à orientação das faixas filossilicáticas (41A). Isto sugere serem eles geneticamente posteriores a estes filossilicatos, o que fica bem evidenciado quando ocorrem cortando a linha que delinea a borda calcítica de pseudofósseis, constituídos principalmente por estilpnomelano (St) e calcita (Cc) (Fig. 41B).

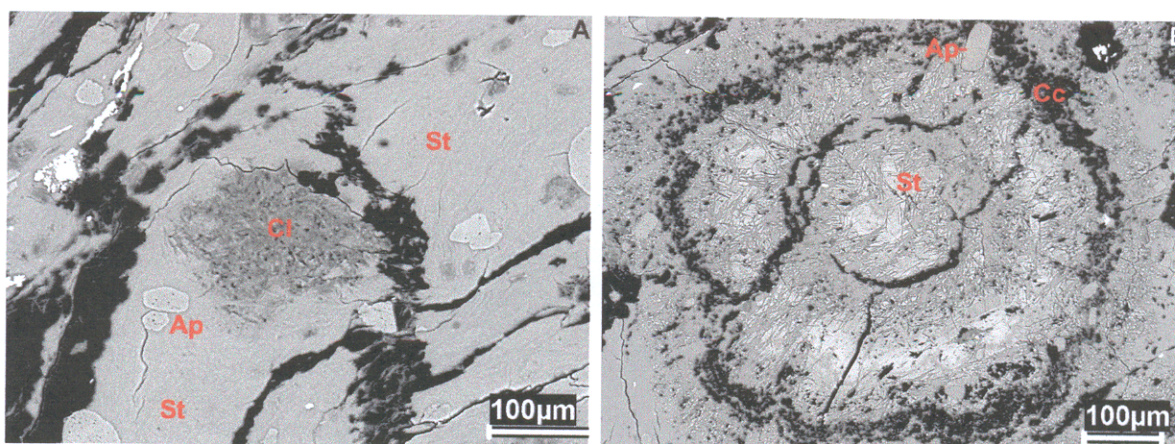


Figura 41 – Imagens de elétrons espalhados de cristais prismáticos de apatita diagenética (Ap): A) discordantes à orientação das faixas de estilpnomelano (St) e B) cortando borda calcítica (escura) de pseudofósseis.

Nos diamictitos, as melhores evidências diagenéticas estão em fases minerais neoformadas e no grau de maturação da matriz carbonosa. Nestas rochas, caulinita, calcita, sílex com inclusões de material carbonoso, barita e sulfetos são os principais constituintes. A conservação da matéria orgânica exige um ambiente com baixa fugacidade de oxigênio, onde a redução do sulfato por bactérias é comum e carapaças de organismos podem ser dissolvidas (Tissot & Welte, 1984). Nesses ambientes os fluidos percolantes são enriquecidos em CaCO_3 e/ou SiO_2 e, durante a migração, precipitam carbonato e/ou sílica (quartzo e/ou sílexito, no presente caso) junto com outros minerais autigênicos como sulfetos de Fe, Cu, Pb e Zn. Nos depósitos de platinóides associados a folhelhos de cobre tipo Kupferschiefer, na Polônia, salmouras ricas nestes metais teriam se desestabilizado precipitando-os em resposta a significativas mudanças do Eh (Pasăva, 1993). A deposição dos sulfetos, por sua vez, eleva relativamente as taxas de oxigênio dissolvido, propiciando a formação de barita e outros sulfatos.

Nos diamictitos de São Martim o principal sulfeto diagenético é a pirita e muito provavelmente sua formação tem a ver com o conteúdo de matéria carbonosa (que reflete um ambiente altamente redutor), como é o caso do Mar Negro (Raiswell & Berner, 1985). É sintomático que nos ruditos pobres em matéria carbonosa a piritização diagenética seja extremamente fraca ou ausente.

Na costa do Peru, depósitos fosforíticos contêm, além de clorita, sílex e calcita, quantidades variáveis de glauconita e pirita associadas à abundante matéria orgânica (Glenn & Arthur, 1988). De acordo com Cavazza & Dahl (1990), minerais autigênicos como clorita, calcita, caulinita, illita-esmectita e dolomita se formam entre 40 e 80°C. Salvo pequenas diferenças (falta de apatita, por exemplo), esse quadro também retrata a composição mineralógica e a faixa de temperatura reinante nos diamictitos de São Martim à época da diagênese, faixa esta compatível com o grau de maturação ou cristalinidade da matéria carbonosa, já que na passagem querogênio para grafita a temperatura é inferior a 150°C (Tissot & Welte, 1984). A reflectância relativamente baixa da matéria orgânica (entre as quais o querogênio), a associação mineral dos sulfetos e isótopos estáveis nos depósitos do tipo Kupferschiefer, na Polônia, indicam paleotemperatura de salmouras de Na-Ca-Cl em torno de 105° C (Oszczepalski, 1989).

5.2 A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS

5.2.1 Composição Mineralógica e Seqüência Paragenética

A mineralização sulfetada de São Martim é resultado de processos deposicionais e diagenéticos. Dominada por pirita, com quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita, galena e hematita, as zonas sulfetadas caracterizam-se por acumulações estratiformes de espessuras métricas de sulfetos nos ruditos e diamictitos e, em menor escala, nos siltitos. Com base nos modos de ocorrências e em feições texturais e estruturais nos sulfetos e minerais de ganga, foi possível distinguir quatro variedades de sulfetos de diferentes origens e época de formação, propondo-se a seqüência paragenética abaixo (Fig. 42), que também está ilustrada na Figura 43:

1) sulfetos exalativos alóctones, principalmente nos ruditos e representados por clastos de pirita(I), calcopirita(I), galena(I) e esfalerita(I) acompanhada de barita(I), apatita(I), hematita (?), aluminossilicato de Na, anidrita, sílex, estilpnomelano (?), clorita(I) e calcita;

