



Universidade Federal do Pará

Centro de Geociências

Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DOS DEPÓSITOS DE
Cu-Au IGARAPÉ BAHIA E GAMELEIRA, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS (PA), BRASIL”**

TESE APRESENTADA POR

MARCO ANTONIO GALARZA TORO

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

Data de Aprovação: **10 / 05 / 2002**

Comitê de Tese

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA (Orientador)

COLOMBO CELSO GAETA TASSINARI

MARCUS VINICIUS DORNELES REMUS

RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

JEAN MICHEL LAFON

Belém

A mi Dios

A mis padres Vicente y Esperanza y hermano

Fabían (En memoria)

A mis queridos hijos

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos às diversas pessoas e instituições que contribuíram e viabilizaram em grande parte a realização desta tese:

Ao orientador, Prof. Dr. Moacir José B. Macambira, pela oportunidade de executar esta tese de doutorado no CPGG, pelas sugestões apresentadas e apoio para a integração deste trabalho. Agradeço ao Moacir pelas oportunidades de pesquisa e amizade que, mais do que um orientador, foi um grande amigo ao longo destes últimos oito anos.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pela oportunidade de desenvolver a tese nesta instituição e utilização da infra-estrutura de seus laboratórios nas diferentes etapas deste trabalho.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado que permitiu minha dedicação exclusiva a este trabalho ao longo dos últimos 4 anos.

À Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) e Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (Docegeo) por permitir o acesso ao campo e aos testemunhos de sondagem dos depósitos Igarapé Bahia e Gameleira. Em especial aos colegas geólogos Clovis W. Maurity e Henrile P. Meireles pela amizade e construtivas discussões e aos geólogos Carlos A. Medeiros e Oswaldo Belo. Agradeço também aos geólogos Cláudio Coimbra e Marcus Galvão pela amizade e apoio dado na minha estadia no Núcleo Urbano de Carajás.

PADCT/ADIMB pelo apoio financeiro para a realização dos trabalhos de campo, laboratoriais, microsonda eletrônica e estadias nas cidades de Brasília e São Paulo.

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo pela utilização de seu Laboratório de Geologia Isotópica, com o apoio dos Profs. Dr. Colombo C. Tassinari e Dra. Marly Babinsky, e ao pessoal do laboratório e tratamento de dados analíticos.

Aos Profs. Drs. Cândido Augusto Moura, Jean-Michel Lafon, Raimundo Netuno Villas e Roberto V. Pinheiro, pela amizade, construtivas discussões e sugestões.

Ao Prof. Dr. Thomas Scheller pela amizade e ajuda inestimável no manuseio e aplicação de *softwares* em todas as fases da pesquisa desenvolvida e ao Dr. Robert Krymski pela ajuda nas análises isotópicas no Laboratório de Geologia Isotópica.

Aos meus colegas do Grupo de Pesquisa de Geologia Isotópica (Valter Avelar, Silvia H. Arcanjo, Elma Oliveira, Cíntia M. Silva) e aos colegas do CPGG pela amizade, ambiente de companheirismo e incentivo.

Aos funcionários do Centro de Geociências da UFPa pela atenção recebida.

Finalmente, à minha querida família um agradecimento muito especial e carinhoso, na saudade e na tristeza ao longo destes oito anos de ausência irreparável.

*Todo lo puedo en Cristo que me fortalece, porque el Señor es
mi pastor y nada me faltará. Fil. 4:13; Sal. 23:1*
D i o s t e a m a

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iv
RESUMO	1
RESUMEN	4
ABSTRACT	7
CAPÍTULO I	10
1 - INTRODUÇÃO	11
1.1 - APRESENTAÇÃO	11
1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	11
1.3 - DEPÓSITOS MINERAIS	11
1.3.1 - Depósito Igarapé Bahia	13
1.3.2 - Depósito Gameleira	13
1.4 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	16
1.5 - OBJETIVOS	19
1.6 - METODOLOGIA	20
1.6.1 - Pesquisa bibliográfica	20
1.6.2 - Trabalhos de campo	21
1.6.3 - Petrografia / Minerografia	21
1.6.4 - Geoquímica das rochas	21
1.6.5 - Química Mineral	22
1.6.6 - Geocronologia e geoquímica isotópica	22
1.7 - DEPÓSITOS DE Cu-Au ASSOCIADOS A CLASSE Fe-ÓXIDOS	24
1.7.1 - Introdução	24
1.7.2 - Depósitos de Cu-U-(Au-Ag) de Olympic Dam (Austrália)	24
1.7.3 - Depósitos de Cu-Zn-(Au-Ag) tipo Besshi	26
1.7.4 - Depósitos de Cu-Au de Starra (Distrito Cloncurry, Australia)	28
1.7.5 - Depósitos de Fe-(Apatita) tipo Kiruna	30
1.7.6 - Discussão	31
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36
CAPÍTULO II	46
2 - O CRÁTON AMAZÔNICO E A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	47
2.1 - O CRÁTON AMAZÔNICO	47
2.2 - A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	50
2.2.1 - Geologia Regional	51
2.2.1.1 - Litoestratigrafia	51
2.2.1.2 - Geocronologia	54
2.2.1.3 - Evolução Tectono-Estrutural	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57

CAPÍTULO III	66
3 – PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ, BRASIL	67
Abstract	67
Resumo	67
INTRODUÇÃO	68
GEOLOGIA REGIONAL	68
GEOLOGIA DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA	70
FEIÇÕES PETROGRÁFICAS	72
Rochas Metavulcânicas Máficas	72
Rochas Metapiroclásticas	74
Rochas Metassedimentares	76
Rochas Intrusivas Máficas	77
Alteração Hidrotermal	78
GEOQUÍMICA	79
Metodologia	79
Rochas Metavulcânicas Máficas	80
Rochas Metapiroclásticas	83
Rochas Intrusivas Máficas	84
Discussão dos Resultados	86
GEOCRONOLOGIA	86
Metodologia	87
Rochas Metavulcânicas Máficas	88
Rochas Metapiroclásticas	88
Interpretação dos Resultados	90
CONCLUSÕES	90
<i>Agradecimentos</i>	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92
ANEXO	98
CAPÍTULO IV	99
4 – GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA (Pb, S, C e O) DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA), BRASIL	100
Resumo	100
Introdução	100
Geologia Regional	101
Geologia do Depósito Igarapé Bahia	103
Mineralização	104
Minerografia	105
Isótopos de Chumbo	109
Metodologia	109
Geocronologia	111
Geoquímica Isotópica do Pb	116
Estudos de Isótopos Estáveis	118
Isótopos de Enxofre, Carbono e Oxigênio	118
Discussão e Interpretação dos Resultados	120

Conclusões	124
Agradecimentos	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	126
ANEXO	132
CAPÍTULO V	133
5 - EVOLUÇÃO DE UMA ÁREA ARQUEANA DO CRÁTON AMAZÔNICO COM BASE NOS ISÓTOPOS DE Pb E Nd: O CASO DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA (PROVÍNCIA DE CARAJÁS)	134
Resumo	134
INTRODUÇÃO	134
GEOLOGIA REGIONAL	135
GEOLOGIA DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA	138
METODOLOGIA	140
Preparação das Amostras	141
Pb-Pb por evaporação de zircão	141
Pb-Pb em rocha total	142
Sm-Nd em rocha total	142
RESULTADOS Pb-Pb	143
Rocha Metavulcânica Máfica	143
Rocha Metapiroclástica	146
Rocha Intrusiva Máfica	147
RESULTADOS Sm-Nd	148
Rocha Metavulcânica Máfica	148
Rocha Metapiroclástica	149
Rocha Intrusiva Máfica	150
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	150
CONCLUSÕES	153
Agradecimentos	154
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155
ANEXO	160
CAPÍTULO VI	161
6 - GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DO DEPÓSITO Cu-Au GAMELEIRA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PARÁ), BRASIL	162
Resumo	162
INTRODUÇÃO	162
GEOLOGIA REGIONAL	163
GEOLOGIA DO DEPÓSITO GAMELEIRA	166
FEIÇÕES PETROGRÁFICAS	168
Rochas Metavulcânicas Máficas (RMV)	168
Rochas Xistosas	169
Rochas Intrusivas Máficas (RIM)	170
Alteração Hidrotermal	171
MINERALIZAÇÃO	172
Minerografia	173
GEOQUÍMICA	177

Metodologia	177
Rochas Metavulcânicas Máficas	178
Rochas Intrusivas Máficas	180
Discussão dos Resultados	183
GEOLOGIA ISOTÓPICA	184
Metodologia	184
Resultados Pb-Pb (Evaporação de zircão)	187
Resultados Pb-Pb (Dissolução total e lixiviados)	189
Resultados Sm-Nd	191
Discussão dos Resultados	192
CONCLUSÕES	196
<i>Agradecimentos</i>	197
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	198
ANEXO	205
CAPÍTULO VII	206
7 - CONCLUSÕES	207
7.1 - LITOESTRATIGRAFIA / MINÉRIO	207
7.2 - GEOQUÍMICA	208
7.3 - GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES	209
7.4 - GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO	210
7.5 - ISÓTOPOS ESTÁVEIS	210
7.6 - EVOLUÇÃO CRUSTAL	211
7.7 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE CARAJÁS	211
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	213

RESUMO

Nos últimos anos, a descoberta de grandes depósitos de Cu e Au na Província Mineral de Carajás (SE do Cráton Amazônico) tem demonstrado a vocação dessa região para tais depósitos, que são, em geral, associados com seqüências vulcanossedimentares e, em alguns casos, com intrusões graníticas. Dois depósitos –Igarapé Bahia e Gameleira– foram escolhidos para um estudo geocronológico e de geoquímica isotópica visando a determinação da sua idade, origem e relação com as encaixantes, como da formação e evolução da crosta continental da região.

O depósito Igarapé Bahia, hospedado no grupo homônimo, é composto por rochas metavulcânicas máficas (RMV), metapiroclásticas (RMP) e metassedimentares (RMS), incluindo formações ferríferas bandadas e uma zona de brechas alterada hidrotermalmente (ZBH), todas cortadas por rochas intrusivas máficas (RIM). O minério de Cu-Au ocorre, na forma disseminada a maciça, principalmente na ZBH, a qual marca o contato entre as RMV e RMS / RMP. Apesar das sinais de alteração, os estudos petrográficos e geoquímicos das RMV (metandesitos basálticos), RMP (metatufos de lapilli e laminados) e RIM (metagabros) permitiram classificar essas rochas como toleíticas. A similaridade geoquímica dos elementos maiores e traço como dos ETR, favorece a correlação entre os magmatismos máficos dos grupos Igarapé Bahia e Grão Pará. Cloritização (dominante), carbonatação, sulfetação e ferrificação são os principais tipos de alteração hidrotermal. A constituição mais característica do minério é calcopirita, pirita, bornita e covelita. Clorita, siderita e magnetita são abundantes na ganga, enquanto que turmalina, calcita, molibdenita, fluorita e biotita são subordinados.

Dados geocronológicos Pb-Pb em zircão forneceram idades de cristalização de 2745 ± 1 Ma (RMV) e de 2747 ± 1 Ma (RMP). Idades similares Pb-Pb em rocha total de 2776 ± 12 Ma (RMV), 2758 ± 36 Ma (RMP) e 2765 ± 36 Ma (RIM) e Sm-Nd (rocha total) de 2758 ± 75 Ma (RMV) foram obtidas para essas rochas. A idade da mineralização primária (2764 ± 22 Ma; Pb-Pb em calcopirita e ouro) a torna contemporânea com a formação do Grupo Igarapé Bahia (2,75 Ga). Idades similares são apresentadas para a calcopirita da ZBH (2772 ± 46 Ma), RMV (2756 ± 24 Ma), RMP (2754 ± 36 Ma), RIM (2777 ± 22 Ma) e ouro na RMV (2778 Ma). Estes dados geocronológicos dão suporte a uma origem singenética a tardi-singenética para a mineralização do depósito Igarapé Bahia. As idades de 2385 ± 122 Ma e 2417 ± 120 Ma (Pb-Pb por lixiviação), registrada na calcopirita da ZBH, sugerem remobilizações possivelmente relacionadas a reativações tectônicas regionais associadas ao Sistema

Transcorrente Carajás-Cinzento. Os estudos de isótopos estáveis indicaram valores de $\delta^{34}\text{S}$ (+0,1 a +4,2‰) relacionados a fluidos de sistemas magmáticos, enquanto que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-7,28 a -15,78‰) sugerem o envolvimento de fluidos homogêneos ricos em CO_2 de provável origem mantélica ou talvez de fonte carbonática, embora não se tenha evidências da existência desse tipo de rocha na região de Carajás. Quanto aos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (-15,51 a -20,96‰), esses sugerem componentes provavelmente de origem meteórica.

O depósito Gameleira, hospedado nas rochas do Grupo Igarapé Pojuca, é composto por rochas metavulcânicas máficas (RMV), anfibolitos, biotita xistos, formações ferríferas e/ou hidrotermalitos. Rochas intrusivas máficas (RIM) neoarqueanas, apófises quartzo-feldspáticas e granitóides paleoproterozóicos cortam esses tipos litológicos. Os estudos petrográficos e geoquímicos permitiram classificar as RMV em metandesitos basálticos, as RIM em quartzo dioritos e a rocha xistosa em plagioclásio-quartzo-biotita xistos, em que pese as evidências de alteração. As duas primeiras apresentam similaridades com rochas toleíticas. Biotitização, cloritização, sulfetação, turmalinização e silicificação são os principais tipos de alteração hidrotermal. Os veios e vênulas mineralizados estão constituídos principalmente de calcopirita, bornita, quartzo, turmalina e fluorita, assim como de pirita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita e rara cubanita.

As RMV parecem tratar-se de rochas contemporâneas às dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Igarapé Salobo, adotando-se, aqui, a idade do Grupo Grão Pará como a idade de formação dessas rochas. A idade de 2705 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão), por sua vez, indica a idade de cristalização das RIM similar, à dos sills gabróticos (2,70-2,65 Ga) que ocorrem no vizinho depósito Águas Claras. Idades Pb-Pb em zircão 2615 ± 10 Ma e 2683 ± 7 Ma de saprolito do domínio do Grupo Igarapé Pojuca ($\geq 2,73$ Ga) devem representar rochas contemporâneas àqueles sills. A idade Pb-Pb em rocha total de 2246 ± 30 Ma (RMV) e a idade de 2422 ± 12 Ma da mineralização hospedada em veios que cortam a RMV, bem como as idades de 2218 ± 14 Ma e 2190 ± 42 Ma (Pb-Pb lixiviação de calcopirita), indicam provavelmente que as intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,53–1,87 Ga) afetaram as seqüências vulcanossedimentares e provocaram a remobilização/reconcentração da mineralização no depósito Gameleira e/ou que as mesmas foram rejuvenescidas por eventos tectônicos regionais associados ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento.

As seqüências vulcanossedimentares desenvolveram-se sobre um embasamento formado por rochas contemporâneas às dos complexos Pium e Xingu, e Tonalito Arco Verde, prováveis fontes dos cristais de zircão herdados (3,03-2,86 Ga) encontrados nas RMV e RMP do depósito Igarapé Bahia.

Por conseguinte, os dados geocronológicos de 3,03-2,85 Ga e 2,76-2,74 Ga confirmam e evidenciam, respectivamente, períodos bem definidos de formação de crosta e extenso vulcanismo na porção norte da Província Mineral de Carajás

Idades-modelo T_{DM} (3,17 a 2,99 Ga) obtidas para as rochas dos depósitos Igarapé Bahia e Gameleira são similares às reportadas para as rochas do embasamento e granitóides da PMC e confirmam o período de formação da crosta. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ dessas rochas, entre -0,36 e -2,12, indicam participação de crosta continental mais antiga no magma original gerado em ambiente de rifte continental, como proposto para as seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, região de Carajás. Evidências geoquímicas e tectonoestratigráficas para a região de Carajás confirmam essa hipótese.

Enfim, os depósitos estudados parecem ter uma formação primária similar, mas sofreram processos evolutivos distintos no Neoarqueano e Paleoproterozóico o que, certamente, afetou suas mineralizações.

RESUMEN

En los últimos años, la descubierta de grandes depósitos de Cu y Au en la Provincia Mineral de Carajás (SE del Cráton Amazónico) han demostrado la vocación de esa región para tales depósitos, que son, en general, asociados con secuencias volcano-sedimentarias y, en algunos casos, con intrusiones graníticas. Los depósitos –Igarapé Bahia y Gameleira– fueron escogidos para un estudio geocronológico y de geoquímica isotópica tratando de determinar la edad, origen y relación con las encajantes, como también la formación y evolución de la corteza continental de la región.

El depósito Igarapé Bahia, hospedado en el grupo homónimo, es compuesto por rocas metavolcánicas máficas (RMV), metapiroclásticas (RMP) e metasedimentarias (RMS), incluyendo formaciones ferríferas y una zona de brechas alterada hidrotermalmente (ZBH), todas cortadas por rocas intrusivas máficas (RIM). La mineralización de Cu-Au ocurre, en la forma diseminada a maciza, principalmente en la ZBH, la cual marca el contacto entre las RMV e RMS / RMP. A pesar de evidencias de alteración, los estudios petrográficos e geoquímicos de las RMV (metandesitos basálticos), RMP (metatufos de lapilli y laminados) y RIM (cuarzo dioritos) permitieron clasificar esas rocas como toleíticas. La similitud geoquímica de los elementos mayores y trazos como también los ETR, favorece a la correlación entre los magmatismos máficos de los grupos Igarapé Bahia y Grão Pará. Cloritización (dominante), carbonatación, sulfetación y ferrificación son los principales tipos de alteración hidrotermal. A constitución más característica de la mena es calcopirita, pirita, bornita y covelita. Clorita, siderita y magnetita son abundantes en la ganga, en cuanto que turmalina, molibdenita, fluorita y biotita son subordinados.

Datos geocronológicos Pb-Pb en circón indicaron edades de cristalización de 2745 ± 1 Ma (RMV) y de 2747 ± 1 Ma (RMP). Edades similares Pb-Pb en roca total de 2776 ± 12 Ma (RMV), 2758 ± 36 Ma (RMP) y 2765 ± 36 Ma (RIM) y Sm-Nd (roca total) de 2758 ± 75 Ma (RMV) fueron obtenidas para esas rocas. La edad de la mineralización primaria (2764 ± 22 Ma; Pb-Pb en calcopirita y oro) la torna contemporánea con la formación del Grupo Igarapé Bahia (2.75 Ga). Edades similares son indicadas para calcopirita de la ZBH (2772 ± 46 Ma), RMV (2756 ± 24 Ma), RMP (2754 ± 36 Ma), RIM (2777 ± 22 Ma) y oro en la RMV (2778 Ma). Estos datos geocronológicos dan soporte a un origen singenético a tardi-singenético para la mineralización del depósito Igarapé Bahia. Las edades de 2385 ± 122 Ma y 2417 ± 120 Ma (Pb-Pb por lixiviación), registrada en la calcopirita de la ZBH, sugieren remobilizaciones posiblemente relacionadas a reactivaciones tectónicas regionales asociadas al

Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento. Estudios de isótopos estables indicaran valores de $\delta^{34}\text{S}$ (+0.1 a +4.2‰) relacionados a fluidos de sistemas magmáticos, en cuanto que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-7.28 a -15.78‰) sugieren el involucramiento de fluidos homogéneos ricos en CO_2 de probable origen mantélica o talvez de fuente carbonática aunque, no se tiene evidencias de la existencia de ese tipo de roca en la región de Carajás. Con respecto a los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (-15.51 a -20.96‰), sugieren componentes probablemente de origen meteórico.

El depósito Gameleira, hospedado en las rocas del Grupo Igarapé Pojuca, es compuesto por rocas metavolcánicas máficas (RMV), anfibolitos, biotita esquistos, formaciones ferríferas y/o hidrotermalitos. Rocas intrusivas máficas (RIM) neoarqueanas, apófisis cuarzo-feldespáticas y granitoides paleoproterozóicos cortan esos tipos litológicos. Considerando las evidencias de alteración, los estudios petrográficos y geoquímicos permitieron clasificar las RMV en metandesitos basálticos, las RIM en cuarzo dioritos y la roca esquistosa en plagioclásio-cuarzo-biotita esquistos. Las dos primeras muestran semejanzas con rocas toleíticas. Biotitización, cloritización, sulfetación, turmalinización y silicificación son los principales tipos de alteración hidrotermal. Las vetas y filones mineralizados están constituidos principalmente de calcopirita, bornita, cuarzo, turmalina y florita, a sí como de pirita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita y rara cubanita.

Las RMV parecen tratarse de rocas contemporáneas a los grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Igarapé Salobo, adoptándose, aquí, la edad del Grupo Grão Pará como la edad de formación de esas rocas. La edad de 2705 ± 2 Ma (Pb-Pb en circón) indicaría la edad de cristalización de las RIM similar a los sills gabróticos (2.70-2.65 Ga) que ocurren cerca al depósito Águas Claras. Las edades Pb-Pb en circón de 2615 ± 10 Ma y 2683 ± 7 Ma de saprolito del dominio del Grupo Igarapé Pojuca (≥ 2.73 Ga) deben representar rocas contemporáneas a aquellos sills. La edad Pb-Pb en roca total de 2246 ± 30 Ma (RMV) y la edad de 2422 ± 12 Ma de la mineralización hospedada en las vetas que cortan las RMV, bien como las edades de 2218 ± 14 Ma y 2190 ± 42 Ma (Pb-Pb lixiviación de calcopirita), indican probablemente que las intrusiones graníticas paleoproterozóicas (1.53–1.87 Ga) afectaran las secuencias volcano-sedimentarias y provocaran la remobilización/reconcentración de la mineralización en el depósito Gameleira y/o que las mismas fueron rejuvenecidas por eventos tectónicos regionales asociados al Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento.

Las secuencias volcano-sedimentarias desarrollaranse sobre un basamento formado por rocas contemporáneas a los complejos Pium y Xingu, y Tonalito Arco Verde, probable fuente de los cristales de circón heredados (3.03-2.86 Ga) encontrados en las RMV y RMP del depósito Igarapé

Bahia. Por consiguiente, los datos geocronológicos de 3.03-2.85 Ga y 2.76-2.74 Ga confirman y evidencian períodos bien definidos de formación de corteza continental y extenso vulcanismo en la porción norte de la Provincia Mineral de Carajás.

Edades modelo T_{DM} (3.17 a 2.99 Ga) obtenidas para las rocas de los depósitos Igarapé Bahia y Gameleira son similares a aquellas reportadas para las rocas del basamento y granitoides de la Provincia Mineral de Carajás e confirman el período de formación de corteza terrestre. Los valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de esas rocas, entre -0.36 y -2.12 , indican participación de corteza continental mas antigua en el magma original originados en un ambiente de rift continental, como propuesto para las secuencias volcano-sedimentarias del Supergrupo Itacaiúnas, región de Carajás. Evidencias geoquímicas y tectonoestratigráficas para la región de Carajás confirman esa hipótesis.

En conclusión, los depósitos estudiados parecen tener una formación primaria similar, mas sufrieran procesos evolutivos distintos en el Nearqueano y Paleoproterozoico lo que, ciertamente, afecto a las mineralizaciones.

ABSTRACT

Copper sulfide + Au ore deposits are common in the Carajás Mineral Province and systematically occur in Archean metavolcano-sedimentary sequences associated or not with granitoid intrusions. Two of these deposits, Igarapé Bahia and Gameleira, have been chosen for a geochronological and isotopic study with the purpose of not only determining their ages, origin and relationships with the host rocks, but also the formation and evolution of the crustal segments within which both deposits are located.

The Igarapé Bahia Group hosts the Igarapé Bahia deposit and is composed of mafic metavolcanic (MVR), metapyroclastic (MPR) and metasedimentary rocks (MSR), besides banded iron-formations and hydrothermally altered breccias zone (HBZ). The whole rock pile is crosscut by mafic dikes (MIR). The Cu-Au ore forms disseminations to massive bodies, mostly occurring in the HBZ which marks the contacts between the MVR and the MSR/MPR rock units. Petrographic and geochemical data about the MVR (basaltic meta-andesites), MPR (laminated and lapilli metatuffs) and MIR (quartz diorites) show them all to be derived from mafic magmas of tholeiitic affiliation, in spite of the alteration evidence. These rocks also show geochemical similarities (major and trace elements, including REE) with the coeval Grão Pará Group volcanic rocks. Chloritization (dominant), carbonation, sulfidation and magnetitization are the most important types of hydrothermal alteration. The ore is chiefly composed of chalcopyrite with variable amounts of pyrite, bornite and chalcocite. Chlorite, magnetite, siderite are abundant as gangue minerals, whereas tourmaline, molybdenite, fluorite and biotite are subordinate.

Pb-Pb dating on zircon yield crystallization ages of 2745 ± 1 Ma and 2747 ± 1 Ma for the MVR and MPR, respectively. Similar whole-rock ages were obtained for the MVR (Pb-Pb / 2776 ± 12 Ma and Sm-Nd / 2758 ± 75 Ma) and the MPR (Pb-Pb / 2758 ± 36 Ma). A Pb-Pb age of 2764 ± 22 Ma for the chalcopyrite and gold suggests the mineralization to be contemporaneous with the host Igarapé Bahia Group. Similar Pb-Pb ages are recorded on chalcopyrite from the HBZ (2772 ± 46 Ma), MVR (2756 ± 24 Ma), MPR (2754 ± 36 Ma) and MIR (2777 ± 22 Ma), and in gold from the MVR (2778 Ma). All these geochronological data support a syngenetic to late syngenetic origin of the Igarapé Bahia Cu-sulfide + Au ores. Pb-Pb ages of 2385 ± 122 and 2417 ± 120 Ma obtained by leaching of the HBZ chalcopyrite may indicate a period of remobilization probably related to tectonic reactivations of the Carajás-Cinzento Strike-Slip System.

δS^{18} values of +0.1 to +4.2‰ in ZBH sulfides (mostly chalcopyrite) corroborate both the involvement of magmatic hydrothermal fluids and exhalative deposition, whereas δC^{13}_{PDB} values of -7.28 to -15.78‰ in ZBH siderite suggest the mantle as a likely source for the homogeneous CO_2 -rich fluids responsible for the carbonate precipitation (carbonatic source) although, if it does not have evidences of the existence of this type of rock in the Carajás region. In turn, δO^{18}_{PDB} values of -15.51 to -20.96‰ in the same siderite indicate some contribution of meteoric waters to the fluids that altered the breccias.

The Gameleira ore deposit is hosted by the Archean Igarapé Pojuca Group which consists of mafic metavolcanic rocks (MVR), amphibolites, schists, banded iron-formations and hydrothermalites. Neoproterozoic mafic intrusive rocks (MIR), Paleoproterozoic quartz-feldspathic apophyses and granitoids crosscut all the Igarapé Pojuca rocks. Petrographical and geochemical data allow the MVR and MIR to be classed, respectively, as basaltic meta-andesites and quartz diorites of tholeiitic affiliation. The schistose rocks can be classified as plagioclase-quartz-biotite schist. Biotitization, chloritization, sulfidation, tourmalinization and silicification are the most remarkable types of hydrothermal alteration. The ore occurs chiefly in veins and veinlets and is characterized by selvages of chalcopyrite, pyrite, pirrhotite, bornite, molybdenite, rare cubanite, besides quartz, tourmaline, fluorite, chlorite and biotite.

The MVR seem to be contemporaneous with those of the Grão Pará, Igarapé Bahia and Igarapé Salobo groups, adopting the age of the Grão Pará Group as the age of formation of these rocks. Dating of the MIR (Pb-Pb on zircon) yields a value of 2705 ± 2 Ma interpreted as the crystallization age of these rocks and similar to those found for the mafic sills (2.70 to 2.65 Ga) that occur in the neighboring Águas Claras deposit. Pb-Pb ages of 2615 ± 10 and 2683 ± 7 Ma on zircon from a saprolith of the Igarapé Pojuca Group domain probably represent rocks coeval with those sills.

Pb-Pb ages of 2646 ± 30 Ma (MVR / whole-rock), 2422 ± 12 Ma (vein sulfides) and 2218 ± 14 Ma (leaching of chalcopyrite) are indicative of a superimposed event on the Igarapé Pojuca metamorphic rocks, either the emplacement of granitoid intrusions (1.87-1.53 Ga) or the reactivation of the Carajás-Cinzeno Strike-Slip System. This event probably caused remobilization of pre-existing ore as well as (partial or total) resetting of the Pb isotopic system.

Both the Igarapé Bahia and the Igarapé Pojuca groups, and other greenstone-like metavolcano-sedimentary sequences of Carajás, overlie a basement made up of rocks that are contemporaneous with the Xingu and Pium complexes as well as with the Arco Verde tonalite,

which are the likely sources of the inherited zircon found in the MVR and MIR of the Igarapé Bahia Group and dated at 3.03-2.86 Ga. Therefore, the ranges of 3.03-2.86 and 2.76-2.74 Ga represent, respectively, well-defined periods of crust formation and expressive volcanism in the northern portion of the Carajás Mineral Province.

Sm-Nd model ages (T_{DM}) of 3.17-2.99 Ga, obtained for the rocks of both the Igarapé Bahia and Gameleira deposits are consistent with those determined for the basement rocks and granitoids that occur in the Carajás Mineral Province. $\epsilon_{Nd}(t)$ values for these rocks (-0.36 to -2.12) indicate not only participation of older crust material in the parental magmas but also that magmas were generated in a continental rift environment. This supports the current hypotheses about the tectonic environment of formation of the Itacaiunas Supergroup to which belong both the Igarapé Bahia and the Igarapé Pojuca groups.

In conclusion, both studied deposits seem to have a similar primary genesis, but distinct further history in the Neoproterozoic and Paleoproterozoic times, which certainly affected their mineralizations.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

A presente tese de doutorado intitulada *Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos Depósitos de Cu e Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil*, foi elaborada na forma de artigos científicos integrados, submetidos e a serem submetidos a revistas nacionais e internacionais com corpo editorial e está organizada em 7 capítulos. O primeiro, correspondente à introdução, apresenta os depósitos estudados, problemas geológico-geocronológicos da Serra dos Carajás, definição dos objetivos, metodologia empregada na pesquisa e uma breve síntese sobre alguns dos depósitos da classe Fe-óxido Cu-Au-U-ETR, com discussão sobre o tema de interesse. O segundo capítulo apresenta os aspectos gerais sobre o conhecimento do Cráton Amazônico e da Província Mineral de Carajás. O terceiro até o sexto capítulo engloba os artigos submetidos para publicação contendo os resultados obtidos nos dois depósitos estudados e o último capítulo contém as conclusões gerais integradas.

1.2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área escolhida para o presente estudo situa-se na porção centro norte da Serra dos Carajás, tendo como acessos principais as rodovias pavimentadas PA-150 e PA-279, além de diversas estradas secundárias. A área de estudo engloba os depósitos de Cu-Au do Igarapé Bahia e Gameleira, distantes ~20 km um de outro. Os dois alvos de estudo encontram-se inseridos nas seqüências vulcanossedimentares dos Grupos Igarapé Bahia e Pojuca, respectivamente. O depósito Igarapé Bahia localiza-se a cerca de 50 km e o Gameleira a cerca de 25 km do Núcleo Urbano de Carajás (Figura 1).

1.3 – DEPÓSITOS MINERAIS

Localizada no sudeste do Estado do Pará, a Serra dos Carajás faz parte do Sistema Transcorrente homônimo vinculado à evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas no final do Arqueano (Araújo & Maia 1991). As seqüências supracrustais arqueanas de natureza vulcanossedimentar aflorantes na região da Serra dos Carajás dispõem-se na direção W-E, paralelas à estruturação regional. Elas foram agrupadas pela Docege (1988) no Supergrupo

Itacaiúnas (Grupos Igarapé Salobo, Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia etc.). Posteriormente Araújo et al. (1988), Araújo & Maia (1991) e Araújo et al. (1994) reuniram parte dessas unidades no Grupo Grão Pará, e as demais denominaram de Grupos Salobo, Buritirama, entre outras, todas vinculadas a sistemas transcorrentes. A essas seqüências estão associados os depósitos minerais mais importantes da Província Mineral de Carajás: Fe, Cu, Au, Mn etc. A seguir será apresentada uma breve síntese sobre a geologia dos depósitos estudados.

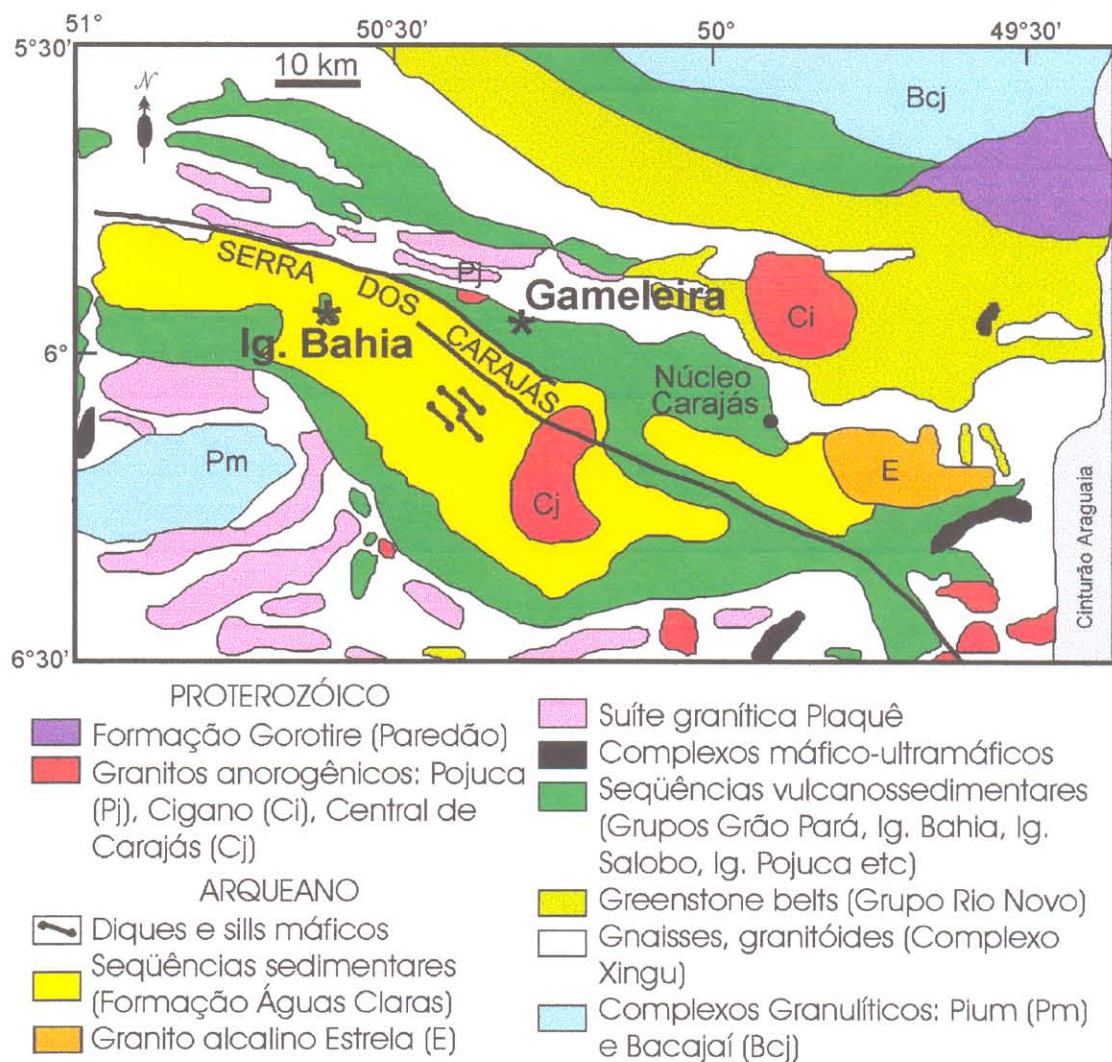


Figura 1 – Mapa geológico da Província Mineral de Carajás (setor norte) mostrando a localização dos alvos de estudo, modificado a partir de Costa et al. (1995) e Faraco et al. (1996).

1.3.1 – Depósito Igarapé Bahia

O depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia está localizado na PMC (Figura 2) no contexto do grupo homônimo. Na área do depósito, o Grupo Igarapé Bahia ocorre como uma pequena janela, aberta por vias tectônica e erosional, nas rochas metassedimentares da Formação Águas Claras, a qual recobre toda área (Almada & Villas 1999). Esse grupo é composto por rochas metavulcânicas máficas (RMV), metapiroclásticas (RMP) e metassedimentares (RMS), bem como por formações ferríferas bandadas e brechas alteradas hidrotermalmente (ZBH), cortadas por rochas intrusivas máficas (RIM). Os principais tipos de alteração hidrotermal são a cloritização (abundante), carbonatação, sulfetação e magnetitização, compatíveis com as associações minerais da fácies xisto-verde. A lavra do depósito é feita a céu aberto “open pit” sendo explotado somente o minério supergênico pela Companhia Vale de Rio Doce (CVRD). O minério foi concentrado a valores econômicos por processos supergênicos que deram origem a uma crosta laterítico-gossânica com espessura média de 100 m. A mineralização primária de sulfetos é dominada por calcopirita e apresenta teores de Cu em geral acima de 1%. O minério está hospedado principalmente na ZBH disposta no contato entre as RMV e as RMS/RMP (e.g. Almada & Villas 1999, Villas et al. 2001). Os principais minerais do minério na ZBH, RMV e RMP são calcopirita, pirita, bornita e covelita. Clorita, calcita, siderita e magnetita, bem como quantidades subordinadas de turmalina, molibdenita, fluorita, destacam-se na ganga. Cinco corpos de minério compõem o depósito Igarapé Bahia, sendo conhecidos como Acampamento Sul (CAS), Acampamento Norte (CAN), Furo Trinta (CF30), Central e Alemão. Esse último está localizado a NW do CAN sob cerca de 250 m de rochas da Formação Águas Claras e é constituído, em grande parte, por sulfetos maciços de Cu-Fe + Au (Barreira et al. 1999). A Figura 3 apresenta uma visão panorâmica da mina CAS do Igarapé Bahia atualmente em fase final de lavra.

1.3.2 – Depósito Gameleira

O depósito de Cu-Au Gameleira corresponde à extensão leste do depósito de Cu-Zn do Pojuca, localizados na Província Mineral de Carajás (Figura 2). Ambos encontram-se hospedados nas rochas do Grupo Igarapé Pojuca, pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988), unidade considerada como a base da seqüência vulcanossedimentar da Serra dos Carajás, o qual compreende uma faixa deformada, de direção WNW.

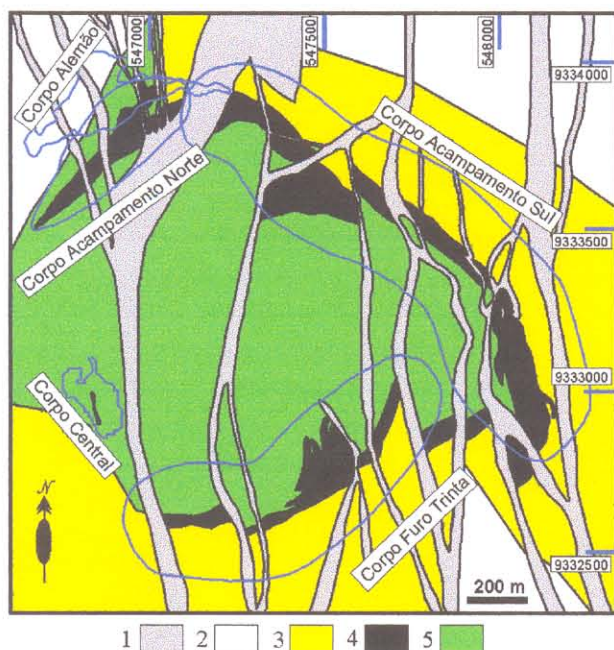


Figura 2 - Mapa geológico simplificado mostrando os principais tipos litoestratigráficos e corpos de minério do depósito Igarapé Bahia (modificado de Soares et al. 1999). 1. Rochas intrusivas máficas, 2. Formação Águas Claras, 3. Rochas meta-sedimentares e metapiroclásticas, 4. Brechas, 5. Rochas metavulcânicas máficas.



Figura 3 – Visão panorâmica do corpo Acampamento Sul do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. (Foto: M. Antonio Galarza 03/1998).

As rochas do Grupo Igarapé Pojuca (Figura 4) são representadas na área Gameleira principalmente por rochas metavulcânicas máficas, biotita xistos, anfibolitos, formações ferríferas (ou hidrotermalitos, Lindenmayer et al. 2001a) e cortadas por diques máficos (gabróicos a dioríticos). Em profundidade são intrudidas por apófises quartzo-feldspáticas, provavelmente associadas a um magmatismo félsico proterozóico. Apresenta mineralização paleoproterozóica epigenética, venular,

estratabound e subordinadamente disseminada, hospedada numa seqüência metavulcânica andesítica e sub-vulcânica gabróica, neoarqueana, localizada numa zona de cisalhamento (Lindenmayer et al. 2001b). A paragénese mineral mais característica nos veios hospedados nas rochas metavulcânicas do depósito Gameleira são compostos principalmente de calcopirita, bornita, quartzo, turmalina e fluorita, assim como de pirita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita e rara cubanita. Os principais tipos de alteração hidrotermal são a biotitização (abundante), sulfetação, silicificação, cloritização e turmalinização. Essas rochas estão metamorfizadas regionalmente na fácies xisto-verde a anfibolito, com metamorfismo termal localizado e um acentuado hidrotermalismo, afetando indistintamente todas as rochas (Docegeo 1998). Localizados ao NNW da área do depósito Gameleira, afloram o Granito Pojuca (1,87 Ga; Machado et al. 1991) e Granito Deformado Itacaiúnas (2,56 Ga; Souza et al. 1996) e, a sul, recoberta por metassedimentos da Formação Águas Claras. Recentemente, Lindenmayer et al. (2001b) assinalaram a existência de duas intrusões graníticas não aflorantes no depósito Gameleira. Uma delas de composição sienítica (não datada), relacionada com os granitóides paleoproterozóicos, e outra representada por um álcali-feldspato-leucogranito (1,58 Ga) (Lindenmayer et al. 2001b).

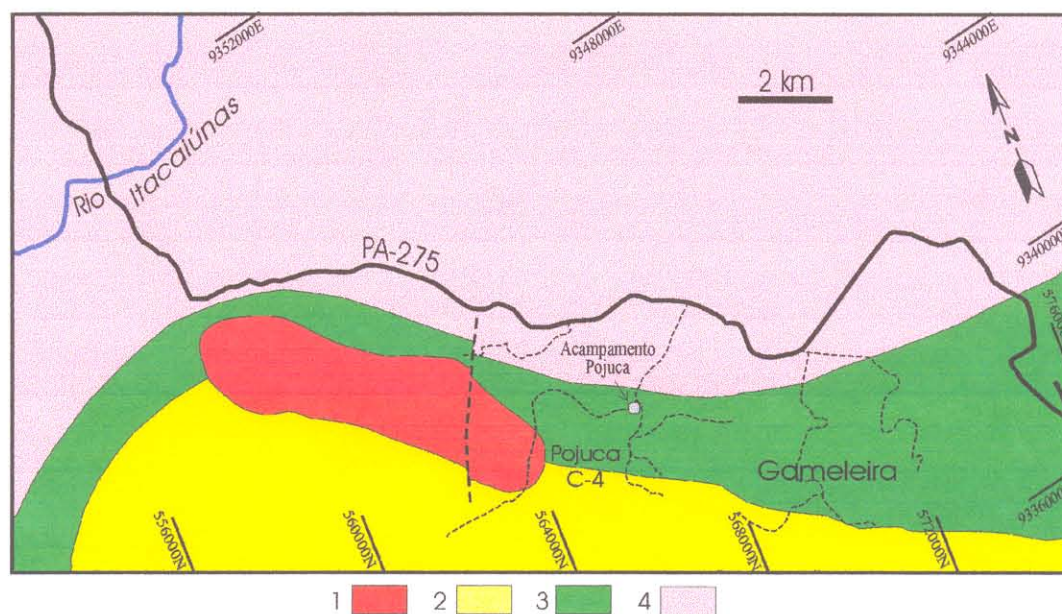


Figura 4 - Mapa geológico simplificado do depósito de Cu-Au do Gameleira, mostrando as principais unidades litoestratigráficas (modificado de Macambira et al. 1990). 1. Granito Pojuca, 2. Formação Águas Claras, 3. Rochas metavulcânicas máficas, 4. Complexo Xingu (gnaisses + anfibolitos) / Granito Deformado Itacaiúnas.

1.4 – APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

As seqüências supracrustais da Bacia de Carajás compreendem unidades englobadas no Grupo Grão Pará (Araújo & Maia, 1991) ou Supergrupo Itacaíunas (Docegeo 1988). Embora já tenham sido realizados vários trabalhos sobre os depósitos Igarapé Bahia e Gameleira desde sua descoberta, várias questões ainda permanecem em discussão, como por exemplo, os problemas estratigráficos e geoquímicos para classificação das rochas, a gênese e o controle da mineralização primária desses depósitos.

Em relação ao posicionamento estratigráfico ainda tem-se controvérsia sobre as correlações entre essas seqüências, que incluem as metavulcânicas do Grupo Grão Pará, Salobo, Pojuca e Igarapé Bahia (Docegeo 1988). Também têm sido muito discutidas as características geoquímicas e a evolução estrutural dessas seqüências (Ferreira Filho & Danni 1985, Gibbs et al. 1986, Ribeiro & Villas 1990, Meirelles & Dardenne 1991, Araújo & Maia 1991, Lindenmayer & Fyfe 1992, Rivalenti et al. 1992, Sachs 1993, Sachs et al. 1993, Oliveira et al. 1994, dentre outros).

Não há consenso quanto ao ambiente tectônico de formação e evolução da bacia, existindo aqueles que acreditam que ela evoluiu a partir de um rifte continental (Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Docegeo 1988, Lindenmayer 1990, Lindenmayer & Fyfe 1991, Lindenmayer et al. 1995), baseados em que os basaltos e riolitos da Serra dos Carajás pertenceriam a uma associação de natureza bimodal.

Por outro lado, Dardenne et al. (1988) e Meireles & Dardenne (1991) interpretaram o vulcanismo basáltico a basáltico andesítico do Grupo Grão Pará como tendo afinidades shoshoníticas, devido ao seu alto conteúdo em K_2O . Ele seria formado em um arco magmático vinculado a um complexo de subducção arqueano, comparando sua evolução com um arco insular tipo mar do Japão, sendo o grupo Grão Pará, uma bacia marginal arqueana. Meireles & Dardenne (1991) consideraram que os magmas teriam ascendido até a superfície através de um sistema de riftes, formado em ambiente de crosta continental e ligado a uma orogênese vizinha.

Teixeira (1994) e Teixeira & Egglar (1994), baseados em análises químicas de elementos maiores e traços de basaltos e quartzos dioritos das rochas do Grupo Grão Pará aflorantes no depósito de ferro N4, confirmaram a segunda hipótese. Esta hipótese diverge da primeira (acima) e gera controvérsia com relação ao ambiente tectônico no qual foi gerado o magmatismo máfico em discussão.

As primeiras proposições de gênese para o depósito Igarapé Bahia, sugerem uma origem vulcano-exalativa singenética, baseados nas mineralizações sulfetadas associadas a uma seqüência vulcanossedimentar de natureza subaquosa com contribuição significativa de rochas vulcânicas félsicas do tipo explosivo, nos níveis mineralizados controlados por vênulas ou zonas de alteração hidrotermal intensa (cloritização) e na presença de alguns níveis de exalitos intercalados na seqüência vulcanossedimentar (Ferreira Filho 1985). Sachs (1993) propõe um modelo com superposição de eventos envolvendo um minério estratiforme (singenético) hidrotermalizado pelos granitos paleoproterozóicos da região, enquanto que Ribeiro (1989) argumenta que as soluções hidrotermais que afetaram o depósito Igarapé Bahia estariam relacionadas a corpos intrusivos anorogênicos (tipo Granito Central). Althoff et al. (1994) propõem um modelo metalogenético admitindo ter sido a seqüência Bahia depositada em um ambiente submarino, dentro de uma bacia que se instalou no Arqueano Superior, sobre uma crosta continental mais antiga (Complexo Xingu).

Huhn (1996) e Huhn & Nascimento (1997), baseados na associação Au-Cu-U descrita nos depósitos de Igarapé Bahia e Salobo, na presença de veios e vênulas constituídos principalmente por magnetita-calcopirita de diversos depósitos da região de Carajás e na existência de zonas mineralizadas com óxidos de ferro, sugerem que esses depósitos se inserem na classe de depósitos de óxidos de Fe (Cu-Au-U-ETR) epigenéticos proposta por Hitzman et al. (1992). Esses depósitos são caracterizados por fluidos de elevada temperatura ($> 300^{\circ}\text{C}$), altamente salinos, com baixo conteúdo de enxofre e transportados por soluções contendo principalmente AuCl_2 (Huston & Large 1989) e maioria desses depósitos estão associados com magnetita ou hematita (Davidson & Large 1994). Tallarico et al. (1998) e Tazava (1999), baseados em semelhanças geoquímicas e mineralógicas do depósito Igarapé Bahia com os depósitos da classe óxidos de ferro (Cu-Au-U-ETR) e em dados isotópicos de carbono e oxigênio (Oliveira et al. 1998, Tazava 1999), sugerem para o depósito um modelo genético semelhante ao proposto para o depósito Olympic Dam, discutido no item 1.7.2.

Por sua vez, Almada (1998) e Almada & Villas (1999) propuseram um modelo vulcanogênico tipo Besshi para o depósito Igarapé Bahia baseados no ambiente tectônico de rifte epicratônico, na dominância de vulcanismo basáltico toleítico e na abundância de rochas terrígenas nas seqüências vulcanossedimentares hospedeiras (Fox 1984 e Slack 1993). Recentemente, Dreher &

Xavier (2001) sugerem que as brechas do depósito Igarapé Bahia têm sua origem associada a uma antiga falha de crescimento, provavelmente situada próximo ao depósito. Esses autores, consideram às brechas alteradas hidrotermalmente, como um depósito de fluxo de detritos ou *debris-flow*, como admitido por Almada & Villas (1999).

Várias interpretações têm sido propostas para o depósito Pojuca e/ou Gamaleira. Hutchinson (1979) relacionou-o a depósitos do tipo VMS. Saueressig (1988) defende uma origem vulcano-exalativa. Winter (1994) sugere para o depósito Pojuca, uma origem epigenética, posterior ao evento metamórfico arqueano regional e associada ao metassomatismo ligado ao Granito Deformado Itacaiúnas (2,56 Ga; Souza et al. 1996). Recentemente, Lindenmayer et al. (2000, 2001b) sugeriram para o depósito Gameleira uma origem epigenética correspondendo a um depósito mineral da classe óxido de Fe-(Cu-Au-U-ETR) proposta por Hitzman et al. (1992) e, baseados na sua assembléia de minerais de alteração, paragênese sulfetada e a associação de metais como Fe-Cu-Au Mo-Co-U-F-ETR, o assemelham aos depósitos do distrito de Cloncurry (Austrália), tal como Ernest Henry, Monakoff, Mount Kalbadon e com o depósito de Mo de Allebuoda (Suécia).

Outros aspectos que necessitam mais investigações, incluem a possível influência dos granitos paleoproterozóicos e arqueanos nos processos hidrotermais e na gênese das mineralizações, bem como os efeitos causados pelas transformações hidrotermais na assinatura geoquímica e isotópica primárias das rochas máficas.

Outro ponto em aberto concerne a origem, a idade e os eventuais agentes e tempos de remobilização das mineralizações de Cu e Au da região. Mougeot et al. (1996a) estudaram os isótopos de Pb de alguns desses depósitos e concluíram que a origem da mineralização na Serra dos Carajás, está relacionada a uma evolução em multiestágios, com remobilizações ocorrendo há cerca de 2,8 Ga, 1,88 Ga, 0,6 Ga. As mineralizações, caracterizadamente arqueanas, teriam sido retrabalhadas pela intensa atividade magmática paleoproterozóica entre 2,06-1,88 Ga, enquanto que o evento de mineralização arqueano (2,7-2,8 Ga), impresso em todas as zonas mineralizadas, indica que grande parte das zonas ricas em Fe-Cu-Au-U-ETR, foi gerada durante os estágios iniciais de formação da Bacia Carajás (Huhn & Nascimento 1997). Evidências de remobilização estão presentes em todas as zonas mineralizadas e parecem que não estão somente relacionadas com as intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,88 Ga), mas também podem estar associadas

com os granitóides arqueanos. Quanto aos eventos de 2,8 Ga e 0,6 Ga, Mougeot et al. (1996a) não apresentam interpretações conclusivas sobre as possíveis causas dessas remobilizações que ocorrem nos principais depósitos de Cu-Au da região da Serra dos Carajás.

A determinação da origem e idade das rochas encaixantes e mineralizações, bem como da crosta onde se encontram os depósitos Igarapé Bahia e Gameleira se torna fundamental para a compreensão desses depósitos.

1.5 – OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal contribuir para a compreensão dos processos de formação e evolução das rochas encaixantes e mineralizações de Cu-Au da Província Mineral Carajás (região norte), bem como de sua crosta continental, como um todo. Dessa forma, as áreas selecionadas para este estudo –depósitos Igarapé Bahia e Gameleira– se mostram adequadas para essa investigação pois, além de estarem relativamente bem conhecidas, apresentam um contexto geológico que envolve problemas fundamentais para essa discussão.

Ademais, esses depósitos apresentam similaridades e diferenças que permitam estabelecer discussões comparativas para melhor entendê-los. Por exemplo, nas proximidades do depósito Gameleira foi detectado a presença de granitos arqueano e paleoproterozóicos, enquanto que no depósito Igarapé Bahia, nenhuma intrusão granítica foi descrita até hoje. Nos depósitos Igarapé Bahia e Gameleira, as mineralizações estão associadas às rochas metavulcânicas máficas. Rochas intrusivas máficas (gabróicos a dioríticos) ocorrem nos dois depósitos mas, no depósito Igarapé Bahia, parecem ser posteriores às mineralizações.

Tendo em vista os problemas geológicos relacionados as rochas encaixantes e mineralizações dos depósitos selecionados, são objetivos deste trabalho:

- Estudar os sulfetos associados ao ouro dos depósitos selecionados da Serra dos Carajás, através dos isótopos de Pb buscando definir-se sua idade, origem e evolução.
- Averiguar e quantificar a importância da influencia das intrusões arqueanas e paleoproterozóicas na formação e remobilização das mineralizações, bem como dos eventos tectonoestratigráficos que afetaram esses depósitos.
- Estudar igualmente as rochas encaixantes e diques (gabróicos a dioríticos) que cortam essas seqüências portadoras das mineralizações. Para isso será analisado um número significativo de

amostras de sulfeto e rocha, previamente caracterizados petrológica, geoquímica e mineralogicamente, utilizando-se as metodologias como Pb-Pb por evaporação em zircão, Pb-Pb e U-Pb em rocha total e minerais.

- Determinar as idades das rochas encaixantes e diques (gabróicos a dioríticos) pelo método Sm-Nd e obter idades modelo T_{DM} procurando definir as fontes dos magmas geradores dessas rochas e propor modelos de evolução tectônica manto-crosta para a região de Carajás.
- Comparar esse bloco de crosta continental arqueana com aquele observado na região dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria.
- Estudar os isótopos de enxofre, carbono e oxigênio do depósito Igarapé Bahia procurando discutir a origem do fluido hidrotermal e embasar discussões sobre o mecanismo de deposição do minério. Esse estudo foi feito em colaboração com o Prof. Dr. Netuno Villas (CG/UFPA).

De modo geral, este estudo será uma continuidade daquele desenvolvido preliminarmente por Souza (1996) e Mougeot et al. (1996a), aumentando o número de análises e testando, em outras áreas, as hipóteses levantadas.

1.6 – METODOLOGIA

A fim de alcançar os objetivos enunciados foram utilizados diversos métodos e técnicas de investigação inerentes ao tema e assuntos abordados. Os trabalhos de campo e as análises químicas de rochas e minerais foram financiados com recursos do projeto PADCT/ADIMB (*Geocronologia e Características isotópicas de C, O e S de províncias auríferas arqueanas brasileiras*, convênio N° 88.98.0426-00).

1.6.1 – Pesquisa bibliográfica

Foram compilados os dados existentes sobre a geologia regional da área em estudo. Além disso foram analisados artigos, tese e livros sobre temas relacionados à geologia arqueana com ênfase em petrologia, geoquímica, evolução tectono-estrutural, geocronologia e geoquímica isotópica da Província Mineral de Carajás e de outras áreas com contexto e problemática similares. Foi dada maior atenção à geocronologia e geoquímica isotópica de rochas e mineralizações arqueanas.

1.6.2 – Trabalhos de campo

Foram realizadas 4 saídas de campo durante os três primeiros anos do programa de tese, onde foram verificadas as relações espaciais entre as várias unidades litoestratigráficas encontradas, bem como identificadas e descritas as estruturas nelas presentes. Nessas etapas foi feita uma coleta sistemática de amostras para análises petrográficas, minerográficas, geoquímicas e geocronológicas.

1.6.3 – Petrografia / Minerografia

Foram realizadas descrições macroscópicas em furos de sondagem de amostras coletadas para posterior seleção e confecção de lâminas delgadas e polidas para estudo microscópico. Foram confeccionadas 61 lâminas delgadas e 58 lâminas polidas para definir e/ou caracterizar as relações petrogenéticas e metalogenéticas existentes entre as rochas encaixantes e as mineralizações.

1.6.4 – Geoquímica das rochas

Nesta etapa, foram realizadas análises químicas em rocha total em 25 amostras das unidades estudadas. Vale ressaltar que todas as amostras a serem analisadas foram submetidas a todas as etapas de preparação para análises químicas, ou seja: trituração, pulverização, homogeneização e quarteamento, visando obter uma representatividade adequada do material. As análises de elementos maiores, menores e traços foi realizada nos laboratórios da Companhia BONDAR CLEGG BRAZIL. Os teores de elementos maiores foram determinados por fluorescência de raios-X (XRF), enquanto a perda ao fogo (P.F.) foi por métodos gravimétricos e Ba, Sr, Y, Nb, Zr e Rb por fluorescência de raios-X. Ag, Cu, Pb, Zn, Cr, Mo, Ni, Co, V, Sn e W foram determinados por espectrometria óptica de plasma com acoplamento indutivo (ICP), enquanto que o F foi por espectrometria de ions electroespalhados. Os teores de As e Sb foi utilizada absorção atômica com sistema de hidretos. Já o Au, Ce, Cs, Eu, La, Lu, Nd, Sc, Sm, Tb, Th, U, Yb, Hf, Ta foram analisadas por ativação nuclear atômica-INAA. Na maioria das amostras não foram analisados certos ETR por razões contrária a nossa vontade.

Os resultados obtidos, aliado aos estudos petrográficos, permitiu discriminar e classificar com segurança as diversas rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e intrusivas máficas (diques), bem como compará-los com outras rochas de características similares. Para tanto, foram utilizados diagramas de elementos binários, contrapondo elementos ou razões de elementos incompatíveis,

como os diagramas de Irvine & Baragar (1971), Pearce & Cann (1973), Winchester & Floyd (1977), Debon & Le Fort (1983) e Meschede (1986). Foram confeccionados também, diagramas multielementos e de terras raras para definir a assinatura geoquímica. O tratamento dos dados foi feito com o auxílio do software Newpet e Minpet.

1.6.5 – Química Mineral

Foram realizadas análises em uma microsonda eletrônica Cameca SX-50, de forma quantitativa (WDS) e/ou semiquantitativa (EDS) do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UNB), nos principais minerais de minério associados às rochas encaixantes e mineralizações. O objetivo dessas análises foi caracterizar com maior precisão as fases minerais presentes e verificar a existência de urânio nos sulfetos e clorita. Os minerais selecionados foram calcopirita, carbonato, turmalina, biotita e clorita concentrados principalmente em veios ou disseminados nas brechas, rochas metavulcânicas máficas e metapiroclásticas do depósito Igarapé Bahia, e biotita, turmalina, calcopirita, pirita, feldspato e carbonato concentrados em veios ou disseminados nas rochas metavulcânicas máficas e apófises quartzo-feldspáticas do depósito Gameleira. O tratamento de dados visando o cálculo para determinação das fórmulas estruturais, classificação e nomenclatura foi feito com o auxílio do software Minpet, Newpet, planilhas Excel e, adicionalmente, artigos direcionados ao tema (p. ex. Hey 1954, Guidotti 1984, Deer et al. 1992).

1.6.6 – Geocronologia e geoquímica isotópica

As análises geocronológicas foram desenvolvidas principalmente no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Algumas análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), com o apoio dos Profs. Dr. Colombo C. Tassinari e Dra. Marly Babinsky (metodologia Pb-Pb em lixiviados de calcopirita). Rocha metavulcânica máfica, metapiroclástica e intrusiva máfica (diques) e calcopirita foram datadas pelo método Pb-Pb evaporação em monocristais de zircão, rocha total e minerais (dissolução total e lixiviados). O método de diluição isotópica foi aplicado em calcopirita para calcular as concentrações de U e Pb, composições iniciais de Pb e verificar perdas ou ganhos de U e/ou Pb. As análises geocronológicas

Sm-Nd em rocha total foram feitas principalmente em rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e intrusivas máficas de idade já conhecida.

As análises isotópicas de enxofre (em calcopirita e pirita) foram efetuadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Calgary, Canadá pelo Prof. Dr. Sundaran S.S. Iyer, e os de carbono e oxigênio (em siderita) foram realizados no Laboratório de Isótopos Estáveis (NEGLABISE) da Universidade Federal do Pernambuco pelo Prof. Dr. A.N. Sial.

As descrições das técnicas analíticas empregadas são apresentadas em cada um dos capítulos em que foram incluídas. As especificações e vantagens dos métodos isotópicos aplicados em rotina no Pará-Iso são:

- ✓ O método Pb-Pb em rocha total e minerais é utilizado para obter informações sobre as composições isotópicas iniciais, permitindo investigar os respectivos reservatórios ou ambientes tectônicos em que foram gerados, de acordo com vários modelos que expressam a evolução do Pb em diferentes ambientes geológicos da Terra, e tentar obter a idade de formação das rochas encaixantes e mineralizações.
- ✓ O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) permite determinar idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões em um curto espaço de tempo e sem tratamento químico prévio, o que consiste numa grande vantagem do mesmo. A metodologia foi desenvolvida por Kober (1987), sendo sua adaptação para o Pará-Iso discutida por Macambira et al. (1994), Moura et al. (1996) e Gaudette et al. (1998).
- ✓ O método U-Pb é aplicado em minerais acessórios (zircão, monazita, titanita, fluorita), podendo indicar idades de mais de um evento (cristalização e metamorfismo), a partir do diagrama concórdia.
- ✓ O método Sm-Nd, aplicado tanto em rocha total como em minerais, fornece idades de cristalização de rochas ígneas e recristalização da paragênese mineral das metamórficas (idade isocrônica). A idade-modelo T_{DM} em rocha total fornece informações sobre a idade de diferenciação do manto do protólito crustal. O parâmetro ϵ_{Nd} consiste basicamente na comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual ou da época de sua formação da amostra estudada, com a do reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR), que seria representativo da Terra Global.

1.7 – DEPÓSITOS DE Cu-Au ASSOCIADOS A CLASSE Fe-ÓXIDOS

1.7.1 – Introdução

Uma síntese de alguns dos depósitos de Cu-Au associados a classe Fe-óxidos é aqui apresentada. Para facilitar a leitura serão apresentadas, de forma breve, as principais características desses depósitos baseadas em comparações e analogias encontradas na literatura sobre os depósitos em estudo. Foram incluídos, o depósito de Olympic Dam (Austrália) em função das analogias feitas com os depósitos Cu-Au de Carajás (Huhn & Nascimento 1997 e, em especial com o depósito Igarapé Bahia, Tallarico et al. 1998, Oliveira et al. 1998 e Tazava 1999); os depósitos tipo Besshi, em função da comparação feita com o depósito Igarapé Bahia (Almada & Villas 1999); os depósitos do Distrito de Cloncurry (Austrália), em função das semelhanças com os depósitos tipo Olympic Dam (p. ex. Davidson & Large 1994) e comparações feitas com os depósitos Igarapé Bahia e Gameleira (Villas & Santos 2001; Lindenmayer et al. 2001b). Finalmente, os depósitos tipo Kiruna, em decorrência do modelo conceitual proposto por Hitzman et al. (1992).

1.7.2 – Depósito de Cu-U-(Au-Ag) de Olympic Dam (Austrália)

O depósito de Cu-U-(Au-Ag) está hospedado num complexo de brecha hematítica epicrustal associado a centros vulcânicos e crateras tipo maar. Esse depósito situa-se na porção NE do Cráton de Gawler, estando alojado em rochas mesoproterozóicas. Essas incluem uma variedade de rochas graníticas (granito, diorito, granodiorito, monzonito, sienogranito e localmente termos mais máficos), cristalizados em 1,60-1,58 Ga (U-Pb em zircão), denominadas de Suíte Hiltaba (Flint 1993). Suas rochas vulcânicas, denominadas de Gawler Range Volcanics (~1,59 Ga, U-Pb em zircão) compreendem dacito, riolito, riodacito e andesito e basalto subordinados (Blissett et al. 1993). Wyborn (1988), Reeve et al. (1990) e Parker (1990) assumem que o evento plutono-vulcânico esteja relacionado a processo de rifteamento intracratônico incipiente, enquanto que Myers & Barley (1992) o relacionam a orogênese colisional. Essas unidades são recobertas discordantemente por rochas não deformadas neoproterozóicas (conglomerado, folhelho e quartzito do Grupo Wilpena) e, finalmente, por calcários de idade cambriana (Parker 1990).

A mineralização de Cu-U-Au associa-se ao Olympic Dam Breccia Complex (ODBC) (Robert & Hudson 1983; Reeve et al. 1990; Cross et al. 1993). As brechas hidrotermais estão hospedadas no

Granito Roxby Downs (1588 ± 4 Ma, U-Pb em zircão, Creaser & Cooper 1993), petrograficamente classificado como sienogranito pobre em quartzo, com magnetita, titanita, fluorita e uranofana como acessórios (Flint 1993). Geoquimicamente classificado como tipo A (Collins et al. 1982), dado aos elevados teores de K, ETR, Zr, Y, U, Th e F (Flint 1993). Rochas vulcânicas, subvulcânicas e epiclásticas foram reportadas na porção central do ODBC (Cross et al. 1993). As rochas subvulcânicas félsicas a ultramáficas se manifestam na forma de diques ou corpos difusos e fragmentais (hialoclastitos, tufisitos). Em direção ao topo gradam para rochas vulcanoclásticas (tufos laminados, lapilli tufos, conglomerados e brechas hidrotermais retrabalhadas). Assume-se que essas rochas se acumularam em cratera tipo maar, decorrente de explosão freatomagmática. O ODBC é grosseiramente zonado, mostra configuração aproximadamente circular e se estende em profundidade na forma *pipe* de brecha subvertical. Seu núcleo compreende brechas quartzo-hematíticas estéreis, subordinados diques e material piroclástico. Essa zona é envelopada por brechas hematíticas misturadas a brechas graníticas de ocorrência restrita (Reeve et al. 1990, Cross et al. 1993)

A datação da mineralização pelo método Sm-Nd indicou uma idade de 1572 ± 99 Ma em diferentes rochas mineralizadas (Johnson & McCulloch 1995). Creaser & Cooper (1993) assumiram a idade do Granito Roxby Downs (1588 ± 4 Ma) como a idade mínima para a mineralização. Apenas uma fração das brechas hematíticas é econômica, porém todo o ODBC registra teores não econômicos de Cu, U_3O_8 , Au e Ag. Os principais tipos de mineralização são: 1) Mineralização com alto teor de Au (5 a 8 g/t) hospedada em brechas graníticas e heterolíticas. 2) Mineralização dominante com Cu (1-5 g/t), U_3O_8 (0,2 g/t), Au (0,3-1 g/t) e Ag (1 g/t). Os minerais de cobre ocorrem geralmente disseminados e raramente maciços, compostos principalmente por calcopirita, bornita e calcocita, além de subordinada roxbyita, digenita, covelita, cobre nativo e carrollita. Uraninita representa o principal mineral de urânio. O Au ocorre como finas partículas associadas aos sulfetos. Na ganga ocorrem principalmente pirita, sericita, hematita \pm magnetita, clorita, quartzo, siderita, barita, bastnäsita, florencita, fluorita, monazita, turmalina (Reeve et al. 1990; Cross et al. 1993). São reconhecidos cinco tipos principais de alteração hidrotermal: sericitização, Fe-metassomatismo, cloritização, silicificação e carbonatação (siderita) (Reeve et al. 1990).

Modelo Genético: As características do ODBC mostram relações complexas de falhamento, venulação, e fraturamento hidráulico, consistentes com um processo multi-estágio e recorrente de

sismicidade, magmatismo e alteração hidrotermal. Assume-se que a brechação tenha se processado em condições epizonais, num ambiente eruptivo controlado por processos freato-magmáticos responsáveis pelo desenvolvimento de cratera tipo maar onde se acumulou material piroclástico e epiclásticos em associação a erupções hidrotermais (Cross et al. 1993). A mistura de fluidos de alta temperatura, redutores e ricos em Fe, com águas meteóricas de baixa temperatura e oxidantes, é aceito como o principal condicionante da deposição focalizada dos metais (Oreskes & Einaudi 1992, Cross et al. 1993, Haynes et al. 1995). A correlação espacial e superposição de idades entre o ODBC (Johnson & MacCulloch 1995), Gawler Range Volcanics (Blissett et al. 1993) e a Suíte Hiltaba (Flint 1993), sugerem íntima associação da mineralização com esse sistema plutono-vulcânico (Reeve et al. 1990; Cross et al. 1993). Porém, Johnson & MacCulloch (1995) baseados nas assinaturas isotópicas das brechas hematíticas ($\epsilon_{Nd} \sim -2,5$) com respeito ao Granito Roxby Downs e brechas magnetíticas precoces ($\epsilon_{Nd} \sim 5$), sugerem a participação de magmas máfico-ultramáficos (e.g. diques e vulcanoclásticas observados no ODBC) na metalogênese. Segundo Oreskes & Einaudi (1990), as elevadas concentrações de ETR são atribuídas a transporte e deposição por complexos fluoretados no sistema hidrotermal. Finalmente, a sobreposição de processos supergênicos foi importante, porém não determinante, na formação dos corpos de minério (Reeve et al. 1990, Cross et al. 1993).

1.7.3 – Depósitos de Cu-Zn-(Au-Ag) tipo Besshi

Os depósitos tipo Besshi, segundo Fox (1984), são depósitos de sulfeto vulcanogênico estratiforme de Cu-Zn (Ag-Au \pm Co) de forma tabular e usualmente associados com rochas vulcânicas máficas de geoquímica oceânica ou de intraplaca, porém podem ser achados localmente associados com vulcânicas ultramáficas ou intrusões máficas subvulcânicas.

Os depósitos tipo Besshi podem estar associados a diferentes ambientes tectônicos, como riftes intracontinentais, riftes de margem continental, cadeias meso-oceânicas próximas a continentes, e bacias de back-arc. Os fatores críticos parecem ser: a) o ambiente distensivo, responsável pela associação de magmas basálticos (essenciais na geração de calor e de parte dos metais e fluidos), e b) a proximidades de massas terrestres subaéreas como fonte dos sedimentos terrígenos (Breitkopf & Maiden 1988, Slack 1993). Todos os depósitos tipo Besshi são hospedados por rochas sedimentares clásticas com intercalações de basaltos, depositadas em

ambiente marinho. Há ausência de rochas carbonáticas e vulcânicas félsicas. As rochas sedimentares (e seus equivalentes metamórficos) mais comuns são siltito (xisto pelítico) e wake (metawake). Sedimentos químicos como chert, formação ferrífera bandada podem estar associados. Os basaltos (anfíbolitos) são predominantemente toleííticos. A proporção de rochas sedimentares clásticas é variável, porém a seqüência hospedeira deve conter no mínimo 30% (em volume) de sedimentos para caracterizar a mineralização como do tipo Besshi. O volume de basaltos é menor que 10%. Em alguns depósitos (p. ex. Ducktown, Rouez, Kanmantoo) a ocorrência de basaltos é rara (Slack 1993). São corpos estratiformes de sulfeto maciços ou bandados. Veios discordantes de quartzo + carbonato + clorita \pm sulfetos são comuns. Episódios posteriores de metamorfismo e deformação podem modificar fortemente a morfologia dos corpos de minério.

Os depósitos tipo Besshi ocorrem desde o Paleoproterozóico até o Terciário. A maioria dos depósitos conhecidos são neoproterozóicos e mesozóicos (Sato & Sasaki 1980, Slack 1993). Não se conhece exemplos arqueanos. A mineralização consiste principalmente de pirita e/ou pirrotita com associação subordinada de calcopirita e esfalerita, e rara galena e arsenopirita. Ocorrem também traços de cubanita, molibdenita, bornita, tetrahidrita, tennantita, stibinita, pentlandita, stannita, bismuto nativo, bournonita, bismuthinita, carrolita, macknawita, lollingita, electrum e ouro. Disseminações de magnetita são observadas em alguns depósitos (Fox 1984, Breitkopf & Maiden 1988, Smith et al. 1990, Slack 1993). A maioria dos depósitos tipo Besshi tem elevados teores de Co (até 0,4%), Cu (1-3%), Zn (0,1-5,9%), Pb (<0,1%), Ni (<50ppm). Os minerais de ganga são quartzo, muscovita, calcita, plagioclásio e tremolita-actinolita. Barita e anidrita são raras. Os principais tipos de rocha alterada incluem albitito, turmalinito, cloritito, mica xisto e mármore. Uma origem sedimentar exalativa é aceita para essas rochas.

Modelo Genético: Existe consenso quanto à derivação a partir de processos hidrotermais submarinos prévios ao metamorfismo e deformação sobrepostos. A formação de lentes de sulfeto concordantes com o acamamento das rochas encaixantes indica precipitação direta dos sulfetos (minerais de ganga) a partir de fumarolas “*black smoker*” ou “*brine pools*”. O modelo de precipitação a partir de fumarolas é problemático, pois nessas os fluidos portadores de metais, de alta temperatura e salinidade, tendem a se dissipar prontamente na água do mar. Adicionalmente, não se conhece exemplos modernos de lentes de sulfeto maciço adjacentes a fumarolas. O modelo

de “*brine pools*” é mais aceito por ser compatível com a precipitação em grande área de sulfetos maciços, compatível com o caráter lenticular e estrato-confinado (Slack 1993).

1.7.4 – Depósitos de Cu-Au de Starra (Distrito Cloncurry, Austrália)

O depósito de Starra estrato-confinado de Cu-Au está associado a corpos de magnetita hospedados em seqüências metassedimentar. A mineralização é epigenética e está relacionada a processos hidrotermal-magmáticos. O depósito de Starra localiza-se no Cinturão Fold Eastern, um cinturão de rochas mesoproterozóicas deformadas e metamorfisadas em fácies xisto-verde alto a anfíbolito durante a orogênese Isam (1,6-1,5 Ga). Inclui metassedimentos e metavulcânicas bimodais, com idade entre 1,79 - 1,67 Ga, que foram acumuladas em bacias distensivas tipo rifte. Nessa área ocorrem duas suítes de rochas graníticas; uma relacionada à abertura do rifte (~1,74 Ga) e a outra pós-tectônica (~1,5 Ga), temporal e espacialmente associada a alterações hidrotermais regionais (Willians 1998). A Formação Staveley hospeda a mineralização e é composta por siltitos fortemente deformados e albitizados, arenitos e rochas calcio-silicáticas, além de quartzo-albita-biotita-magnetita xistos parcialmente cloritizados e lentes de anfíbolito. Associam-se intercalações de corpos hematíticos estéreis e corpos magnetíticos (*ironstone*), que hospedam a mineralização de Cu-Au, incluindo magnetita, quartzo, calcita, pirita, calcopirita e clorita (Davidson 1994; Rotherham 1997). Os corpos magnetíticos são estrato-confinados e se situam no contato entre os xistos e o pacote de arenito, silito e rocha calcio-silicática metamorfisados e alterados. As lentes mineralizadas de *ironstone* (magnetita) estão inseridas numa zona de brechas onde litoclástos deformados de rocha quartzo albítica são soldados por matriz a magnetita. Na base da zona mineralizada ocorre uma faixa de intensa alteração hidrotermal a escapolita, clorita e biotita, além de bolsões de xisto intensamente cloritizados.

A idade da mineralização está relacionada ao posicionamento de granitos pós-tectônicos (~1,54 Ga; Pollard et al. 1998). A mineralização de Au e Cu-sulfetos (calcopirita, bornita e calcocita) estão associados com quartzo, anidrita, barita, calcita, hematita, pirita, clorita e muscovita. Essa associação é posterior à formação das lentes magnetíticas, além da forte hematitização da magnetita. Localmente, concentrações econômicas de Cu e Au ocorrem associados a magnetita-clorita xistos da base (Rotherham 1997; Rotherham et al. 1998). Os minerais de ganga são magnetita ± hematita, quartzo, calcita, pirita, clorita, escapolita, biotita,

pirita, anidrita, albita, barita, actinolita, apatita, titanita e muscovita. Os principais tipos de alteração hidrotermal e seus produtos são: 1) metassomatismo a base de Na-Ca, com quartzo, albita, actinolita, titanita, escapolita; 2) metassomatismo localizado a base de K-Fe com biotita, magnetita (\pm hematita), quartzo e pirita; 3) mineralização precoce a quartzo, anidrita, calcita, hematita, barita e ouro; e 4) mineralização tardia a calcita, bornita, calcocita, pirita, calcopirita, clorita, muscovita, magnetita (Rotherham et al. 1998).

Modelo Genético: O modelo genético atual (Rotherham 1997; Rotherham et al. 1998; Williams 1998; Adshead-Bell 1998) considera a mineralização como resultante da alteração de rochas metassedimentares por fluidos de derivação predominantemente magmática. A alteração hidrotermal e a formação do minério teriam se dado em regime rúptil, contrastante com as fases deformativas dúcteis observadas nas rochas encaixantes (Rotherham et al. 1998; Adshead-Bell 1998). Os dados estruturais, aliados à textura tipicamente transgressiva da mineralização, denotam que o evento foi posterior ao pico metamórfico e à deformação dúctil. A percolação e precipitação focalizada de soluções hidrotermais na região de contato é responsável pelo caráter estratiforme da mineralização e é atribuído à combinação de fatores como: (a) contraste de competência entre as unidades, e (b) reativação de antigas zonas de fraqueza. Williams (1998) reconhece a ocorrência de outros depósitos similares na região (p.ex. Ernest Henry, Monakoff, Osborne, Mount Kalbadon), denominando-os coletivamente de depósitos tipo Cloncurry. Analogias com outros depósitos de Cu-Au associados a Fe-óxido na Austrália temos por exemplo os depósitos Tennant Creek, Olympic Dam e Candelaria no Chile (Rotherham 1997; Rotherham et al. 1998; Williams 1998)

As principais características gerais dos depósitos tipo Cloncurry são: a) eles são posteriores à deformação dúctil e metamorfismo regional associados à orogênese Isan; b) estão temporal e espacialmente associados a intrusões graníticas pós-tectônicas (~1,5 Ga, cujas composições variam de diorito a sienogranito com ocorrência localizada de variedades máficas (piroxênio e anfibólio), enriquecidos em K, P, Sr, Ba e ETR (Pollard et al. 1998); c) são controladas por estruturas desenvolvidas em regime rúptil, com falhas e zonas de brecha (p. ex. depósitos Eloise, Ernest Henry, Starra); d) ocorrem em grande variedades de rochas encaixantes, incluindo metassedimentos (p. ex. depósito Starra), metavulcânicas intermediárias a félsicas (p. ex. depósito Ernest Henry), rochas granitóides e metadiabásios; e) associam-se a fluidos de alta temperatura e

salinidade de derivação magmática (Rotherham et al. 1998), com desenvolvimento de paragêneses ricas em magnetita (\pm hematita).

1.7.5 – Depósitos de Fe-(Apatita) tipo Kiruna

Os depósitos de Fe tipo Kiruna são estratiformes com magnetita, ricos em apatita e associados a seqüências vulcanossedimentares do Paleoproterozóico. O distrito de Kiruna situa-se na porção norte do Escudo Fenoscandiano (Suécia). As mineralizações encontram-se hospedadas em seqüências supracrustais do tipo *greenstone*, depositadas em ambiente de rifte de margem continental (Gaál 1990). A abertura e posterior fechamento da bacia se desenvolveram entre 2,2 e 1,9 Ga (U-Pb em zircão; Skiöld 1986), na orogênese Svecofenniana. Os corpos mineralizados de Kiirunavaara e Loussavaara situam-se no contato entre a seqüência vulcânica inferior, composta por rochas piroclásticas e derrames traquíticos e porfíricos (com inclusões sieníticas), e a seqüência superior, composta de rochas piroclásticas félsicas e sedimentares. Frietsch (1978), baseado em evidências de campo, sugeriu contemporaneidade entre o vulcanismo/magmatismo e a mineralização; essa interpretação é suportada pelas feições texturais dos corpos de magnetita de Kiruna com os depósitos de El Laco (Chile), associados a fácies cratera (Nyström & Henriquez 1994). Dados U-Pb em zircão confirmam as interpretações acima, uma vez que as vulcânicas encaixantes indicaram uma idade de 1,89 Ga e os diques granofíricos que cortam a mineralização 1,88 Ga (Cliff et al. 1990). Perdahl & Frietsch (1993) registraram o caráter alcalino da seqüência vulcânica hospedeira da mineralização relacionando-a a deposição em ambiente de rifte. Os corpos de minério são tabulares, concordantes com o acamamento das rochas encaixantes. Existem clastos de rocha magnetítica inclusos nas rochas sedimentares (topo). Sills e diques alcalinos e máficos cortam os corpos magnetíticos e as rochas encaixantes. Corpos maciços de magnetita predominam, porém termos dominados por hematita e variações bandadas com quartzo também são descritos (Parák 1975).

A idade da mineralização segundo Romer et al. (1994) forneceram uma idade mais precisa em rochas magnetíticas de 1888 ± 6 Ma (U-Pb em titanita). Cliff & Rickard (1992) registraram um evento 400 Ma mais jovem, responsável pela precipitação ou remobilização de pirita e calcopirita (combinação de métodos U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr). O principal mineral da mineralização é a magnetita seguido de hematita, associadas à apatita, actinolita e quartzo. Os minerais de ganga

são quartzo, sericita, barita, titanita, fluorita, carbonatos, apatita, feldspato potássico, albita e actinolita (Parák 1975, Hitzman et al. 1992).

Os principais tipos de alteração hidrotermal são: 1) sódica (albita-magnetita-actinolita-clorita), que se manifesta em níveis mais profundos e geralmente distais em relação à mineralização, associação; 2) potássica, de profundidade intermediária, marcada pela associação feldspato potássico-sericita, à qual se associam as mineralizações; e 3) sericitização e silicificação, predominantes em condições mais rasas.

Modelo Genético: Os modelos genéticos propostos são aqueles segundo Parák (1975, 1985), que defende uma origem sedimentar, Frietsch (1978) e Nyström & Henriquez (1994), que defendem uma origem magmática, e Hitzman et al. (1992), que sugerem uma origem hidrotermal. O primeiro tem sido descartado atualmente. Uma derivação vulcanogênica com base nas evidências texturais análogas às do depósito de Fe de El Laco (Chile) é sugerida por Nyström & Henriquez (1994). Hitzman et al. (1992) defendem um modelo estritamente hidrotermal, excluindo o vulcanogênico. Segundo eles, houve a participação de corpos intrusivos como fonte de metais e de parte dos fluidos que, quando misturados à soluções meteóricas altamente oxidantes, proporcionam a formação dos depósitos.

1.7.6 – Discussão

As principais características dos depósitos de Cu-Au associados a Fe-óxidos foram reunidas na Tabela 1 e comparadas com os depósitos em estudo. Hitzman et al. (1992) foram os primeiros em descrever a classe de depósitos de Cu-Au associados a Fe-óxido, tais como os de Olympic Dam e Kiruna, entre outros muitos descritos na literatura. Esses autores reconheceram a existência de exemplos fanerozóicos, porém somente descrevem mineralizações proterozóicas, destacando a classe de depósitos de Fe-óxidos (Cu-U-Au-ETR) proterozóicos. Os depósitos do tipo Kiruna é uma subdivisão dessa classe de depósito. Segundo Hitzman et al. (1992), os critérios de identificação desses tipos de depósito são: 1) baixo teor de Ti; 2) rochas encaixantes predominantemente paleo a mesoproterozóicas (1,1 a 1,8 Ga); 3) íntima associação com ambientes distensivos (intracontinentais ou margem continental); 4) ocorrem em vários tipos de rochas encaixantes (p. ex. vulcânicas, sedimentares e carbonáticas); 5) minério dominado por magnetita (em profundidade) e/ou hematita (em níveis mais rasos) associadas a minerais de ETR, U, P, Ba, F ou CO₃; 6) ocorrência dos seguintes

Tabela 1 – Comparações dos depósitos Cu-Au de Igarapé Bahia e Gameleira, Carajás, com os depósitos de Cu-Au associados a Fe-óxidos.