2) sulfetos sin-sedimentares, que formam finos leitos em calcários impuros e siltitos, e representados por pirita(II), calcopirita(II) e esfalerita(II) aos quais se juntam anidrita, illita (?) e gipsita(II);

3) sulfetos diagenéticos, que se desenvolveram principalmente nos diamictitos com abundante matriz carbonosa, e são caracterizados por pirita(III) e calcopirita(III),

barita(III) e gipsita(III) disseminados em meio a clastos de tamanho variado, sobretudo de silixito; nos ruditos, porém em quantidades bem menores, ocorrem pirita(III), calcopirita(III) e galena(III) associadas à apatita(III), alanita, xenotima, monazita, clorita(III) e estilpnomelano (?); e

4) sulfetos venulares, mais tardios, que resultaram do preenchimento de fraturas pela ação de soluções ricas em carbonato e capazes de remobilizar sulfetos preexistentes; nos ruditos ocorrem vênulas com pirita(IV), calcopirita(IV) e calcita (IV), nos siltitos ocorrem esfalerita(IV) e calcita(IV), e finalmente nos diamictitos temos barita (IV) e gipsita (?)

MINERAL	FASE 1 (Clástica)	FASE 2 (Sin- deposicional)	FASE 3 (Diagenética)	FASE 4 (Vênulas)	FASE 5 (Metamorfismo de Contato ?)
Pirita	██████████	██████████	██████████	██████████	
Calcopirita	██████████	██████████	██████████	██████████	
Esfalerita	██████████	██████████	██████████	██████████	
Galena	██████████	██████████	██████████		
Alanita			██████████		
Xenotima			██████████		
Clorita	██████████ ?		██████████		██████████ ?
Estilpnomelano	██████████ ?				██████████ ?
Barita	██████████		██████████	██████████	
Gipsita		██████████ ?	██████████	██████████ ?	

Figura 42 - Sequência paragenética sugerida para a mineralização do ASM.

Embora haja, no mundo afora, depósitos minerais em que a matéria carbonosa (orgânica em especial) foi decisiva na precipitação dos metais, e em outros não, deixando a questão em aberto (Conveney Jr. & Pasáva, 2004), é difícil em São Martim não estabelecer uma relação genético-espacial dos sulfetos diagenéticos com ela, haja vista eles ocorrerem em maior profusão exatamente nas rochas em que a matéria

carbonosa é mais abundante. Os melhores exemplos estão nos diamictitos negros que devem ter-se formado numa fase atenuada dos fluxos de detritos e em ambiente redutor convidativo à proliferação de microorganismos anaeróbicos.

5.2.2 Fluidos Hidrotermais

O estudo de inclusões fluidas ficou prejudicado pelo pequeno número de dados microtermométricos que puderam ser obtidos em cristais de calcita diagenética de amostras de diamictitos coletadas distantemente das soleiras de diabásio. Não obstante, foram reconhecidos dois tipos de fluidos, que podem ser descritos pelos sistemas NaCl-CaCl₂-H₂O (fluido 1) e NaCl-FeCl₂-H₂O (fluido 2), o primeiro mais salino e acusando as maiores temperaturas mínimas de aprisionamento(até 174°C), embora para ambos tenha predominado a faixa de 90-110°C.

A precipitação de calcita a partir de fluidos hidrotermais requer, necessariamente, que eles contenham Ca²⁺ como soluto. Assim sendo, apenas o fluido 1 pode ser considerado como fluido primário, passando-se a interpretar o fluido 2 como secundário e aprisionado nos cristais de calcita após sua formação, provavelmente ao longo de microfaturas, hoje cicatrizadas. Se, petrograficamente, as inclusões que contêm o fluido 2 aparentam origem primária, descarta-se essa possibilidade face a sua composição.

Para um mineral precipitado da ou que esteve sob os efeitos da água do mar, as salinidades encontradas para ambos os fluidos são elevadas (11 a >23% equiv. NaCl). Levantam-se duas hipóteses, na ausência de evidências de ebulição ou de corpos íntusivos derivados de magmas hidratados nas circunvizinhanças (os corpos de diabásio mostram composição mineralógica primária anidra): 1) águas conatas com longo tempo de residência nos sedimentos, favorecendo a dissolução de componentes; e 2) migração através de leitos evaporíticos que teriam fornecido grande parte dos solutos para os fluidos.

A temperatura de homogeneização de 174°C para uma inclusão contendo o fluido 1 pode ser significativa no sentido de apontar zonas mais quentes dentro do sistema São Martim, ainda que locais. Entre a evolução dos fluidos 1 e 2 pode ter havido uma queda de temperatura relativamente expressiva, no entanto ambos circularam em grande parte sob as mesmas condições termais. Essas condições são condizentes com

a transformação do material carbonáceo em querogênio e se mostram insuficientes para modificar as rochas além do anquimetamorfismo.

5.3 ISÓTOPOS DE Pb

Das 12 amostras de pirita que responderam às análises isotópicas, apenas uma é muito radiogênica (BR-01). Trata-se de pirita diagenética que foi coletada próxima a uma soleira de diabásio e que provavelmente incorporou U e Th junto com inclusões de feldspato e matéria orgânica nela contidas. As outras amostras revelam composição isotópica muito homogênea, sugerindo que, a despeito das diferentes origens (clástica, diagenética e venular), sejam oriundas de uma fonte comum. Num caso semelhante, Pedersen *et al.*, (2003) admitem que homogeneidade na assinatura isotópica do Pb em galenas e esfaleritas, sinsedimentares e diagenéticas, encontradas em folhelhos negros da Formação Ravnefjeld, de Wegener Halvø, Leste da Groenlândia, apontam para um evento hidrotermal único, durante o qual os metais-base foram introduzidos nas rochas desta bacia.