Depósitos	Olympic Dam (Austrália) ^f	Besshi (Japão) ^g	Starra (distrito Cloncurry, Austrália) ^f	Kiruna (Suécia) ^f	Igarapé Bahia (Carajás) ^{g,e}	Gameleira (Carajás) ^f
Ambiente tectônico	RI – <i>grabens</i> extensional	RI, RMC, CMO, BBA	RI	RI – greenstone	^b RC – bacia distensiva	^b RC – bacia distensiva
Rochas encaixantes / rochas ígneas associadas	RVM, RVF brechas heterolíticas Granito Roxby Downs	Sedimentos detríticos ± basaltos toleíticos ± BIF ± <i>cherts</i>	Sedimentos detríticos, RVM, RVF, <i>ironstone</i> , brechas, RG	Traquitos, sienitos, RVF, Sedimentos detríticos	RVM, RVF, meta-sedimentares, brechas, BIF, diques dioríticos	RVM, hidrottermalitos, biotita xistos, BIF, sieno e leucogranitos e granitóides (Pojuca, Itacatuas)
Metamorfismo	não tem	Variado	Xisto verde - anfibolito	Xisto verde	Xisto verde baixo	Xisto verde – anfibolito
Idade	Granito Roxby Downs 1,59 Ga, rochas graníticas 1,6 – 1,58 Ga	Paleoproterozóico até terciário	Mesoproterozóico, meta-sedimentos e RVM 1,79-1,67 Ga, RG 1,74 – 1,55 Ga	RVF 1,89 Ga, Diques granofíricos 1,88 Ga	^a RVM 2745 Ma ^a RVF 2747 Ma ^b RIM (diques) 2765 Ma	anfibolitos 2,73 Ga ^b RIM 2,7 Ga; RG: 1,87, 1,53 Ga.
minério	Epigenético ? 1,57 - 1,59 Ga (assumida ao granito)	Singênético	Epigenético ? ~1,54 Ga granito pós-tectónico	Singênético; 1,89 Ga rochas magnetíticas; even-to remobilização ~400 Ma	^a Singênético - brechas 2,77 Ga (Cp), epigenético – diques 2,77 Ga (Cp)	Epigenético hidrottermalito 1,84 Ga, veio mineralizado 1,69 Ga
Tipos de alteração	K, Fe, Clo, Silic, Carb	Alb, Tur, Clo	Na-Ca, K-Fe, Sulf	Na, K, Silic	Clo, Carb, Sulf, Silic, Magt,	^b Bi, Sulf, Tur, Silic, ^f K, Fe Turm,
Modo de ocorrência do minério	Disseminado (matriz das brechas), vênulas	<i>Stratabound</i> (maço e bandedo), stockwork	<i>Stratabound</i>	<i>Stratabound</i> , clastos (brechas e stockwork)	<i>Stratabound</i> , veios, vênulas, disseminado, maço	<i>Stratabound</i> , venular, disseminado
Mineralogia do minério e minerais associados	Bo, Clc, Cp, Pi, Au, Uran, ETR / Ag, Co, Ni, Te, As, Hem (NMag), Sid, Flu	Pi, Po, Cp, ± (Esf, Gn, Aspi, Au, Ele) / Mo, Car, Cob, Bo, Cc	Au, Pi, Cp, ± (Bo, Clc) / Hem (Mag), Ap, Cc	Mag (Hem), ± (Cp, Ap) / Pi, Aspi, Carbonatos, Flu	Cp, Pi ± Bo, Au, Uran, ETR / Co, Mo, P, Bar, Sid, Ank, Cc, Flu	Cp, Bo, Au, Mo, Pi, Cob / Po, Flu, Tur, Uran, ETR
Gênese	Magnético – hidrottermal (epizonal), mistura de fluidos (maar / granítico)	Exalativo submarino	Magnético - hidrottermal (epizonal), pós- metamórfico	Vulcanogênico, cratera maar, Magnético -hidrottermal (epizonal)	Besshi, vulcano-exalativa, tipo Olympic Dam	Vulcanogênica, (Ernest Henry) distrito Cloncurry, Mo de Allebuoda (Suécia)
Depósitos similares	Ducktown (EUA), Rouez (França), Windy Craggy, Sherridan (Canadá), Tverfjell (Norway)	Ernest Henry, Eloise, Osborne, Monakoff, Mount Kabaldon (Austrália)	Malmberget (Suécia), Chador Malu, Chahun e Chah Gaz (Irã)	Igarapé Salobo, Cristalino	Pojuca	

RI- Rife intracratônico; RMC- Rife de margem continental; RC- Rife Continental; CMO- Cadeia Meso-ocênica; BBA- Bacias de *Back-arc*; RVM- Rocha vulcânica félsica; RIM- Rocha Intrusiva Máfica; BIF- Formação Ferrífera Bandada; RG- Rochas graníticas; K- Potássica; Fe- Ferro metassomatismo; Ca- Cálcica; Na- Sódica; Clo- Cloritização; Silic- Silicificação; Carb- Carbonatação; Alb- Albitização; Turm- Turmalinação; Sulf- Sulfetação; Magt- Magnetização; Biot- Biotitização.

Bo- Bornita; Clc- Calcocita; Cp- Calcopirita; Pi- Pirita; Hem- Hematita; Mag- Magnetita; Po- Pirrotita; Cob- Cobaltita; Aspi- Arsenopirita; Cc- Calcita; Sid- Siderita; Ank- Ankerita; Mo- Molibdenita; Tur- Turmalina; Ap- Apatita; Ele- Elétrum; Esf- Esfalerita; Gn- Galena; Car- Carrolita; Flu- Fluorita; Bar- Barita; Uran- Uraninina.

^a Galarza et al. (2001), ^b esta tese, ^c referências no texto (item 1.7 respectivamente), ^d Almada & Villas (1999), ^e Villas & Santos (2001), ^f Lindemeyer et al. (2001b).

tipos de alteração: a) sódica (albita + magnetita + actinolita ± sericita), (b) potássica (K-feldspato + sericita + clorita + magnetita + quartzo ± biotita ± actinolita ± clorita), (c) sericitica (sericita + clorita + carbonato) em condições rasas, (d) metassomatismo a base de Fe das rochas encaixantes.

Hitzman et al. (1992) observaram que existe uma grande variação na mineralogia de alteração em função do tipo de rocha encaixante, que a morfologia dos depósitos é influenciada pelo tipo de rocha encaixante e elementos estruturais, ocorrendo desde brechas discordantes até corpos estrato-confinados, e postularam que esses depósitos são gerados em zonas epicrustais (< 4-6 km) pela ação de sistemas magmático-hidrotermais. As intrusões, que são a fonte de calor e de parte dos fluidos, são preferencialmente quartzo monzonitos, monzodioritos e dioritos. Esses autores admitem uma origem estritamente hidrotermal-metassomática, não aceitam processos ígneos de imiscibilidade propostos para alguns depósitos, como os do tipo Kiruna ou os de magnetita-(apatita) do Chile. Apesar de reconhecerem a existência de depósitos fanerozóicos, a recente descoberta do depósito fanerozóico da Candelária (Chile), com 366 Mt de minério (Marschik et al. 1997), contradiz este conceito, o que alternativamente é suportado pela ocorrência de depósitos menores no Proterozóico (p. ex. depósito de Starra, com 7,4 Mt; Williams 1998).

Davidson & Large (1994) fizeram uma revisão dos depósitos proterozóicos de Cu-Au da Austrália classificando-os em quatro grupos: 1) os dominados por Fe-óxido e hospedados em brechas (p. ex. depósito Olympic Dam); 2) os estrato-confinados “formações ferríferas” (p. ex. depósito de Starra); 3) os sin-tectônicos e 4) os posicionados em discordâncias. Esses autores não discutem a classe de depósitos de Fe-óxido-(Cu-U-Au-ETR) no sentido proposto por Hitzman et al. (1992). Eles propõem uma série de critérios de identificação para os depósitos proterozóicos da Austrália: a) hospedados por seqüências vulcanossedimentares acumuladas em ambiente de rifte (distensivo), em condições oxidantes e áridas, b) ocorrem dois tipos genéricos de mineralização: 1) Cu-Au-magnetita ± hematita, formada sob alta temperatura (300-450°C; p. ex. depósito de Starra), e 2) Cu-U-hematita ± Au, de mais baixa temperatura (150-300°C; p. ex. depósito Olympic Dam), c) fluidos com alta salinidade (15-35% NaCl), baixa atividade de enxofre e alta fO_2 ($>10^{-30}$), transportando metais na forma de Cl-compostos, d) o principal mecanismo de deposição seria a mistura de fluidos (magmáticos e conatos), concomitantemente ao rebaixamento da temperatura e fO_2 . Com base nas características acima descritas, eles postulam os seguintes eventos geológicos como responsáveis pela mineralização: 1) Abertura de rifte com geração de calor

associado; 2) sedimentação em ambiente marinho raso, provendo a fonte de fluidos hipersalinos conatos (fontes evaporíticas); 3) período de oxidação superficial da seqüência; 4) vários episódios de posicionamento de corpos graníticos, que provêm parte dos fluidos e metais, além de calor para a circulação hidrotermal; 5) deposição focalizada das soluções em “barreiras redox” (sedimentos oxidados, tipo discordância, formação ferrífera bandada ou folhelhos hematíticos), onde há mistura de fluidos.

À polêmica da origem hidrotermal versus magmática Gow et al. (1994) favorecem a primeira. Para eles, as evidências texturais e principalmente de isótopos estáveis, sugerem a participação de dois tipos de fluidos: a) magmático, com $\delta^{18}\text{O}$ entre 8 e 9‰ e b) meteórico, com $\delta^{18}\text{O}$ entre 0 e 2‰. Interpretação similar foi sugerida, com base em estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis, para o depósito Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1992), e modelagem de mistura de fluidos (Haynes et al. 1995). Assim, esses autores assumiram um modelo comum que envolve, genericamente, duas etapas principais de alteração hidrotermal: 1) precoce, metassomatismo de alta temperatura rico em Fe provocado por fluido de derivação magmática que origina paragênese dominada por magnetita, e 2) tardia, de temperatura relativamente mais baixa, onde há mistura com fluidos meteóricos que convertem magnetita em hematita, sincronicamente à deposição dos sulfetos de Cu.

Villas & Santos (2001) baseados na sua associação mineral, rochas hospedeiras e controle estrutural, agruparam a mineralização primária de ouro da região de Carajás em 4 tipos de depósitos: 1°- depósitos de Cu \pm Au pobres em Fe-óxidos; 2°- depósitos de Cu-Au-U-ETR associados a Fe-óxidos, 3°- depósitos de Au tipo lode relacionados a zonas de cisalhamento, e 4°- depósitos de Au-EGP hospedados em rochas sedimentares. Segundo esses autores, os depósitos Igarapé Bahia, Salobo e Cristalino estariam incluídos no segundo tipo e, segundo Lindenmayer et al. (2001b) os depósitos Gameleira e Pojuca enquandram-se também nesse grupo.

A discussão quanto à natureza das rochas predominantemente metavulcânicas máficas, sedimentares ou à influência de intrusões paleoproterozóicas e/ou arqueanas, como também à morfologia do minério *estratabound*, veios/vênulas, brechas, torna fundamental, para a compressão dos depósitos Igarapé Bahia e Gameleira, um estudo geocronológico multielementar aprofundado dessas seqüências vulcanossedimentares e mineralizações. A proposta de uma possível gênese vulcanogênica tipo Besshi para o depósito Igarapé Bahia (Almada & Villas

1999), é matéria de debate. Apesar de apresentar muitas semelhanças com essa classe de depósito, esses mesmos autores, destacaram características conflitantes, como a abundância de magnetita, predominância de calcopirita sobre a pirita, pouca quantidade de quartzo nas zonas de alteração, teores relativamente altos de ouro e idade arqueana do depósito (2772 ± 46 Ma, Galarza et al. 2001), que não são constatadas nos depósitos tipo Besshi. Sem contar com os altos conteúdos de ETR e uraninita presentes no depósito Igarapé Bahia. O quadro geológico-estrutural da região de Carajás, a princípio, acomoda o cenário tectônico proposto para os depósitos da classe Fe-óxido (Cu-U-Au-ETR) proposta por Hitzman et al. (1992).

Contudo, existem evidências que favorecem a idade arqueana tanto para a mineralização quanto para as rochas encaixantes desses depósitos, como dados geocronológicos, geoquímicos e correlações estratigráficas entre as rochas metavulcânicas dos depósitos Igarapé Bahia e Gameleira (2,75 Ga, Galarza et al. 2001; esta tese) com as do Grupo Grão Pará (2,76 Ga; Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991, Trendall et al. 1998) e idades dos gabros de Águas Claras e Gameleira (ca. 2,65–2,7 Ga; Dias et al. 1996, Mougeot et al. 1996b, esta tese). O depósito Igarapé Bahia enquadra-se na classe de depósitos de Fe-óxidos (Cu-Au-U-ETR) proposta por Hitzman et al. (1992), porém com características geológica-geocronológicas arqueanas, o torna único na PMC e no mundo, nessa classe de depósitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADSHEAD-BELL, N.S. 1998. Evolution of the Starra and Selwyn high-strain zones, Eastern Fold Belt, Mount Isa Inlier: Implications for Au-Cu mineralizations. *Econ. Geol.*, **93**:1450-1462.
- ALMADA, M.C.O. 1998. *O Corpo Acampamento Sul do Depósito Bahia, Carajás: Características geológicas e fluidos hidrotermais*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 99p. (Tese de Mestrado).
- ALMADA, M.C.O. & VILLAS, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **29**:579-592.
- ALTHOFF A.M.R.; VILLAS R.N.; GIULIANI G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochim. Brasiliensis*, **8**(2):135-155.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R. 1991. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás—Estado do Pará*. Brasília, DNPM/CPRM. 136p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; PENA, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. 299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG/DNPM, p.324-333.
- BARREIRA, C.F.; SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C. 1999. Descoberta do Depósito Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6., Manaus, 1999. *Bol. Res. Exp.* Manaus, SBG. 136-139.
- BLISSETT, A.H.; CREASER, R.A.; DALAY, S.J.; FLINT, R.B.; PARKER, A.J. 1993. Gawler Range Volcanics. In: DREXEL, J.F.; PREISS, W.V.; PARKER, A.J. (Eds.). *The Geology of Southern Australia, Vol. 1. The Precambrian*. Geological Survey of Southern Austrália. *Bulletin*, 54:242.

- BREITKOPF, J. & MAIDEN, K. 1988. Tectonic Setting of the Matchless Belt Pyritic Copper Deposits, Namibia. *Econ. Geol.*, **83**(4):710-723.
- CLIFF, R.A. & RICKARD, D. 1992. Isotope systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden: Parte 2. Evidence for a secondary event 400 m.y. after ore formation. *Econ. Geol.*, **87**:1121-1129.
- CLIFF, R.A.; RICKARD, D.; BLAKE, K. 1990. Isotope systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden: Part 1. Age of the ore. *Econ. Geol.*, **85**: 1770-1776.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W. 1982. Nature and Origin of A-Type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Miner. Petrol.*, **80**:189-200.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi*, **7**:199-235.
- CREASER, R.A. & COOPER, J.A. 1993. U-Pb geochronology of middle Proterozoic felsic magmatism surrounding the Olympic Dam and Moonta Cu-Au-Ag deposits, South Australia. *Econ. Geol.*, **88**:186-197.
- CROSS, K.C.; DALY, S.J.; FLINT, R.B. 1993. Mineralization associated with the GRV and Hitalba Suite granitoids. In: DREXEL, J.F.; PREISS, W.V.; PARKER, A.J. (Eds.). *The Geology of Southern Australia, Vol. 1. The Precambrian*. Geological Survey of Southern Austrália. *Bulletin*, **54**:242.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.R. 1988. The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **1**:363-372.
- DAVIDSON, G.J. 1994. Host rocks to the stratabound iron-formation-hosted Starra gold-copper deposit, Australia. *Mineralium Deposita*, **29**:237-249.
- DAVIDSON, G.J. & LARGE, R.R. 1994. Gold metallogeny and the copper-gold association of Australian Proterozoic. *Mineralium Deposita*, **29**:208-223.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **73**:135-149.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2.Ed. New York, Longman. 696p.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da formação Águas Claras, Carajás – Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5., Belém, 1996. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. p.376-379.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anexo aos Anais*. Belém, SBG. p.11-56.
- DOCEGEO. 1997. Seção Geológica Vertical 3000SE, Projeto Gameleira. Arquivo L_3000.DWG. Dezembro. (Inédito).
- DOCEGEO. 1998. *Projeto Gameleira*. 30p. (Relatório Técnico Interno).
- DREHER, A.M. & XAVIER, R.P. 2001. Provável Origem e Processo de Mineralização das Brechas do Depósito de Igarapé Bahia, Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- FARACO, L.M.T.; CARVALHO, A. J.M.; KLEIN, L.E. 1996. *Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará: Folha Araguaia (SB.22)*. Belém. CPRM/SGB. 33p. (Nota explicativa).
- FERREIRA FILHO, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 112p. (Tese de Mestrado).
- FERREIRA FILHO, C.F. & DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. *Anais*. Belém, SBG. 3:34-47.
- FLINT, R.B. 1993. Hiltaba Suite. In: DREXEL, J.F.; PREISS, W.V.; PARKER, A.J. (Eds.). *The Geology of Southern Australia, Vol. 1. The Precambrian*. Geological Survey of Southern Austrália. *Bulletin*, 54:242p.
- FOX, J.S. 1984. Besshi-type volcanogenic sulphide deposits - A review. *CIM Bulletin*, 77:57-68.
- FRIETSCH, R. 1978. On the magmatic origin of iron ores of Kiruna Type. *Econ. Geol.*, 73:478-485.
- GAÁL, G. 1990. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 46: 83-114.

- GALARZA, T.M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; MAURITY, C.W.; MEIRELES, H.P. 2001. Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás) com base nos isótopos de Pb. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- GAUDETTE, H.E., LAFON, J.M., MACAMBIRA, M.J.B., MOURA, C.A.V., SCHELLER, T. 1998. Comparation of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrian of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11:351-363.
- GIBBS, A.G.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **16**:201-211.
- GOW, P.A.; WALL, V.J.; OLIVER, N.H.S.; VALENTA, R.K. 1994. Proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: further evidence of hydrothermal origin. *Geology*, **22**:633-636.
- GUIDOTTI, C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy*, **13**:357-467.
- HAYNES, D.W.; CROSS, K.C.; BILLS, R.T.; REED, M.H. 1995. Olympic Dam ore genesis: A fluid-mixing model. *Econ. Geol.*, **90**:281-307.
- HEY, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineral Magazine*, **30**:277-292.
- HITZMAN, M.W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-Au-U-REE) deposits. *Precambrian Research*, **58**:241-287.
- HUHN, S.R.B. 1996. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-(ETR)? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5., Belém, 1996. *Resumos Expandidos*, Belém. SBG, p.140-143.
- HUHN, S.R.B. & NASCIMENTO, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR?. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Coords). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém. FINEP/SBG-NO. p.143-160.
- HUSTON, D.L. & LARGE, R.R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, **4**:171-200.
- HUTCHINSON, R.W. 1979. *Report on Docegeo copper projects MMI, Salobo and regional geological relations, Pará, Brazil*. 17p. (Relatório Interno Docegeo).
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- JOHNSON, J.P. & MCCULLOCH, M.T. 1995. Source of mineralising fluids for the Olympic Dam deposit (South Australia): Sm-Nd constraints. *Chem. Geol.*, **121**:177-199.
- KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

- investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrology*, **96**:63-71.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario, Universidade de Western Ontario, Canada. Department de Geology, University de Western Ontario. 407p. (PhD Thesis).
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de rift continental arqueano no Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. *Atas*. Belém, SBG. 1:36-48.
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. 2:33-34.
- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; VIERO, A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:125-145.
- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; ALTHOFF, F.J.; TEIXEIRA, J.B.G. 2001a. Hidrotermalitos: nova denominação para as formações ferríferas do Grupo Salobo-Pojuca, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- LINDENMAYER, Z.G.; ARAUJO, J.C.; LAUX, J.H.; GOMES, R.P.; SANTOS, A.B.S.; SAUERESSIG, R. 2000. Geology of the Gameleira Cu-Au deposit, Carajás, Brazil. In: INTER. GEOL. CONG., 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts*, Rio de Janeiro, SBG. (CD-ROM).
- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; RONCHI, L.H.; LAUX, J.H.; ALTHOFF, F.J.; ARAÚJO, J.C.; FLECK, A. 2001b. Gênese e evolução geológica do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- MACAMBIRA, J.B., RAMOS, J.F.F., ASSIS, J.F.P, FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Belém, UFPA. Centro de Geociências, 150p. 4 mapas. (Relatório Final).
- MACAMBIRA, M.J.B., MOURA, C.A.V., LAFON, J.M., SCHELLER, T. 1994. O método Pb-Pb por evaporação em zircão: avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. *Bol. Res. Exp.* Camboriú, SBG. 2:404-406.

- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Research*, 49:329-354.
- MARSCHIK, R.; SINGER, B.S.; MUNIZAGA, F.; TASSINARI, C.; MORITZ, R.; FONTBOTÉ, L. 1997. Age of the Cu-(Fe)-Au mineralization and thermal evolution of the Punta Del Cobre district, Chile. *Mineralium Deposita*, 32:531-546.
- MEIRELES, M.R. & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, 21(1):41-50.
- MESCHÉDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207-218.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHNS, S.B. 1996b. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. 6:579-581.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHNS, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996a. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. 7:321-324.
- MOURA, C.A.V., GAUDETTE, H.E., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M., SCHELLER, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: CONG. BRAS. GEOL., 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. 2: 481-489.
- MYER, J.S. & BARLEY, M.E. 1992. Proterozoic tectonic framework and metal deposits of southeastern Australia. *Precambrian Research*, 58:345-354.
- NYSTRÖM, J.O. & HENRIQUEZ, F. 1994. Magmatic features or iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Econ. Geol.*, 89: 820-839.
- OLIVEIRA, C.G.; TAZAVA, E.; TALLARICO, F.H.B.; SANTOS, R.V.; GOMES, C. 1998. Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p.137.

- OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Programa Grande Carajás. Folha SB.22-X-C Serra Pelada*. Belém, CPRM. 220p. (Lev. Rec. Nat., 4).
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Research*, **42**:229-254.
- ORESQUES, N. & EINAUDI, M.T. 1990. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-u-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Econ. Geol.*, **85**:1-28.
- ORESQUES, N. & EINAUDI, M.T. 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Econ. Geol.*, **87**:64-90.
- PARÁK, T. 1975. Kiruna iron ores are not “intrusive magmatic ores of the Kiruna-Type”. *Econ. Geol.*, **70**:1242-1258.
- PARÁK, T. 1985. Phosphorous in different types of ore, sulphides in the iron deposits, and the type and origin of ores at Kiruna. *Econ. Geol.*, **80**:646-665.
- PARKER, A.J. 1990. Gawler Craton and Stuart Shelf: regional geology and mineralization. In: HUGHES, F.E. (Ed.). *Geology of the mineral deposits of Austrália and Papua New Guinea*. Melbourne, The Australian Institute of Mining and Metallurgy. p.999-1008.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:290-300.
- PERDAHL, J.A. & FRIETSCH, R. 1993. Petrochemical and petrological characteristics of 1,9 Ga old volcanics in northern Sweden. *Precambrian Research*, **64**:239-252.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology.*, **166**:159-171.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. *Anais*. Camboriú, SBG. 2:390-391.
- POLLARD, P.J.; MARK, G.; MITCHELL, L.C. 1998. Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncorry District, Northwest Queensland. *Econ. Geol.*, **93**:1330-1344.

- REEVE, J.S.; CROSS, K.C.; SMITH, R.N.; ORESKES, N. 1990. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit. In: HUGHES, F.E. (Ed.). *Geology of the mineral deposits of Austrália and Papua New Guinea*. Melbourn, The Australian Institute of Mining and Metallurgy. p.1009-1035.
- RIBEIRO, A.M. 1989. *Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado a mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 134p. (Tese de Mestrado).
- RIBEIRO, A.M. & VILLAS, R.N.N. 1990. Estudos microtermométricos em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Seqüência Bahia, Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG. 3:1193-1204.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; CORREIA, C.T.; MOLESINI, M.; FINATTI, M.C. 1992. Mafic magmatism in the Carajás Region: a petrological reconnaissance. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo. *Bol. Res. Exp.* São Paulo, SBG. 1:481-495.
- ROBERT, D.E. & HUDSON, G.R.T. 1983. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Austrália. *Econ. Geol.*, **78**:799-822.
- ROMER, R.L.; MARTINSSON, O.; PERDAHL, J.A. 1994. Geochronology of the Kiruna iron ores and hydrothermal alteration. *Econ. Geol.*, **89**:1249-1261.
- ROTHERHAM, J.F. 1997. A metassomatic origin for the iron-oxide Au-Cu Starra orebodies, Eartern Fold Belt, Mount Isa Inlier. *Mineralium Deposita*, **32**:205-218.
- ROTHERHAM, J.F.; BLAKE, K.L.; CARTWRIGHT, I.; WILLIAMS, P. 1998. Stable isotope evidence for the origin of the Mesoproterozoic Starra Au-Cu deposit, Cloncurry District, Northwest Queensland. *Econ. Geol.*, **93**:1435-1449.
- SACHS, L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil*. Campinas, Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. 142p. (Tese de Mestrado).
- SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; FIGUEIREDO, B.R. 1993. The Igarapé Bahia Deposit, district of Carajás, northern Brazil: hydrothermal alteration and mineralization. In: CONG. BRAS. GEOL., 4., Brasília, 1993. *Bol. Res. Exp.* Brasília, SBG. 183-185.
- SATO, K. & SASAKI, A. 1980. Lead isotopic feature of the Besshi-type deposits and its bearing on the ore lead evolution. *Geochem. Journal*, **14**(6):303-315.

- SAUERESSIG, C. 1988. Depósito de cobre e zinco do corpo quatro, Pojuca. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anexo aos anais*. Belém, SBG, p.115-119.
- SKIÖLD, T. 1986. On the age of Kiruna greenstones, northern Sweden. *Precambrian Research*, 32:35-44.
- SLACK, J.F. 1993. Descriptive and grade-tonnage models for Besshi-type massive sulphide deposits. In: KIRKHAM, R.V.; SINCLAR, W.D.; THROPE, R.I.; DUKE, J.M. (Eds.). *Mineral deposit modeling*. Geological Association of Canada. p.343-364. (Special paper, 40).
- SMITH, A.D.; FOX, J.S.; FARQUHAR, R.; SMITH, P. 1990. Geochemistry of Ordovician Koli Group basalts associated with Besshi-type Cu-Zn deposits from the southern Trondheim and Sulitjelma mining districts of Norway. *Mineral. Deposita*, 25(1):15-24.
- SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C.; SANTOS, M.G.S.; LEAL, E.D.; BARREIRA, C.F. 1999. Geologia e Mineralizações do Depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus, 1999. *Bol. Res. Exp.* Manaus, SBG, 144-147.
- SOUZA, S.R.B. 1996. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica da região do Igarapé Pojuca, Serra dos Carajás*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 106p. (Tese de Mestrado).
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5., Belém, 1996. *Bol. Res. Exp.*, Belém, SBG. p.380-382.
- SUITA, M.T.F. & NILSON, A.A. 1988. Geologia do complexo máfico-ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás) e das unidades encaixantes. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, 6:2813-2823.
- TALLARICO, F.H.B.; REGO, J.L.; OLIVEIRA, C.G. 1998. A mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia – Carajás: Um depósito da classe óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: CONG. BRAS. GEOL., 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p.116.
- TAZAVA, E. 1999. *Mineralização de Au-Cu-(±ETR-U) Associada às Brechas Hidrotermais do Depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Ouro Preto. Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. 81p. (Tese de Mestrado).

- TEIXEIRA, J.B.G. 1994. *Geochemistry, petrology and tectonics setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit*. Pennsylvania, Department of Geology, University of Pennsylvania. 175p. (PhD Thesis).
- TEIXEIRA, J.B.G. & EGGLEER, D.H. 1994. Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Archean Basaltic and Dioritic Rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **8**(40):71-114.
- TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R.; NELSON, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**:265-277.
- VILLAS, R.N. & SANTOS, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.
- VILLAS, R.N.; GALARZA, M.A.; ALMADA, M.C. 2001. Geología do Depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: JOST H.; BROD J.A.; QUEIROZ E.T. (eds.). *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM/ADIMB, p.215-240.
- WILLIAMS, P.J. 1998. An introduction to the metallogeny of the McArthur River-Mount Isa-Cloncurry Mineral Provinces. *Econ. Geol.*, **93**:1120-1131.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- WINTER, C.J. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. University of Southampton. 238p. (PhD Thesis).
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **16**(2):195-200.
- WYBORN, L.A.I. 1988. Petrology, geochemistry and origin of a major Australian 1880-1840 Ma felsic volcano-plutonic suite: a model for intracontinental felsic magma generation. *Precambrian Research*, **40/41**:37-60.

CAPÍTULO II

O CRÁTON AMAZÔNICO E A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

2 – O CRÁTON AMAZÔNICO E A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

2.1 – O CRÁTON AMAZÔNICO

A América do Sul está dividida em três grandes unidades (Figura 1): 1. Cadeia Andina, a oeste; 2. Plataforma Patagônica, a sul; e 3. Plataforma Sul-americana, restante (Almeida et al. 1976, 1981). O Brasil abarca a maior parte da plataforma Sul-americana constituída principalmente por um embasamento de terrenos granito-gnáissicos pré-cambrianos e *greenstone belts*, circundados por cinturões móveis associados a metamorfismo de alto e baixo grau (Almeida & Hasui 1984). Seqüências vulcânicas e coberturas sedimentares de idade pré-cambriana a fanerozóica estão também presentes, incluindo espessas seqüências clásticas intracratônicas (Figura 1). A Plataforma Sul-americana no Brasil é subdividida em: I. Escudo das Guianas; II. Escudo Brasil Central; e III. Escudo Atlântico (Almeida et al. 1976, 1981). As rochas sedimentares fanerozóicas estão presentes em três grandes bacias deposicionais: 1. Bacia Amazônica, 2. Bacia do Parnaíba, e 3. Bacia do Paraná (Figura 1), além daquelas de margem continental.

Tradicionalmente, dez províncias estruturais (Figura 2a), com histórias geológicas distintas, são definidas no Brasil (Almeida et al. 1977, 1981, Wernick 1981, Brito Neves 1992). Dentre elas, três regiões cratônicas em relação ao Ciclo Brasileiro e denominadas províncias Rio Branco, Tapajós e Amazônica, localizam-se na região Amazônica (Figura 2b). Lima (1994) propôs a fusão das províncias Rio Branco e Tapajós para formar a província estrutural Amazônica e a redenominação da Província Amazônica de Almeida et al. (1977) para Província Amazonas-Solimões. Ambas províncias Rio Branco e Tapajós foram subdivididas em várias sub-províncias em concordância às suas afinidades geológica-geocronológicas (Figura 2b). A área objeto deste estudo localiza-se na borda leste da Província Tapajós, sendo conhecida regionalmente como Sub-província Carajás (Amaral 1984, Almeida & Hasui 1984) ou Província Mineral de Carajás (Docegeo 1988).

O Cráton Amazônico está localizado na parte norte da América do Sul e é a maior área cratônica da mesma, tendo se estabilizado tectonicamente no final do Mesoproterozóico (p. ex. Sato & Tassinari 1997). O contexto geológico do Cráton Amazônico no Brasil consiste de extensas exposições do embasamento mais antigo, formado por complexos gnáissicos com granitóides e supracrustais associados, cortados por intrusivas, principalmente graníticas, e

encobertos em parte por seqüências sedimentares do Proterozóico Médio/Superior, com ou sem vulcânicas associadas. Tais rochas compõem os escudos das Guianas e do Brasil Central. Entre esses escudos e também, pouco expressivamente sobre eles, desenvolveram-se coberturas mais novas, do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (Almeida et al. 1976).

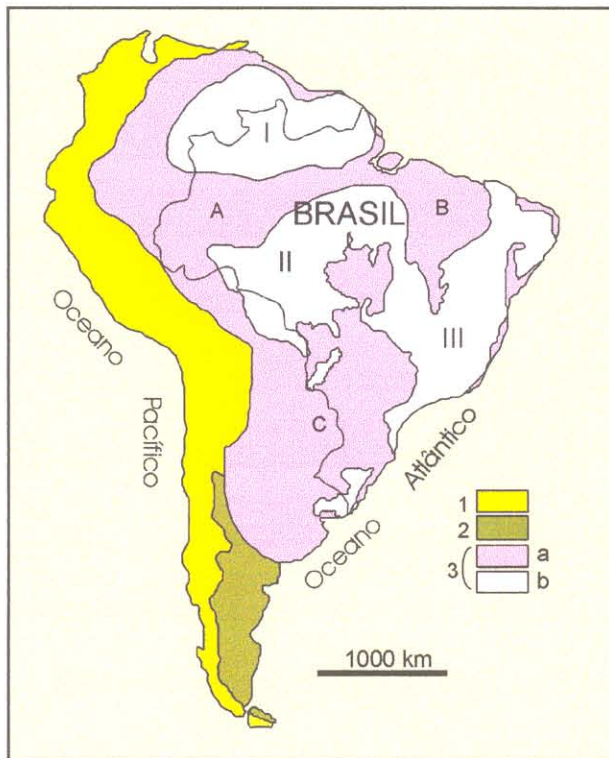


Figura 1 - Principais regiões geotectônicas do continente Sul-americano, simplificado de Almeida et al. (1976, 1981) e Almeida & Hasui (1984). 1. Cadeia Andina; 2. Plataforma Patagônica; 3. Plataforma Sul-americana. a. Cobertura fanerozoica; b. Embasamento précambriano. I. Escudo das Guianas; II. Escudo Brasil Central, III. Escudo Atlântico. Bacias: A. Amazônica; B. Parnaíba; C. Paraná.

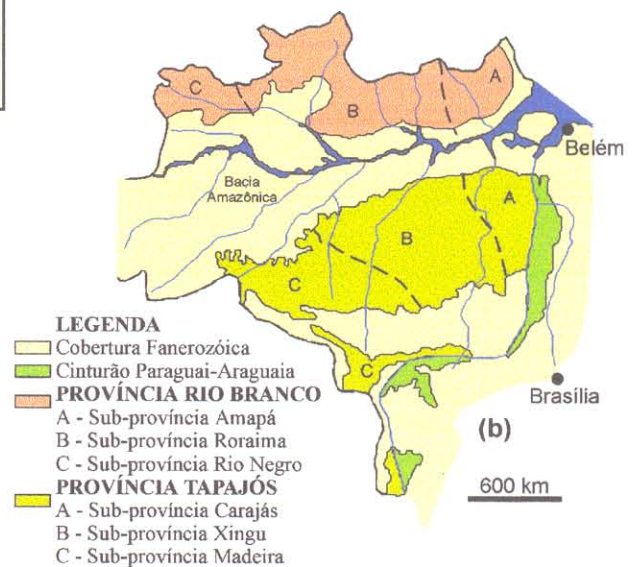
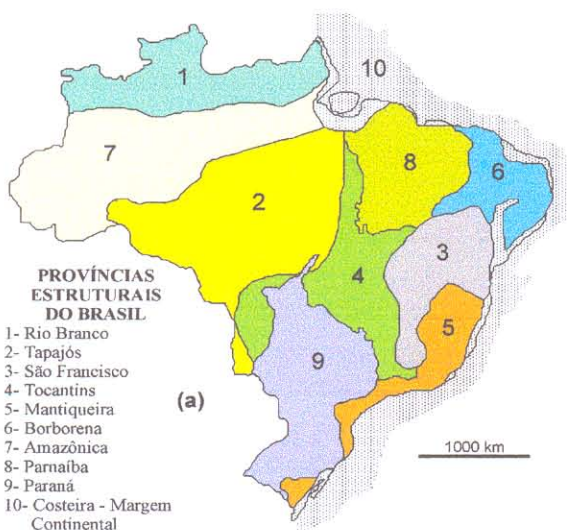


Figura 2 - (a) Províncias Estruturais do Brasil segundo Almeida et al. (1977, 1981), (b) Detalhes das Províncias Tapajós e Rio Branco segundo Almeida & Hasui (1984).

Duas hipóteses diferem sobre a evolução tectônica pré-cambriana do Cráton Amazônico. A primeira define o cráton como uma ampla plataforma arqueana, ligeiramente retrabalhada e reativada durante tempos proterozóicos (Amaral 1974, 1984; Almeida 1978; Schobbenhaus & Campos 1984; Hasui & Almeida 1985), e com a região de Carajás sendo uma sub-província do Escudo Brasil Central. A outra hipótese leva em conta dados geocronológicos e considera a formação de um núcleo alongado na direção NW-SE (Província Amazônia Central) no Arqueano seguida de sucessivos episódios de acreção de terrenos no proterozóico (Cordani et al. 1979, 1984; Cordani & Brito Neves 1982; Teixeira et al. 1989; Sato & Tassinari 1997; Tassinari & Macambira 1999). Assim, o cráton foi dividido nas seguintes Províncias Geocronológicas: Amazônia Central (> 2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9-1,8), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Figura 3). Apesar dessas diferenças na interpretação, há uma concordância geral que a Província Mineral de Carajás é um núcleo arqueano do Cráton Amazônico.

Um terceiro modelo para a evolução arqueana e proterozóica do Cráton Amazônico tem combinado dados gravimétricos, magnetométricos e geocronológicos (Hasui et al. 1993). Nesse sentido, a estruturação fundamental da Amazônia foi proposta em termos de doze blocos crustais constituídos por complexos gnáissicos, granitóides e greenstone belts, e limitados por suturas, associadas a complexos de alto grau. Em concordância com esse modelo, a Província Mineral de Carajás encontra-se no bloco Araguacema.

Recentemente, Santos et al. (2001), baseados em dados U-Pb e Sm-Nd, definem a província Carajás-Imataca como a única província arqueana do Cráton Amazônico. Para eles, a Província Amazônia Central paleoproterozóica, gerada por fusão parcial de crosta continental arqueana, trunca o trend tectônico de Carajás. Segundo esses autores o Cráton Amazônico compreende as seguintes províncias: Carajás-Imataca (3,10–2,53 Ga), Transamazônica (2,25–2,0 Ga), Tapajós-Parima (2,10–1,87 Ga), Amazônia Central (1,88–1,70 Ga), Rio Negro (1,86–1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,75-1,52 Ga), K'Mudku (~1,2 Ga), Sunsas (1,25–0,99 Ga).

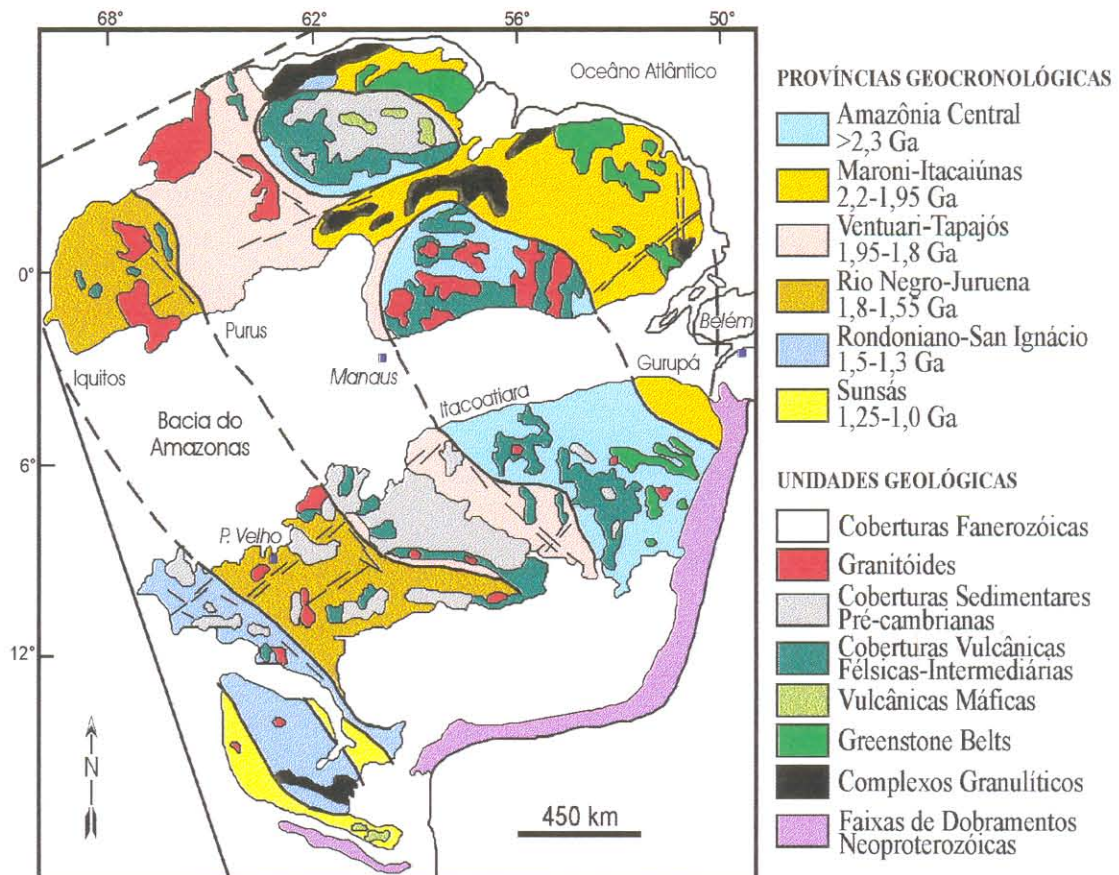


Figura 3 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 1999).

2.2 – A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PMC)

A PMC (Figura 4) localiza-se na porção sudeste do Estado do Pará no interflúvio entre os rios Tocantins-Araguaia e Xingu. Constitui a borda sul-oriental do Cráton Amazônico conhecido como o Escudo Brasil Central, englobando importantes depósitos de Fe, Cu, Au, Mn etc. Seu limite oriental é feito com o ramo norte do cinturão de dobramento Araguaia neoproterozóico (p. ex. Moura & Gaudette 1993). Seu limite oeste é colocado tentativamente ao longo dos primeiros afloramentos de rochas vulcânicas félsicas e intermediárias não metamorfizadas do Supergrupo Uatumã (Cunha et al. 1981, Costi et al. 2000). Seu limite sul não está bem definido, embora a Serra do Inajá possa ser considerada como a fronteira sul, enquanto que seu limite norte é marcado pela Província Maroni-Itacaiúnas de Tassinari & Macambira (1999), aproximadamente no paralelo 5°S, fora da área coberta pela Figura 4.

2.2.1 - Geologia Regional

2.2.1.1 - Litoestratigrafia

A PMC é dividida nos segmentos crustais sul e norte, cujo limite parece ser transcisional. Esses blocos tectônicos são conhecidos como os Terrenos Granito-Greenstones de Rio Maria (TGGRM, Huhn et al. 1988), ao sul, e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI, Araújo et al. 1988), ao norte. A Figura 4 apresenta o arcabouço litoestratigráfico e geocronológico mais atualizado da PMC modificado e simplificado a partir de Schobbenhaus et al. (1981), Docegeo (1988), Araújo & Maia (1991), Araújo et al. (1994) e Faraco et al. (1996), com modificações parciais (Medeiros et al. 1987, Souza et al. 1990, Macambira et al. 1990, Duarte et al. 1991, Machado et al. 1991, Althoff et al. 1995, Macambira & Lafon 1995, Althoff 1996, Macambira et al. 1996, Macambira & Lancelot 1996, Barbosa & Lafon 1996, Leite & Dall'Agnol 1997, Avelar et al. 1999, Barros et al. 1997, 2001, Leite 2001, Galarza et al. 2001).

As unidades mais antigas mapeadas nos TGGRM são Supergrupo Andorinhas e o Tonalito Arco Verde (Docegeo 1988, Althoff et al. 1995, Faraco et al. 1996) de idade entre 2,97-2,90 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996). O Complexo Xingu (Silva et al. 1974) representa as rochas do embasamento e compreende gnaisses de alto grau e migmatitos, variando em composição de granodiorito a tonalito. O Tonalito Arco Verde com afiliação TTG (Althoff et al. 1995) foi separado do Complexo Xingu como uma unidade distinta com o avanço do conhecimento geológico. O Supergrupo Andorinhas é uma seqüência *greenstone* composta de rochas ultramáficas e metavulcânicas máficas, intercaladas com formações ferríferas, na base (Grupo Babaçu) e rochas metassedimentares químicas e clásticas, no topo (Grupo Lagoa Seca). Seqüências *greenstone* similares, conhecidas como os Grupos Tucumã, Gradaus e Sapucaia, ocorrem em outras áreas da PMC. O Supergrupo Serra do Inajá é uma seqüência similar definida no *greenstone belt* Inajá (Docegeo 1988). A intrusão máfica-ultramáfica arqueana Serra Azul, que intrude a seqüência *greenstone* Gradaus, é também exposta na região de Rio Maria.

Os granitóides arqueanos de cerca de 2,87 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996), que formam as clássicas associações TTG, incluem o Granodiorito Rio Maria, Trondhjemitógeno Mogno e Tonalito Parazônia. Os granitóides arqueanos formaram-se em um curto intervalo de tempo e são mais jovens que as seqüências *greenstones*, com os quais, certos

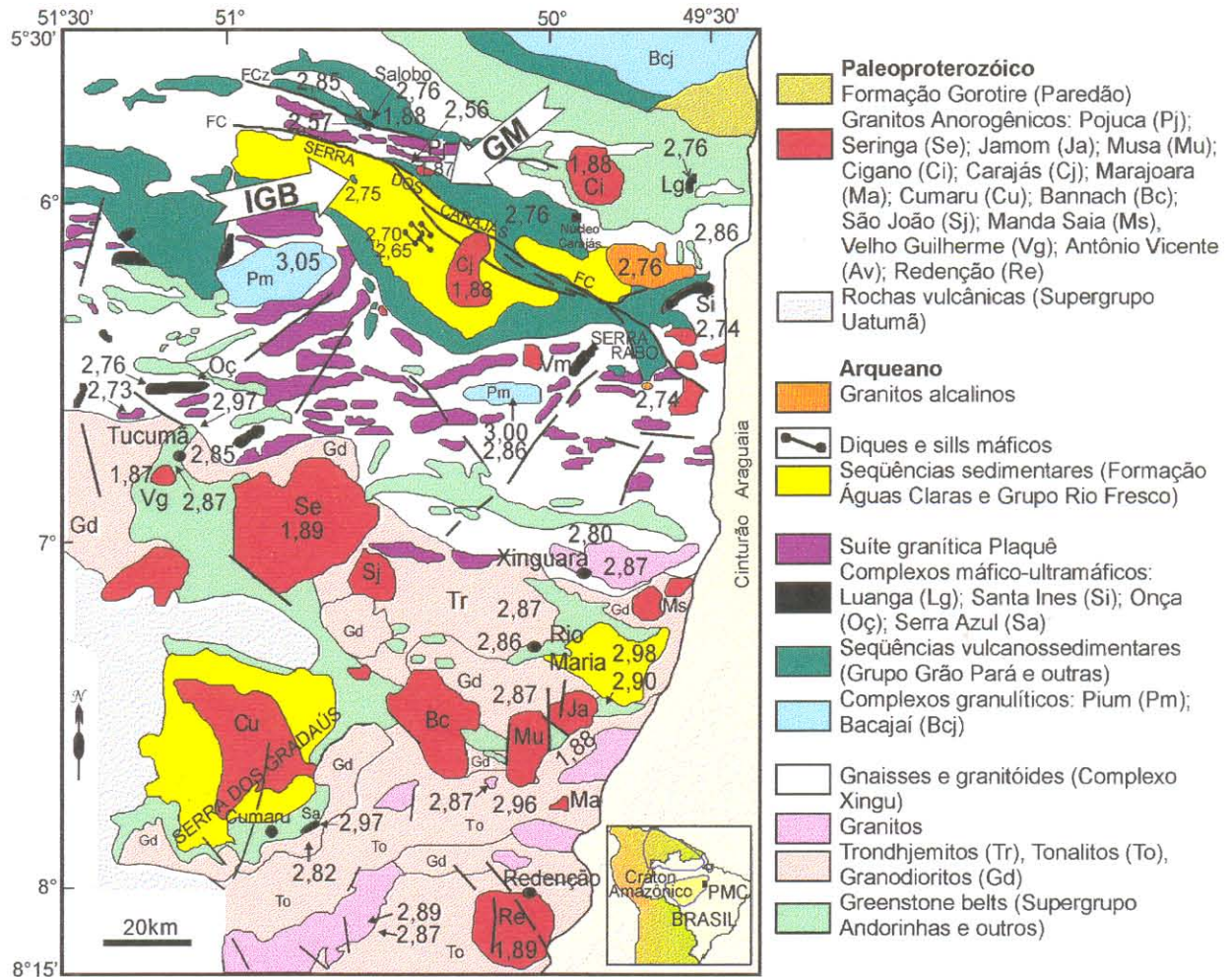


Figura 4 - Mapa geológico-geocronológico da Província Mineral de Carajás, modificado de Costa et al. (1995), Faraco et al. (1996) e Dall'Agnol et al. (1997). Idades em Ga. GM = Depósito Gameleira, IGB = Depósito Igarapé Bahia, FC= falha Carajás, FCz= falha Cinzento.

granitóides apresentam relação de intrusão (p. ex. Macambira & Lafon 1995). Plutons cálcico-alcalinos arqueanos foliados, tais como Mata Surrão, Cumaru, Xinguara e Guarantã, são intrusivos nas unidades prévias.

No segmento norte da PMC, o embasamento arqueano mais antigo está composto tanto de rochas do Complexo Xingu como do Complexo Pium (2,86-3,00 Ga; Machado et al. 1991; Avelar et al. 1999; Pidgeon et al. 2000). O Complexo Pium compreende rochas granulíticas da crosta inferior soergidas através de zonas de cisalhamento. Uma série de seqüências metavulcano-sedimentares sobrejazes as rochas do embasamento. Uma dessas, o Grupo Rio Novo, é um cinturão greenstone que parece ser ligeiramente mais jovem do que aqueles do

TGGRM. As outras seqüências, conhecidas como os Grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia, Grão Pará e Buritirama, são seqüências *greenstone* semelhantes agrupadas no Supergrupo Itacaiúnas de idade em torno de 2,76 Ga (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991, Macambira et al. 1996, Trendall et al. 1998). O magmatismo máfico é dominante e todas as unidades litoestratigráficas apresentam-se coevas, não obstante, apresentam diferentes graus metamórficos e deformacionais. Vários corpos graníticos arqueanos alongados controlados pelo *trend* regional E-W, e englobados na suíte granítica Plaqué, intrudem rochas do Complexo Xingu. Outras intrusões arqueanas incluem diques e sills máficos (2,65-2,70 Ga; Dias et al. 1996, Mougeot et al. 1996), o Complexo Máfico-ultramáfico Luanga (2,76 Ga, Machado et al. 1991) e granitóides, como o Complexo Granítico Estrela (2,76 Ga, Barros et al. 2001), o Granito Old Salobo (2,57 Ga, Lindenmayer 1990, Machado et al. 1991) e os Granitos Planalto (2,75 Ga, Huhn et al. 1999) e Serra do Rabo (2,74 Ga, Sardinha et al. 2001). Diques e sills máficos cortam as rochas da Formação Águas Claras e aos Grupos Igarapé Bahia e Igarapé Pojuca estabelecem a idade mínima para elas. A colocação das rochas intrusivas do Complexo máfico-ultramáficos Luanga (Suíta & Nilson 1988, Diella et al. 1995), provavelmente são contemporâneas com a deposição dos *greenstone* do Grupo Rio Novo.

Uma extensa cobertura de seqüências metassedimentares arqueanas, principalmente clástica de origem marino a fluvial, abrangem uma grande área da PMC. Essas seqüências são fracamente metamorfizadas e têm sido nomeadas de Grupo Rio Fresco (Cunha et al. 1984) ou Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988; Nogueira et al. 1995), essa última restringida à porção central da bacia Carajás, no norte. Na PMC, o magmatismo anorogênico alcalino a subalcalino está representado por vários corpos graníticos e batólitos sub-circulares. Essas intrusões apresentam as características químicas e tectônicas de granitos tipo A, subsolvus, variando de metaluminosos a peraluminosos, de composição sieno a monzogranítica dominante (Dall'Agnol et al. 1994). De sul (TGGRM) para norte (CCI), importantes intrusões paleoproterozóicas de idade de ca. 1,89 Ga (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991, dentre outros autores), incluem os granitos Redenção, Cumaru, Bannach, Marajoara, Musa, Jamon, Seringa, São João, Velho Guilherme, Central de Carajás, Cigano, Pojuca, entre outros (Figura 4).

2.2.1.2 - Geocronologia

Uma grande quantidade de dados geocronológicos está disponível para as rochas da PMC. Na Tabela 2 estão sintetizados os principais dados geocronológicos sobre as rochas arqueanas e paleoproterozóicas da PMC levantados a partir da síntese feita por Macambira & Lafon (1995), ampliada por Dall'Agnol et al. (1997) e atualizada neste trabalho. Muitas idades foram obtidas pelos métodos de alta resolução, como U-Pb em minerais (zircão, titanita, monazita), incluindo as idades obtidas pela microsonda SHRIMP. Muitas outras são idades obtidas pelos métodos Pb-Pb em rocha total ou evaporação em zircão. Também somam-se alguns resultados Rb-Sr, porém, as idades são sistematicamente menores quando comparadas com as idades obtidas pelos métodos de alta precisão, com alguma rara exceção. A síntese sobre a geocronologia da PMC, permite estabelecer que a sua evolução magmática e tectono-metamórfica se deu no intervalo de 3,0 a 2,5 Ga, embora cristais de zircão de até de 3,7 Ga tenham sido detectados, sugerindo a existência de rochas mais antigas na região (Macambira et al. 1998). Com a exceção do magmatismo paleoproterozóico e alguns eventos ígneos máficos a intermediários menores de idade desconhecida, as rochas da PMC são principalmente de idade arqueana (Figura 4, Tabela 1).

2.2.1.3 - Evolução Tectono-Estrutural

Os TGGRM tem sua estruturação definida através de vários feixes de zonas de cisalhamento orientados na direção E-W, NW-SE e NE-SW, afetando principalmente as rochas supracrustais e marcando também as interfaces supracrustais-granitóides e granitóides-gnaisses. Tratam-se de zonas de cisalhamento transcorrentes ao longo das quais se distinguem duplexes transpressivos que se ligam através de segmentos direcionais (Costa et al. 1995). Já para o CCI, as estruturas maiores são zonas de cisalhamento que compõem sistemas imbricados de direção E-W e sistemas transcorrentes orientados nas direções E-W, WNW-ESE e N-S (Costa et al. 1995) (Figura 5). A região de Carajás, no CCI, foi inicialmente assumida a ser um grande sinclínório (Beisiegel et al. 1973; Silva et al. 1974) e, mais tarde, uma estrutura em “flor” positiva, vinculada a um sistema transcorrente sinistral WNW-ESE (Araújo et al. 1988). Essa estrutura é interpretada como desenvolvida em duas fases evolutivas. A primeira, relacionada a um evento transtensional dextral que permitiu a abertura de bacias, com preenchimento dos litotipos do Grupo Grão Pará. A segunda fase, relacionada a eventos transpressivos sinistrais, com conseqüente inversão de bacias, dando origem a estruturas push-up tais como duplex

transpressivos. A fase transtensional é correlacionável ao evento tectono-termal de 2,77-2,73 Ga proposto por Machado et al. (1991), com base em dados geocronológicos. Um segundo evento tectono-termal, entre 2581 e 2497 Ma, é também proposto por esses autores, o qual pode estar relacionado ao estágio final do Sistema Transcorrente Carajás.

Tabela 1 - Dados geocronológicos para as rochas arqueanas e paleoproterozóicas da Província Mineral de Carajás. Zr: zircão, Tit: titanita, Mz: monazita, Mag: magnetita, RT: rocha total, *: SHRIMP.

	Unidades geológicas	Idade (Ma)	Método	Referências ^a
Granitos proterozóicos	Granito Jamon	1601 ± 42 / 1885 ± 32	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (Zr)	21 / 13
	Granito Seringa	1730 ± 58 / 1892 ± 30	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (Zr)	22 / 6
	Granito Velho Guilherme	1653 ± 14 / 1873 ± 13	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (RT)	23 / 14
	Granito Musa	1692 ± 22 / 1883 +5/-2	Rb-Sr (RT) / U-Pb (Zr)	24 / 2
	Granito Redenção	1870 ± 68	Pb-Pb (RT)	16
	Granito Marajoara	1724 ± 50	Rb-Sr (RT)	12
	Granito Central de Carajás	1820 ± 49 / 1880 ± 2	U-Pb (Zr)	8 / 2
	Granito Cigano	1731 ± 28 / 1883 ± 2	Rb-Sr (RT) / U-Pb (Zr)	25 / 2
	Granito Pojuca	1874 ± 2 / 1859 ± 25	U-Pb (Zr) / Pb-Pb (Zr)	2 / 1
	Granito Salobo	1880 ± 80	Rb-Sr (RT)	19
Granitos arqueanos	Granito Xinguara	2528 ± 21 / 2863 ± 3	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (Zr)	26 / 20
	Granito Mata Surrão	2541 ± 74 / 2872 ± 10	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (RT)	27 / 11
	Quartzo Diorito Rio Maria	2878 ± 4	Pb-Pb (Zr)	13
	Granito Deformado Itacaiunas	2560 ± 37	Pb-Pb (RT)	1
	Granito Old Salobo	2573 ± 2	U-Pb (Zr)	2
	Suíte Granítica Plaquê	2736 ± 24	Pb-Pb (Zr)	6
	Dioritos Cristalino	2738 ± 6	Pb-Pb (Zr)	4
	Granito Planalto	2747 ± 2	Pb-Pb (Zr)	4
	Complexo Granítico Estrela	2527 ± 34 / 2763 ± 7	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (Zr)	3 / 34
	Granito Serra do Rabo	2743 ± 1,6	U-Pb (Zr)	35
Supergrupo Itacaiúnas	Diques gabróicos Águas Claras	2645 ± 12 / 2708 ± 37	Pb-Pb (Zr) / U-Pb (Zr)	5 / 28
	Grupo Igarapé Pojuca	2732 ± 2	U-Pb (Zr)	2
	Grupo Igarapé Bahia	2577 ± 72 / 2747 ± 1 / 2745 ± 1	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (Zr)	29 / 33
	Grupo Grão Pará	2759 ± 2 / 2758 ± 39 / 2757 ± 36	U-Pb (Zr) / Pb-Pb (Zr)	2 / 8 / 30 / 17
		2760 ± 11 / 2757 ± 7	U-Pb (Zr)*	
	Grupo Igarapé Salobo	2761 ± 3 / 2497 ± 5 / 2776 ± 240	U-Pb (Zr, Tit) / Pb-Pb (Mag)	2 / 31
Complexos ultramáficos	Complexo Luanga	2763 ± 6	U-Pb (Zr)	2
	Serra da Onça	2766 ± 6	U-Pb (Zr)*	32
	Serra Azul	2970 ± 7	U-Pb (Zr)	7
TTG arqueanos	Granodiorito Cumaru	2817 ± 4	Pb-Pb (Zr)	15
	Tonalito Parazonia	2858	U-Pb (Tit)	7
	Trondhjemitó Mogno	2871	U-Pb (Tit)	7
	Rio Maria Granodiorito	2739 ± 23 / 2852 ± 16 / 2872 ± 10	Rb-Sr (RT) / Pb-Pb (Zr)	23 / 6 / 11 / 12
		2874 +9/-10 / 2872 ± 5	Pb-Pb (RT) / U-Pb (Zr)	7
Supergrupo Andorinhas	Grupo Tucumã	2868 ± 8	Pb-Pb (Zr)	6
	Grupo Lagoa Seca	2904 +29/-22 / 2979 ± 5	U-Pb (Zr)	12 / 7
Rochas do embasamento	Tonalito Arco Verde	2957 +25/-21 / 2872 ± 5	U-Pb (Zr) / Pb-Pb (Zr)	12 / 18
	Complexo Xingu	2859 ± 2 / 2974 ± 15 / 2971 +30/-28	U-Pb (Zr) / Pb-Pb (Zr)	2 / 6 / 12 / 7
		2798	U-Pb (Zr) / U-Pb (Tit)	
	Complexo Pium	3050 ± 114 / 3002 ± 14 / 2861 ± 12	Pb-Pb (RT) / U-Pb (Zr)*	9 / 10

^a 1. Souza et al. (1995); 2. Machado et al. (1991); 3. Barros et al. (1992); 4. Huhn et al. (1999); 5. Dias et al. (1996); 6. Avelar et al. (1999); 7. Pimentel & Machado (1994); 8. Wirth et al. (1986); 9. Rodrigues et al. (1992); 10. Pidgeon et al. (2000); 11. Lafon et al. (1994); 12. Macambira & Lancelot (1996); 13. Dall'Agnol et al. (1999); 14. Lafon et al. (1995); 15. Lafon & Scheller (1994); 16. Barbosa et al. (1995); 17. Trendall et al. (1998); 18. Barbosa & Lafon (1996); 19. Cordani (1981); 20. Leite (2001); 21. Dall'Agnol et al. (1984); 22. Lafon et al. (1988); 23. Lafon et al. (1991); 24. Gastal et al. (1987); 25. Gonzalez et al. (1988); 26. Macambira et al. (1991); 27. Duarte et al. (1991); 28. Mougeot et al. (1996); 29. Ferreira Filho (1985); 30. Macambira et al. (1996); 31. Mellito & Tassinari (1998); 32. Lafon et al. (2001); 33. Galarza et al. (2001); 34. Barros et al. (2001); 35. Sardinha et al. (2001).

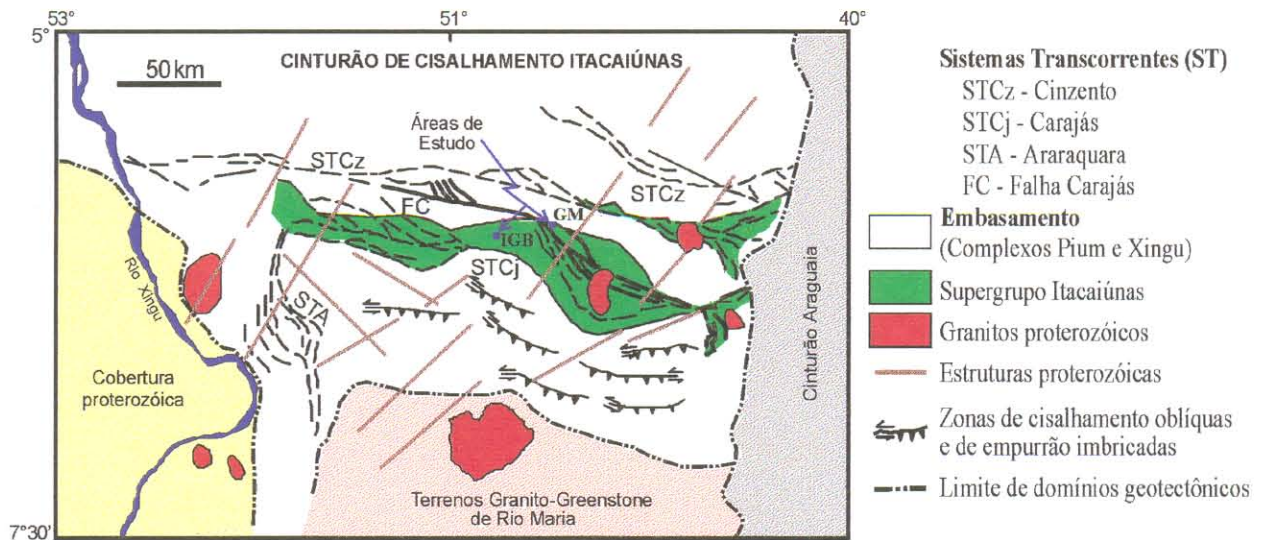


Figura 5 - Mapa litoestrutural simplificado do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, região de Carajás (modificado de Araújo & Maia, 1991; Macambira et al. 1994 e Costa et al. 1994). IGB= Depósito Igarapé Bahia e GM= Depósito Gameleira.

Segundo uma interpretação tectônica mais recente apresentada por Pinheiro (1997) e Pinheiro & Holdsworth (1997, 2000), baseados nas assinaturas geoquímicas de rochas basálticas e feições estruturas primárias preservadas em unidades sedimentares, a inversão da bacia foi causada por dobramentos complexos e falhamento direcional sinistral. Esses autores também propuseram que a deposição das seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas se deu numa bacia intracratônica. Esta nova hipótese considera a evolução do CCI em cinco estágios: (1) transpressão sinistral (2,9-2,85 Ga) com deformação dúctil a alta temperatura afetando as rochas do embasamento e aquelas do Grupo Igarapé Salobo, (2) transpressão sinistral (2,8-2,7 Ga) com deformação dúctil-rúptil a temperatura baixa afetando rochas do Grupo Igarapé Pojuca; (3) formação de bacias intracratônicas (<2,76 Ga) conduzindo a deposição do Grupo Grão Pará e Formação Águas Claras; (4) transtensão dextral (2,7-2,6 Ga) com o desenvolvimento de sistemas de falhas direcionais Carajás e Cinzento, e (5) transpressão sinistral (<2,6 Ga) com deformação rúptil a dúctil de muito baixa temperatura das rochas adjacentes imediatas ao sistema de falhas Carajás e Cinzento, junto com inversão tectônica fraca por reativação de falhas. Por fim, no Paleoproterozóico, a totalidade da PMC foi afetada por um evento de extensão regional entre 1,9 e 1,8 Ga. Esse tectonismo facilitou a intrusão de plútons graníticos tipo-A e enxames de diques.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com à dos seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONG. BRAS. GEOL., 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG. 6:2293-2407.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo. 378p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo. *Bol. Inst. Geociências USP*, 7(45):45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. *Atas*. Campina Grande, SBG. 6:363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17:1-29.
- ALTHOFF, F.J. 1996. Etude pétrologique et structurale de granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2.7–3.2 Ga). Nancy, Universidade Henri Poincaré, Nancy I. Université Henri Poincaré. 296p. PhD Thesis.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estrutura de granitoïdes arqueanos da região de Marajoara. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:5-26.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 139p. (Tese de Livre Docência)
- AMARAL, G. 1984. Província Tapajós e Província Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F. & HASUI, H. Eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p.6-35
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R. 1991. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás–Estado do Pará*. Brasília, DNPM/CPRM. 136p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; PENA, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira

- integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. 299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7., Belém, 1988. *Anais.* Belém, SBG/DNPM, p.324-333.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA Jr., F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos Resultados Geocronológicos. *Rev. Bras. Geociências*, **29**:453-460.
- BARBOSA, A.A. & LAFON, J.M. 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr de Granitóides Arqueanos da região de Redenção – Sul do Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **26**(4): 255-264.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:147-164.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Jour. South Amer. Earth Sciences*, **10**(3-4):321-330.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **4**:83-102.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos.* Belém, SBG. (CD-ROM).
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **3**(4): 215-242.
- BRITO NEVES, B.B. 1992. O Proterozóico Médio no Brasil: Ensaio do conhecimento e seus problemas. *Rev. Bras. Geociências*, **22**(4):449-461.
- CORDANI, U.G. 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Região da Serra dos Carajás. Universidade de São Paulo. DOCEGEO (Relatório Interno).

- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*, **12**:78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONG. GEOL. CHILENO, 2., Arica, 1979. *Actas*, Arica, SGC. 4:137-148.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JORGE JOÃO, X.S.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALLE, A.G.; SANTOS, A.; PENA, J.I.C.; NEVES, A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. 314-317.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:199-235.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Inter. Geol. Rev.*, **42**:832-849.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.B. 1981. Geologia. In: MME, Projeto RadamBrasil, Folha SC-22, Tocantins. Levantamentos de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, Convênio DNPM/CPRM/PROPESC. v.22, p.21-196.
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. 2:873-885.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, **50**:113-138.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.

- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudos de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Manaus, 1984. *Anais*. Manaus, SBG, 58-74.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JORGE JOÃO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTER. SYMP. GRANITES AND ASSOC. MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. *Excution Guide*. Salvador, SBG, p.135-161.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da formação Águas Claras, Carajás – Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5., Belém, 1996. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. p.376-379.
- DIELLA, V.; FERRARIO, A.; GIRARDI, V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geol. Rev.*, **9**:445-453.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anexo aos Anais*. Belém, SBG. p.11-56.
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão – sudoeste de Rio Maria (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG. p.7-20.
- FARACO, L.M.T.; CARVALHO, A. J.M.; KLEIN, L.E. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota explicativa. Belém. CPRM/SGB. 33p.
- FERREIRA FILHO, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 112p. (Tese de Mestrado).
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; MAURITY, C.W.; MEIRELES, H.P. 2001. Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás) com base nos isótopos de Pb. In: SBG, SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do granodiorito Rio Maria. Amazônia Oriental. *Geochim. Brasiliensis*. **1**:247-259.

- GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SENTA, N.D. 1988. Geologia do maciço anorogênico Cigano. Vale do Rio Parauapebas - PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém. 1988. *Anais*. Belém. SBG. 3:1132-1146.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, 8(1):29-37.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.M.; COSTA, J.B.S. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Rev. Bras. Geociências*, 12(1):7-31.
- HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ, 5, Manaus, 1999. *Resumos Expandidos*. Manaus, SBG. p.463-466.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAN, E.J., GOUVEIA, J.L., MARTINS, L.P.B., MONTALVÃO, R.M.G., COSTA, V.G. 1988. O terreno "granito-greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG. 3:1438-1452.
- LAFON, J.M. & SCHELLER, T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. 321-324.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; GARCIA, R. 1988. Relatório sobre o estudo geocronológico Rb-Sr do Maciço Granítico da Serra da Seringa e dos Granulitos da Serra do Pium (PA). Relatório Final. Belém, FADESP/CPRM, 23p.
- LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALLE, A.G.; BARRADAS, J.A.S. 1991. Geocronologia Rb-Sr da região de São Félix do Xingu. Resultados preliminares. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG-NNO. 21-31.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Lê granite Mata Surrão: Um magmatisme monzogranitique contemporain des tonalitiques-trochjémiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). Paris. *C.R. Acad. Sci.*, 318:643-648.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; MACAMBIRA, E.M.B.; PEREIRA, E.D. 1995. Magmatisme anorgénique du Protérozoïque inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 320:937-944.

- LEITE, A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, CG-CPGG, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 330p.
- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1997. Geologia e Petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas rochas encaixantes – SE do Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 9: 43-81.
- LIMA, M.I.C. 1994. Província Estrutural Amazônia. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. *Anais*. Camboriú, SBG. v.2, p.410-411.
- LINDENMAYER, Z.G.1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario, Universidade de Western Ontario, Canada. Department de Geology, University de Western Ontario. 407p. PhD Thesis.
- MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. O quadro geológico da Folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B), SE do Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. *Anais*. Camboriú, SBG. 1:111-112.
- MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; GOMES, A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: CONG. BRAS. GEOL., 39., Salvador, *Anais*. Salvador, SBG. 6:516-518.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time Constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38:1134-1142.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. 1991. Le granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'Archeen de l'Amazonie Orientale, Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313:78-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; JORGE JOÃO, X.S. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: uma discussão. *Rev. Bras. Geociências*, 20:258-266.

- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; PIDGEON, R. 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 40., Belo Horizonte, 1998. *Resumos Expandidos*, Belo Horizonte, SBG, p.154.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Research*, 49:329-354.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of the Rio Maria area (eastern Amazonian region – Brazil): an example of Archaean granite – greenstone terrane intruded by anorogenic granites of middle Proterozoic ages. In: PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION, Carajás, 1987. Final Meeting Working Group-Project 204. *Extended Abstract*. IUGS-UNESCO. p.97-109.
- MELLITO, K.M. & TASSINARI, C.C.G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 α , Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. 119.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. 6:579-581.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Rev. Bras. Geociências*, **23**:117-123.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:177-197.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. *Anais*. Camboriú, SBG. 2:390-391.

- PINHEIRO, R.V.L. 1997. *Reactivation History of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil*. Durham, Universidade de Durham. Department of geological Sciences, 408p. PhD Thesis.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Jour. Geol. Soc. London*, **154**:99-103.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, Na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(4):597-606.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp. São Paulo, SBG*. 2:183-184.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLECTCHER, I.R. 2001. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, (in press).
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M.; KRYMSKI, R.; MACAMBIRA M.J.B. 2001. Petrologia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Metalogenética de Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Res Exp. Belém, SBG*, (CD-ROM).
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG. p.91-142.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Eds.). *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, incluindo Depósitos Minerais*. Brasília, DNPM, p.9-55.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, R.R.; ASMUS, H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES. 1974. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: Projeto RADAM-BRASIL.

- Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM/MME, 143p. (Lev. Rec. Nat., 4).
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; HORBE, M.A. 1995. Geochronological and isotopic evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposit, Carajas Province, Brazil. In: SYMP. RAPA-KIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém, 1995. *Abstracts*. Belém, SBG, p.76.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do Terreno "Granito-Greenstone" da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG, 6:2913-2928.
- SUITA, M.T.F. & NILSON, A.A. 1988. Geologia do complexo máfico-ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás) e das unidades encaixantes. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, 6:2813-2823.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precamb. Research*, **42**:213-227.
- TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R.; NELSON, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**:265-277.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **16**(2):195-200.
- WERNICK, E. 1981. The Archean of Brazil. *Earth-Sci. Reviews*, **17**:31-48.

CAPÍTULO III

PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PARÁ), BRASIL

*(Aceito para publicação no Livro "Contribuições à Geologia da Amazônia 3",
organizado pela SBG-NO)*

3 - PETROLOGIA E GEOCROLOGIA DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PARÁ), BRASIL

MARCO ANTONIO GALARZA¹ & MOACIR JOSÉ B. MACAMBIRA²

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG, Universidade Federal do Pará, antogt@starmedia.com

² Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG, Universidade Federal do Pará, moamac@ufpa.br

ABSTRACT PETROLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE IGARAPÉ BAHIA Cu-Au DEPOSIT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE (PARÁ), BRAZIL. The Igarapé Bahia Cu-Au deposit, hosted in the homonymous group, is located in the Carajás Mineral Province (SE of the State of Pará, Brazil). This group is mainly composed by mafic metavolcanic, metapyroclastic and clastic metasedimentary rocks, as well as by banded iron formations and hydrothermally altered breccias, cut by mafic intrusive rocks (dikes). The main Cu-Au mineralization occurs in the breccias that are located between the metavolcanic and metapyroclastic/metasedimentary rocks. The main hydrothermal alteration types are chloritization (predominant), carbonatization, sulfidation and ferrification, resulting in mineral assemblages compatible with the mineral associations of greenschist facies. On the basis of the petrographic, mineralogical and major and trace elements data these rocks can be classified as metabasaltic andesite (metavolcanic), lapilli and laminated metatuffs (metapyroclastic) and metagabbro (dikes). The geochemical data suggest that these rocks are tholeiitic and were generated in a continental rift environment, what it is supported by tectonostratigraphic evidences and Sm-Nd isotopic data. The geochemical similarity in major and trace elements as well as REE suggest a correlation of the Igarapé Bahia Group with the Grão Pará Group. Single zircon Pb evaporation dating of metavolcanic and metapyroclastic rock respectively yielded ages of 2745 ± 1 Ma and 2747 ± 1 Ma, interpreted as the ages of crystallization. These ages are correlated with the bimodal volcanism (ca. 2,76 Ga) of Grão Pará (Carajás Mineral Province) and Fortescue groups (Western Australia).

Keywords: Petrology, Geochemical, Geochronology, Igarapé Bahia deposit, Carajás

RESUMO O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, hospedado no grupo homônimo, está localizado na Província Mineral de Carajás, PMC (SE do Estado do Pará, Brasil). Esse grupo é constituído principalmente por rochas metavulcânicas máficas, metapiroclásticas e metassedimentares clásticas, bem como por formações ferríferas bandadas e brechas alteradas hidrotermalmente, sendo cortadas por rochas intrusivas máficas (diques). A mineralização de Cu-Au principal ocorre nas brechas que se posicionam entre as rochas metavulcânicas e metapiroclásticas/metassedimentares. Os principais tipos de alteração hidrotermal são a cloritização (dominante), carbonatação, sulfetação e ferrificação, gerando assembléias compatíveis com as associações minerais da fácies xisto-verde. Com base nos estudos petrográficos, mineralógicos e químicos de elementos maiores e traço, essas rochas podem ser classificadas como metandesito basáltico (metavulcânicas), metatufos de lapilli e laminados (metapiroclásticas) e metagabros (diques). Os dados geoquímicos, em que pese a alteração hidrotermal, sugerem tratar-se de rochas toleíticas geradas em um ambiente de rifte continental, o que é suportado por evidências tectonoestratigráficas e dados isotópicos Sm-Nd. A similaridade geoquímica, tanto para os elementos maiores e traço, quanto para os ETR, favorece a hipótese de correlação do Grupo Igarapé Bahia com o Grupo Grão Pará. Datações por evaporação de Pb em monocristais de zircão de rocha metavulcânica e metapiroclástica forneceram idades de cristalização de 2745 ± 1 Ma e de 2747 ± 1 Ma, respectivamente. Essas idades são correlacionáveis com o vulcanismo bimodal (ca. 2,76 Ga) dos grupos Grão Pará (PMC) e Fortescue (Austrália Ocidental).

Palavras-chave: Petrologia, Geoquímica, Geocronologia, Depósito Igarapé Bahia, Carajás

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC), SE do Cráton Amazônico, considerada como contendo as principais reservas minerais do Brasil, engloba importantes depósitos de Fe, Au, Cu, Mn etc. e representa uma das maiores concentrações de minérios do planeta. O depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia está encaixado em rochas do grupo homônimo (Fig. 1), unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988). O depósito Igarapé Bahia é uma mina de ouro atualmente explorada pela Companhia Vale de Rio Doce (CVRD). A lavra do depósito é feita a céu aberto sendo explorado somente o minério supergênico. O minério foi concentrado a valores econômicos por processos supergênicos que deram origem a uma crosta laterítico-gossânica com espessura média de 100 m. A mineralização primária de sulfetos é dominada por calcopirita e apresenta teores de Cu em geral acima de 1%. O minério está hospedado principalmente em brechas alteradas hidrotermalmente dispostas no contato entre as rochas metavulcânicas e metassedimentares-metapiroclásticas (e.g. Almada & Villas 1999, Villas *et al.* 2001).

Este estudo apresenta novos resultados de trabalhos de campo, petrográficos, geoquímicos (incluindo ETR) e geocronológicos das rochas encaixantes das mineralizações do depósito Igarapé Bahia. O objetivo principal é descrever e caracterizar as relações petrogenéticas existentes entre elas e subsidiar discussões sobre a idade e origem das rochas encaixantes do depósito.

GEOLOGIA REGIONAL

A PMC, formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano, foi afetada por um evento paleoproterozóico extensivo acompanhado por intrusões graníticas anorogênicas e diques máficos e félsicos associados (Macambira *et al.* 2001). A PMC é dividida nos segmentos crustais sul e norte, cujo limite parece ser transicional. Esses blocos tectônicos são conhecidos como os Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria (Huhn *et al.* 1988), ao sul, e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988), ao norte. A Fig. 1 apresenta em parte o arcabouço litoestratigráfico e geocronológico mais atualizado da PMC. No segmento sul, as rochas mais antigas são os greenstone belts do Supergrupo Andorinhas e o Tonalito Arco Verde (2,97-2,90 Ga; Pimentel e Machado 1994, Macambira e Lancelot 1996), localizados na região de Rio Maria, SE da província. Essas rochas são intrudidas por granitóides (granodioritos, trondhjemitos e granitos) de ca. 2,87 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Leite 2001). No segmento norte da PMC, onde o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas está desenvolvido, o

embasamento arqueano está composto pelos complexos gnáissico Xingu e granulítico Pium (2,85-3,00 Ga; Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999, Pidgeon *et al.* 2000), resultantes de regeneração metamórfica de terrenos arqueanos.

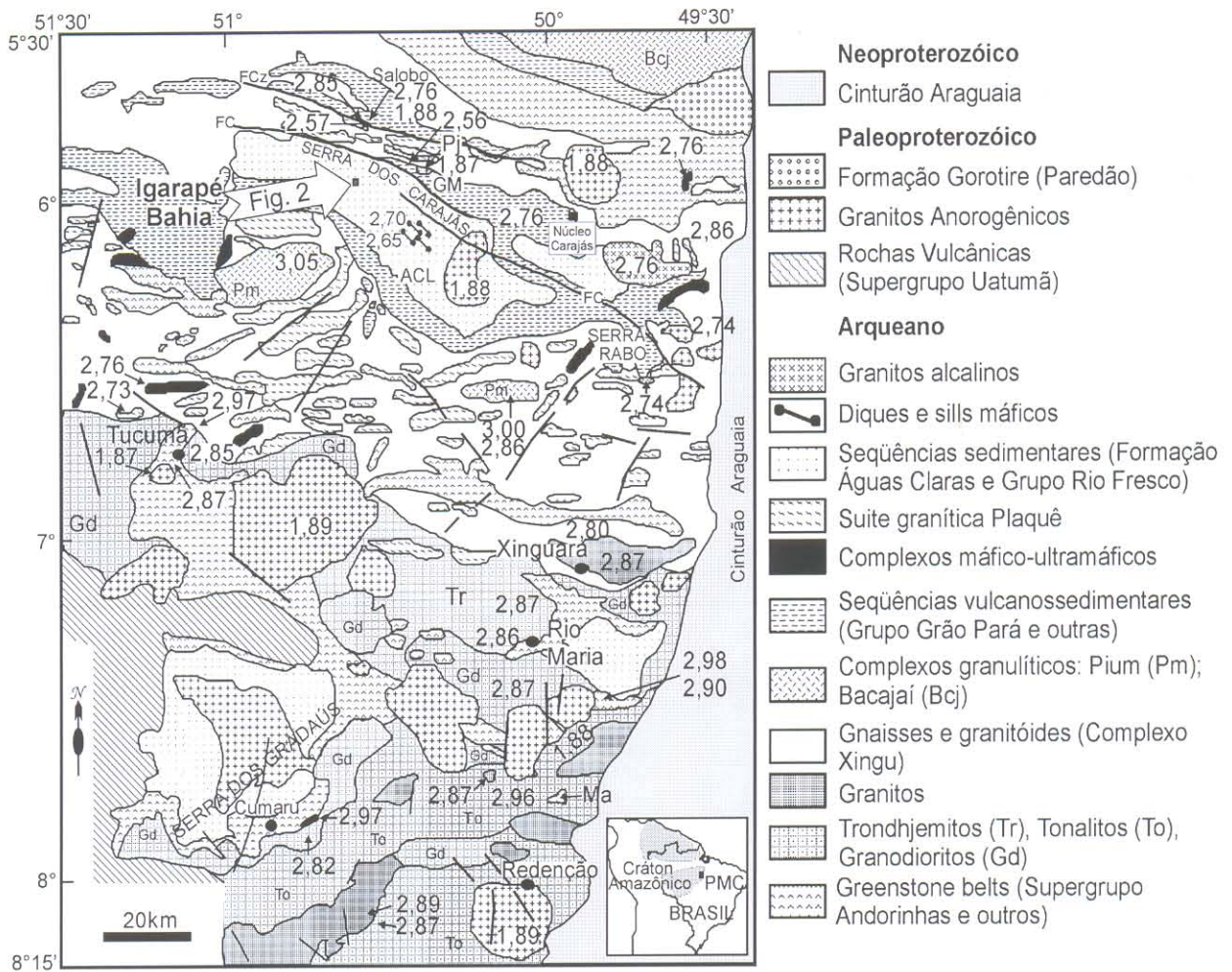


Figura 1 - Mapa geológico-geocronológico da Província Mineral de Carajás, modificado de Costa *et al.* (1995), Faraco *et al.* (1996) e Dall'Agnol *et al.* (1997). As idades são apresentadas em Ga. ACL=Águas Claras, GM=Gameleira. FC=falha Carajás, FCz=falha Cinzento.