Essa grande homogeneidade não permitiu que se obtivesse uma isócrona, mas a reta passando pelo conjunto das 11 amostras e pela amostra mais radiogênica forneceu um valor de cerca de 500 Ma (Fig. 39). Idades-modelo calculadas pelo método em estágio duplo de Stacey-Kramers (1975) acusam valores de cerca de 400 a 770 Ma, a grande maioria, porém, entre 440 e 720 Ma, com média de aproximadamente 630 Ma. Todas estas idades mostram-se consistentes com os dados radiométricos que têm indicado uma evolução brasileira para o Cinturão Araguaia, permitindo afirmar que a mineralização de sulfetos em São Martim ocorreu no Neoproterozóico. Para o pico do metamorfismo deste Cinturão, foi determinada a idade de 655 ± 24 Ma (Moura & Gaudette, 1993a). Os valores obtidos neste trabalho são também consistentes com aqueles inferidos pela análise bioestratigráfica (em acritarcos e cianobactérias), que indica que a seqüência de São Martim foi depositada na transição Vendiano-Cambriano (Nogueira *et al.*, 2002), entre 610 e 514 Ma, e, principalmente, com os valores Pb-Pb em zircão, em torno 630 Ma encontrados por Osborne (2003) em rochas máficas de São Martim.

As idades-modelo também são compatíveis com a seqüência paragenética apresentada para os sulfetos, haja vista os valores de 716-670 Ma, 668-616 Ma e 394

Ma corresponderem, respectivamente, à pirita clástica, diagenética e venular, o que dá maior confiabilidade aos resultados. De acordo com estes dados, a diagênese teria iniciado cerca de 50 Ma após a formação da primeira pirita exalativa (representada por clastos) e teria durado por outros 50 Ma. A amostra SMD-15X, com 438 Ma e coletada próxima ao veio/leito de gipsita, poderia representar um pirita diagenética ainda mais tardia.

Quanto à fonte dos metais nos sulfetos, os diagramas uranogênico e torogênico mostram contribuições tanto da crosta superior como da inferior. Nesse sentido, convém ressaltar que durante a deposição dos sedimentos que deram origem à Formação Couto Magalhães houve muita entrada de magma máfico vindo de profundezas mantélicas e muito provavelmente foram eles os responsáveis pelas concentrações anômalas de Ni e Co detectadas em algumas amostras de São Martim.

5.4 MODELO METALOGENÉTICO

Os sulfetos da bacia de São Martim representam uma mineralização de natureza essencialmente sedimentar que ocorreu em rochas Formação Couto Magalhães, do Cinturão Araguaia. Estas rochas compõem uma seqüência de idade brasileira, cujas posição estratigráfica e correlação com outras subunidades daquela formação ainda não estão definidas. Como já visto, as fases principais da mineralização foram tanto autóctone (sin-sedimentar e diagenética) quanto alóctone.

Fase autóctone I (sin-sedimentar)

a) após a deposição dos sedimentos silicicláticos transportados por correntes de turbidez, as condições mudam e a sedimentação química/bioquímica passa a ser importante, produzindo calcários comumente intercalados a siltitos; localmente o aporte de metais deve ter sido maior, havendo precipitação de leitões milimétricos a centimétricos de sulfetos sin-sedimentares não maciços e com espessura integrada de até 1 m. Semelhante tipo de mineralização ocorre nos depósitos de HYC, no Rio McArthur, Austrália (Ireland *et al.*, 2003).

Fase alóctone

b) atividade exalativa teria ocorrido nas imediações da bacia de São Martim formando depósitos de silexito com sulfetos (pirita principalmente), apatita, barita e calcita

associados;

- c) desmantelamento desses depósitos e formação de fluxos de detritos desencadeados, talvez, por sismos (Obermeier, 1996; Pope *et al.*, 1997; Matsuda, 2000); transporte de material de granulação muito heterogênea e deposição no assoalho da bacia e talude inferior (Nogueira *et al.*, 2003);
- d) de início, os fluxos são menos intensos e há dominância de material fino (matriz) sobre os clastos maiores (arcabouço), estes últimos compostos majoritariamente por silicatos e subordinadamente por sulfetos; geração dos diamictitos;
- e) a deposição do material diamictítico se deu, em parte, em ambiente propício à abundante vida de microorganismos com a matéria orgânica sendo preservada em condições francamente redutoras (Tissot & Welte, 1984);
- f) espécies de enxofre (H_2S , HS^-) produzidas nesse ambiente, especialmente pela redução do sulfato da água do mar, reagem com os metais, levando à formação de sulfetos dentro da matriz carbonosa (Force *et al.*, 1991); e
- g) intensificação dos fluxos de detritos e aumento substancial do aporte de clastos, destacando-se os de sulfetos (alguns de tamanho centimétrico), em relação à matriz que em parte é carbonática; formação dos ruditos que hospedam a zona sulfetada mais importante de São Martim.

Fase Autóctone II (diagenética)

h) Durante a diagênese, que ocorreu a temperaturas em torno de $100^\circ C$ e profundidades de provavelmente 3-4 km, houve recristalização do material preexistente e neoformação de minerais, sem obliteração importante das estruturas sin-sedimentares. Estas profundidades foram estimadas com base no gradiente geotérmico médio ($25^\circ C/km$) na bacia do rio Amazonas (PETROBRAS, 1984). A pressão correspondente, em torno de 1 kbar, e a temperatura de $100^\circ C$ são compatíveis com condições reinantes abaixo do limite inferior do metamorfismo regional, virtualmente ausente na área de São Martim. Gradientes geotérmicos maiores, da ordem de $30-35^\circ C/km$, talvez sejam mais condizentes com o ambiente de bacia, o que permitiria estimar as profundidades em 2-3 km.

Todos estes processos que favoreceram a ocorrência dos sulfetos na bacia de São Martim podem ser visualizados na figura 43.