O Supergrupo Itacaiúnas é constituído pelos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Buritirama, Igarapé Bahia e Grão Pará (ca. 2,76 Ga; Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Macambira *et al.* 1996, Trendall *et al.* 1998), todos compostos por seqüências vulcanossedimentares preenchendo a bacia de Carajás. O magmatismo máfico é dominante e todas as unidades litoestratigráficas parecem ser contemporâneas, mostrando diferentes graus metamórficos e deformacionais. Vários corpos graníticos arqueanos deformados, alongados e lenticulares, de direção E-W, conhecidos como a Suíte

Plaquê (2,73 Ga, Avelar *et al.* 1999), intrudem as rochas do Complexo Xingu. Outras intrusões neoarqueanas incluem o Complexo Granítico Estrela (2,76 Ga, Barros *et al.* 2001) e o Granito Old Salobo (2,57 Ma, Machado *et al.* 1991). Uma extensa cobertura metassedimentar arqueana principalmente clástica de origem marinha a fluvial, denominada Formação Águas Claras (e.g. Nogueira *et al.* 1995) abrange uma grande área da PMC. Todas essas seqüências e unidades antigas são intrudidas por diques máficos, complexos máfico-ultramáficos acamadados arqueanos e por granitóides anorogênicos paleoproterozóicos (e.g. Macambira & Lafon 1995).

GEOLOGIA DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA

O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia (Fig. 1) localiza-se a aproximadamente 70 km do Núcleo Urbano de Carajás. Esse depósito está encaixado em rochas do Grupo Igarapé Bahia, que é dividido nas formações Grota do Vizinho e Sumidouro, ambas constituídas por seqüências vulcanossedimentares hidrotermalmente alteradas (Docegeo 1988). Na área do depósito, o Grupo Igarapé Bahia ocorre como uma pequena janela erosional dentro da Formação Águas Claras (Fig. 2). A seqüência inferior consiste predominantemente de rochas metavulcânicas máficas (RMV) intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto a superior é formada por rochas metassedimentares (RMS, metarritmitos, metassiltitos, metagrauvacas) interestratificadas com rochas metapiroclásticas (RMP) intermediárias a félsicas (tufos de cristal, tufos laminados e, mais localmente, tufos finos e lapilli tufos), bem como por silexitos e formações ferríferas bandadas. Intercalações com metabasaltos são subordinadas na parte superior. Separando essas duas seqüências, ocorre uma zona de brechas hidrotermalmente alteradas (ZBH) com cerca de 30 a 100 m de espessura, a qual, localmente, mostra contatos gradacionais com as seqüências adjacentes. Nas brechas, litoclastos de RMV e de formações ferríferas bandadas são dominantes (Villas & Santos 2001). Esses clastos, especialmente os de RMV, tendem a estar orientados paralelamente aos contatos das brechas. Os maiores constituintes minerais da matriz são clorita, magnetita, carbonatos (siderita > ankerita) e calcopirita em diferentes proporções, além de quantidades menores de quartzo, turmalina, biotita, apatita e monazita (Villas & Santos 2001). A razão clastos/matriz é altamente variada, produzindo brechas sustentadas pelo arcabouço e pela matriz que têm sido interpretadas como de origem freática. Foram elas, portanto, formadas anteriormente aos movimentos tectônicos que tornaram a seqüência vulcanossedimentar subvertical (Almada & Villas 1999). Para Dreher & Xavier (2001), as brechas do depósito

Igarapé Bahia seriam geradas por *debris-flow* submarina associada a uma antiga falha de crescimento, provavelmente situada próximo ao depósito. Rochas da Formação Águas Claras repousam discordantemente sobre aquelas do Grupo Igarapé Bahia. Elas representam uma espessa seqüência de rochas siliciclásticas fracamente metamorfas (metaquartzo-arenitos), que são dominantes, e estão interacamadas com leitos conglomeráticos e, menos comumente, pelíticos.

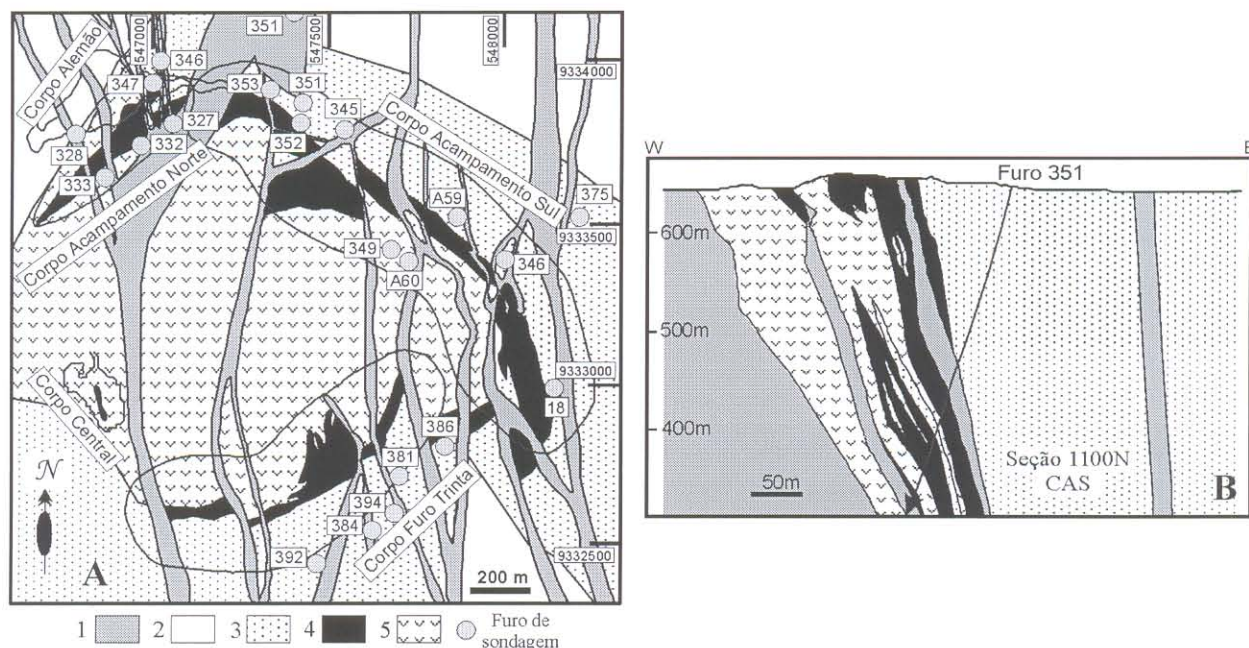


Figura 2 - Mapa geológico (A) (modificado de Soares *et al.* 1999) e seção vertical do furo F351-CAS (B), do depósito Igarapé Bahia. Destacam-se os corpos de minério, furos de sondagem e pontos de coleta das amostras estudadas. 1. Rochas intrusivas máficas, 2. Formação Águas Claras, 3. Rochas metassedimentares e metapiroclásticas, 4. Brechas, 5. Rochas metavulcânicas máficas.

Falhamentos e/ou fraturamentos subsequentes afetaram tanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia como da Formação Águas Claras, permitindo a intrusão de abundantes diques dioríticos e gabróicos –RIM (e.g. Villas & Santos 2001, Villas *et al.* 2001), com direção dominante N-S. Cinco corpos de minério compõem o depósito Igarapé Bahia, sendo conhecidos como Corpo Acampamento Sul (CAS), Acampamento Norte (CAN), Furo Trinta (CF30), Central e Alemão. Esse último está localizado a NW do CAN sob cerca de 250 m de rochas da Formação Águas Claras e é constituído, em grande parte, por sulfetos maciços de Cu-Fe + Au (Barreira *et al.* 1999). A distribuição espacial da ZBH, como a das RMV e RMS/PMP formam uma estrutura semicircular de origem ainda desconhecida (Fig. 2).

FEIÇÕES PETROGRÁFICAS

Os estudos petrográficos foram realizados em amostras de testemunhos de furos de sondagem dos corpos CAS, CAN e CF30. O objetivo principal foi detalhar os tipos rochosos mais expressiva da seqüência vulcanossedimentar. Os estudos constaram da observação de 48 lâminas delgadas (Anexo) utilizando-se microscópio petrográfico. As amostras foram selecionadas a partir de descrições macroscópicas em testemunhos de sondagem. Do ponto de vista petrográfico, os tipos rochosos do Grupo Igarapé Bahia aqui estudados apresentam como mais marcante característica a ocorrência de cloritização generalizada compatível com as associações minerais da fácies xisto-verde. A mineralização principal dos corpos CAS, CAN e CF30 está hospedada na ZBH. A Fig. 2 apresenta de forma simplificada as principais unidades litoestratigráficas, o posicionamento dos principais corpos de minério e a seção geológica do furo 351 do CAS do depósito Igarapé Bahia. A amostragem de testemunhos de sondagem permitiu a caracterização dos seguintes tipos litológicos: rochas metavulcânicas máficas, rochas metapiroclásticas, rochas metassedimentares e rochas intrusivas máficas. Descrições das brechas encontram-se em Lindenmayer *et al.* 1998, Almada & Villas 1999, Tallarico *et al.* 2000, Villas *et al.* 2001, Dreher & Xavier 2001.

Rochas Metavulcânicas Máficas (RMV)

Essas rochas estão presentes em toda a seqüência vulcanossedimentar. Apesar de haver predominância de rochas de composição basáltica (muito provavelmente representativas de derrames), ocorrem também rochas de composição andesítica a dacítica (Sachs 1993). São rochas de constituição maciça, compactas, homogêneas, cinza-esverdeada a verde-clara, de granulação fina a média, microfraturadas e cortadas por veios e vênulas de quartzo, sulfeto e carbonato. Apresentam textura fanerítica e equigranular fina a média. Microscopicamente a textura é ofítica e subofítica, quando a alteração não foi tão intensa a ponto de obliterar as texturas originais (Fig. 3A). Localmente apresentam texturas afanítica, microporfírica e amigdaloidal, parcialmente preservadas.

As amostras A12, A13, A15, A17, A21, A24, A25, A27, A37, A38, A44 e A45, encontram-se alteradas hidrotermalmente (parcial a totalmente cloritizadas) e em diferentes graus de intensidade, preservando, contudo, grande número de suas feições primárias. São compostas principalmente por plagioclásio e piroxênio ou por seus produtos de alteração representados por clorita, sericita, actinolita-tremolita e epidoto, além de quartzo, titanita, biotita, carbonatos

(siderita, calcita) e minerais opacos em quantidades subordinadas. A associação mais comum constitui-se, nos locais onde a alteração hidrotermal não foi intensa, de cristais de anfíbólio (geralmente actinolita e rara hornblenda) e ripas de plagioclásio parcialmente alterado, evidenciando textura reliquiar ofítica a subofítica. Como acessórios têm-se óxidos de Fe, epidoto, clorita, carbonato, titanita e biotita. Nos locais onde a alteração foi intensa, as texturas encontram-se totalmente obliteradas e a assembléia mineralógica mais comum é dada por clorita, quartzo, calcita, epidoto, titanita e calcopirita (Sachs 1993).

Os cristais de anfíbólio são subédricos a anédricos, formando feixes e agregados irregulares. Podem ocorrer como fantasmas esverdeados preservando a forma original do piroxênio, incluindo ripas de plagioclásio. Também se apresentam na forma de cristais fibrosos, aciculares, ou como cristais maiores com inclusões de quartzo. Nas proximidades dos veios, os cristais geralmente são bem desenvolvidos e bem formados, apresentando maclamento. A actinolita ocorre como produto de alteração de piroxênio pré-existente, e pode alterar-se para clorita, e raramente para biotita, epidoto e carbonato. O piroxênio, raramente preservados, encontram-se substituídos por anfíbólio (actinolita). O plagioclásio apresenta-se em ripas subédricas exibindo diferentes graus e tipos de alteração. Os cristais maiores encontram-se mais alterados. Os menos alterados, ainda exibem sua geminação preservada (albita a andesina). Saussuritização e sericitização são as alterações mais comuns e, com menor frequência, cloritização nos planos de fratura do plagioclásio. Nas rochas mais alteradas figuram como principais constituintes quartzo e clorita, secundados por albita, carbonato, epidoto, titanita e calcopirita. O quartzo encontra-se preenchendo veios e vênulas ou como material ligante entre fragmentos de brecha. Os cristais são límpidos e cheios de inclusões. Localmente há agregados arredondados de quartzo recristalizados (policristalinos) circundados por cristais orientados de clorita (Fig. 3B). Como principais produtos de alteração hidrotermal de plagioclásio, piroxênio e anfíbólio temos a clorita, epidoto, carbonatos e minerais opacos, preenchendo veios e vênulas ou disseminados pela matriz das rochas. Os principais minerais opacos são calcopirita, pirita, magnetita, hematita e ilmenita, as duas últimas geralmente em intercrescimentos lamelares.

Outro grupo de amostras (A14, A16, A18, A19, A22, A23, A26, A35, A39, A41, A43 e A46) apresenta uma textura formada principalmente por micro e fenocristais de plagioclásio totalmente alterados, sem geminação. Localmente encontram-se agregados arredondados de quartzo com

bordas recristalizadas, às vezes formando sombras de pressão inclusos numa matriz orientada ou não de clorita (80 a 90%), quartzo, sericita, sulfeto e óxidos de ferro (Fig. 3B). A foliação é truncada por veios hidrotermais de quartzo, carbonato (siderita, calcita), sulfeto e plagioclásio (albita?). Os sulfetos são de forma anédrica a subédrica e encontra-se tanto inclusos no plagioclásio como disseminados, associados à clorita. Cristais euédricos de turmalina encontram-se subordinados. Os cristais de clorita encontram-se formando palhetas ou massas irregulares. O quartzo é de forma anédrica reliquiar.

Rochas Metapiroclásticas (RMP)

Essas rochas apresentam grande variação granulométrica e composicional em termos de cristais e fragmentos líticos. A caracterização dos intervalos piroclásticos deve-se à boa preservação das texturas primárias e da granulometria e neles puderam ser identificados metatufos finos (laminados) e metatufos de lapilli. Metatufos de cristais não foram observados. A classificação dessas rochas seguiu os critérios de Fisher (1966) e Pettijohn (1975). Apresentam constituição maciça, compacta, de coloração cinza esverdeada a verde-escura, de granulação fina a média, estando microfraturadas, cortadas por veios e vênulas de quartzo \pm carbonato e calcopirita; localmente apresentam concentrações subordinadas de calcopirita (nódulos anastomosados). Os fragmentos líticos são de metassiltitos e metapelitos, de metavulcânicas e de formação ferrífera bandada. Além dos fragmentos já citados, os metatufos são constituídos essencialmente por quartzo, clorita, sericita, plagioclásio e sulfeto. Essas rochas ocorrem intercaladas às rochas metavulcânicas e às metassedimentares.

Figura 3 – Fotomicrografias de amostras do depósito Igarapé Bahia: (A) textura ofítica a intersertal na RMV (amostra A24, F384/CF30, 377,44m, NC); (B) agregados arredondados de quartzo recristalizado circundados por cristais orientados de clorita, com provável textura reliquiar porfirítica (amostra A21, F327/CAN, 303,10m, NC); (C) metatufos laminados marcado pelo arranjo planar dos cristais de clorita e sericita (amostra A52, F384/CF30, 312,50m, NC); (D) metatufos lapilli grosseiro composto de cristais de quartzo e \pm clastos de RMV mostrando orientação de fluxo desses cristais; a matriz é muito fina e composta principalmente de clorita e plagioclásio sericitizado (amostra A48, F351/CAS, 114,75m, NC); (E) rocha pelítica (siltito) com estruturas *slump* (F351/CAS, b1: 95m, b2: 99m e b3: 101,5m); (F) metaquartzo-arenito composto essencialmente por quartzo e plagioclásio sericitizado, com grãos policristalinos de quartzo, muscovita bandada e sulfeto subordinados (amostra A9, F351/CAS, 111,70m, NC); (G) metarritmito composto de camadas milimétricas a centimétricas intercaladas de quartzo-clorita, e quartzo, siderita, calcopirita e óxidos de ferro, mostrando textura de microgradação (amostra A8, F351/CAS, 161,5m, NC); (H) formação ferrífera bandada composta de alternância de laminações de magnetita e quartzo recristalizado, mostrando microdobras assimétricas (amostra A56, F332/CAN, 253,1m, NC); (I) textura intergranular a intersertal constituída de plagioclásio, piroxênio \pm anfibólio, clorita e quartzo e \pm biotita e calcopirita (amostra A29, F353/CAS, 270,0m, NC); (J) intercrescimento granofírico (mirmequítico) de quartzo-feldspato (amostra A58, F375/CAS, 986,6m, NC).

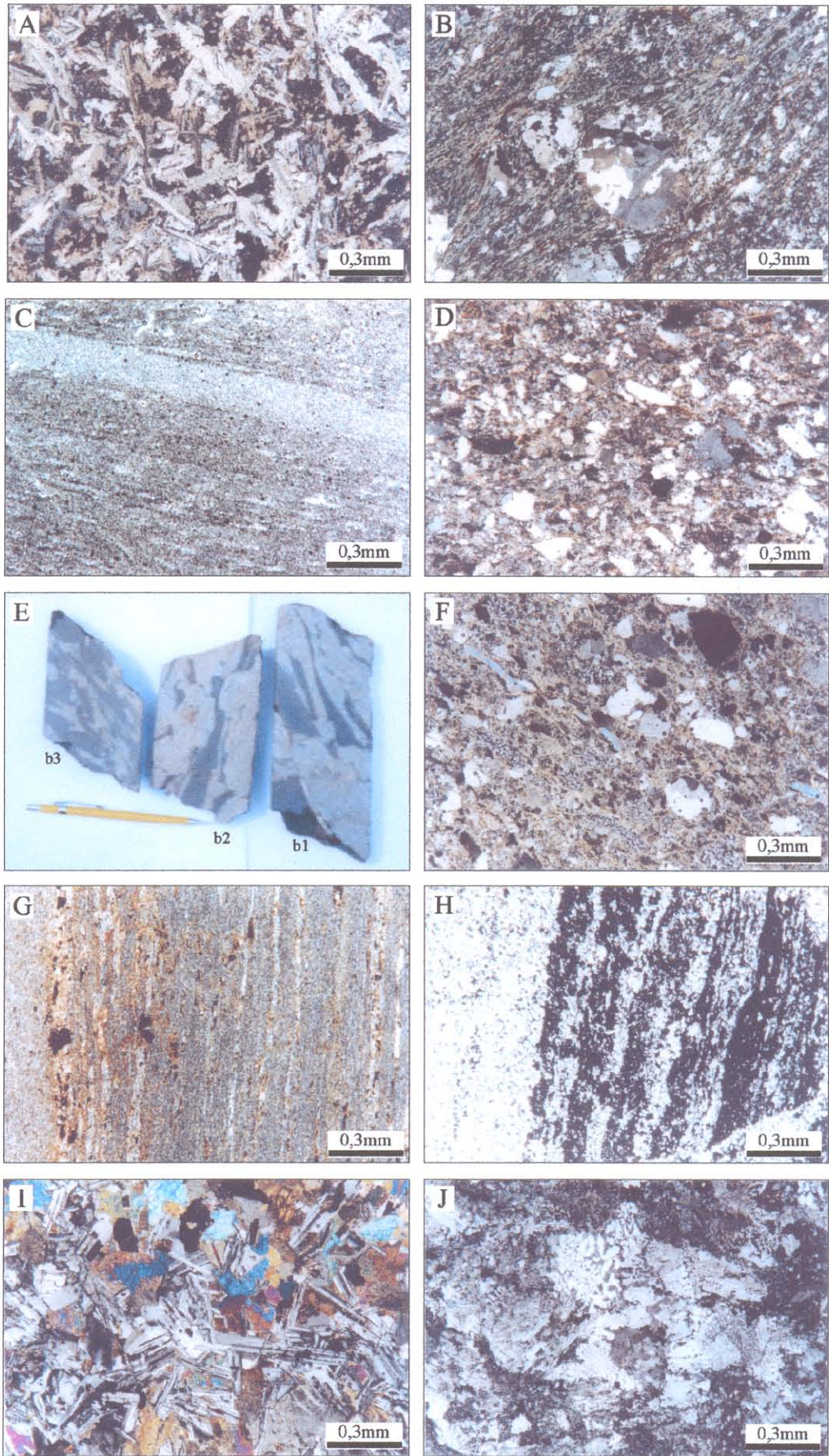


Figura 3

O metatufo laminado está representado pela amostra A52 que apresenta laminação bem marcada pelo arranjo planar dos cristais de clorita e sericita na forma de finíssimas palhetas orientadas. Caracteriza-se pela intercalação de níveis de cristal fino e cineríticos (Fig. 3C). É comum a presença de fenocristais angulosos de quartzo e de cristais subédricos de plagioclásio (albita-oligoclásio). A matriz ocupa de 70 a 90% do volume da rocha. Os Metatufos de lapilli (amostras A48, A49, A50, A51, A53 e A54) apresentam fragmentos de natureza e granulometria variadas, de angulosas a subarredondadas, sendo a maioria de cristais de quartzo e, em menor quantidade, de fragmentos líticos. A matriz dessas rochas é muito fina, constituída principalmente por clorita, sericita, plagioclásio, sulfetos e quartzo anédricos; subordinadamente observam-se grãos policristalinos de quartzo (silexitos). A maioria das amostras apresenta orientação de fluxo (Fig. 3D).

Rochas Metassedimentares

Nesse grupo de rochas foram identificadas metaquartzo-arenitos, metarritmitos e formação ferrífera bandada. Os metaquartzo-arenitos (amostras A7 e A9) são rochas de constituição maciça, de coloração cinza esverdeada com pontuações esbranquiçadas; possuem granulometria de areia fina a grossa. A amostra A7 foi coletada numa zona de fratura, apresentando-se microfraturada com estruturas *slump* correspondentes a fragmentos centimétricos irregulares de metapelitos (Fig. 3E) e intensa oxidação nas bordas. A amostra A9 apresenta-se menos alterada pelo intemperismo ou hidrotermalismo. Ao microscópio, são compostas essencialmente por quartzo, sericita e clorita, e subordinadamente tem-se plagioclásio saussuritizado, muscovita, opacos (sulfetos), óxidos de ferro, zircão, apatita e fragmentos líticos. O quartzo (mais abundante) e o plagioclásio sericitizado apresentam-se como grãos sub-angulosos a angulosos dispersos numa matriz constituída por clorita, sericita, quartzo e óxidos de ferro. O quartzo apresenta bordas corroídas pela reação com a matriz, com extinção ondulante moderada a forte, ocorrendo subordinadamente grãos policristalinos disseminados próximo às zonas microfraturadas. Fantasmas de plagioclásio encontram-se totalmente transformados para cristais de sericita e dessa para muscovita na forma de agulhas intercrescidas. Clorita, sericita e muscovita são os constituintes principais da matriz. Localmente, observa-se clorita radial e muscovita bandada associadas ao quartzo e vênulas de clorita e quartzo ao longo das fraturas (Fig. 3F). Cristais de zircão e apatita foram observados. As rochas apresentam uma laminação muito tênue na qual os grãos maiores de quartzo parecem estar orientados segundo essa laminação. Os

fragmentos líticos são representados por metapelitos e metassiltitos, de granulação muito fina. O metarritmito (amostra A8) é uma rocha maciça, de coloração cinza esverdeada com alternância de camadas milimétricas com diferentes colorações e granulometrias. Ao microscópio é composto essencialmente de quartzo, clorita e sericita, além de plagioclásios intensamente alterados para sericita, clorita, opacos (sulfetos) e muscovita subordinada (Fig. 3G). Os níveis milimétricos alternados são compostos principalmente de quartzo, carbonato (siderita) e clorita. Microgradação e estruturas convolutas são relativamente comuns. Níveis de espessura superior a 5 mm são formados principalmente por abundante quartzo, com clorita, sericita e opacos (sulfetos) subordinados. Os níveis de espessura inferior a 5 mm são formados principalmente por clorita ± quartzo com finas lâminas intercaladas de siderita, quartzo, opacos (sulfetos) e óxidos de ferro. O quartzo apresenta-se em pequenos cristais finos, com bordas corroídas pela reação com a matriz, composta principalmente por cristais de clorita e sericita, orientados paralelamente à laminação. Os minerais opacos (sulfetos) encontram-se concentrados nos planos de laminação ou disseminados. As formações ferríferas bandadas (amostras A55 e A56) são laminadas, compactas, constituídas principalmente pela alternância de níveis de magnetita e de quartzo recristalizado (Fig. 3H) e subordinadamente proporções variáveis de carbonato, calcopirita, fluorita, clorita e biotita. Localmente apresenta microdobras abertas e assimétricas, com a formação de uma tênue foliação plano-axial, marcada por palhetas orientadas de clorita. Ouro muito fino pode ocorrer disseminado nos níveis de formações ferríferas (Sachs 1993). São comuns microfalhas truncando e perturbando a laminação. As formações ferríferas bandadas ocorrem intercaladas, na maioria dos casos, com os metarritmitos, RMV e brechas.

Rochas Intrusivas Máficas (RIM)

As RIM cortam na forma de diques todos os tipos rochosos do Grupo Igarapé Bahia. Observa-se no contato das rochas intrusivas com as rochas encaixantes, uma intensa brechação, onde os clastos das rochas encaixantes apresentam-se orientados e imersos em uma matriz essencialmente clorítica.

As amostras A28, A29, A30, A40, A42, A47 e A58 são de constituição maciça, compactas, coloração esverdeada escura, com pontuações brancas e pretas subordinadas e granulação fina a média. Essas rochas são cortadas por veios e vênulas de quartzo e ± sulfeto. Apresentam uma textura fanerítica e equigranular média a fina. Microscopicamente essas rochas mostram uma textura intergranular a subofítica (a maioria) e granofírica (A47, A58), constituída principalmente por plagioclásio, com ou sem piroxênio (reliquiar) ± anfibólio, clorita, quartzo e ± biotita e sulfetos (Fig.

3I). Turmalina, carbonato, epidoto, sericita e apatita constituem a suíte de minerais acessórios. Localmente há intercrescimento granofírico (mirmequítico) de quartzo e feldspato (Fig. 3J).

Os cristais de plagioclásio são de forma euédrica a subédrica, parcialmente saussuritizados e ocupam os espaços intercristalinos dos cristais alongados de piroxênio. O piroxênio corresponde à augita, cujos cristais são euédricos a subédricos, estando parcialmente alterados nas bordas para anfibólio e esse, por sua vez, para clorita e opacos. Os cristais de anfibólio são subédricos a anédricos parcialmente cloritizados. Intimamente associado com plagioclásio, formando contatos irregulares, ocorre o quartzo em grãos límpidos anédricos. A clorita e minerais opacos, além da albita, são os principais produtos da alteração hidrotermal. Cristais individuais de clorita apresentam-se formando massas irregulares na matriz, associados a óxidos de ferro e epidoto pseudomórfico. Os minerais opacos mostram formas anédricas a subédricas e acham-se, em geral, associados aos minerais máficos.

Alteração Hidrotermal

Os principais tipos de alteração hidrotermal que ocorrem nas rochas do depósito Igarapé Bahia são a cloritização, carbonatação, sulfetação e ferrificação. Em menor expressão apresentam-se turmalinização e silicificação.

Cloritização - Esse tipo de alteração hidrotermal é o mais abundante em todas as unidades rochosas e é denunciado pela coloração esverdeada das rochas. A clorita ocorre, na maioria dos casos, como massas de granulação muito fina, raramente encontra-se cristais bem desenvolvidos. Às vezes a clorita apresenta-se orientada ou envolvendo agregados arredondados de quartzo recristalizado. Nas vênulas e veios a clorita mostra-se bem cristalizada e, às vezes, com hábito radial.

Carbonatação - Esse tipo de alteração está bem representado na ZBH pela precipitação de siderita e, em menor escala, de ankerita e calcita. Esses carbonatos ocorrem principalmente em vênulas, bolsões ou disseminados na matriz como agregados granulares ou microcristalinos anédricos. A siderita é o carbonato mais abundante na ZBH mais rica em sulfetos, o que deve indicar contemporaneidade e estreita relação com a mineralização. Já a calcita deve pertencer a uma fase mais tardia relacionada diretamente à colocação dos diques que cortam todas as litologias do Grupo Igarapé Bahia.

Sulfetação - Ocorre de maneira mais expressiva na ZBH, porém também apresenta-se nas outras unidades rochosas. Os minerais associados encontram-se, em geral, de forma disseminada, em bolsões, preenchendo espaços entre os clastos e/ou em vênulas. Calcopirita é o sulfeto mais abundante, seguido por bornita, covelita, calcocita e pirita. Os cristais apresentam-se de forma

geralmente xenomórfica, exceto a pirita que pode ocorrer na forma euédrica a subédrica.

Ferrificação - O ferro é o componente mais importante de todas as fases de alteração e de mineralização. O ferro está presente na composição da clorita, do anfíbólio, da siderita, da magnetita e dos sulfetos (calcopirita, pirita e bornita). A magnetita nas formações ferríferas bandadas apresenta-se de forma anédrica ou em agregados arredondados; quando associada aos sulfetos ocorre na forma euédrica a subédrica. Nesse último caso, é possível que a magnetita seja de origem hidrotermal (Almada & Villas).

Silicificação - Esse tipo de alteração é representada por quartzo cristalino ou microcristalino, como grãos anédricos a subédricos, e disseminado na matriz da ZBH, ou em vênulas acompanhado de clorita, siderita, sulfetos e/ou turmalina.

Turmalinização - A turmalina ocorre em todos os tipos rochosos do depósito, sendo pouco comum nas rochas metassedimentares. Ocorre na forma euédrica a subédrica e, mais raramente, na forma radial. As dimensões variam desde pequenos cristais, dispersos na matriz da ZBH, até grandes cristais prismáticos, bastante fraturados preenchidos por cristais de calcopirita, podendo estar associada ao quartzo e à calcopirita em alguns veios.

GEOQUÍMICA

Nesse item serão apresentadas as características geoquímicas mais expressivas dos litotipos RMV, RMP e RIM do Grupo Igarapé Bahia, objetivando caracterizar a natureza do magmatismo máfico (ambiente geotectônico) no qual esse grupo foi gerado, discutir sua correlação com o Grupo Grão Pará ou com rochas de outras regiões de ambientes parecidos.

Metodologia

Com base nos critérios petrográficos e considerando a representatividade das rochas menos alteradas, foram analisadas 12 amostras de rochas do depósito Igarapé Bahia para determinação dos teores dos elementos maiores e traço, incluindo os ETR (Tabela 1). Quatro amostras referem-se às RMV, quatro às RMP e quatro às RIM. Todas as análises foram realizadas nos laboratórios da Bondar Clegg, Canadá. Os elementos maiores foram determinados por fluorescência de raios-X (XRF), enquanto a perda ao fogo (P.F.) foi por métodos gravimétricos e Ba, Sr, Y, Nb, Zr e Rb por fluorescência de raios-X. Ag, Cu, Pb, Zn, Cr, Mo, Ni, Co, V, Sn e W foram determinados por espectrometria óptica de plasma com acoplamento indutivo (ICP), enquanto que o F foi por

espectrometria de ions electrospalhados. Para a determinação dos teores de As e Sb foi utilizada absorção atômica com sistema de hidretos. Já o Au, Ce, Cs, Eu, La, Lu, Nd, Sc, Sm, Tb, Th, U, Yb, Hf e Ta foram analisados por ativação neutrônica –INAA.

Rochas Metavulcânicas Máficas

Os teores de voláteis (perda ao fogo) variam de 3,46 a 5,09%, sugerindo ter sido intensa a interação com os fluidos hidrotermais, grau de alteração variável. SiO₂, Al₂O₃ e TiO₂ parecem ter sido pouco mobilizados e mostram teores relativamente uniformes. Os dados analíticos permitem inferir que a natureza dessas rochas seja máfica (basáltica) ou até mesmo toleítica que, posteriormente, mudou para intermediário a félsico. Essas amostras apresentam-se enriquecidas em ferro e contem baixo a moderado MgO, sugerindo provavelmente que parte do Fe como do Mg tenha sido transferida dos fluidos hidrotermais para as rochas. A natureza toleítica é confirmada no diagrama sílica vs. álcalis (Fig. 4A) de Irvine & Baragar (1971) onde, todas as amostras analisadas plotam no campo dos basaltos sub-alcálicos (toleíticos), e pelos teores de Zr e Ti, elementos estes considerados pouco móveis no ambiente hidrotermal, mesmo em condições de extrema alteração (Finlow-Bates & Stumpfl 1981). Natureza similar apresentam as RMV estudadas por Sachs (1993), Althoff *et al.* (1994) e Ferreira Filho (1985) do mesmo depósito e as descritas por Teixeira & Eggler (1994) do depósito de ferro N4, bem como, aos toleítos e andesitos arqueanos de Condie (1976). Uma razão Nb/Y < 2 é característica de suítes toleíticas “intra-placa” (Pearce & Cann 1973, Floyd & Winchester 1975), similar ao apresentado pelas RMV do Igarapé Bahia, que indicam razões Nb/Y baixas (média = 0,74). A classificação química da RMV A37 como andesito basáltico é confirmada no diagrama Zr/TiO₂ versus Nb/Y (Fig. 4B), enquanto que a amostra A21 se enquadra no campo do basalto alcalino. A amostra A37 coincide com os campos de outras RMV dos grupos Igarapé Bahia (Sachs 1993) e Grão Pará (Teixeira & Eggler 1994) (Fig. 4B). Valores muito semelhantes com os das RMV do depósito Igarapé Bahia apresentam os toleítos arqueanos associados a greenstone belts (Condie 1981). No diagrama de Nb-Zr-Y (Fig. 4C) para discriminar ambientes tectônicos de rochas basálticas, a amostra A37 plota no campo dos toleítos de intraplaca (WPT) ou basaltos de arcos vulcânicos (VAB). Resultados similares são apresentados por algumas RMV estudadas por Sachs (1993) e Teixeira & Eggler (1994), Fig. 4C.

As maiores concentrações nos elementos traço são apresentadas pelo F (337–1110 ppm) e Cu (27–2649 ppm), refletindo, respectivamente, as quantidades de fluorita e calcopirita presentes. Já os teores de Cr, Ni, Co, V, Zn e Zr estão, majoritariamente, entre 50 e 250 ppm. Sc, Y, Ba e Rb apresentam

concentrações no intervalo de 14 a 60 ppm; os dois primeiros com distribuição bem mais uniforme que os outros dois, enquanto a Sn, W, Sb, Ag, As, Nb e Sr normalmente registram valores abaixo do limite de detecção para o método usado. Quanto ao Th, U, Hf, Ta, Pb e Mo raramente apresentam concentrações acima de 15 ppm. Os teores de Au são muito baixos, variando de 3 a 220 ppb.

Utilizando-se os teores para elementos traços incluindo os ETR, normalizados em relação aos valores fornecidos por Taylor & MacLennan (1985), o diagrama multielementar (Fig. 4D) mostra, em geral, enriquecimento em relação ao manto primitivo, por fatores que variam de cerca de 1 a 200. Por outro lado, fica evidente as anomalias negativas de K e moderada de Nb, provavelmente devido aos processos de alteração hidrotermal ou a contaminação crustal das rochas.

Tabela 1 - Composição química (normalizadas para 100% anhidrous) para as rochas do depósito Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. RMV= rocha metavulcânica máfica, RMP= rocha metapiroclástica, RIM = rocha intrusiva máfica. * = ppb, Total = somatória pré-normalizada dos elementos maiores mais perda ao fogo, < abaixo do limite de detecção.

Amostras Rocha	A12	A21	A37	A44	A48	A50	A53	A54	A28	A29	A42	A58
	RMV				RMP				RIM			
SiO ₂ (% peso)	56,28	63,59	59,69	55,23	75,18	74,49	71,16	66,86	50,42	50,48	50,59	58,12
TiO ₂	1,84	1,16	1,28	1,07	0,58	0,48	0,49	0,56	0,92	0,96	0,88	1,98
Al ₂ O ₃	11,76	10,21	13,02	14,54	12,58	11,27	12,27	13,90	14,21	14,22	14,58	13,06
Fe ₂ O ₃ ^{total}	24,43	20,40	15,86	21,22	7,39	10,10	12,03	14,14	11,42	11,57	11,21	17,29
MnO	0,21	0,15	0,15	0,13	0,03	0,09	0,06	0,07	0,19	0,19	0,19	0,16
MgO	4,24	3,82	7,26	6,15	0,86	1,01	1,31	1,73	8,10	7,85	7,85	3,28
CaO	0,71	0,38	0,85	0,30	0,05	0,12	0,07	0,08	12,47	12,22	12,46	1,82
Na ₂ O	< 0,01	< 0,01	0,20	< 0,01	0,26	0,07	< 0,01	< 0,01	1,85	1,91	1,88	3,59
K ₂ O	0,07	0,03	1,57	1,16	3,02	2,31	2,54	2,59	0,36	0,54	0,29	0,27
P ₂ O ₅	0,45	0,26	0,12	0,20	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,44
P.F.	4,23	3,46	5,09	4,98	2,31	2,35	2,78	3,20	0,71	1,02	0,70	3,31
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Cr (ppm)	< 1	1	6	35	44	47	47	47	15	11	17	7
Ni	64	88	33	82	60	44	42	63	28	29	28	14
Co	69	37	27	38	28	31	26	29	19	17	21	61
Sc	27	21	39	24	15	11	10	16	48	47	48	29
V	126	22	282	84	19	25	27	35	70	75	73	147
Cu	27	32	67	52	1212	457	439	580	156	151	137	33
Pb	10	9	8	8	4	5	5	5	< 2	< 2	< 2	6
Zn	90	57	44	63	31	24	21	30	38	36	34	40
W	< 20	< 20	< 20	< 20	36	46	41	< 20	43	22	57	25
Mo	2	< 1	1	< 1	3	1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 2
As	1,2	< 1	< 1	< 1	7,8	4,3	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2,8
Au *	69	< 5	18	120	22	42	24	7	250	57	69	< 5
F	598	446	594	476	413	246	231	237	124	120	92	461
Rb (ppm)	5	8	46	16	96	58	64	55	29	35	23	20
Cs	< 0,5	< 0,5	0,7	< 0,5	1	< 0,5	0,7	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,5	< 0,5
Ba	208	153	289	1173	609	484	488	462	130	128	98	230
Sr	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	8	6	< 0,5	< 0,5	61	65	64	84
Ta	1,2	< 1	1,2	1,2	1,1	1,5	1,5	1,2	1,9	1,1	2,4	1,3
Nb	< 0,5	6	6	< 0,5	20	17	10	6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	7
Hf	8,1	4,7	4,1	6,4	4,7	4	4,2	3,7	1,6	1,4	1,4	4,3
Zr	246	159	108	212	167	152	142	125	51	49	48	145
Y	21	5	21	13	21	15	17	14	14	18	19	20
Th	15	5,3	12	16	10	9,1	10	9,2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	8,8
U	2	< 1	2	2	3	2	2	2	< 1	< 1	< 1	2
La (ppm)	74	99	81	50	208	38	60	41	3	3	3	42
Ce	120	130	130	84	200	54	74	57	7	8	7	69
Nd	48	41	54	36	47	21	26	23	< 10	< 10	< 10	34
Sm	7,8	6	8,2	6,2	4,6	3	3,9	3,3	2	2	1,9	6,2
Eu	2,2	1,5	2,3	1,7	5,7	0,8	2,1	1,6	0,7	0,7	0,6	1,9
Yb	4	2	3	3	2	1	1	1	2	2	2	2
Lu	0,4	0,3	0,4	0,3	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

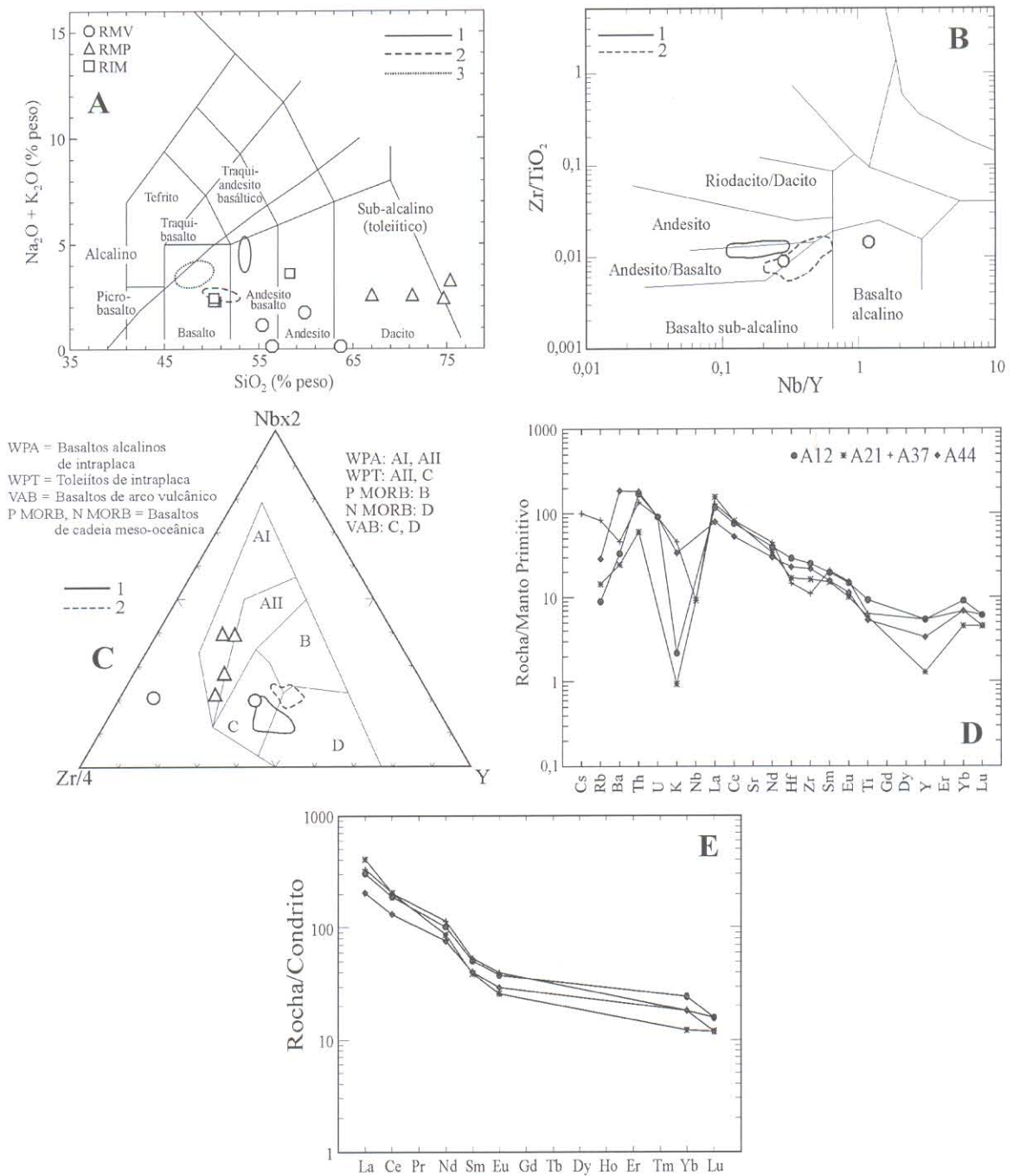


Figura 4 - Diagramas para as RMV do depósito Igarapé Bahia. A) sílica vs. álcalis, mostrando o limite dos campos dos basaltos alcalinos e sub-alcálicos (toleíticos), conforme (Irvine & Baragar 1971) e TAS (Le Maitre 1989) para as RIM; B) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (Winchester & Floyd 1977); C) Nb-Zr-Y (Meschede 1986); D) Multi-elementos, normalizados para o manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985); E) Padrões de ETR, normalizados para condrito (Evensen *et al.* 1978), símbolos como na Fig. 4D. Campos de RMV e RIM: 1- Teixeira & Eggler (1994) e 2- Sachs (1993) e 3-Barros *et al.* (1994).