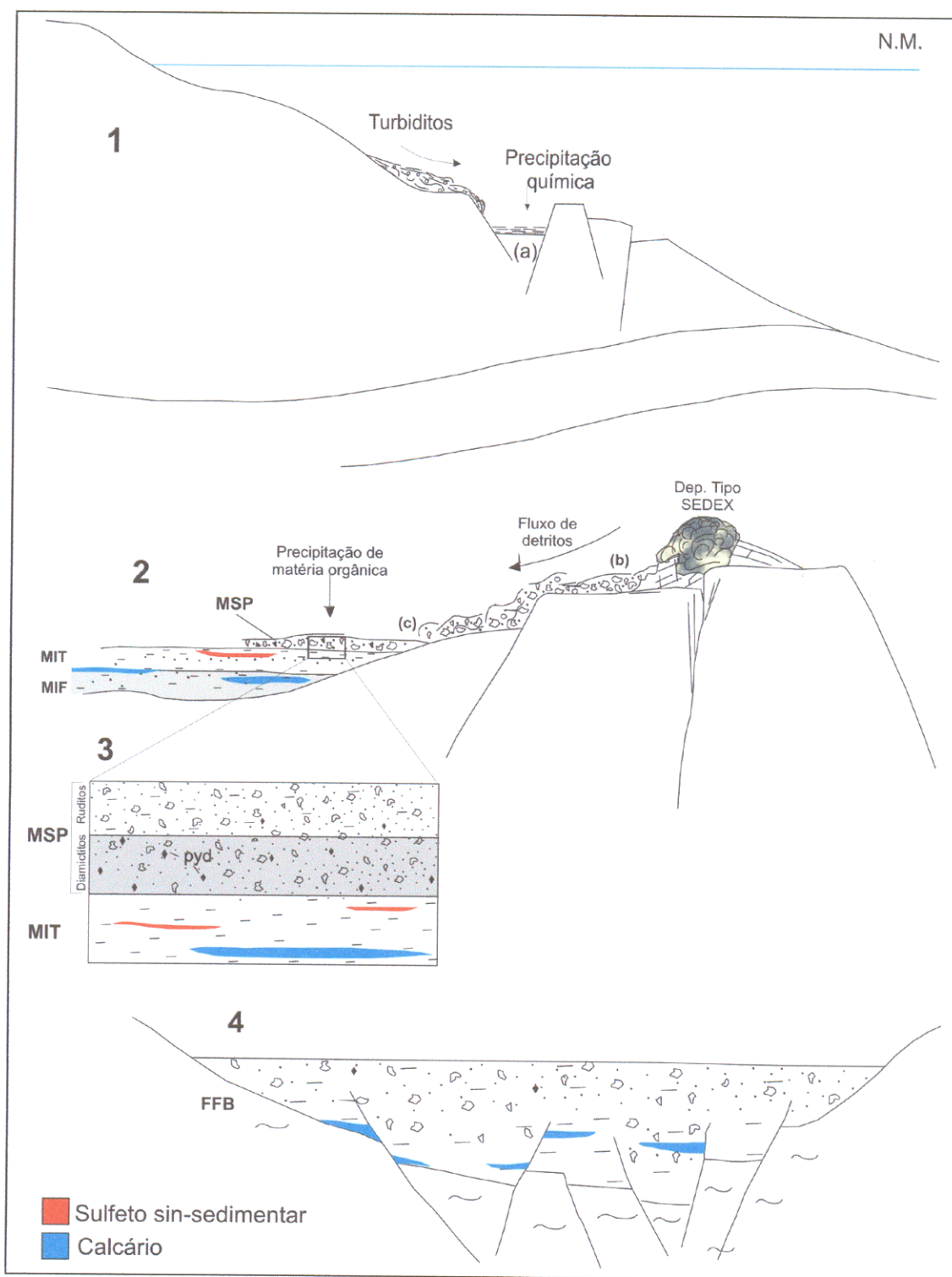


Figura 43 - Modelo geológico para explicar a mineralização sulfetada de São Martin: 1a) leitos sin-sedimentares de sulfetos se formam em meio a camadas turbidíticas dos membros inferior (MIF) e Intermediário (MIT); 2) desmonte de depósito SEDEX (b) e transporte de sedimentos para a bacia (c) vindo a formar o membro superior (MSP); 3) processos diagenéticos geram e recristalizam sulfetos como pirita (pyd); e 4) reativação de falhas proporcionou movimentação de fluidos e a formação de veios de calcita com sulfetos remobilizados. FFB = formações ferríferas bandadas; N.M. = nível do mar

Dentre os minerais neoformados destacam-se alanita, barita, xenotima, monazita e pirita, este último muito favorecido pelas condições euxínicas que prevaleceram durante a formação dos diamictitos negros. Parte da pirita, no entanto, foi recristalizada a partir de finos clastos, adquirindo formas cristalográficas mais perfeitas, alguns com evidentes bordas de sobrecrescimento. Por seu turno, a matéria carbonosa se reorganizou e assumiu características de querogênio.

As observações feitas nos furos de sondagem estudados mostram que a contribuição diagenética foi pouco expressiva à já bem modesta mineralização de sulfetos das fases alóctone e sin-sedimentar. De fato, a produção de sulfetos em São Martim foi fraca, levantando-se para isto duas hipóteses:

1. pouca disponibilidade de metais-base nas áreas-fonte ou baixa capacidade dos fluidos em transportá-los; e
2. espécies de enxofre (H_2S e HS^-) pouco abundantes.

A proximidade geográfica dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (Cráton Amazônico) os habilitaria a ser fonte potencial dos metais-base trazidos juntos com sedimentos que preencheram a bacia de São Martim. Acontece que, a despeito das condições favoráveis à formação de depósitos destes metais (sulfetos maciços vulcanogênicos, por exemplo), nenhum até hoje foi encontrado na região, podendo significar que as rochas são muito pobres nesses elementos. Por outro lado, se eles existem em concentrações acima do *background*, as temperaturas e pH das soluções talvez não tenham sido apropriadas para transportar grandes quantidades de metais, o que poderia acontecer a temperaturas inferiores a $250^\circ C$ se o pH tivesse atingido valores menores que 4. Em equilíbrio com sedimentos clásticos, no entanto, as soluções alcançam pH na faixa de 5-6, limitando bastante o transporte dos metais, bem como das espécies reduzidas de enxofre (Sangster, 1999).

Maior produção de H_2S e HS^- poderia ter ocorrido nas condições ambientais em que se formaram os diamictitos negros, mas, nestas rochas, os sulfetos ocorrem em quantidades apenas moderadas e são dominados por pirita. Considerando que o ferro é via de regra abundante no ambiente sedimentar marinho, é bem provável que a redução termoquímica ou biogênica do sulfato tenha sido limitada, tanto que barita e,

sobretudo, gipsita passaram a precipitar em plena fase diagenética dos próprios diamictitos negros.

Com base nas informações sobre o ASM obtidas neste trabalho, pode-se apontar algumas semelhanças 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 mineralizantes, os moderados teores de Co e a abundância de material carbonoso. Contudo, as diferenças são mais marcantes, especialmente a ocorrência mais restrita, as maiores espessuras dos leitos mineralizados, a escassez de sulfetos de cobre e de outros metais-base, além dos baixos teores de metais preciosos, que muito afastam o Alvo São Martim daquele clássico exemplo de sulfetos sedimentares de ampla ocorrência no continente europeu.

6 CONCLUSÕES

Estudos em testemunhos de quatro furos de sondagem executados no W do Cinturão Araguaia (Alvo São Martim – ASM) revelam um pacote de rochas de origem predominantemente sedimentar, consistindo, da base para o topo, de siltitos, arenitos, diamictitos, calcários e ruditos, com intercalações de soleiras de diabásio de até 6 m de espessura. Estas rochas sedimentares, pertencentes à Formação Couto Magalhães, correspondem aos membros intermediário e superior da seqüência descrita por Nogueira *et al.* (2002) e vêm sendo interpretados como depósitos de zonas de talude.

Os siltitos são laminados e maciços, constituídos por argilo-minerais, quartzo e calcita, e mostram comumente intercalações de calcário e arenito. Os arenitos são compostos essencialmente de quartzo, plagioclásio e grãos de sílex, tendo hematita e titanita como as principais fases acessórias. À semelhança dos siltitos, os arenitos mostram intervalos maciços e outros com camadas convolutas. As características deposicionais de ambos suportam a interpretação de que foram depositados por correntes de turbidez. Por seu turno, os calcários são formados por calcita micrítica e esparítica, quartzo e sílex, apresentando, via de regra, feições convolutas. Estes minerais estão associados com material carbonoso que chega a formar leitos ondulados de espessura milimétrica. Os materiais que deram origem aos diamictitos e ruditos foram transportados (alguns ainda em estado semi-plástico) por fluxos de detritos (*debris flows*). Nestas rochas são comuns os clastos de minerais (com dimensões de até 3 cm) e líticos. Os diamictitos consistem de clastos de quartzo, calcita, sílex e de fragmentos líticos, imersos em matriz síltica esverdeada ou em matriz carbonosa negra. Nesta última ainda ocorrem clastos finos de sulfetos (pirita, calcopirita e galena), além de barita e um leito ou veio centimétrico de gipsita, de origem ainda indeterminada (evaporito? produto hidrotermal?). Os ruditos são constituídos por fragmentos líticos (calcário e sílex) e de sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita e galena nesta ordem de abundância), além de estilpnomelano, clorita, calcita, illita, quartzo, caulinita, F-apatita, hematita e ankerita. Ocorrem também, em quantidades menores, alanita, monazita, xenotima e titanita, bem como bornita/digenita consideradas produtos

de alteração supergênica da calcopirita. Estruturas esféricas (pseudofósseis) são comumente encontradas nos ruditos.

Sismos poderiam ter dado origem a fluxos gravitacionais e provocado muitas das deformações pós-deposicionais, via processos de liquefação e fluidização, representadas por dobras convolutas, mistura e homogeneização de camadas, além de uma densa rede de pequenas fraturas e falhas, muitas das quais preenchidas por calcita e \pm sulfetos.

Mudanças no ambiente de deposição estão evidenciadas tanto na passagem brusca ou transicional da sedimentação terrígena para a química/bioquímica, gradando-se de siltitos e arenitos para calcários e margas, ou destes para as rochas rudáceas, como também nas cores cinza, marrom e esverdeadas dos siltitos e arenitos, e na variação da quantidade de matéria carbonosa. Quanto à fonte, três tipos de sedimentos são concebidos: 1) aqueles provenientes do continente (alóctones 1); 2) aqueles oriundos do desmonte de rochas preexistentes próximas ou dentro da bacia; e 3) aqueles precipitados dentro da bacia a partir da água do mar (autóctones 2).

Os sulfetos são de origem singenética, grande parte tendo se acumulado como material clástico de provável natureza exalativa e também, mas em menor expressão, como finos leitos estratiformes. Outra parte decorre de procesos diagenéticos, cujos efeitos estão também visíveis nos sulfetos da fase sin-sedimentar. Em menor escala, observam-se sulfetos em vênulas em geral associados à calcita. A pirita, em qualquer caso, é dominante, porém são comuns quantidades subordinadas de calcopirita, esfalerita e galena, cuja abundância está diretamente refletida nos teores de Cu, Zn e Pb.

As maiores concentrações de sulfetos estão nos ruditos e são de origem clástica. A associação típica é pirita + esfalerita + calcopirita \pm galena \pm digenita \pm bornita, distinguindo-se apatita, calcita, estilpnomelano, clorita, barita, xenotima, alanita, monazita, quartzo, caulinita, anidrita, hematita e titanita como minerais da ganga. Há dúvidas quanto à origem do estilpnomelano, que é interpretado como de origem detrítica (a partir de depósitos exalativos) ou produto do metamorfismo termal imposto por intrusão de diabásio. A coexistência de estilpnomelano e clorita sugere fortemente uma origem comum e, caso a clorita seja diagenética, aventa-se também a hipótese de

o estilnomelano igualmente sê-lo. A textura esquelética é comum em muitos desses sulfetos, que se encontram substituídos parcialmente por calcita.