O padrão de distribuição dos ETR é moderadamente inclinado com evidente enriquecimento dos ETRL sobre os ETRP e sem anomalias importantes (Tabela 1, Fig. 4E). Com relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978), os fatores de enriquecimento variam de 12 a 400. Configurações muito similares são mostradas pelos metandesitos basálticos do depósito de ferro N4 (Teixeira & Eggler 1994) e RMV do depósito Igarapé Bahia (Tallarico *et al.* 2000, Althoff *et al.* 1994, Sachs 1993), como também, as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas de greenstone belts do sul da África (Hawkesworth & O’Nions 1977).

Rochas Metapiroclásticas

As amostras de RMP apresentam-se menos alteradas do que as RMV. Os teores de voláteis (perda ao fogo) são mais baixos variando de 2,31 a 3,20%. Essas rochas são quimicamente dominadas pelos componentes SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total e K_2O , que somados fazem 93 a 95% do seu peso, o que leva a sugerir que se trata de rochas de natureza félsica. Concentrações médias de TiO_2 e MgO , outros componentes de certa expressão são 0,51% e 1,18%, respectivamente. As RMP são muito pobres em CaO e Na_2O . A classificação dessas rochas como metatufos de lapilli foi feita com base nos estudos petrográficos e segundo os critérios recomendados por Fisher (1966) e Pettijohn (1975). No diagrama sílica vs. álcalis de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 4A), os metatufos de lapilli plotam no campo dos basaltos sub-alcálicos (toleíticos). Natureza similar apresentaram as RMP estudadas por Althoff *et al.* (1994) e Ferreira Filho (1985). No diagrama Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Fig. 4C), as RMP plotam entre o limite dos toleítos e basaltos alcálicos de intraplaca.

Os elementos traço que apresentam as mais altas concentrações são o F (246 - 413 ppm) e o Cu (439 - 1212 ppm) refletindo respectivamente a quantidade de fluorita e calcopirita presentes. Cr, Ni, Co, Sc, V, Zn, Rb, Ba, Nb, W, Y e Th registram concentrações cujos teores não ultrapassam a faixa de 10 a 65 ppm. Exceção é o Zr que varia de 125 a 167 ppm. U, Hf, Ta, Pb e Mo apresentam concentrações menores que 5 ppm, enquanto que As, Sb, Ag, Sn e às vezes, Sr e Cs, ficam abaixo do limite de detecção. As amostras analisadas são pobres em Au (7 a 42 ppb).

No diagrama multi-elementos (Fig. 5A) fica evidente que nos metatufos de lapilli, os elementos analisados são enriquecidos em relação ao manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985) por fatores que variam em geral entre > 1 e 200, com a exceção do Sr que mostra um empobrecimento mais pronunciado, possivelmente devido ao fracionamento magmático ou

processos de alteração hidrotermal (cloritização). Além do Sr, Nb revela moderada anomalia negativa. O padrão de distribuição dos ETR é moderadamente inclinado, mostrando um forte enriquecimento dos ETRL sobre os ETRP, distinguindo-se anomalia negativa para Sm e positiva para Eu, com a exceção da amostra A50 (Tabela 1; Fig. 5B). Com relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978), os fatores de enriquecimento variam de cerca de 10 a quase 1000. Como principais diferenças composicionais, entre as RMV e RMP, além dos elementos maiores (p. ex. SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃ etc.), temos para as RMP: 1) menores teores de Zr, V, Cr, Co, Zn, Sc e Au; 2) maiores teores de W, Nb, Ba, e Rb; 3) maior enriquecimento nos ETRL; e 4) anomalia para Sm (negativa).

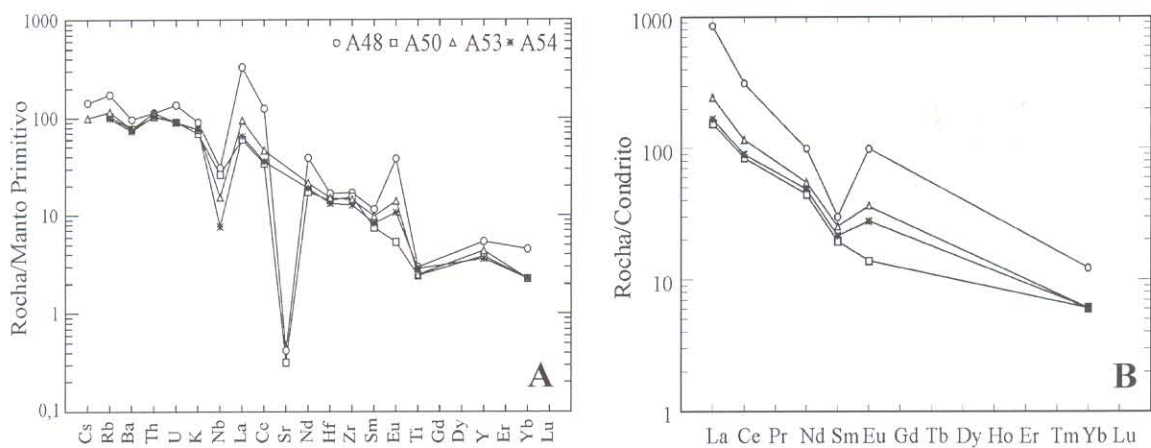


Figura 5 - Diagramas para as RMP do depósito Igarapé Bahia. A) Multi-elementos, normalizados para o manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985); B) Padrões de ETR, normalizados para condrito (Evensen *et al.* 1978). Símbolos como na Fig. 5A.

Rochas Intrusivas Máficas

As RIM, apesar de apresentarem um moderado a alto grau de alteração hidrotermal, mostram uma notável preservação das texturas ígneas primárias. As análises petrográficas e químicas permitiram separar-se dois grupos distintos de rochas quanto a alteração: o mais alterado (A58) sem vestígios de piroxênio reliquiar e portador de textura granofírica, e o menos alterado (A28, A29 e A42) portador de piroxênio reliquiar. Os teores de voláteis (perda ao fogo) são relativamente mais baixos, quando comparados com as RMV e RMP, variando de 0,71 a 1,02%, com a exceção da amostra A58. Os dados químicos das RIM indicam uma composição basáltica a diorítica e são dominados pelos componentes de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^{total}, CaO e Na₂O, totalizando 95%. A natureza toleítica é evidenciada no diagrama sílica vs. álcalis (Fig. 4A) onde as amostras de RIM plotam no campo dos

basaltos sub-alcalinos (toleíticos). Caráter similar apresentam as RIM estudadas por Sachs (1993), Barros *et al.* (1994) e Teixeira & Egger (1994). No diagrama TAS (Fig. 4A), todas as rochas analisadas têm composição de basalto, por conseguinte, elas são aqui classificadas como metagabros de granulação fina a média. Composições químicas similares apresentam os metagabros de Águas Claras (Barros *et al.* 1994) e metadiabásios estudados por Sachs (1993), enquanto que as amostras descritas por Teixeira & Egger (1994) plotam no campo dos andesito basálticos (Fig. 4A).

Dentre os elementos traço, F (92-495 ppm) e Cu (33-1310 ppm) apresentam os maiores teores, como resultado, respectivamente, de fluorita e calcopirita presentes. Com teores em geral abaixo de 150 ppm, e com maior frequência na faixa variando de 15 a 70 ppm, aparecem Zr, Cr, Ni, Co, Sc, V, Zn, Ba, Sr e Rb, enquanto Pb, Nb, Hf, U, Th, Y, Ta e Cs ficam abaixo do limite de detecção ou chegam até 10 ppm. Significativamente, concentrações de Sn, W, Mo, As, Sb, Nb e Ag ficam abaixo do limite de detecção para o método/técnica usado. Quanto ao Au, os teores são muito baixos, variando de zero a 250 ppb.

Os teores dos óxidos principais não são muito diferentes daqueles encontrados para as RMV, o que sugere possivelmente derivação do magma de uma mesma ou similar fonte. O diagrama multi-elementos (Fig. 6A), normalizado em relação ao manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985), mostra padrões similares para as amostras estudadas, com a exceção da amostra A58, que apresenta, a grosso modo, padrão similar a das RMV. Em linhas gerais os padrões obtidos são similares aqueles dos toleítos continentais.

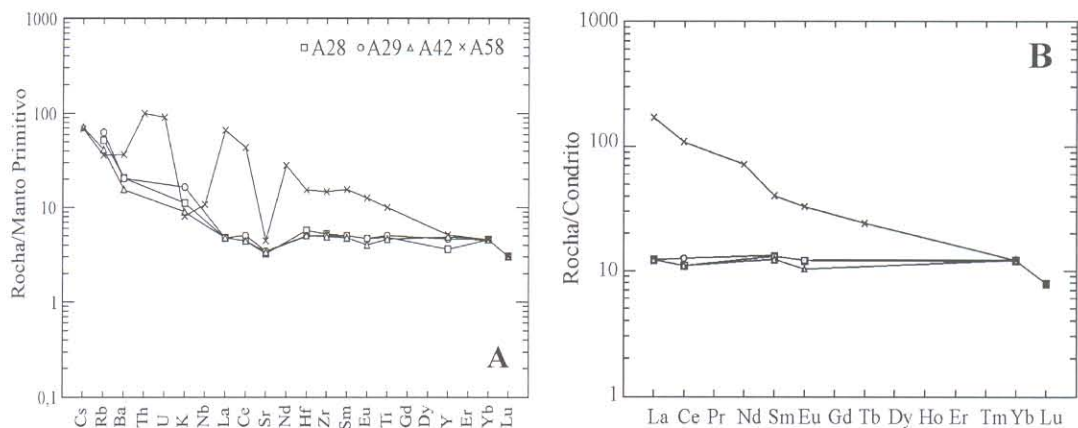


Figura 6 - Diagramas para as RIM do depósito Igarapé Bahia. A) Multi-elementos, normalizados para o manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985); B) Padrões de ETR, normalizados para condrito (Evensen *et al.* 1978). Símbolos como na Fig. 6A.

O padrão de distribuição dos ETR (Fig. 6B), na maioria das amostras (A28, A29 e A42) apresenta-se horizontalizado, sem enriquecimento relativo em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978) dos ETRL sobre os ETRP, sem anomalias importantes. A exceção é a amostra A58 que se mostra enriquecida em ETRL. As amostras A28, A29 e A42 apresentam padrão de distribuição dos ETR similar ao dos metagabros de Águas Claras (Barros *et al.* 1994), enquanto, que a amostra A58 apresenta padrão similar às das RMV e quartzo dioritos do depósito de ferro N4 (Teixeira & Eggler 1994).

Discussão dos Resultados

A partir dos dados apresentados na Tabela 1 e discutidos acima, observa-se que as RMV, RMP e RIM apresentam natureza de basaltos sub-alcalinos (toleííticos), contudo, as RMP se mostram petrologicamente mais evoluídas, enquanto que as RIM são mais precoces. Na sua maioria, apresentam enriquecimento em Cu e ETRL e empobrecimento em Cr, Ni e V, quando comparadas com rochas arqueanas equivalentes (Condie 1981), provavelmente devido à contaminação crustal do magma que as originou. Os padrões de distribuição nos diagramas multielementares dessas rochas assemelham-se com o padrão dos toleíitos continentais, porém superpõem-se parcialmente com o dos basaltos de fundo oceânico (Holm 1985), enquanto que os padrões de ETR das mesmas enquadram-se nos intervalos indicados por Henderson (1984) para basaltos toleíitos continentais, arcos insulares ou *back-arc*. Esses mesmos padrões apresentam semelhanças com o padrão dos toleíitos e andesitos arqueanos do tipo II (RMV e RMP) e intermediário entre os toleíitos tipo I e II (RIM) de Condie (1981). Nas rochas estudadas, os ETR não mostram modificação significativa em função do processo de alteração hidrotermal, só havendo variações importantes de padrão nos casos mais extremos de alteração. Padrões comparáveis foram obtidos por Dardenne *et al.* (1988), Sachs (1993) e Althoff *et al.* (1994), podendo-se sugerir uma certa similaridade geoquímica entre as rochas do Grupo Igarapé Bahia e as do Grupo Grão Pará. Com base no diagrama discriminante de ambientes tectônicos (Fig. 4C), para as RMV, sugere-se que o magma que originou essas rochas esteja relacionado a toleíitos de intraplaca, correspondendo, possivelmente, a toleíitos associados a rifte continental. Esta hipótese é corroborada por evidências tectono-estratigráficas (Pinheiro & Holdsworth 2000) e dados isotópicas Sm-Nd (Galarza 2002).

GEOCROLOGIA

Os estudos geocronológicos foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da UFPA, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de

zircão. São apresentados e discutidos os resultados das análises geocronológicas realizadas em amostras de RMV e RMP do depósito Igarapé Bahia. O objetivo principal é definir a idade de cristalização dessas rochas, verificar contemporaneidade com as rochas do Grupo Grão Pará e evidenciar a extensão do vulcanismo arqueano na PMC.

Metodologia

Das 9 amostras de RMV, RMP e RIM selecionadas para análise geocronológica (Anexo), somente em duas amostras foram encontrados cristais de zircão. Os cristais de zircão foram extraídos de cerca de 80 kg de rocha ou saprolito para cada amostra selecionada. Após trituração, pulverização e peneiramento das amostras, os cristais de zircão provenientes de frações granulométricas entre 0,088 mm e 0,250 mm foram separados com auxílio de elutriação, separador magnético Isodynamic Frantz e líquidos pesados. Os cristais de zircão escolhidos nessa fase foram lavados a quente com HNO_3 (50%), para a eliminação de crostas ferruginosas. Em seguida, foram selecionados por triagem manual sob uma lupa binocular. Os cristais selecionados foram preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, sem inclusões ou fraturas, porém, em caso de baixo número, foram analisados cristais apresentando essas características. Finalmente, os cristais selecionados foram depositados e aprisionados em um filamento de rênio em formato de canoa, para subsequente introdução em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Os dados geocronológicos foram obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão em filamento duplo com as adaptações desenvolvidas a partir de Kober (1987). Esses dados são tratados estatisticamente e filtrados segundo critérios estabelecidos no Pará-Iso.

Essa técnica posiciona frente a frente os dois filamentos, sendo um filamento de evaporação, onde o zircão é depositado, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação ou aquecimento (EV) a 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa. Dependendo da quantidade de Pb que o zircão contém e de sua capacidade em fixar-se no filamento de ionização pode-se realizar até cinco ou mais EV. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a temperatura ambiente. Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada EV são obtidos, em geral, até 5 blocos de dados (análise em monocoletor), e 10 (análise multicoletor). A partir das médias das razões

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada EV. Esses resultados são representados num diagrama Idade (Ma) versus Etapas de aquecimento, onde cada etapa fornece, em geral, um platô de idade que pode indicar a mesma idade ou não. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Os resultados são apresentados com desvios a 2σ e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Esses dados são tratados estatisticamente e filtrados segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso.

Rocha Metavulcânica Máfica

De 5 amostras de RMV do CAS coletadas para estudo geocronológico pelo método de evaporação de Pb de zircão, conseguiu-se extrair o mineral de apenas uma. Foram selecionados 35 grãos de zircão de RMV saprolitizada (amostra A60), coletada na seção 700 da malha local do CAS correspondente ao topo da seqüência metavulcânica. Os cristais de zircão apresentam uma coloração castanho-claro, são transparentes a translúcidos com brilho adamantino, automórficos, com hábito prismático (bipiramidal) a arredondados e mostrando, por vezes, bordas corroídas. Apresentam proporções comprimento-largura variáveis. Alguns cristais encontram-se microfraturados, quebrados em uma extremidade e quase todos contêm inclusões escuras a transparentes. Foram eleitos 7 cristais de zircão e, com a exceção dos cristais 6, 7 e 14, todos emitiram Pb suficiente para análise isotópica (Tabela 2). No cálculo da idade foram utilizadas as análises dos cristais 1, 11, 12 e 13, reunidas num diagrama idade (Ma) vs. etapas de aquecimento (Fig. 7A). Eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura, as etapas de mais alta temperatura forneceram uma idade média de 2745 ± 1 Ma (2σ).

Rocha Metapiroclástica

Foi selecionado um conjunto de 15 grãos de zircão de RMP saprolitizada (amostra A59), que corresponde à seqüência de rochas tufáceas (tufo de lapilli, tufo laminado, tufo cinza, tufo de cristal), coletada na seção 700 da malha local do CAS. Os cristais de zircão apresentam uma coloração que varia de castanho-claro a avermelhado, são translúcidos com brilho adamantino, automórficos, com hábito prismático (bipiramidal) e apresentam, por vezes, bordas corroídas. São

uniformes quanto à relação de tamanho (proporções comprimento-largura de 1,5:1), exceto para 6 cristais que apresentaram relação 2:1. Todos se apresentam levemente microfraturados e contendo poucas inclusões escuras. Para a análise pelo método de evaporação foram eleitos 11 cristais cujos resultados são apresentados na Tabela 2. Para o cálculo da idade foram utilizadas as análises dos cristais 1, 2, 3, 6, 11, 12, 13 e 14, cujas etapas de mais alta temperatura forneceram uma idade média de 2747 ± 1 Ma (2σ) (Fig. 7B), similar à idade obtida para as RMV (2745 ± 1 Ma).

Tabela 2 - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais zircão das amostras A60 (RMV) e A59 (RMP) saprolitizadas. (c) Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

Rocha	Amostra / Zircão	Razões consideradas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^c$ $\pm 2\sigma$	Idade $\pm 2\sigma$ (Ma)
RMV A60	RMV/01	154	0,000241 \pm 12	0,23232 \pm 3608	0,19341 \pm 31	0,19034 \pm 27	2745 \pm 2
	RMV/11	176	0,000058 \pm 13	0,38349 \pm 319	0,19079 \pm 21	0,19012 \pm 19	2744 \pm 2
	RMV/12	90	0,000058 \pm 5	0,24560 \pm 102	0,19096 \pm 33	0,19028 \pm 35	2745 \pm 3
	RMV/13	124	0,000063 \pm 10	0,25920 \pm 75	0,19108 \pm 40	0,19031 \pm 49	2745 \pm 4
	Total:	544				Idade Média =	2745\pm1
RMP A59	RMP/1	118	0,000191 \pm 194	0,22202 \pm 3492	0,19238 \pm 283	0,19030 \pm 38	2745 \pm 3
	RMP/2	176	0,000029 \pm 12	0,27730 \pm 1083	0,19053 \pm 23	0,19020 \pm 23	2744 \pm 2
	RMP/3	172	0,000021 \pm 2	0,24703 \pm 541	0,19081 \pm 50	0,19051 \pm 44	2747 \pm 4
	RMP/11	50	0,000009 \pm 8	0,25195 \pm 121	0,19081 \pm 54	0,19077 \pm 59	2749 \pm 5
	RMP/6	226	0,000014 \pm 7	0,22393 \pm 1404	0,19060 \pm 20	0,19042 \pm 25	2746 \pm 2
	RMP/13	264	0,000003 \pm 8	0,23922 \pm 698	0,19056 \pm 25	0,19042 \pm 19	2746 \pm 2
	RMP/12	72	0,000058 \pm 6	0,24525 \pm 97	0,19108 \pm 29	0,19042 \pm 29	2746 \pm 3
	RMP/14	176	0,000046 \pm 53	0,25221 \pm 1301	0,19136 \pm 91	0,19074 \pm 28	2749 \pm 2
	Total:	1254				Idade Média =	2747\pm1

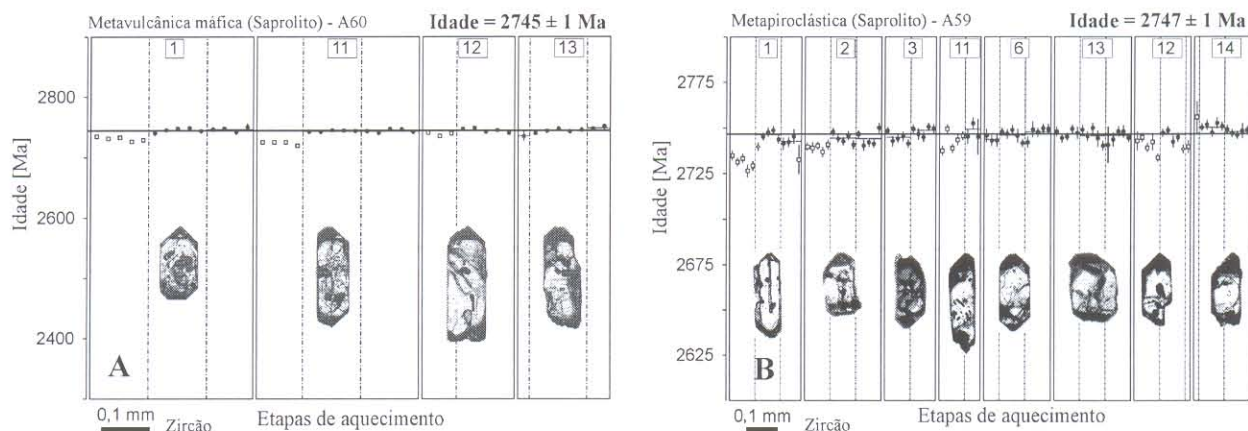


Figura 7 - Diagramas Idade (Y) vs. Etapas de evaporação (X) dos cristais de zircão das amostras A60 e A59 do CAS, depósito Igarapé Bahia. Idades: (A) 2745 ± 1 Ma (RMV); (B) 2747 ± 1 Ma (RMP). Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; Quadrado = bloco eliminado subjetivamente e "x" = bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Desvio analítico = 2σ .

Interpretação dos Resultados

Os resultados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) apresentam, em geral, valores similares às idades fornecidas pelo método U-Pb em zircão (Kober 1987; Andsdell & Kyser 1991; Gaudette *et al.* 1998). Portanto, as idades Pb-Pb em zircão obtidas por essa metodologia podem ser interpretadas como indicativas da idade de cristalização do zircão. Dessa forma interpreta-se as idades obtidas para a RMP saprolitizada (A59) de 2747 ± 1 Ma e para a RMV saprolitizada (A60) de 2745 ± 1 Ma, como suas idades de cristalização. Essas idades são similares à do vulcanismo bimodal dos grupos Grão Pará (2758 ± 39 Ma, U-Pb em zircão, Wirth *et al.* 1986; 2759 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991; 2757 ± 36 Ma, Pb-Pb em zircão, Macambira *et al.* 1996 e 2760 ± 11 Ma e 2743 ± 11 Ma, U-Pb em zircão, Trendall *et al.* 1998) e Fortescue, Austrália Ocidental (2,76 Ga; U-Pb em zircão, Pidgeon 1984; Richards & Blockley 1984).

CONCLUSÕES

O Grupo Igarapé Bahia, onde se encontra hospedado o depósito Igarapé Bahia, é constituído por uma seqüência inferior dominada principalmente por RMV e formação ferrífera bandada, enquanto que na seqüência superior predominam RMP intermediárias a félsicas e metassedimentares, com intercalações subordinadas de formação ferrífera bandada e RMV. Separando essas duas seqüências ocorre uma camada de brechas hidrotermalmente alteradas, que são as principais rochas hospedeiras da mineralização de ouro e cobre. RIM (dioríticas a gabróicas) cortam todas essas unidades rochosas.

As rochas do Grupo Igarapé Bahia apesar de apresentarem-se hidrotermalmente alteradas, mostram uma notável preservação das texturas ígneas e sedimentares primárias. Cloritização, carbonatação (siderita > ankerita > calcita), sulfetação e ferrificação são os tipos de alteração hidrotermal dominantes, porém turmalinização e silicificação podem ser localmente importantes.

Considerando-se o grau de alteração hidrotermal superposta, gerando uma paragênese compatível com a fácies xisto-verde baixo, constatou-se similaridades geoquímicas, em termos de elementos maiores e traço entre as RMV e as RIM que diferem, em vários aspectos, em relação às RMP. Com base nos estudos petrográficos, mineralógicos e químicos de elementos maiores e traço, essas rochas podem ser classificadas, respectivamente, como metandesitos basálticos, metagabros, metatufos de lapilli e laminado. Com respeito ao padrão de distribuição de ETR, salvo um pequeno número de amostras, essas rochas caracterizam-se por um enriquecimento em

relação ao condrito e por moderada a acentuada redução no sentido dos ETRL para os ETRP, sugerindo que tenham tido uma fonte magmática comum. Essas feições reforçam a correlação entre os magmatismos máficos presentes nos grupos Igarapé Bahia e Grão Pará.

As seqüências vulcanossedimentares do Grupo Igarapé Bahia indicaram idades de 2745 ± 1 Ma (RMV) e de 2747 ± 1 Ma (RMP) sendo, portanto, arqueanas e contemporâneas ao vulcanismo bimodal dos Grupos Grão Pará (PMC), Fortescue e Hamersley (Austrália Ocidental). As idades obtidas para o Grupo Igarapé Bahia são ligeiramente inferiores às do Grupo Grão Pará, concordando com a ordem estratigráfica proposta por Docegeo (1988).

Baseados nas discussões acima, o modelo tectônico para a Bacia Carajás proposto, envolve movimentos transtensivos seguido por geração de rifte continental durante o Arqueano. Esses movimentos permitiram a implantação da bacia intracratônica Carajás (2,76-2,74 Ga) sobre um embasamento previamente formado e estabilizado (Complexos Xingu e Pium) acompanhada da deposição das seqüências vulcanossedimentares dos grupos Igarapé Salobo, Grão Pará, Igarapé Bahia e Pojuca e das seqüências metassedimentares da Formação Águas Claras. Diques e sills gabróicos (2,65 Ga, Dias *et al.* 1996; 2,70 Ga, Mougeot *et al.* 1996; 2,76 Ga, Galarza 2002), granitos arqueanos (2,74-2,76 Ga, Huhn *et al.* 1999, Barros *et al.* 2001) e complexos máfico-ultramáficos (2,76 Ga, Machado *et al.* 1991) intrudiram nessa fase. Eventos tectônicos com idades entre 2,8-2,6 Ga, assim como a zona de rifteamento interpretada aqui, são muito conhecidos. Eles coincidem com um período maior de atividade magmática global (Windley 1984) e marcam o desenvolvimento de várias seqüências vulcanossedimentares (greenstone belts) fortemente mineralizadas, as quais têm sido interpretadas por muitos autores como formadas em zonas de rifte.

Agradecimentos Este trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor e contou com o apoio do CNPq através da bolsa de estudo (processo N° 141541/1998-9) e do projeto PADCT/ADIMB (convênio 88.98.0426-00). Agradece-se à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) por permitir o acesso aos testemunhos de sondagem da mina do Igarapé Bahia. As despesas laboratoriais foram cobertas pelo Pará-Iso (UFPA).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almada M.C. & Villas R.N. 1999. O Depósito Bahia: Um possível exemplo de Depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **29**:579-592.
- Althoff A.M.R., Villas R.N., Giuliani G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochim. Brasiliensis*, **8**:135-155.
- Andsdell K.M. & Kyser T.K. 1991. Plutonism, deformation and metamorphism in Proterozoic Flin Flon Greenstone belt Canada. Limits on timing by the zircon Pb evaporation technique. *Geology*, **18**:518-521.
- Araújo O.J.B., Maia R., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG, Cong. Latino-Amer. Geol., 7, Belém, *Anais*, 324-333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos Resultados Geocronológicos. *Rev. Bras. Geociências*, **29**:453-460.
- Barreira C.F., Soares A.D.V., Ronzê P.C. 1999. Descoberta do Depósito Cu-Au Alemão - Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, 136-139.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, *Resumo Expandido*, (CD-ROM).
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Dias G.S. 1994. Metagrabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, Geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geol. Leopoldencia*, **17**:31-70.
- Condie K.C. 1981. *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Precambrian Geology 3, 434p.
- Condie K.C., Viljoen M.J., Kable E.K.D. 1977. Effects of alteration on element distributions in Archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**:75-89.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi*, **7**:199-235.

- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: SBG, Inter. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Salvador, *Excution Guide*, 135-161.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 1:363-372.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da formação Águas Claras, Carajás – Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Bol. Resumos Expandidos*, 376-379.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anexo aos Anais*, 11-56.
- Dreher A.M. & Xavier R.P. 2001. Provável Origem e Processo de Mineralização das Brechas do Depósito de Igarapé Bahia, Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7. Belém, *Resumos Expandidos*, (CD-ROM).
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**:1199-1212.
- Faraco L.M.T., Carvalho A.J.M., Klein L.E. 1996. *Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22)*. Nota explicativa, Belém, CPRM/SGB, 33p.
- Ferreira Filho C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Brasília, UB. IG-CPGG. Tese de Mestrado, 112p.
- Finlow-Bates T. & Stumpfl E.F. 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Minera. Deposita.*, **16**:319-328.
- Fisher R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Reviews*, **1**:287-298.
- Floyd P.A. & Winchester J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Plant. Sci. Lett.*, **27**:211-218.
- Galarza T.M.A. 2002. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos Depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil*. Belém, CG-CPGG, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 214p.

- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**:351-363.
- Hawkesworth C.J. & O'Nions R.K. 1977. The petrogenesis of some archean volcanic from southern Africa. *Jour. Petrol.*, **18**:487-520.
- Herderson P. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. 2ed. Amsterdam, Elsevier, Developments in Geochemistry 2, 510p
- Holm P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical geology*, **51**:303-323.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Manaus, *Resumos Expandidos*, 463-466.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledshan E.J., Gouveia J.L., Martins L.P.B., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno "granito-greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: SBG, Cong Bras Geol, 35, Belém, *Anais*, **3**:1438-1452.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Kerrick R. & Fryer B.J. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi greenstone belt. II, REE and oxygen isotope relations. *Can. Jour. Earth Sci.*, **16**:440-458.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrology*, **96**:63-71.
- Leite A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, CG-CPGG, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 330p.
- Le Maitre R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e Geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **28**:257-268.

- Macambira J.B., Macambira M.J.B., Scheller T., Gomes A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **6**:516-518.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:263-288.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Cráton, Brazil. *International Geology Review*, **38**:1134-1142.
- Macambira M.J.B., Galarza M.A.T., Souza S.R.B., Silva C.M.G. 2001. Pb Isotopes Investigations on Cu-Au deposits from Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. In: South Amer. Symp. Isotope Geology, 3. Pucón, Chile. *Expanded Abstract*, (CD-ROM).
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh, T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, **49**:329-354.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**:207-218.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **6**:579-581.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e Redefinição Litoestratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**: 177-197.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:290-300.
- Pettijohn F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. New York, Harper e Row. 628p.
- Pidgeon R.T. 1984. Geochronological constraints on early volcanic evolution of the Pilbara Block, Western Australia. *Aust. Jour. Earth Sci.*, **31**:237-242.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.

- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38. Camboriú, *Anais*, **2**:390-391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(4):597-606.
- Richards J.R. & Blockley J.G. 1984. The base of the Fortescue Group, Western Australia: further galena lead isotope evidence on its age. *Aust. Jour. Earth Sci.*, **31**:257-268.
- Sachs L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil*. Campinas, UNICAMP, IG-CPGG, Tese de Mestrado, 142p.
- Stacey J.S. & Kramer J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**:207-221.
- Soares A.D.V., Ronzê P.C., Santos M.G.S., Leal E.D., Barreira C.F. 1999. Geologia e Mineralizações do Depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, 144-147.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geociências*, **30**:230-233.
- Taylor S.R. & MacLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- Teixeira J.B.G. & Eggler D.H. 1994. Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Archaean Basaltic and Dioritic Rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **17**:71-114.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**:265-277.
- Villas R.N., Galarza M.A., Almada M.C. 2001. Geología do Depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. (eds.). *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM/ADIMB, p.215-240.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineral. Deposita*, **36**:300-331.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.

Windley B.F. 1984. *The evolving continents*. 2ed. Chichester, England, Wiley, 399p.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **16**:195-200.

Profundidade (m)	Rocha	Amostra	Análises
CORPO ACAMPAMENTO SUL – CAS			
Furo 351: Seção 1100N (547447,10E; 9333864,49N)			
98,40	Rocha metassedimentar - RMS, estruturas slump (quartzo-arenito)	A7	DP
111,70	RMS com sulfeto (quartzo-arenito)	A9	DP
114,75	Rocha metapiroclástica - RMP grosseira (metatufos de lapilli)	A48	DP, AQ
161,50	RMS com lâminas de carbonato fino (metarrilito)	A8	DP
269,50	Formação ferrífera bandada – BIF	A55	DP
330,60 - 331,05	Rocha metavulcânica máfica (fina) - RMV (andesito basáltico)	A12	DP, AQ
418,30 - 418,70	Rocha intrusiva máfica – RIM (granulação fina a média)	A28	DP, AQ
Furo 352: Seção 1050 (547444,60E; 9333814,68N; elevação: 640,30m)			
235,0	RMV	A13	DP
237,0 - 243,0	RMV (rocha pulverizada) - não se encontrou zircão	A62-1	DP, Pb (zr)
271,0 - 289,0	RMV (rocha pulverizada) - não se encontrou zircão	A62	DP, Pb (zr)
Furo 353: Seção 1150N (547346,35E; 9333896,51N; elevação: 638,14m)			
270,00 - 270,50	RIM (metagabro)	A29	DP, AQ
Furo 345: Seção 1000N (547551,16E; 9333785,66N; elevação: 655,66m)			
152,10	RMP (metatufos de lapilli)	A49	DP
211,80	RMV	A14	DP
Furo 349: Seção 600N (547693,93E; 9333406,83N; elevação: 654,87m)			
310,40	RMV	A15	DP
332,0 - 333,3	RIM (granofírico)	A47	DP
362,1 - 362,5	RMV	A16	DP
407,0 - 407,2	RMV	A35	DP
535,0 - 535,35	RMP (metatufos de lapilli)	A50	DP, AQ
Furo 346: Seção 500N (548089,65E; 9333387,41N; elevação: 655,65m)			
162,7 - 163,0	RMP (metatufos de lapilli)	A51	DP
288,6 - 290,0	RMV	A17	DP
333,0 - 333,3	RMV (andesito/basalto)	A37	DP, AQ
Furo 375 Seção ? (548232,60E; 9333523,40N; elevação: 648,74m)			
982,0 - 994,0	RIM (granofírico) - não se encontrou zircão	A58	DP, AQ, Pb (zr)
Seção 700 (A60: 547744,43E; 9333384,00N; A59: 547886,27E, 9333503,47N)			
	RMV (sapolito - rocha pulverizada)	A60	Pb (zr)
	RMP (sapolito - rocha pulverizada)	A59	Pb (zr)
Furo 18: Seção ? (548160,31E; 9333995,00N; elevação: 657,12m)			
245,0 - 260,0	RMV (rocha pulverizada) - não se encontrou zircão	A63	DP, Pb (zr)
322,0 - 343,0	RMV (rocha pulverizada) - não se encontrou zircão	A63-1	DP, Pb (zr)
CORPO ACAMPAMENTO NORTE – CAN			
Furo 333: Seção AN062AN (546866,42E; 9333667,84N; elevação: 650,44m)			
192,0 - 192,4	RMV	A18	DP
Furo 328: Seção AN062BN (546768,76E; 9333794,83N; elevação: 650,38m)			
229,90	RMV	A19	DP
Furo 332: Seção AN062CN (546971,70E; 9333775,14N; elevação: 635,45m)			
253,10	BIF	A56	DP
Furo 327: Seção AN062DN (547058,53E; 9333796,22N; elevação: 655,80m)			
240,00	RMV	A38	DP
302,90 - 303,10	RMV (basalto ?)	A21	DP, AQ
343,90 - 344,40	RMV	A39	DP
Furo 347: Seção AN062FN (547016,27E; 9333929,99N; elevação: 648,62m)			
133,70	RMV	A22	DP
182,30 - 182,60	RIM	A40	DP
Furo 346: Seção AN062GN (547022,69E; 9334017,43N; elevação: 645,15m)			
192,70 - 193,20	RMV	A41	DP
227,90	RMV	A23	DP
286,50 - 286,90	RIM (metagabro)	A42	DP, AQ
Furo 351: Seção ? (547416,50E; 9334175,49N; elevação: 647,61m)			
105,0 - 150,0	RIM (rocha pulverizada) – não se encontrou zircão	A64	Pb (zr)
151,0 - 195,0	RIM (rocha pulverizada) – não se encontrou zircão	A64-1	Pb (zr)
CORPO FURO 30 – CF30			
Furo 384: Seção FT0000N (547609,06E; 9332536,13N; elevação: 668,65m)			
312,50	RMP (metatufos de laminado)	A52	DP
369,70 - 369,90	RMV	A43	DP
385,65 - 385,80	RMV	A24	DP
Furo 394: Seção FT0100N (547691,31E; 9332597,80N; elevação: 656,97m)			
180,90 - 181,20	RMP (metatufos de lapilli)	A54	DP, AQ
340,90	RMV	A25	DP
Furo 381: Seção FT0200N (547701,87E; 9332719,44N; elevação: 660,92m)			
200,90	RMV	A44	DP, AQ
Furo 386: Seção FT0350N (547831,51E; 9332806,30N; elevação: 604,95m)			
140,00	RMP (metatufos de lapilli)	A53	DP, AQ
219,20 - 220,30	RMV	A26	DP
257,05 - 257,30	RMV	A45	DP
Furo 392: Seção FT-150N (547491,15E; 9332439,11N; elevação: 669,11m)			
383,00 - 383,40	RMV	A46	DP
392,40	RMV	A27	DP

ANEXO

Amostras coletadas em furos de sondagem do depósito Igarapé Bahia. DP = Descrição petrográfica, AQ = Análise química, Pb (zr) = método de evaporação de Pb em monocristais de zircão.

CAPÍTULO IV

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍCA ISOTÓPICA (Pb, S, C e O) DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA), BRASIL

(Versão em português do artigo submetido à Mineralium Deposita)

4 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA (Pb, S, C e O) DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA), BRASIL

Marco Antonio Galarza ¹, Moacir José Macambira ², Raimundo Netuno Villas ³

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. antogt@starmedia.com

² Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. moamac@ufpa.br

³ Departamento de Geologia, CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. netuno@ufpa.br

Resumo – O depósito Igarapé Bahia está hospedado no grupo homônimo, de idade arqueana, localizado na Província Mineral de Carajás (Brasil), sudeste do Cráton Amazônico. Esse grupo é composto por rochas metavulcânicas máficas (RMV), metapiroclásticas (RMP) e metassedimentares (RMS), bem como por formações ferríferas bandadas e brechas alteradas hidrotermalmente (ZBH). Rochas intrusivas máficas (RIM) cortam todos esses tipos litológicos. A mineralização de Cu-Au mais expressiva ocorre nas brechas que se posicionam entre as RMV e RMP / RMS. Os principais minerais do minério que ocorrem em veios que cortam a ZBH, RMV e RMP são calcopirita, pirita, bornita e covelita. Clorita, siderita, quartzo e magnetita, bem como quantidades subordinadas de turmalina, calcita, molibdenita, fluorita, destacam-se na ganga. Datações pelo método Pb-Pb em calcopirita indicam que a mineralização hospedada nesses tipos litológicos é de idade arqueana (2764 ± 22 Ma) e contemporânea às seqüências vulcanossedimentares do Grupo Igarapé Bahia (2,75 Ga). Idades similares são apresentadas para a calcopirita da ZBH (2772 ± 46 Ma), RMV (2756 ± 24 Ma), RMP (2754 ± 36 Ma), RIM (2777 ± 22 Ma) e ouro na RMV (2778 Ma). Estes dados geocronológicos dão suporte a uma origem singenética a tardi-singenética para a mineralização do depósito. Análises Pb-Pb em lixiviados de calcopirita da ZBH revelando idades de 2385 ± 122 Ma e 2417 ± 120 Ma sugerem remobilização possivelmente relacionadas reativações tectônicas regionais associadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento. Composições isotópicas de Pb bastante radiogênicas são indicativas de magmas enriquecidos em U e Th da crosta superior. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ (+0,1 a +4,2‰) estariam relacionados a fluidos de sistemas magmáticos, enquanto que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-7,28 a -15,78‰) sugerem o envolvimento de fluidos homogêneos ricos em CO₂ de provável origem mantélica. Quanto aos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (-15,51 a -20,96‰), esses sugerem componentes provavelmente de origem meteórica.

Palavras-chaves: Mineralização sulfetada, Isótopos de Pb, S, C e O, Geocronologia, Depósito Igarapé Bahia, Carajás

Introdução

O depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia está localizado na parte centro-norte da Província Mineral de Carajás e hospedado no grupo homônimo (Fig. 1). O ouro foi concentrado a valores econômicos por processos supergênicos, que deram origem a uma crosta laterítico-gossânica com espessura média de 100 m, e está atualmente sendo explorado pela Companhia Vale de Rio Doce (CVRD). O minério primário está hospedado, na maior parte, em brechas hidrotermalmente alteradas que se dispõem no

contato entre as rochas metavulcânicas da base e metapiroclásticas e/ou metassedimentares do topo da seqüência (e.g. Almada & Villas 1999, Villas et al. 2001). Todas essas rochas são cortadas por um enxame de diques máficos de direção dominante N-S e apresentam-se hidrotermalmente alterados a assembléias mineralógicas compatíveis com a fácies xisto verde.

Modelos genéticos propostos para esse depósito sugerem uma natureza vulcano-exalativa singenética (e.g. Ferreira Filho 1985, Althoff et al. 1994, Almada & Villas 1999, Dreher & Xavier 2001), ou analogia a depósitos da classe óxido de ferro (Cu-Au-U-ETR) epigenéticos com base sobretudo no conteúdo metálico (e.g. Huhn & Nascimento 1997, Tallarico et al. 1998, Oliveira et al. 1998, Tazava 1999). Outros propõem uma mineralização epigenética relacionada com intrusões graníticas paleoproterozóicas (e.g. Lindenmayer et al. 1998, Tallarico et al. 2000). Este trabalho apresenta novos dados minerográficos, geocronológicos e geoquímica isotópica do Pb do minério hospedado nas brechas e nas rochas encaixantes. O objetivo principal é subsidiar discussões sobre a idade e origem da mineralização primária e/ou remobilizada do depósito Igarapé Bahia. Dados de isótopos estáveis em sulfetos e carbonatos (S, C, O) complementam a caracterização do minério hospedado nas brechas.

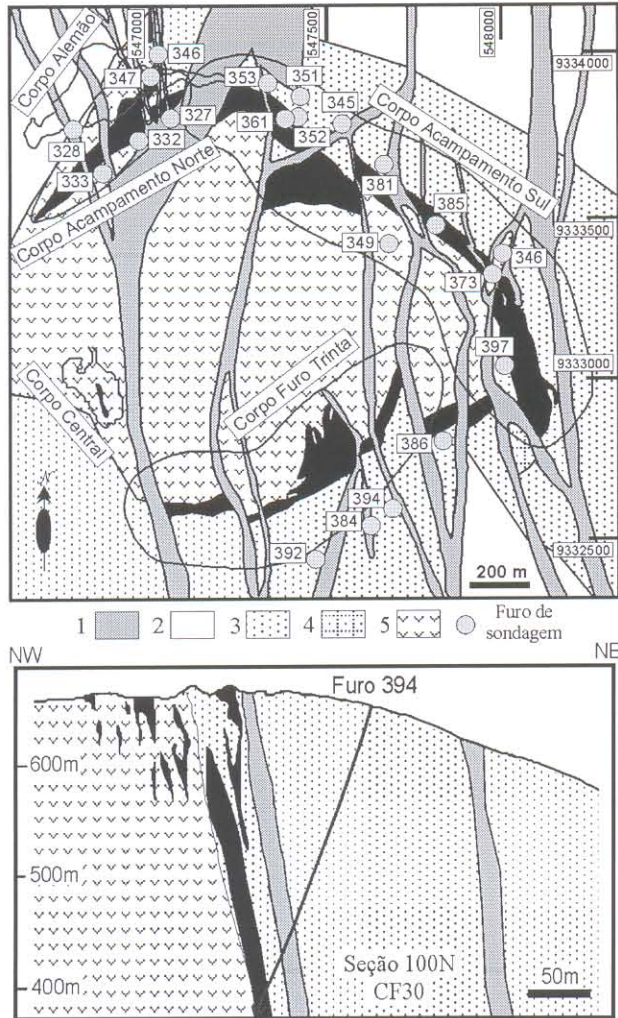
Geologia Regional

A Província Mineral de Carajás (PMC), localizada na parte sudeste do Cráton Amazônico, é considerada a principal província mineral do Brasil, englobando importantes depósitos de Fe, Au, Cu, Mn etc. e representando uma das maiores concentrações de minérios do planeta. A PMC foi formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano e foi afetada somente no Paleoproterozóico por um evento extensivo acompanhado por intrusões graníticas anorogênicas e diques associados (Macambira & Lafon 1995). A PMC é dividida nos segmentos crustais sul e norte, cujo limite parece ser transicional. Esses segmentos tectônicos são conhecidos como os Terrenos Granito-Greenstones de Rio Maria (Huhn et al. 1988), ao sul, e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo et al. 1988), ao norte. A Fig. 1 apresenta o arcabouço litoestratigráfico e geocronológico mais atualizado da PMC (setor norte) e a localização do depósito de Cu-Au Igarapé Bahiat, área de estudo. Na região de Rio Maria, as rochas mais antigas são os greenstone belt do Supergrupo Andorinhas e o Tonalito Arco Verde (2,97-2,90 Ga, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996). Essas rochas são intrudidas por uma série de granitóides de idade ca. 2,87 Ga (granodioritos, trondhjemitos e granitos)

Geologia do Depósito Igarapé Bahia

O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia (Fig. 2) está hospedado em rochas do Grupo Igarapé Bahia, o qual ocorre como uma pequena janela erosional e/ou estrutural dentro da Formação Águas Claras que lhe é sobrejacente. A seqüência inferior consiste predominantemente de rochas metavulcânicas máficas (RMV) intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto a superior é formada por rochas metassedimentares (RMS, metarritmitos, metasiltitos, metagrauvas) interestratificadas com rochas metapiroclásticas (RMP) intermediárias a félsicas (tufos de cristal, tufos laminados e, mais localmente, tufos finos e lapilli tufos), bem como por silexitos e formações ferríferas bandadas. Intercalações com metabasaltos são subordinadas na parte superior. Separando essas duas seqüências, ocorre uma zona de brechas hidrotermalmente alteradas (ZBH) com cerca de 30 a 100 m de espessura, a qual, localmente, mostra contatos gradacionais com as rochas encaixantes. A distribuição espacial das rochas da ZBH, bem como da RMV e RMP/RMS, forma uma estrutura semicircular de origem ainda desconhecida (Fig. 2). Nas brechas, os litoclastos de RMV e de formações ferríferas bandadas são dominantes. Esses clastos, especialmente os de RMV, tendem estar orientados paralelamente aos contatos das brechas (Villas & Santos 2001). Muitas dessas informações provêm de estudos realizados no corpo acampamento sul (e.g. Ferreira Filho 1985, Ribeiro 1989, Sachs 1993, Althoff et al. 1994) que também descrevem como principais constituintes da matriz das brechas a clorita, magnetita, carbonatos (siderita > ankerita) e calcopirita em diferentes proporções, além de quantidades menores de quartzo, turmalina, biotita, grunerita-cummingtonita (mais comum no corpo Alemão), apatita e monazita (Villas & Santos 2001). A razão clastos/matriz é altamente variada, produzindo brechas sustentadas pelo arcabouço e pela matriz, as quais têm sido interpretadas como produtos de atividade hidrotermal freática formados anteriormente aos movimentos tectônicos que tornaram a seqüência vulcanossedimentar subvertical (Almada & Villas 1999). Para Dreher & Xavier (2001), as brechas do depósito Igarapé Bahia teriam sido geradas por *debris-flow* submarino associado a uma antiga falha de crescimento, provavelmente situada próximo ao depósito.

Rochas da Formação Águas Claras repousam discordantemente sobre aquelas do Grupo Igarapé Bahia. Elas representam uma espessa seqüência dominada por rochas siliciclásticas (quartzo-arenitos), levemente metamorfisadas, que estão intercamadas com leitos conglomeráticos e, menos comumente, pelíticos. Falhamentos e/ou fraturamentos subsequentes afetaram tanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia como da Formação Águas Claras, permitindo a intrusão de abundantes rochas intrusivas máficas (RIM, diques: dioríticos e gabróicos) (Villas & Santos 2001, Villas et al. 2001).



Cinco corpos de minério compõem o depósito Igarapé Bahia, sendo conhecidos como Acampamento Sul (CAS), Acampamento Norte (CAN), Furo Trinta (CF30), Central e Alemão. Esse último está localizado a NW do CAN sob cerca de 250 m de rochas da Formação Águas Claras e é constituído, em grande parte, por sulfetos maciços de Cu-Fe+Au (Barreira et al. 1999).

Fig. 2 Mapa geológico (a) modificado de Soares et al. (1999) e seção vertical do furo F394-CF30 (b) do depósito Igarapé Bahia mostrando os corpos de minério e os furos de sondagem das amostras estudadas. 1. Rochas intrusivas máficas, 2. Formação Águas Claras, 3. Rochas metassedimentares e metapiroclásticas, 4. Brechas alteradas hidrotermalmente, 5. Rochas metavulcânicas máficas.

Mineralização

A mineralização cupro-aurífera do depósito Igarapé Bahia ocorreu predominantemente nas brechas, porém são encontradas disseminações de sulfetos e ouro também nas rochas encaixantes. Nas RMS e RMP os sulfetos estão presentes como finas lentes estratiformes acompanhando os planos de acampamento ou como nódulos, estes sendo mais abundantes nas variedades de granulometria mais fina. Veios e vênulas cortam todos os tipos litológicos e são compostos de quartzo, clorita, calcopirita, siderita, calcita e pirita, com quantidades menores de epidoto, hematita, muscovita, magnetita ou titanita (Althoff et al. 1994).

Na ZBH, o minério ocorre na forma disseminada a maciça e é onde apresenta os maiores teores de cobre e de ouro (Sachs 1993, Sutech/CVRD 1996, Soares et al. 1999). As lentes maciças são mais comuns no corpo Alemão e, em seguida, no CAS. O ouro está intimamente associado

com os sulfetos, principalmente como partículas submicroscópicas a microscópicas na calcopirita e, em menor grau, na pirita (Lindenmayer & Bocalon 1997). No minério primário do CAS, CAN e CF30, o teor médio é de 1 g/ton de Au. No corpo Alemão as reservas de minério foram cubadas em 170 Mton, com teores médios de 1,5% de Cu e 0,8 g/ton de Au (Barreira et al. 1999).

Segundo Angélica (1996) e Angélica et al. (1996), devido ao intenso intemperismo a que foram submetidas as rochas do depósito, uma espessa cobertura laterítica se desenvolveu sobre os litotipos, formando solos, crosta laterítica e gossans nas áreas mineralizadas. Com base na composição mineralógica do minério e no conteúdo de cobre e ouro, a Sutec/CVRD (1996) caracterizou, verticalmente, três tipos de zonas de minério. A zona oxidada, gerada por enriquecimento supergênico, é caracterizada por teores altos de ouro e muito baixo de cobre. Atinge até cerca de 150m de profundidade e contém hematita, goethita, gibbsita e quartzo em diferentes proporções. Como também maghemita e caulinita (Angélica et al. 1996). A zona de transição (cimentação de Cu), apresenta espessura de cerca de 50m e a mineralização também resulta de enriquecimento supergênico com teores de cobre e ouro altos, além de malaquita, cuprita, cobre nativo, goethita e, subordinadamente, digenita e calcocita. A zona sulfetada compreende a mineralização primária de Cu e Au. Ocorre a partir de cerca de 200m de profundidade e é representada pela ZBH contendo calcopirita, bornita, carbonato, magnetita e, subordinadamente, pirita e molibdenita. Além de ouro (inclusive na calcopirita), clorita, siderita, quartzo e uraninita também estão presentes, este último como partículas micrométricas inclusos na calcopirita e na magnetita, e em fraturas e planos de clivagem da clorita (Angélica et al. 1996, Mougeot 1996). Os primeiros autores indicaram teores de UO_2 variando de 45,9 a 65,6%, além de teores relativamente elevados de PbO (26,1 a 41,7%). Evidências para uma mineralização arqueana “primária” de ca. 2850 ± 65 Ma (Pb-Pb em sulfetos) foi definida por Mougeot et al. (1996).

Minerografia

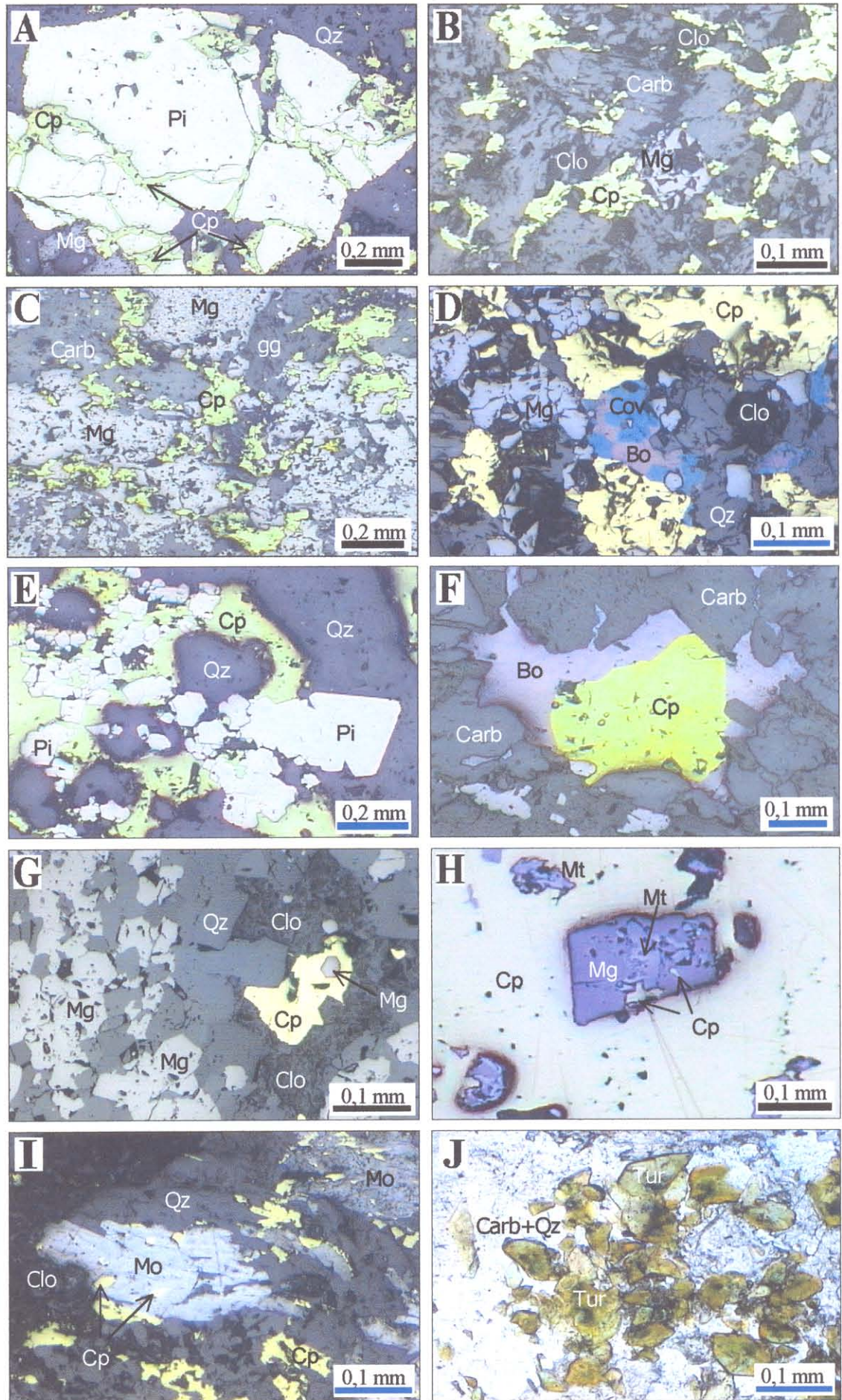
Os estudos do minério do depósito Igarapé Bahia foram realizados em amostras de testemunhos de furos de sondagem dos corpos CAS, CAN e CF30 das quais foram preparadas 31 lâminas polidas para observações microscópicas (Anexo). O minério estudado ocorre em veios que cortam a ZBH e são compostos principalmente de calcopirita, secundada por pirita, bornita e covelita. Na ganga destacam-se clorita, siderita, quartzo e magnetita; em menor quantidade, biotita, turmalina, calcita, molibdenita e fluorita. Segundo Sutec/CVRD (1996), traços de uraninita,

hessita, monazita, apatita, bastnasita, parisita, cassiterita, ferberita, e ouro, também são encontrados.

A calcopirita ocorre em cristais anédricos a subédricos de superfície límpida com planos de clivagem ou de fratura bem evidenciados. Apresenta-se em concentrações maciças, estando quase sempre associada à pirita, a qual substitui, em alguns casos. Calcopirita tardia preenche fraturas ou planos de clivagem de cristais euédricos de pirita (Fig. 3A). Também se encontra associada com magnetita, apresentando bordas de reação (Fig. 3B, C). A calcopirita ocorre também nos espaços entre os grãos precoces de magnetita, quando é, então, envolta por minerais de ganga (quartzo, carbonato, clorita) ou é substituída tanto pela bornita como pela covelita (Fig. 3D). A composição média de calcopirita na ZBH é de 35,00% (Cu), 30,77% (Fe) e 34,51% (S). A pirita é pouco abundante e ocorre em cristais euédricos a subédricos, microfraturados e isolados associados a calcopirita (Fig. 3E). Pirita anédrica é também observada em contato relativo com a calcopirita ou nos espaços entre minerais de ganga. A pirita tem uma composição média de 46,60% de Fe e 52,77% de S. A bornita forma grãos anédricos a subédricos que substituem parcial a totalmente a calcopirita ou associa-se à magnetita (Fig. 3D, F). A covelita forma agregados anédricos que substituem parcialmente a calcopirita. Cristais anédricos a subédricos de magnetita encontram-se disseminados ou em corpos maciços em geral associados à calcopirita (Fig. 3B, C, G). A relação comum entre magnetita e calcopirita que ora ocorrem como cristais hospedeiros ora como inclusões é altamente indicativa de coprecipitação. Alguns cristais de magnetita encontram-se substituídos por hematita (martitização) a partir das bordas dos cristais, fraturas e planos de clivagem do mineral (Fig. 3H). Não se observaram bordas de reação entre magnetita e os sulfetos, indicando que a cristalização da magnetita foi simultânea à dos sulfetos.

Fig. 3 Fotomicrografias de minerais de minério hospedados na ZBH de amostras do depósito Igarapé Bahia (luz refletida). **A** Cristal de pirita (Pi) microfraturado preenchido por calcopirita tardia (MIN2, F351, 255,8m); **B** Cristais de calcopirita (Cp) e magnetita (Mg) envoltos por cristais de carbonato (Carb) (MIN5, F351, 294,5m); **C** Cristais anédricos de Cp e Mg circundados por Carb e minerais de ganga (gg: quartzo + clorita) (MIN7, F351, 307,9m); **D** Cristais de Mg e Cp envoltos por minerais de gg e Cp sendo substituída pela bornita (Bo) e covelita (Cov) (MIN41, F373, 110,2m); **E** Cristais euédricos a subédricos de Pi recristalizada inclusos tanto no quartzo (Qz) como na Cp (MIN2, F351, 255,8m); **F** Bo substituindo a Cp; observar os contatos curvos entre Bo e Cp (MIN6, F351, 300,05m); **G** Cristais subédricos a anédricos de Mg e Cp envoltos por cristais anédricos de gg (MIN40, F353, 226,1m); **H** Detalhe de Mg martitizada (Mt) a partir das bordas, fraturas e planos de clivagem do mineral, inclusa na massa de Cp e vice-versa (MIN2, F351, 255,8m); **I** Cristais euédricos de molibdenita (Mo) associados à Cp anédrica envoltos por Qz e clorita (Clo); a Mo encontra-se com inclusões de Cp (MIN48, F328, 209,0m); **J** Cristais euédricos a subédricos de turmalina envoltos por cristais de Carb+Qz (MIN6, F351, 300,05m).

Fig. 3



A molibdenita apresenta-se em cristais euédricos a subédricos, às vezes contorcidos, e exhibe contatos retilíneos a curvos com os cristais de quartzo e calcopirita. Seus planos de clivagem encontram-se preenchidos por calcopirita e clorita (Fig. 3I). Cristais de turmalina euédricos/subédricos ocorrem envoltos por cristais de carbonato e quartzo (Fig. 3J) associados ao minério e foi classificada como dravítica. Calcocita e digenita não foram observadas, porém foram citadas por Sachs (1993). A biotita de composição fortemente annítica ocorre de maneira pouca expressiva hospedada em veios e vênulas e em aparente equilíbrio com os cristais de calcopirita e pirita e associada aos carbonatos na ZBH. Palhetas de clorita foram classificadas como ripidolitas, com a variedade mais magnesiânica ocorrendo nas RMV e RMP, e a mais ferrífera na ZBH. O uso do geotermômetro baseado neste mineral acusou temperaturas no intervalo de 235 a 277°C para os fluidos hidrotermais que alteraram as rochas do depósito Igarapé Bahia. As temperaturas encontradas são semelhantes àquelas determinadas por Zang & Fyfe (1995) e Bocalon et al. (1995).

Nas RMV e RMP, os principais constituintes do minério são calcopirita e magnetita, ambas ocorrendo em cristais anédricos a subédricos. Cristais subédricos a euédricos de pirita, em menor quantidade, também estão presentes. A calcopirita é também observada em vênulas e/ou veios, e disseminada nas ou próximo das auréolas de alteração a elas relacionadas. A magnetita está substituída parcialmente por hematita (martitização) e associa-se à calcopirita. Associados a esses minerais encontram-se cristais anédricos de quartzo, clorita e carbonato. Ouro não foi observado nas amostras analisadas. Nas RIM, o minério ocorre em veios, vênulas ou disseminado composto principalmente de quartzo, calcopirita e carbonato. Calcita ocorre freqüentemente em veios e vênulas que cortam a ZBH, RMV, RMP e RIM, enquanto que siderita e ankerita ocorrem principalmente na ZBH. A calcita contém em média 98,80% de CaCO_3 , além de 0,62% de FeCO_3 , 0,46% de MnCO_3 e 0,16% de MgCO_3 . A siderita apresenta teores médios de 84,03% de FeCO_3 , 2,39% de MnCO_3 , 3,58% de CaCO_3 e 10,07% de MgCO_3 , enquanto que ankerita revelou 49,81% de CaCO_3 , 25,93% de FeCO_3 , 20,12% de MgCO_3 e 3,85% de MnCO_3 . Na Fig. 4 apresenta-se uma provável seqüência de cristalização das fases minerais do minério observadas na ZBH, RMV, RMP e RIM do depósito Igarapé Bahia.

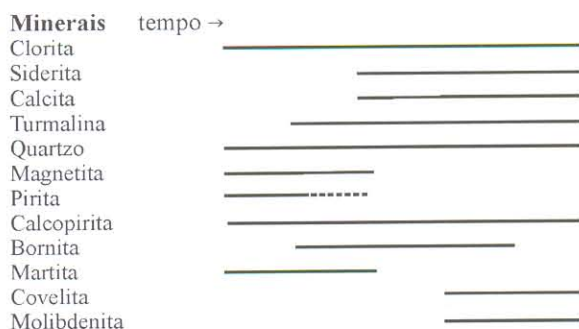


Fig. 4 Provável seqüência de cristalização dos minerais mais freqüentes da mineralização do depósito Igarapé Bahia.

Isótopos de Chumbo

Os estudos isotópicos abrangeram amostras mineralizadas da ZBH, RMV, RMP e RIM. No Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da UFPA, as análises foram realizadas pelos métodos Pb-Pb em calcopirita (dissolução total) e em ouro (evaporação) bem como U-Pb em calcopirita, enquanto no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP, o foram com o método Pb-Pb em lixiviados de calcopirita.

Metodologia

As amostras selecionadas foram trituradas (80-100 mesh), após triagem sob lupa e lavagem com HCl (6N). Todos os ácidos utilizados eram bidestilados. O procedimento experimental seguiu as técnicas desenvolvidas por Krogh (1973) e Manhès (1982), adaptado às condições do Pará-Iso e do CPGeo. As análises isotópicas de Pb foram realizadas em espectrômetros de massa do Pará-Iso (Finnigan MAT 262 e VG Isomass 54E) e do CPGeo (VG Sector 354). O cálculo das regressões e das idades foi feito segundo York (1969) e Ludwid (1980) com base nos programas Isoplot (v. 2.70) e PbDat (v. 1.24) de Ludwig (1993) e do próprio Pará-Iso. As composições isotópicas do Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando-se o fator $0,12 \pm 0,03\%$ por u.m.a. As razões isotópicas e as idades foram calculadas com o desvio padrão de 1σ e 2σ , respectivamente. Os resultados Pb-Pb e U-Pb são apresentados nos diagramas isocrônicos convencionais.

Pb-Pb em calcopirita (dissolução total) A abertura química da calcopirita (< 50 mg) foi feita com HCl (6N) + HNO₃ (13N) + 1 gota de HBr (8N). O Pb foi solubilizado com HBr (0,7N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8 (200-400 mesh), condicionada com HBr (0,7N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com 1 gota de HNO₃ (7,5N). O concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise isotópica no

espectrômetro de massa VG Isomass 54E. A contaminação de Pb total no processo analítico, calculado com o auxílio do padrão NBS-983, variou entre 0,33 e 1,50 ng durante o período das análises isotópicas.

Pb-Pb em calcopirita (lixiviação) A técnica de lixiviação de Pb utiliza aproximadamente 400 mg de amostra dissolvidos parcialmente para produzir soluções sobrenadantes, que foram coletadas em 4 etapas de lixiviação (L1 a L4) e em uma etapa de dissolução total do resíduo remanescente (L5). O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e Bjorlykke et al. (1990), conforme indicado na Tabela 1. O resíduo da amostra foi solubilizado com HBr (0,7N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8 (200-400 mesh), condicionada com HBr (0,7N). A coleta de Pb foi feita com HCl (6N), que foi concentrado com 2µl de H₃PO₄ (0,25M). O concentrado final de Pb é depositado em filamento simples de rênio para análise isotópica no espectrômetro de massa. A contaminação de Pb total no processo analítico variou entre 28 pg e 191 pg durante o período das análises isotópicas, e foi calculada com o auxílio do padrão NBS-981.

Tabela 1 Abertura química para as amostras de calcopirita: A) radiogênica e não radiogênica e B) radiogênica.

Abertura	Lixiviados	Reagente	Tempo	Temperatura
A	L1	4 ml Mistura forte*	15 minutos	~ 110°C
	L2	4 ml HBr (1N)	4 horas	~ 110°C
	L3	4 ml HCl (2N)	12 horas	~ 110°C
	L4	4 ml HCl (6N)	6 horas	~ 110°C
	L5	4 ml Água régia (50%)	24 horas	~ 110°C
B	L1	4 ml Mix. Forte*	15 minutos	~ 110°C
	L2	4 ml HBr (4,5N)	4 horas	~ 110°C
	L3	4 ml HCl (6N)	12 horas	~ 110°C
	L4	4 ml HCl (concentrado)	6 horas	~ 110°C
	L5	4 ml Água régia (50%)	24 horas	~ 110°C

* Mistura forte = 12 HBr (1,5N) : 1 HCl (2N)

U-Pb em calcopirita (dissolução total) A abertura química da calcopirita (< 50 mg) foi feita com HCl (6N) + HNO₃ (13N) + 1 gota de HBr (8N). O resíduo da amostra foi solubilizado com HNO₃ (7,5N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8 (200-400 mesh), condicionada com HNO₃ (7,5N). O U foi coletado com HNO₃ (0,25N). O concentrado final foi depositado em monofilamento de rênio para análise isotópica no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. O procedimento de separação química para Pb foi o mesmo já descrito acima.

Pb-Pb em ouro Após a lavagem com metanol, acetona, HCl (2N), HNO₃ (2N) e H₂O (Milli-Q), as partículas de Au foram fixadas diretamente em monofilamento de rênio com 2 a 5 µl de sílica gel, para posterior análise isotópica no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 por evaporação-ionização direta.

Geocronologia

A fim de tentar definir a idade de formação do minério e a natureza da sua fonte foram selecionadas 12 amostras de calcopirita para análise isotópica pelo método Pb-Pb dissolução total. A calcopirita é oriunda de testemunhos de sondagem correspondentes à ZBH dos corpos CAS, CAN e CF30 (Anexo). As amostras são bastante radiogênicas com razões isotópicas ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb variando entre 18,79 e 7201,20, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb entre 16,40 e 1431,06 e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb entre 38,39 e 153,75 (Tabela 2). Segundo McNaughton & Groves (1996), as composições mais radiogênicas de Pb são atribuídas ao decaimento in situ do U. Elas derivam do U fixado na estrutura ou em inclusões dentro dos sulfetos, ou mesmo de Pb mais radiogênico incorporado ao sulfeto a partir de uma fonte externa após a formação do sulfeto. Uma terceira hipótese a ser avaliada é a de que os sulfetos incorporaram, quando de sua precipitação, Pb radiogênico.

As concentrações de Pb e U das amostras analisadas variam, respectivamente, de 10,47 a 137,92 ppm e de 0,06 a 2,18 ppm (Tabela 5), essas concentrações de U não corroboram as altas razões isotópicas de Pb encontradas nas amostras de calcopirita.

Os dados isotópicos foram lançados em diagrama ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (Fig. 5A), o qual, com a eliminação da amostra S6, que se apresenta mais deslocada em relação à reta que melhor se ajusta aos outros pontos, indica uma idade de 2772±46 Ma (2σ) e um MSWD= 7839,1. Como a idade obtida é geologicamente significativa, a reta calculada representa uma isócrona e o Pb da calcopirita é, portanto, produto do decaimento do U incorporado neste mineral no momento de sua formação há ca. 2,75 Ga.

Nas RMP foram selecionadas oito amostras de calcopirita dos diferentes furos de sondagem dos corpos em estudo (Anexo). As amostras também apresentam-se bastante radiogênicas com razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb situadas entre 23,91 e 2303,34, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb entre 16,98 e 461,14 e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb entre 39,16 e 191,65 (Tabela 2). Essas amostras lançadas em diagrama uranogênico ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb fornecem uma idade de 2754±36 Ma (2σ) e MSWD= 1565,7 (Fig. 5B).

Tabela 2 Razões isotópicas de Pb das amostras de calcopirita e de ouro do depósito Igarapé Bahia.

Amostra - Corpo	Rocha	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
S2 - CAS	ZBH	18,787	0,012	16,395	0,015	38,385	0,047
S1 - CAS	ZBH	298,439	0,210	66,977	0,065	153,750	0,200
S8 - CAN	ZBH	332,810	0,222	78,637	0,075	47,354	0,058
S7 - CAN	ZBH	418,350	0,327	99,199	0,102	140,660	0,198
S3 - CAS	ZBH	473,710	0,304	107,234	0,010	41,048	0,510
S11 - CF30	ZBH	1137,650	0,918	232,766	0,249	64,760	0,080
S4 - CAS	ZBH	1137,950	0,845	242,098	0,243	100,250	0,137
S9 - CAN	ZBH	1558,210	1,830	315,928	0,428	42,289	0,067
S6 - CAS *	ZBH	1978,300	4,700	468,242	1,156	63,870	0,170
S10 - CAN	ZBH	2398,450	3,100	457,822	0,671	45,215	0,090
S5 - CAS	ZBH	4097,250	15,800	796,105	3,129	71,725	0,161
S12 - CF30	ZBH	7201,200	33,000	1431,063	6,633	83,450	0,390
S39 - CF30	RMP	23,910	0,023	16,977	0,020	39,159	0,054
S17 - CAS	RMP	80,195	0,245	27,220	0,087	79,011	0,290
S16 - CF30	RMP	147,410	0,500	38,805	0,134	157,470	0,640
S14 - CAS	RMP	217,450	0,408	54,534	0,109	185,197	0,382
S40 - CAS	RMP	499,710	2,620	112,547	0,596	191,650	1,000
S19 - CAS	RMP	1198,990	11,000	235,243	2,165	126,910	1,180
S41 - CAS	RMP	1682,850	25,000	334,678	4,977	104,040	1,590
S13 - CF30	RMP	2303,340	7,100	461,114	1,456	123,290	0,400
S61 - CAS	RMV	85,020	0,057	30,445	0,029	54,780	0,067
S67 - CF30	RMV	96,790	0,160	32,614	0,058	75,140	0,140
S68 - CF30	RMV	119,120	0,938	37,720	0,298	91,330	0,730
S64 - CAN	RMV	265,300	4,260	65,816	1,058	196,730	0,280
S69 - CF30	RMV	284,097	3,190	67,642	0,761	255,630	2,880
S62 - CAS	RMV	328,285	2,463	84,297	0,635	190,270	1,440
S60 - CAS	RMV	560,210	1,190	122,391	0,273	248,980	0,580
S70 - CF30	RMV	759,510	2,100	157,900	0,449	160,150	0,470
S66 - CAN	RMV	1147,550	15,000	231,220	3,027	342,860	4,550
S63 - CAS	RMV	1769,000	88,000	355,322	17,678	169,770	8,000
S65 - CAN	RMV	2259,000	16,000	455,231	3,240	311,400	2,300
Au381 - CAS ¹	RMV	28,3616	0,0002	17,0309	0,0014	37,2841	0,0049
Au1200 - CAS ¹	RMV	165,4533	0,0001	43,6550	0,0007	46,0352	0,0012
S46 - CF30	RIM	32,320	0,020	20,158	0,019	46,140	0,060
S43 - CAS	RIM	70,580	0,080	27,986	0,037	58,410	0,090
S45 - CAN	RIM	90,980	0,200	32,059	0,075	71,390	0,170
S44 - CAS	RIM	197,510	0,570	51,936	0,154	109,860	0,330
S42 - CAS	RIM	276,300	0,700	67,853	0,178	71,060	0,190

CAS = Corpo Acampamento Sul, CAN = Corpo Acampamento Norte, CF30 = Corpo Furo 30, ZBH = brecha alterada hidrotermalmente, RMP = rocha metapiroclástica, RMV = rocha metavulcânica, RIM = rocha intrusiva máfica (diques). * Amostra eliminada do cálculo da isócrona. ¹ partícula de ouro.

Outras 11 amostras de calcopirita provieram de veios que cortam as RMV, dois principais corpos de minério (Anexo). As razões isotópicas de Pb mostram-se bastante radiogênicas (Tabela 1) com valores entre 85,02 e 2259,00 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e entre 30,45 e 455,23 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, enquanto que $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia entre 54,78 e 311,40. Os pontos experimentais lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ fornecem uma idade de 2756 ± 24 Ma (2σ) com MSWD= 508,6 (Fig. 5C).

Das RIM foram analisadas cinco amostras de calcopirita (Anexo), que apresentam razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 32,32 e 276,30, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 20,35 e 67,85 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 46,14 e 109,86 (Tabela 2). Estes dados lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ fornecem uma idade de 2777 ± 22 Ma (2σ) com MSWD= 55,2 (Fig. 5D).

Duas partículas de ouro (Au381 e Au1200) associadas a grãos de sulfeto encontrados nas RMV revelam razões isotópicas bastante radiogênicas (Tabela 2), as quais em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5E) fornecem uma idade de 2778 Ma (2σ), que é muito similar, dentro dos desvios, à idade obtida para a calcopirita da ZBH.

Com base à similaridade das idades para a calcopirita e ouro das ZBH, RMP, RMV e RIM, todos os dados isotópicos foram registrados no diagrama uranogênico (Fig. 5F). A idade obtida de 2764 ± 22 Ma (2σ) com $\text{MSWD} = 3079,9$ confirma, uma vez mais, que a mineralização foi contemporânea à formação das rochas do Grupo Igarapé Bahia. No diagrama torogênico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 5G) estão representadas as amostras de calcopirita das ZBH, RMP, RMV e RIM ficando evidente o espalhamento não-colinear dos dados. Em cada grupo o desalinhamento também é notável. A dispersão das amostras de calcopirita indica perturbação no sistema isotópico do Pb, o que reduz a confiabilidade sobre a razão Th/U calculada. As concentrações de U na calcopirita das RMV, RMP e RIM são muito inferiores às da ZBH, a qual apresenta altas concentrações de Pb e maiores razões isotópicas.

A técnica de lixiviação de Pb para a obtenção de idades isotópicas tem sido empregada em minerais sulfetados, óxidos etc. (e.g. Frei & Kamber 1995, Frei & Pettke 1996, Berger & Braun 1997). As concentrações de U, Th e Pb podem variar significativamente em minerais com inclusões incorporadas durante a sua cristalização ou que sofreram processos de exsolução. Segundo Frei & Kamber (1995), se houver equilíbrio entre as fases e o sistema isotópico for fechado, é possível determinar a idade do mineral. Portanto, pode-se conseguir uma idade com sentido geológico se as frações lixiviadas do mineral analisado alinharem no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

A técnica de lixiviação de Pb foi aplicada em dois concentrados de calcopirita da ZBH, selecionada com base em estudos minerográficos e em análises isotópicas Pb-Pb por dissolução total. Uma das amostras era levemente radiogênica (S2) e a outra altamente radiogênica (S9). O objetivo da aplicação dessa metodologia foi determinar a idade de possíveis eventos que possam ter perturbado o sistema Pb-Pb do minério do depósito Igarapé Bahia e de se determinar a composição isotópica inicial do Pb. Ambas as amostras sofreram o mesmo ataque químico (Abertura A), porém a amostra mais radiogênica S9, foi submetida a um segundo ataque químico (Abertura B), com o objetivo de se obter uma melhor dissolução da amostra.

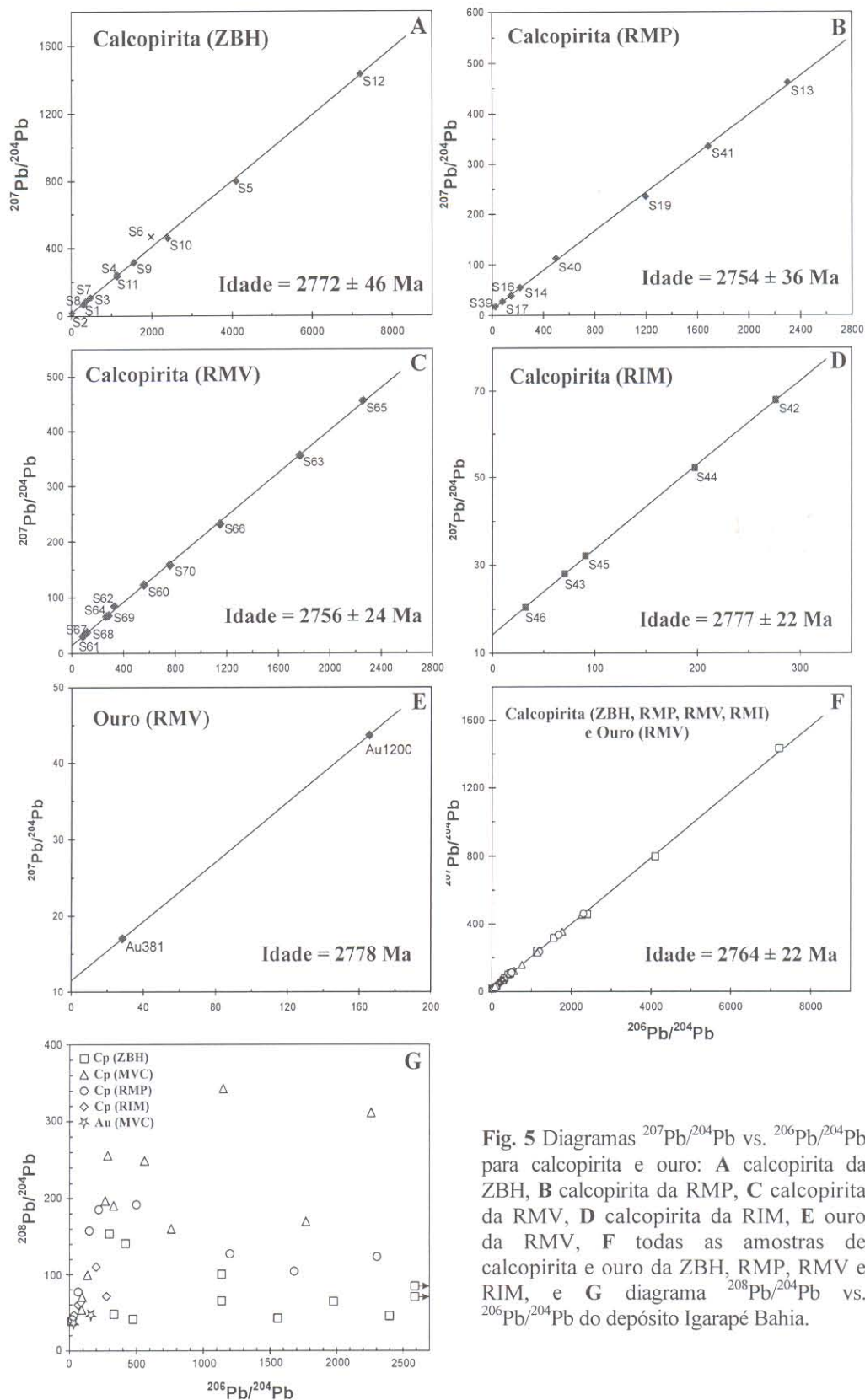


Fig. 5 Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para calcopirita e ouro: **A** calcopirita da ZBH, **B** calcopirita da RMP, **C** calcopirita da RMV, **D** calcopirita da RIM, **E** ouro da RMV, **F** todas as amostras de calcopirita e ouro da ZBH, RMP, RMV e RIM, e **G** diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do depósito Igarapé Bahia.

As análises dos lixiviados de calcopirita da amostra S9 (Tabela 3) apresentam razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 1728,99 e 4582,55, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 348,85 e 780,02 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 39,53 e 47,31. Os dados analíticos dos lixiviados de calcopirita obtidos com a abertura A e B foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, fornecendo, respectivamente, as idades de 2385 ± 122 Ma (2σ) com MSWD= 0,21 e de 2417 ± 120 Ma (2σ) com MSWD= 0,64 (Figs. 6A e B). Estas idades são, dentro dos erros analíticos, coincidentes com as idades Pb-Pb (sulfetos) de 2358 ± 84 Ma obtida para o depósito Águas Claras (Silva et al. 2001) e Pb-Pb de 2422 ± 12 Ma (em calcopirita), 2246 ± 30 Ma (rocha total, RMV) e 2218 ± 14 Ma / 2190 ± 42 Ma (lixiviados de calcopirita) para o depósito Gameleira (Galarza 2002) e inclusive com as idades de 2509 ± 85 Ma (Pb-Pb em calcopirita + molibdenita) e U-Pb (apatita) obtidas para o depósito Serra Verde (Reis et al. 2001). Da mesma forma, elas se assemelham com as idades U-Pb de 2497 ± 5 Ma e 2519 ± 5 Ma obtidas para anfíbolitos do Grupo Igarapé Salobo e do Complexo Xingu, respectivamente (Machado et al. 1991). Nessa mesma ordem de grandeza, tem-se ainda na região a idade Sm-Nd (rocha total + minerais) de 2426 ± 13 Ma para xistos e a idade Pb-Pb (lixiviados de turmalina) de 2450 Ma para turmalinitos associados a quartzitos, ambos do Grupo Igarapé Salobo (Tassinari & Mellito 2001).