Na matriz carbonosa dos diamictitos, pirita, esfalerita e calcopirita formam a associação sulfetada, os quais, quando não representam cristais neoformados euédricos, estão dentro de clastos líticos ou em microveios. Barita, gipsita, sílex e calcita são os principais minerais de ganga.

Ocorrências de menor porte ocorrem em intervalos de siltitos do furo SMD-16 e calcários do furo SMD-15, constituindo leitos centimétricos sin-sedimentares de cristais submilimétricos de esfalerita+pirita±calcopirita em meio aos minerais de ganga barita, calcita e caulinita.

Observações petrográficas combinadas às baixas temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas (80-100°C) são indicativas de ausência de metamorfismo no ASM. Assumindo-se um gradiente térmico de 30–35°C/km no tempo de formação da bacia, estima-se uma profundidade de cerca de 2-3 km para os processos diagenéticos. O grau de cristalinidade da matéria carbonosa, entre o querogênio e a grafite, é condizente com pressões em torno de 1 kbar, indicando que o limite inferior do metamorfismo não foi alcançado (Wopenka & Pasteris, 1993).

Estudos isotópicos de Pb mostram que a pirita tem composição homogênea e que muito provavelmente a fonte dos metais foi a mesma quer para os grãos detríticos, quer para os grãos autigênicos, tendo sido ela caracterizada como a crosta superior pelo diagrama plumbotectônico de Zartman & Doe (1981). Não foi obtida uma idade definitiva para a mineralização, porém todos os dados apontam para valores brasileiros, a maioria entre 615 e 715 Ma. É significativo que as idades-modelo de 716-670 Ma, 668-616 Ma e 394 Ma correspondam à pirita clástica, diagenética e venular, corroborando a seqüência paragenética proposta. Os dados Pb-Pb obtidos neste trabalho estão de acordo com os dados geocronológicos disponíveis para a estruturação das rochas do CA (Moura & Gaudette, 1993a e Osborne, 2003) e com a análise bioestratigráfica de Nogueira *et al.* (2002), que sugere terem as rochas da seqüência de São Martim se depositado na transição Vandiano-Cambriano (650 e 544 Ma).

O modelo metalogenético proposto para o depósito de São Martim estabelece três fases evolutivas: a autóctone I, a alóctone e a autóctone II. A primeira foi responsável pela formação dos sulfetos sin-sedimentares, a segunda pelo acúmulo de sulfetos e de outros minerais gerados em ambiente provavelmente exalativo e transportados como clastos para dentro da bacia e a última caracterizada por processos diagenéticos que produziram sulfetação, a qual, em boa parte, provocou a recristalização de sulfetos preexistentes. Comparativamente às outras duas, a contribuição diagenética foi menor, pouco acrescentando à reconhecida fraca mineralização do ASM. A baixa produção de espécies reduzidas de enxofre é apontada como a principal causa do caráter subeconômico do depósito, aliada a áreas-fonte que não têm se revelado pródiga em metais-base.

Em que pesem algumas semelhanças com os depósitos tipo Kupferschiefer, como, por exemplo, o modo de ocorrência, as rochas hospedeiras, o ambiente deposicional, temperatura dos fluidos mineralizantes, os teores de Co e a abundância de material carbonoso, há marcantes diferenças, sobretudo com relação à espessura dos leitos mineralizados, às insignificantes quantidades de sulfetos de cobre e de outros metais-base, além dos baixos teores de metais preciosos, que muito afastam o Alvo São Martim deste clássico exemplo de sulfetos sedimentares de ampla ocorrência no continente europeu.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Belém, Universidade Federal do Pará, 90p. (Dissertação de Mestrado).
- ABREU, F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região do meio-norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Belém. CPGG - UFPA. 440p. (Tese de Doutorado).
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém. *Actas*. Belém, SBG. p. 1-4.
- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscopy*. 104p.
- ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. 1984. Introdução. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Ed.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 1-5.
- ALMEIDA, F. F. M. ; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. 1976. The Upper Precambrian of South América. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B; FUCK, R.A.A. 1981. Brazilian structural provinces: in introduction. *Earth Science Review*, 17: 1-29.
- 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.
- 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). *Revista Brasileira de Geociências*. 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: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. *Abstracts*. Rio de Janeiro. 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: SIMP. DE GEOL. AMAZ., 7., Belém. *Resumos expandidos*. Belém, SBG. CD-ROM.
- BARREIRA, C.P. & DARDENE, M.A. 1981. A sequência vulcano-sedimentar Rio do Coco. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1., Goiânia. *Actas*. Goiânia, SBG. p. 241-264.
- BENDER, K.M.; ALTHOFF, F.J.; LINDENMAYER, Z.G.; OSBORNE, G.A. 2002. Caracterização petrográfica e geoquímica das formações ferríferas bandadas de São Martim (Redenção-PA) e comparação com as formações ferríferas bandadas da Formação Carajás. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 41., João Pessoa. *Actas*. João Pessoa. p-515.

- BEUKES, N.J. 1984. Sedimentology of the Kuruman and Griquatown iron-formations, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa. *Precambrian Research*, **24**:47-84.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic and evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- BROECKER, W. S. & OVERSBY, V.M. 1971. *Chemical equilibria in the Earth*. New York, McGraw-Hill Book. 318p.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. 1989. PVT properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl; New graphid presentations and implications for fluid inclusions studies. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **53**: 1209-1221.
- CAVAZZA, W. & DAHL, J. 1990. Note on the temporal relationships between sandstone compaction and precipitation of authigenic minerals. *Sedimentary Geology*, **69**: 37-44.
- CONVENY JR, R.M. & PASÁVA, J. 2004. Diverse connections between ores organic matter. *Ore Geology Reviews*, **24**: 1-5.
- COSTA, J.B.S. 1980. *Aspectos lito-estruturais de região de Colméia-Goiás*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 71p. (Dissertação de mestrado).
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR. T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte: relatório final*. Belém, DNPM/UFPA. 125p.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. New York, John Wiley & Sons. 406p.
- CUMMING, G. L. & RICHARDS, J. R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* **28**: 155-171
- DALL'AGNOL, R; TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém. *Actas*. Belém. v. 1, p. 1-19.
- DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt, In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.. CAMPOS, D.A. (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. p. 231-263.
- DOE, B. R. & ZARTMAN, R. E. 1979. Plumbotectonics: the Phanerozoic. In: BARNES, H. L. (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley. p. 22-70.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (Ed.). *Classification of Carbonate rocks*. p. 108-121. (Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1).
- FAIRCHILD, I.J., EINSELE, G., SONG, T. 1997. Possible seismic origin of molar tooth structures in Neoproterozoic carbonate ramp deposits, north China. *Sedimentology*. **44**: 611-636.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons. 589p.

- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Austin. 182 p.
- FORCE, E.R.; EIDEL, J.J.; MAYNARD, J.B. 1991. (Ed.). *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*. Society of Economic Geologists. 208p. (Reviews in Economic Geology, 5)
- GLENN, C.R. & ARTHUR, M.A. 1988. Petrology and major element geochemistry of Peru margin phosphorites and associated diagenetic minerals: authigenesis in modern organic-rich sediments. *Marine Geology*, **80**: 231-267.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. 1999. *Systematics of fluids inclusions in diagenetic minerals*. Society of Sedimentary Geology. p. 198. (Short Course, 31).
- GOODFELLOW, W.D. & ZIERENBERG, R.A. 1999. Genesis of massive sulfides deposits at sediment-covered spreading centers. In: BARRIE, C.T. & HANNINGTON, M.D. (Ed.). *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. p. 297-324. (Reviews in Economic Geology, 8).
- GORAYEB, P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO)*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 100p. (Dissertação de Mestrado).
- GORAYEB, P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**: 51 – 62.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., Araxá. *Anais*. Araxá. CD-ROM.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M.; KOTSCHOUBEY, B. 2001a. Idades paleoproterozóicas dos pillows basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – município de Sapucaia – PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Anais...* CD-ROM.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA C.A.V.; CHAVES C.L. 2001b. A Granitogênese Neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Implicações para redefinição da Suite Lajeado. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Anais...* CD-ROM.
- GULSON, B.L. 1986. *Lead Isotopes in Mineral Exploration*. Amsterdam. Elsevier.
- 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 Centro de Geociências da USP*, **8**: 107-118.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984a. Província Tocantins. Setor setentrional. In: ALMEIDA, F.F.A. & HASUY, Y. (Ed.). *O Precambriano no Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher. p. 187-204.

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; LEMOS, R.L.L.; GAMA JR, T.; BEMERGUY, R.L. 1984b. Geologia da Região de Paraíso do Tocantins do Norte de Goiás, Go. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais...* v. 5, p. 2220-2233.
- HASUI, Y.; HENNIES, W. T.; IWANUCH, W. 1975. Idades potássio-argônio do norte de Goiás. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 6: 77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR, O. ; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. ; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriu. *Anais...* v. 5, p. 2659-2667.
- IRELAND, T.; BULL, S.W.; LARGE, R.R. 2003. Mass flow sedimentology within the HYC Zn-Pb-Ag deposit, Northern Territory, Australia: evidence for syn-sedimentary ore genesis. *Mineralium Deposita*. **39**. n. 2. p.143 - 158
- KAUFMAN, A.J. 1996. Geochemical and mineralogic effects of contact metamorphism on banded iron-formation: an example from the Transvaal Basin, South Africa. *Precambrian Research*. **79**: 171-194.
- KERR, P.F. 1959. *Optical mineralogy*. New York, McGraw-Hill Book Co. 442p.
- KERRICH, R. 1991. *Radiogenic isotope systems applied to mineral deposits*. p. 365-421. (Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 19).
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B.; RODRIGUES, O.B.; AMARAL, R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: CONG. BRAS. DE GEOLOGIA, 39., Salvador. *Actas...* v. 6, p. 25-28.
- KRAMERS, J.D. & FOSTER, R.P. 1984. A reappraisal of lead isotope investigations of gold deposits in Zimbabwe. In: FOSTER, R.P. (Ed.). *Gold 82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Balkema, Rotterdam. p. 569-582.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Anais*. Natal, SBG. v. 5, p. 2550-2563.
- LAMARÃO, C.N. & KOTSCHOUBEY, B.; 1996. Granitóides Santa Luzia registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**: 277-288.
- 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*, Austin. **90**: 2143-2155.

- MACAMBIRA, J.B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO)*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 108p. (Dissertação de Mestrado).
- MANHÉS, G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire*. Paris, Université de Paris VII. 249p. (Thèse de Doctorat d'état).
- 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.
- MCCALPIN, J. 1996. (ed). *Paleoseismology*. San Diego, Academic Press. 588 p.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, **22**(4):105-118.
- MIALL, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (Ed.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM. p. 6-12 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- MOURA, C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil*. New Hampshire, University of New Hampshire, 236p. (Tese de Doutorado).
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993a. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. *Rev. Bras. Geoc.* **23** (2): 117-123.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993b. Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, north-central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, DF. *Anais...* SBGq. p. 232-235.
- NEVES, M. P. 2003. *A mineralização sulfetada de São Martim, município de Redenção, sul do estado do Pará*. Belém, UFPa. Centro de Geociências. 52p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- NEVES, M.P.; VILLAS, R.N.N.; KOTSCHOUBEY, B.; LIMA, A. D. P.; COSTA, U.A.P.; Osborne, G. A. 2003. Os sulfetos sedimentares de São Martim, SW do Cinturão Araguaia: rochas hospedeiras e composições mineralógica e química do minério. In: CONG. BRAS. DE GEOQUÍMICA, 9. Belém. *Resumos expandidos*, Belém. p. 767-770.
- NOGUEIRA, A.; HIDALGO, R.; GORAYEB, P.S.S. 2002. *Descrição e interpretação dos testemunhos do furo SMD-8 (Formação Couto Magalhães do Cinturão Araguaia): relatório do Projeto São Martim*. Belém, UFPa. Centro de Geociências. 13p. (inédito)
- 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 CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. *Abstracts*. Belém. p. 229.

- OBERMEIER, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**: 1-76.
- OSBORNE, G. A. 2001. Geotectonics and mineralization in the ophiolite assemblages of the Araguaia marginal Basin, Pará and Tocantins states, Central Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Resumos expandidos*. Belém, SBG. CD-ROM.
- OSZCZEPALSKI, S., 1989. Kupferschiefer in southwestern Poland: sedimentary environments, metal zoning, and ore controls. In: BOYLE, R. W.; BROWN, A. C.; JEFFERSON, G.F.; JOWETT, E.C.; KIRKHAM, R.V. (Ed.). *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits*. Geol. Assoc. Can., p. 571-600. (Spec. Pap., 36).
- OTERO, L.X.; HUERTA-DIAZ, M.A.; MACIAS, F. 2003. Influence of a turbidite deposit on the extend o pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Applied Geochemistry*, **18**: 1149-1163.
- PASÁVA, J. 1993. Anoxic sediments an important environment for PGE; An overview. *Ore Geology Reviews*, 8: 425-445.
- PASTERIS, J.D. & WOPENKA, B. 1991. Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *The Canadian Mineralogist*, **29**: 1-9.
- PEDERSEN, M.; NIELSEN, J.K.; BOYCE, A. J.; FALLICK, A.E. 2003. Timing and genesis of base-metal mineralisation in black shales of the Upper Permian Ravnefjeld Formation, Wegener Halvø, East Greenland. *Mineralium Deposita*, **38**: 108–123.
- PETROBRAS. 1984. *Estudo geotérmico da bacia do médio amazonas e sua implicação nas análises estratigráficas e estruturais*. Rio de Janeiro, CENPES. 50p. (Relatório interno).
- PICOT, P. & JOHAN, Z. 1982. *Atlas of ore minerals*. Paris, BRGM. 459p.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAUJO, S.M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc: In: CORDANI, H.G.; E.J., MILANI; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p. 195-229.
- 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. *Geological Society of America Bulletin*, **109**:489-503.
- RAISWEL, R. & BERNER, R.A. 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *American Journal of Science*, 285: 710-724.
- ROEDDER, E. 1984. *Fluid inclusions*. Mineral. Soc. America. 644p. (Reviews in Mineralogy, 12).

- ROSSETTI, D.F. 1999. Soft-sediment deformational structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidences for paleoseismicity. *Sedimentology*, **46**: 1065-1081.
- SANGSTER, D.F. 1999. Sedimentary-exhalative (SEDEX) sulphide deposits. In: SILVA, M. G. & MISI, A. (Ed.). *Base metal deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM. p. 16-17.
- SANTOS, M.D. 1983. *Geologia e ocorrência minerais da braquianticlinal de Xambioá – Goiás*. Belém, UFPA/NCGG. 124p. (Dissertação de Mestrado).
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow. 239p.
- SHORT, M.N. 1940. *Microscopic determination of the ore minerals*. U. S. Geol. (Survey Bull., 914).
- SOUSA, D.J.L & MOURA, C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). In: CONG. BRAS. GEOQ. 5., Niterói. *Anais*. Niterói-SBG. CD-ROM.
- SOUZA, A. C. C. 1984. *Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo- GO*. Belém, Universidade Federal do Pará. 189p. (Dissertação de mestrado).
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R; TEIXEIRA, N.P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: implicações na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia, Serra do Estrondo (GO). *Rev. Bras. Geociências*, **15**: 300-310.
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. 2001. *Xambioá, Folha SB.22-Z-B, Estados do Pará e Tocantins*. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- SPECZIK, S. 1995. The Kupferschiefer mineralization of Central Europe: new aspects and major areas of the future research. *Ore Geology Review*, Amsterdam, **9**:
- SPRY, P.G. & GEDLINSKE, B.L. 1987. *Tables for identification of common opaque minerals*. Economic Geology Publ. Co. 52p.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sciences Letters*, **26**: 207-221.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. 1984. *Petroleum formation and occurrence*. 2nd ed. Berlin, Springer Verlag. 699p.
- TOSDAL, M.R.; WOODEN, J.L.; BOUSE, R.M. 1999. Pb Isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes In: LAMBERT, D.D. & RUIZ, J. (Ed.). *Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration*. p.1-28.(Reviews in Economic Geology, **12**).
- UYTENBOGAARDT, W & BURKE, E.A.J. 1971. *Tables for microscopic determination of ore minerals*. Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 430p.
- VAN DEN KERKHOFF, A.M. & HEIN, U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*. **55**: 27-47.

- VAUGHAN, D.J.; SWEENEY, M.; FRIEDRICH, G.;DIEDEL, R.;HARANCZYK, C. 1989. The Kupferschiefer: An overview with an appraisal of different types of mineralization. *Economic Geology*, **84**: 1003-1027.
- VILLAS, R.N.; KOTSCHOUBEY, B.; LIMA, A.D.P.; OSBORNE, G.A. 2003. Sulfide-Bearing Greywackes and Calcirudites in the São Martin, Westen Araguaia Belt, Brazil: A preliminary assessment of the textural features, mineralogical composition and diagenetic temperatures. In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3. Belém. *Abstracts*. Belém. p. 238.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. *Facies Models: response to sea level change*. Ontario, *Geol. Assoc. Canadian*. 409p.
- WEBB, A.D.; DICKENS, G. R.; OLIVER, N.H.S. 2003. From banded iron-formation to iron ore: geochemical and mineralogical constraints from across the Hamersley Province,Western Australia. *Chemical Geology*, **197**: 215– 251.
- WILKINSON, J.J. 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: 229-272.
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J.D. 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*. **78**: 533-557.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics – The model. *Tectonophysics*, **75**: 135 - 162.
- ZARTMAN, R.E. & HAINES, S.M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bidirecional transportes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 1327-1339.