Tabela 3 Resultados das análises isotópicas de Pb dos lixiviados de calcopirita da ZBH do depósito Igarapé Bahia.

Abertura	Amostra	Lixiviado	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
A	S2	L1	19,126	0,008	16,581	0,008	38,926	0,009
		L3	18,970	0,060	16,470	0,059	38,670	0,073
		L4	18,888	0,016	16,467	0,016	38,624	0,017
		L5	18,695	0,078	16,520	0,079	38,544	0,119
		L1	2997,460	0,495	552,068	0,494	45,217	0,486
	S9	L2	3668,780	0,664	655,824	0,660	47,306	0,645
		L3	4582,550	0,918	780,024	0,916	45,524	0,897
		L4	2775,310	0,263	508,201	0,263	46,152	0,259
		L5	1728,990	0,656	348,852	0,659	39,532	0,653
		L1	2778,670	0,615	518,499	0,613	44,776	0,607
B	S9	L2	3693,010	0,380	658,699	0,379	47,235	0,373
		L3	4317,601	0,440	742,687	0,439	46,816	0,432
		L4	2576,909	0,523	473,397	0,522	42,162	0,515

As análises dos lixiviados de calcopirita da amostra S2 indicam razões isotópicas levemente radiogênicas com as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 18,70 e 19,13, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,47 e 16,58 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38,54 e 38,93 (Tabela 3). Estes dados não se alinham no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 6C), e geram, assim, uma idade com altíssimo desvio, sem significado geológico, de 2772 ± 7600 Ma (2σ), apontando para um desequilíbrio das composições

isotópicas iniciais e/ou abertura do sistema isotópico de Pb. Nesse diagrama, as frações lixiviadas da amostra S2 se situam acima da curva de evolução de Stacey & Kramer (1975), sugerindo uma fonte crustal superior para o chumbo e/ou a presença de Pb radiogênico.

Os altos valores do MSWD, apresentados nos resultados acima, devem-se aos baixos desvios analíticos e ao fato das amostras serem bastante radiogênicas, mas os resultados têm significado geológico, como será visto adiante.

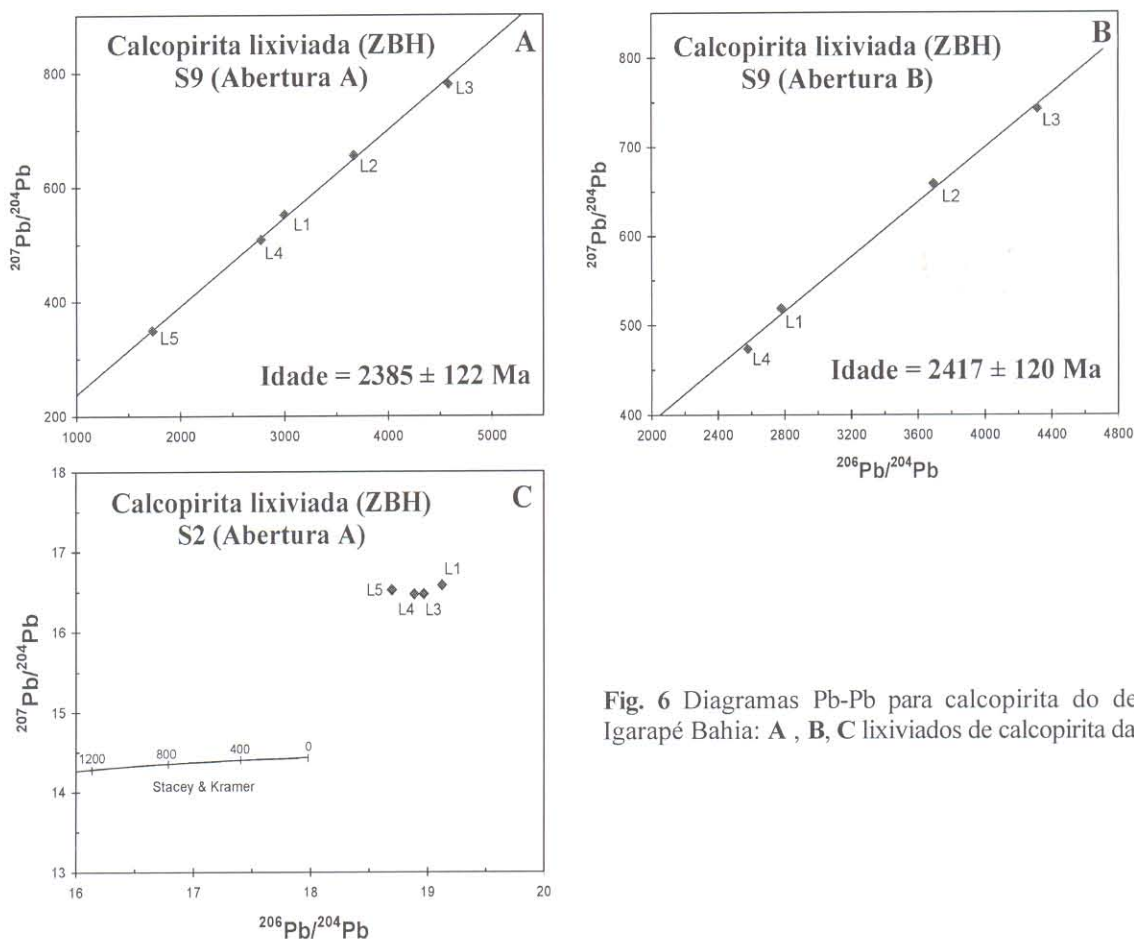


Fig. 6 Diagramas Pb-Pb para calcopirita do depósito Igarapé Bahia: **A**, **B**, **C** lixiviados de calcopirita da ZBH.

Geoquímica Isotópica do Pb

A Tabela 4 apresenta os valores de μ para a calcopirita presente nas rochas do depósito Igarapé Bahia. O valor de 17,1 (modelo de evolução em estágio duplo, Stacey & Kramers 1975), para o μ da calcopirita da ZBH sugere uma gênese em crosta superior (Oversby 1976), o que é corroborado pelas altas razões isotópicas do Pb. Os valores de μ da calcopirita hospedada nas RMV, RMP e RIM (27,3, 11,6 e 27,7 respectivamente) também estão de acordo com a interpretação acima. Uma vez que os

dados da calcopirita da ZBH, RMV, RMP e RIM definem uma isócrona que indica uma idade que tem significado geológico dentro do contexto da PMC, foram calculadas as razões isotópicas iniciais do Pb de amostras de calcopirita que ocorrem nos quatro tipos de rocha (Tabela 5). Observa-se que as razões isotópicas atuais do Pb são, em sua grande maioria, similares às suas respectivas razões iniciais (Tabelas 2 e 5). A exceção é a amostra S5, cujas altas razões isotópicas são diretamente relacionadas com a maior concentração do U, enquanto que nas demais amostras de calcopirita os teores de U são insignificantes comparativamente às concentrações de Pb. Além disso, os valores calculados para as razões iniciais são bastante diferentes entre si, o que os deixam sem significado petrogenético e sugere perdas recentes de U provocadas, possivelmente, pela exposição dessas rochas ao ambiente superficial oxidante. Para testar-se essa hipótese, os dados analíticos foram lançados em um diagrama $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os quais se situam acima da isócrona de referência de 2772 (Fig. 7A). Em seguida, esses mesmos pontos foram lançados no diagrama concordia (Fig. 7B). Uma discordia de referência de 2772 Ma passando pela origem acomoda os pontos que ficam acima da curva concordia, sugerindo que a perda de U ocorreu recentemente. Esta interpretação é baseada nos trabalhos de Rosholt et al. (1973) e Stuckless & N'komo (1978).

Tabela 4 Sumário das idades, valores de μ e razões médias de Th/U de calcopirita hospedada nas rochas do depósito Igarapé Bahia.

Mineral / rocha	Idade (Ma)	μ *	Th/U
Cp / ZBH	2772 ± 46	17,1	0,01 ± 0,06
Cp / RMV	2756 ± 24	27,3	1,54 ± 0,36
Cp / RMP	2754 ± 36	11,6	0,13 ± 0,20
Cp / RIM	2777 ± 22	27,7	0,37 ± 0,38

Cp = calcopirita. * = cálculo segundo Stacey & Kramers (1975)

Tabela 5 Razões isotópicas iniciais de Pb, recalculadas com base na idade 2772 Ma (ZBH), 2756 Ma (RMV), 2754 Ma e 2777 Ma (RIM), e concentrações de U e Pb (ppm) para calcopirita hospedada nas rochas do depósito Igarapé Bahia.

Amostra / Rocha	U (ppm)	Pb (ppm)	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$
S1 / ZBH	0,06	11,37	297,62 ± 0,08	66,90 ± 0,09	124,37 ± 0,51	3152,66 ± 0,51	2,30 ± 0,52
S5 / ZBH	2,18	33,99	2630,77 ± 0,39	512,38 ± 0,39	217,91 ± 0,13	5583,87 ± 0,14	2747,82 ± 0,41
S10 / ZBH	0,61	137,92	2398,32 ± 0,14	457,78 ± 0,14	16,39 ± 0,32	438,66 ± 0,32	10,97 ± 0,35
S11 / ZBH	0,58	10,47	1103,45 ± 0,09	226,18 ± 0,10	1,49 ± 0,36	39,31 ± 0,36	68,75 ± 0,37
S40 / RMP	0,08	7,89	497,35 ± 0,53	112,14 ± 0,53	78,90 ± 0,43	2207,82 ± 0,44	6,67 ± 0,68
S44 / RIM	0,07	9,74	196,72 ± 0,29	51,81 ± 0,30	73,12 ± 0,67	2030,64 ± 0,68	2,34 ± 0,73
S61 / RMV	0,08	10,68	84,65 ± 0,08	30,41 ± 0,09	66,88 ± 0,90	2043,81 ± 0,91	1,07 ± 0,91

* Pb radiogênico; erro em %

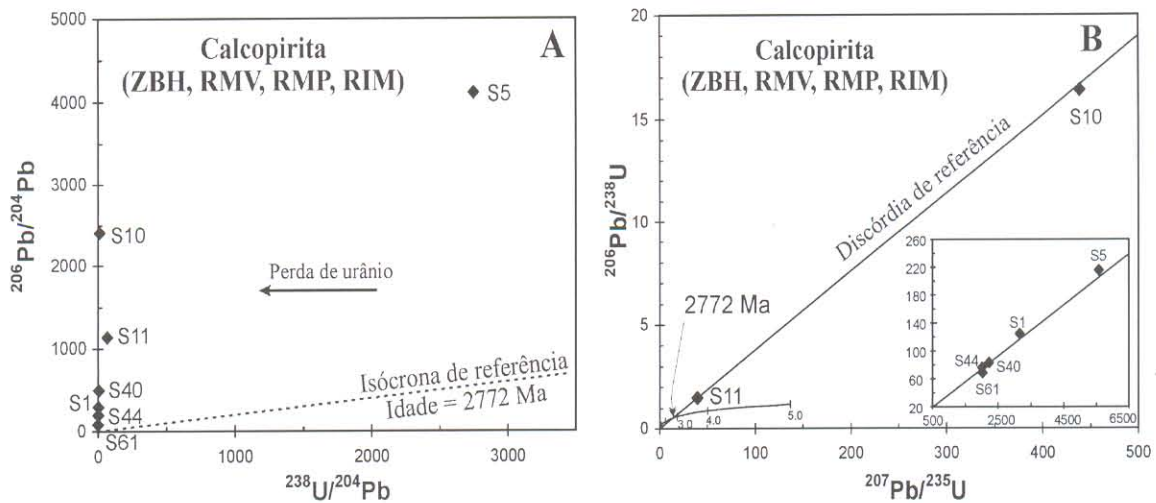


Fig. 7 Diagrama isocrônico U-Pb para calcopirita hospedada nas rochas do depósito Igarapé. **A** Os pontos analíticos situam-se acima da isócrona de referência (2772 Ma), indicando perdas significativas de urânio. **B** Os pontos analíticos formam uma linha reta através da origem consistente com perdas recentes de U devido ao ambiente superficial oxidante.

Estudos de Isótopos Estáveis

Serão apresentadas e discutidas as composições isotópicas de C, O e S do minério hospedado na ZBH e nas RMP do depósito Igarapé Bahia. As análises isotópicas de S (em calcopirita e pirita) foram analisadas no Laboratório de Isótopos Estáveis, Universidade de Calgary, Canada (Prof. S.S. Iyer), enquanto que O e C (em siderita) foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), Universidade Federal de Pernambuco (Prof. A.N. Sial).

Isótopos de Enxofre, Carbono e Oxigênio

Dezenove amostras de sulfeto foram selecionadas para análises (Anexo). Os resultados isotópicos de enxofre são mostrados na Tabela 6 e Figura 8. Para a calcopirita ZBH dos diferentes corpos de minério são encontrados valores de $\delta^{34}\text{S}$ que variam de $-0,3$ a $+4,2\%$, enquanto que três amostras de sulfetos (calcopirita e pirita) associadas às RMP do CAS mostram valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando de $-2,1$ a $+1,4\%$. Apenas três amostras apresentam valores de $\delta^{34}\text{S} < 0$, dentre eles uma do CF30 (RMP) e duas do CAS (ZBH).

Quatro amostras de siderita da ZBH foram selecionadas para análises (Anexo). Os resultados isotópicos de oxigênio e carbono são mostrados na Tabela 7 e plotados em um diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (Fig. 9). As amostras de siderita associada aos veios de quartzo que cortam a ZBH

indicam valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ variando entre $-7,28$ e $-15,78\%$ (média = $-10,48\%$) e $-15,51$ e $-20,96\%$ (média = $-18,25\%$), respectivamente. Com o padrão SMOW, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ variam entre $+9,25$ e $14,88\%$ (média = $+12,05\%$). Há uma correlação positiva entre os valores de O e C (Fig. 9) que pode ser explicada pela precipitação de carbonato devido à mistura de dois fluidos, com diferentes concentrações de NaCl ou pela atuação de um fluido dominado por HCO_3^- , devido ao efeito da temperatura associado à degaseificação de CO_2 , com o sem interação fluido-rocha (Zheng & Hoefs 1993).

Tabela 6 Valores de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfetos hospedados na ZBH e na RMP do depósito Igarapé Bahia. CAS: corpo Acampamento Sul; CAN: corpo Acampamento Norte; CF30: corpo furo 30.

Amostra	Corpo	Furo / Rocha	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
S2	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+0,8
S3	CAS	F353 / ZBH	Calcopirita	+4,0
S4	CAS	F345 / ZBH	Calcopirita	+3,6
S6	CAS	F349 / ZBH	Calcopirita	+2,0
S7	CAN	F328 / ZBH	Calcopirita	+1,5
S8	CAN	F332 / ZBH	Calcopirita	+1,2
S9	CAN	F346 / ZBH	Calcopirita	+0,9
S10	CAN	F346 / ZBH	Calcopirita	+4,2
S11	CF30	F394 / ZBH	Calcopirita	+0,1
S12	CF30	F386 / ZBH	Calcopirita	-0,3
S71	CAS	F351 / RMP	Pirita	+1,4
S72	CAS	F351 / RMP	Calcopirita	-0,6
S73	CAS	F351 / RMP	Calcopirita	-2,1
S74	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+0,8
S75	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+2,6
S76	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+3,6
S77	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+2,9
S78	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+2,2
S79	CAS	F351 / ZBH	Calcopirita	+3,0

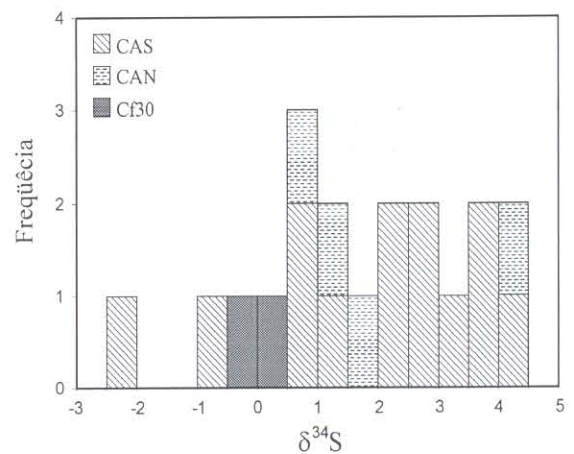


Fig. 8 Diagrama de frequência de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) das amostras de sulfeto do depósito Igarapé Bahia.

Tabela 7 Valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de siderita (ZBH, Corpo Acampamento Sul) do depósito Igarapé Bahia.

Amostra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
C2	Siderita	+10,066	-20,171	-10,479
C8	Siderita	+13,990	-16,365	-7,281
C18	Siderita	+9,253	-20,960	-15,781
C26	Siderita	+14,876	-15,506	-10,085
Média =		+12,046	-18,251	-10,907

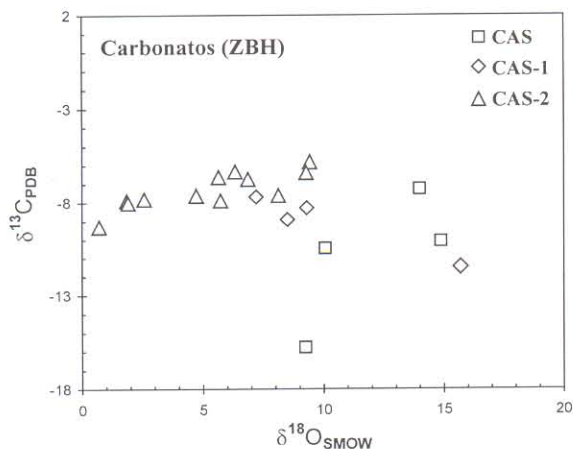


Fig. 9 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ de amostras de siderita (ZBH) do depósito Igarapé Bahia. As amostras de carbonato incluem CAS-1^a (Xavier & Dreher 2001) e CAS-2 (Tazava & Oliveira 2000). CAS= Corpo Acampamento Sul, ^a= valores médios.

Discussão e Interpretação dos Resultados

Segundo Lindenmayer et al. (1998), Tallarico et al. (1998) e Tazava & Oliveira (2000), a mineralização cupro-aurífera que ocorre nas brechas hidrotermalmente alteradas do depósito Igarapé Bahia é de origem epigenética. Para eles, as rochas encaixantes arqueanas foram, no paleoproterozóico, afetadas por um hidrotermalismo produzido por intrusões graníticas responsável pela formação das brechas e da mineralização. Por outro lado, Almada & Villas (1999), considerando que as brechas são concordantes a subconcordantes com a estruturação geral do Grupo Igarapé Bahia e dispostas ao longo do contato entre as RMV e as RMS/RMP, as interpretam como de origem freática e formadas como parte inerente ao Grupo Igarapé Bahia. Durante a deposição os fragmentos das rochas teriam sido retrabalhados e transportados para zonas mais profundas por correntes de detritos (*debris flow*). Dreher & Xavier (2001) sugerem que as brechas sejam de origem sedimentar, similares a brechas intraformacionais, situadas na base do pacote metassedimentar, muito semelhante a depósitos de fluxo de detritos ou *debris flow*, como admitido por Almada & Villas (1999). Para aqueles autores, as brechas teriam sua origem associada a uma antiga falha de crescimento, provavelmente situada próximo ao depósito. Eles também descrevem diversos níveis menores de brechas e feições de *slump* que se repetem por todo o pacote sedimentar, sugerindo uma atividade tectônica recorrente, talvez ligada a movimentações ao longo de uma ou mais falhas de crescimento.

De modo geral, os alinhamentos definidos no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ podem indicar idades de eventos geológicos, bastando que as amostras sejam cogenéticas e tenham se comportado como sistema fechado desde sua formação ou reomogeneização isotópica. Portanto,

as idades Pb-Pb obtidas por essa metodologia podem ser interpretadas como indicativas da idade de formação do minério ou relacionadas a eventos tectônicos regionais.

Com base nas evidências geológicas, estruturais e texturais, é bem provável que as brechas tenham sido geradas antes da verticalização das rochas encaixantes, em ambiente submarino sujeito a processos vulcânicos explosivos concomitantes a processos de sedimentação (Almada & Villas 1999).

Com base na discussão acima, a idade da calcopirita da ZBH de 2772 ± 46 Ma, que se superpõe parcialmente à idade de 2850 ± 65 Ma (Mougeot et al. 1996) obtida para sulfetos da mesma ZBH, pode ser interpretada como a idade de formação da mineralização primária do depósito, depondo para uma formação singenética para essa mineralização. Além disso, as estruturas sin-sedimentares descritas acima e formas balísticas (estruturas explosivas/piroclásticas) de sulfetos reforçam essa hipótese. Por outro lado, o hidrotermalismo generalizado e a ocorrência de boa parte da mineralização em veios que cortam as RMP, RMV e RIM sugerem uma origem posterior a das rochas encaixantes. Porém, como indicado pelas idades em calcopirita (2756 ± 24 Ma, RMV; 2754 ± 36 Ma, RMP; e 2777 ± 22 Ma, RIM), e ouro (2778 Ma, RMV) dos veios, essas idades são correlatas, dentro dos desvios, à idade da ZBH (2772 ± 46 Ma). É também similar às idades obtidas com zircão para as RMP (2747 ± 1 Ma) e RMV (2745 ± 1 Ma), rochas estas que se encontram, respectivamente, acima e abaixo da ZBH (Galarza et al. 2001). Assim, a idade calculada conjuntamente para a calcopirita e ouro encontrados nos diversos tipos litológicos de 2764 ± 22 Ma será adotada como a idade de formação da mineralização do depósito Igarapé Bahia. Em síntese, acredita-se que a seqüência Igarapé Bahia, a Formação Águas Claras e as RIM parecem ter se formado em um curto intervalo de tempo, coberto pelos desvios das diversas idades obtidas. Em consequência, conclui-se que a mineralização é arqueana e contemporânea à formação do Grupo Igarapé Bahia. Nesse contexto, uma formação singenética a tardi-singenética para essa mineralização parece mais realística diante dos dados geocronológicos e geológicos disponíveis.

Quanto às idades obtidas pelo método Pb-Pb em lixiviados de calcopirita da amostra S9 de 2385 ± 122 Ma (abertura A) e 2417 ± 120 Ma (abertura B), elas podem estar registrando reativações tectônicas regionais (cisalhamento e metamorfismo de baixo grau) relacionadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento (Pinheiro & Holdsworth 1997).

As composições isotópicas de Pb extremamente elevadas são indicativas de minerais bastante enriquecidos em U e Th, típicos da crosta superior, sugerindo que a mineralização evoluiu num ambiente continental. No diagrama concórdia, as razões radiogênicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de calcopirita do depósito Igarapé Bahia formam uma discórdia que intersecta a concórdia num ponto representando a idade dessas amostras. O comportamento discordante dos pontos pode envolver perdas de Pb como também ganhos ou perdas de U, os quais podem resultar de um episódio de metamorfismo, difusão contínua de Pb ou oxidação em um ambiente perto ou próximo da superfície (Faure 1986). Contudo, apenas a perda recente de U pode produzir pontos analíticos acima da discórdia como observado no caso da calcopirita do depósito Igarapé Bahia. Assim, a última hipótese, à luz dos dados geocronológicos, é a que melhor se ajusta com a nossa interpretação.

Os dados isotópicos de enxofre de sulfetos do depósito Igarapé Bahia coincidem em geral com os encontrados em sulfetos primários presentes em rochas ígneas máficas a ultramáficas (Ohmoto & Rye 1979). Alguns valores para os sulfetos da ZBH são ligeiramente mais positivos e típicos de sulfetos de depósitos hidrotermais magmáticos (Ohmoto & Rye 1979, Ohmoto & Goldhaber 1997). O enriquecimento relativamente pequeno em $\delta^{34}\text{S}$ assinala para um baixo nível de oxidação no sistema e é provável que apenas reflita a variação de temperatura durante o resfriamento, notadamente se a espécie dominante do fluido tiver sido H_2S (Ohmoto & Goldhaber 1997). Dados mais recentes revelam que a variação de $\delta^{34}\text{S}$ das rochas magmáticas é bem mais abrangente que o intervalo $0\text{‰} \pm 5\text{‰}$, de modo que valores em torno de 0‰ não necessariamente indicam derivação ígnea (Ohmoto & Goldhaber 1997). Por outro lado, os mares arqueanos são considerados pobres em oxigênio dissolvido e, desse modo, com baixa capacidade de oxidar espécies de enxofre e favorecer o fracionamento isotópico. A idade arqueana da mineralização primária do depósito Igarapé Bahia dá consistência à pequena variação de $\delta^{34}\text{S}$ caso os sulfetos tenham sido precipitados da água do mar. Nesse sentido, é importante assinalar que os sulfetos maciços vulcanogênicos pré-cambrianos mostram $\delta^{34}\text{S}$ entre -5 e $+5 \text{‰}$ (Franklin et al. 1981), e que os arqueanos, em particular, ficam na faixa de $+1\text{‰} \pm 1\text{‰}$ (Ohmoto & Goldhaber 1997). É provável, pois, que os valores mais freqüentes de $\delta^{34}\text{S}$ ($+0,1$ a $+3,6$) estejam relacionados a fluidos de origem magmática.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de carbonatos da ZBH (CAS este trabalho, CAS-1 de Xavier & Dreher 2001, CAS-2 de Tazava & Oliveira 2000) definem um campo alongado sub-

horizontal (Fig. 10), sugerindo um certo grau de fracionamento devido provavelmente às variações de temperatura. Muitos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ estão próximos daqueles admitidos como característicos de rochas vulcânicas (basaltos, andesitos e riolitos; Rollinson 1993), com alguns deles (+9,253 e 14,876‰) sendo muito similares aos dos basaltos oceânicos alterados (Franklin et al. 1981). Outras amostras de CAS-1 e CAS-2, com valores entre +0,70 e +8,12, são típicos do manto, que tem média de 5,7‰.

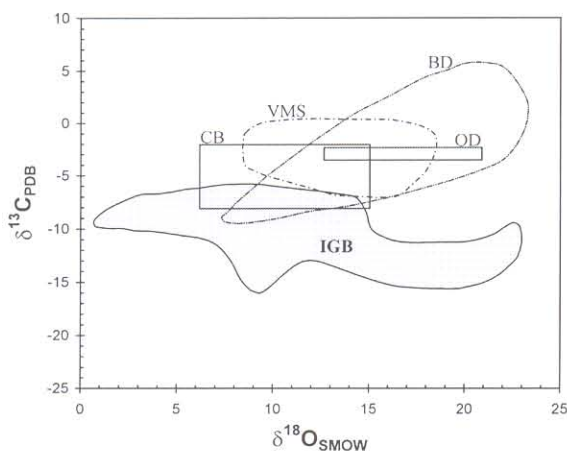


Fig. 10 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ mostrando os campos de carbonato do depósito Igarapé Bahia (IGB) (amostras de Tazava & Oliveira 2000, Xavier & Dreher 2001 e este trabalho) e comparado com campos de valores de carbonatos de carbonatitos (CB), siderita Olympic Dam (OD) (Oreskes & Einaudi, 1992), sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS, Huston 1999) e de depósitos tipo Besshi (BD, Peter & Scott 1999).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre $-5,83$ a $-15,78$ ‰, em que estão incluídas as amostras CAS-1 e CAS-2, coincidem com a parte inferior do intervalo admitido para o manto (-3 a -8 ‰) que, por sua vez, é similar àquele admitido para o CO_2 atmosférico (Rollinson 1993). No geral, são valores mais negativos do que aqueles típicos do manto. Entre os poucos reservatórios que mostram valores que podem chegar a $-15,8$ ‰, destacam-se os meteoritos condríticos, que certamente se aproximam da composição do manto no Arqueano (Ohmoto & Rye 1979, Rollinson 1993). Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ que variam em uma estreita faixa sugerem o envolvimento de fluidos homogêneos ricos em CO_2 de provável origem magmático-mantélica. Por outro lado, os valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ podem estar associados a fluidos magmáticos de mais altas temperaturas, os quais teriam interagido progressivamente com fluidos, cujos valores muito baixos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ apresentados por Tazava & Oliveira (2000) e Xavier & Dreher (2001) (Fig. 10), são sugestivos da participação de componentes superficiais de baixas temperaturas (provavelmente de origem meteórica). Essa mistura de fluidos deve ter ocasionado um resfriamento do sistema hidrotermal e provocado aquele fracionamento.

Comparando-se o campo de carbonatos do depósito de Igarapé Bahia com os campos de carbonatos dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos e do tipo Olympic Dam, nota-se que o primeiro se distingue amplamente dos outros dois, porém superpõe-se parcialmente com o campo das rochas carbonatíticas e dos depósitos tipo Besshi (Fig. 10). Por outro lado, a maior parte das amostras tem valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ que caem dentro do intervalo característico para rochas carbonatíticas (Iyer 1998), as quais podem ter sido a fonte de CO_2 . A abundância de ETR nos fluidos hidrotermais do sistema Igarapé Bahia corrobora essa interpretação, embora na PMC, mesmo até as profundidades alcançadas pelos furos de sondagem, nenhuma rocha daquela natureza tenha sido até hoje identificada (Villas et al. 2001).

Conclusões

O minério de Cu-Au do depósito Igarapé Bahia ocorre, na forma disseminada a maciça, principalmente na ZBH, a qual marca o contato entre as RMV e RMS / RMP do Grupo Igarapé Bahia, de idade arqueana.

A constituição mais característica do minério é calcopirita, pirita, bornita e covelita. Clorita, siderita, quartzo e magnetita são abundantes na ganga, enquanto que, turmalina, calcita, molibdenita, fluorita e biotita são subordinados. Monazita, ferberita, hessita, uraninita, stilpnomelana, além de ouro e prata nativos, ocorrem como minerais traços (Sutec/CVRD 1996, Soares et al. 1999).

A idade arqueana de 2764 ± 22 Ma para a mineralização a torna contemporânea com a formação do Grupo Igarapé Bahia (2,75 Ga, Galarza et al. 2001). Estes dados geocronológicos dão suporte a uma origem singenética a tardi-singenética para a mineralização.

As idades de 2385 ± 122 Ma e 2417 ± 120 Ma, registrada na calcopirita da ZBH pelo método Pb-Pb por lixiviação, sugerem remobilizações possivelmente relacionadas a um período de reativação tectônica regional ligada ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento.

As composições isotópicas de Pb extremamente radiogênicas encontradas na calcopirita são indicativas de minerais enriquecidos em U e Th da crosta superior, sugerindo que a mineralização do depósito Igarapé Bahia evoluiu num ambiente continental.

As amostras de calcopirita analisadas mostram evidências de perturbação do sistema U-Pb, possivelmente por perdas recentes de urânio devido ao ambiente superficial oxidante a que foram expostas as rochas do depósito Igarapé Bahia.

A composição isotópica de enxofre mostra valores de $\delta^{34}\text{S}$ predominantemente na faixa de +0,1 a +4,2‰, o que significa, além de uma fonte homogênea, baixo grau de fracionamento, características essas encontradas comumente em fluidos relacionados a sistemas magmáticos ou em ambientes vulcanogênicos arqueanos, nos quais a formação de espécies oxidadas de enxofre foi pouco favorecida. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de siderita também são relativamente homogêneos (-7,28 a -15,78‰), sendo o carbono interpretado de derivação mantélica, ou talvez de fonte carbonatítica embora, até o momento, não se tenha evidências da existência desse tipo de rocha na PMC. Por sua vez, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ são mais variáveis (-15,51 a -20,96), sugerindo certo grau de fracionamento possivelmente devido à mistura com águas superficiais de provável origem meteórica.

Agradecimentos - Este trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor submetida à Universidade Federal do Pará (Belém, Brasil) e contou com o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico –CNPq, através da bolsa de estudo (processo N° 141541/1998-9). Este trabalho foi parcialmente financiado pelo projeto PADCT/ADIMB (convênio N° 88.98.0426-00). Agradece-se à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) por permitir o acesso aos testemunhos de sondagem da mina do Igarapé Bahia. Agradece-se aos geólogos Clovis Maurity e Henrile Meireles pelo apoio nas diversas etapas de campo e discussões. A Prof. Dr. Robert Krymski pela ajuda com as análises de ouro. As despesas laboratoriais foram cobertas pelo Pará-Iso (UFPA).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almada MC, Villas RN (1999) O Depósito Bahia: Um possível exemplo de Depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev Bras Geociências* 29:579-592.
- Althoff AMR, Villas RN, Giuliani G (1994) A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochim Brasiliensis* 8:135-155.
- Angélica RS (1996) Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos na região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. Belém, Universidade Federal do Pará, PhD Thesis, 116p.
- Angélica RS, Costa ML, Lenharo SLR, Pöhlmann H (1996) Ocorrência de Uraninita associada como o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. In: *Simp Geol Amaz 5*, Belém, SBG. *Bol Res Exp*, 152-155.
- Araújo OJB, Maia R, Jorge João XS, Costa JBS (1988) A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: *Cong Latino-Amer Geol 7*, Belém, SBG/DNPM, Anais, p 324-333.
- Avelar VG, Lafon JM, Correia Jr FC, Macambira EMB (1999) O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Rev Bras Geociências* 29: 453-460.
- Barros CEM, Macambira MJB, Barbey P. (2001) Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: *Simp Geol Amaz 7*, Belém, SBG, *Resumos Expandidos*, (CD-ROM).
- Barreira CF, Soares ADV, Ronzê PC (1999) Descoberta do Depósito Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: *Simp Geol Amaz 6*. Manaus, 1999. *Bol Res Exp*, Manaus, SBG, p 136-139.
- Berger M, Braun L (1997) Pb-Pb dating of apatite by stepwise dissolution technique. *Chemical Geology*, 142(1/2): 23-40.
- Bjorlykke A, Cumming GL, Krestic O (1990) New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology* 43:1-21.
- Bocalon VLS, Lindenmayer ZG, Faccini UF (1995) Igarapé Bahia, Carajás: temperatura de formação do Au epigenético hidrotermal. In: *Cong Bras Geoq 5*. Niterói, 1995. *Resumos*, Niterói, SBGq, (CD-ROM).

- Costa JBS, Araújo OJB, Santos A, Jorge João XS, Macambira MJB, Lafon JM (1995) A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol Mus Para Emílio Goeldi* 7:199-235.
- Docegeo (1988) Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: *Cong Bras Geol* 35, Belém, SBG, Anexo aos Anais, p 11-56.
- Dreher AM, Xavier RP (2001) Provável Origem e Processo de Mineralização das Brechas do Depósito de Igarapé Bahia, Carajás. In: *Simp Geol Amaz 7*, Belém, SBG, Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Faraco LMT, Carvalho AJM, Klein LE (1996) Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota explicativa. Belém, CPRM/SGB, 33p.
- Faure G (1986) *Principles of Isotope Geology*. 2.ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 589p.
- Ferreira Filho CF (1985) Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, MSc Thesis, 112p.
- Franklin JM, Lydon JW, Sangster DF (1981) Volcanic-associated Massive Sulfide Deposits. *Econ Geol* 75th Anniv Volume, p 485-627.
- Frei R, Kamber BS (1995) Single mineral lead dating. *Earth Plan Sci Lett* 129: 261-268.
- Frei R, Pettke T (1996) Monosample Pb-Pb dating of pirrhotite and tourmaline: Proterozoic vs. Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe. *Geology* 18: 1078-1081.
- Galarza TMA (2002) Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral Carajás (PA), Brasil. Belém, Universidade Federal do Pará, PhD Thesis, 214p.
- Galarza TMA, Macambira MJB, Maurity CW, Meireles HP (2001) Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás) com base nos isótopos de Pb. In: *Simp Geol Amaz 7*, Belém, SBG, Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Huhn SRB, Nascimento JAS (1997) São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-(ETR)? In: Costa, M.L. and Angélica, R.S. (Eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, p.143-160.
- Huhn SRB, Santos ABS, Amaral AF, Ledshan EJ, Gouveia JL, Martins LPB, Montalvão RMG, Costa VG (1988) O terreno “granito-greenstone” da região de Rio Maria - sul do Pará. In: *Cong Bras Geol* 35, Belém, SBG, Anais, 3:1438-1452.

- Huston DL (1999) Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits: a review. In: Barrie CT, Hannington MD (eds) *Reviews in Econ Geol* 8:157-179.
- Iyer SSS (1998) Uso dos isótopos Estáveis e Radiogênicos na Exploração Mineral. Curso de extensão sobre Metalogênese Aplicada à Exploração Mineral. IG-UFBA/SBG, 164p.
- Krogh TE (1973) A low contamination method of hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim Cosmochim Acta* 37: 485-494.
- Leite AAS (2001) Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, UFPA, CG-CPGG, PhD Thesis, 330p.
- Lindenmayer ZG, Ronchi LH, Laux JH (1998) Geologia e Geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Rev Bras Geociências* 28:257-268.
- Lindenmayer ZG, Bocalon VLS (1997) Caracterização da mineralização primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. In: Marini OJ (ed) *Caracterização de minérios e rejeitos de depósitos minerais brasileiros - estudos texturais, química mineral e varredura química*. DNPM-PADCT, p 17-20.
- Ludwig KR (1980) Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet Sci Letters* 46: 212-220.
- Ludwig KR (1993) Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70. Openfile report 91445. United States Geological Survey, 42p.
- Macambira JB, Macambira MJB, Scheller T, Gomes ACB (1996) Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: *Cong Bras Geol* 39, Salvador, SBG, Anais 6:516-518.
- Macambira MJB, Lafon JM (1995) Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol Mus Para Emílio Goeldi*,7:263-288.
- Macambira MJB, Lancelot JR (1996) Time constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Cráton, Brazil. *International Geology Review* 38:1134-1142.
- Machado N, Lindenmayer Z, Krogh TE, Lindenmayer D (1991) U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb Res* 49:329-354.
- Manhès G (1982) Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la Chronologie Initiale do Système Solaire. PhD Thesis. Université de Paris VII, Paris, 249p

- McNaughton NJ, Groves DI (1996) A review of Pb-isotope constraints on the genesis of lode-gold deposits in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Jour Royal Soc Western Australia* 79:123-129.
- Mougeot R (1996) Etude de la limite Archeen – Proterozoïque et des Mineralizations Au, ±U associées. Exemples des régions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil). PhD Thesis, Université Montpellier II, Paris. 249p.
- Mougeot R, Respaut JP, Briquieu L, Ledru P, Milesi JP, Lerouge C, Marcoux E, Huhn SB, Macambira MJB (1996) Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará Brazil). In: *Cong Bras Geol* 39. Salvador, SBG, Anais 7:321-324.
- Nogueira ACR, Truckenbrodt W, Pinheiro RVL (1995) Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrção e redefinição. *Bol Mus Para Emílio Goeldi* 7:177-197.
- Ohmoto H, Rye RO (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, John Wiley & Sons Inc. p 509-567
- Ohmoto H, Goldhaber MB (1997) Sulfur and Carbon Isotopes. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (3rd) New York, John Wiley & Sons Inc. p 517-611.
- Oliveira CG, Tazava E, Tallarico F, Santos RV, Gomes C (1998) Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. In: *Cong Bras Geol* 40, Belo Horizonte, Bol Res Exp, SBG, p 137.
- Oreskes N, Einaudi MT (1992) Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Econ Geol* 87: 64-90.
- Oversby VM (1976) Isotopic ages and geochemistry of Archean acid igneous rocks from the Pilbara, Western Australia. *Geochim Cosmochim Acta* 40: 817-829.
- Peter JM, Scott SD (1999) Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world's largest Besshi-type deposit. In: Barrie CT, Hannington MD (eds) *Reviews in Econ Geol*, 8: 261-295.
- Pidgeon RT, Macambira MJB, Lafon JM (2000) Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166: 159-171.
- Pimentel MM, Machado N (1994) Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: *Cong Bras Geol* 38. Camboriú, SBG, Anais, 2:390-391.

- Pinheiro RVL, Holdsworth RE (1997) Reactivation of Archean strike-slip systems, Amazon, Brazil. *Jour Geol Soc London* 154:99-103.
- Ribeiro AM (1989) Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado a mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará. Belém, UFPA, CG-CPGG, MSc Thesis, 134p.
- Reis FN, Macambira MJB, Villas RN, Krymsky R (2001) Estudo Isotópico do Depósito Cupro-Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. In: *Simp Geol Amaz 7*, Belém, SBG, Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Rollinson HR (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, John Wiley & Son. 352p.
- Rosholt JN, Zartman RE, N'komo IT (1973). Lead isotope systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. *Geol Soc Amer Bull* 84: 989-1002.
- Sachs LLB (1993) O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil. Campinas, UNICAMP, IG-CPGG, MSc Thesis, 142p.
- Silva CMG, Macambira MJB, Villas RNN (2001) Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: *Simp Geol Amaz 7*, Belém, SBG, Resumos Expandidos, (CD-ROM).
- Soares ADV, Ronzê PC, Santos MGS, Leal ED, Barreira CF (1999) Geologia e Mineralizações do Depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: *Simp Geol Amaz 6*. Manaus, SBG-NO, Bol Res Exp 144-147.
- Stacey JS, Kramers JD (1975) Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett* 26:207-221.
- Stuckless JS, N'komo IT (1978) Uranium lead isotope systematics in uraniferous alkali-rich granites from the Granite Mountains, Wyoming: implications for uranium source rocks. *Econ Geol* 73: 427-441.
- Sutec/CVRD (1996) Projeto de revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica. Relatório Interno.
- Tallarico FHB, Oliveira CG, Figueiredo BR (2000) The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Rev Bras Geociências* 30: 230-233.
- Tallarico FHB, Rego JL, Oliveira CG (1998) A mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia – Carajás: um depósito da classe óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: *Cong Bras Geol 40*, Belo Horizonte, SBG, p 116.

- Tassinari CCG, Mellito K (2001) Evidências Isotópicas de Sr, Pb e Nd de fontes continentais para os fluidos das mineralizações do depósito de Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3-A, Serra dos Carajás, Brasil. In: Cong Geol Países Língua Portuguesa VI, Portugal, Resumos Expandidos, 201-204.
- Tazava E (1999) Mineralização de Cu-Au-(±ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA. Ouro Preto, CG-UFOP. MSc Thesis. 81p.
- Tazava E, Oliveira CG (2000) The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: Porter T (ed) Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective. Australian Mineral Foundation. Adelaide, 203-212.
- Trendall AF, Basei MAS, Laeter JR, Nelson DR (1998) SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour South Amer Earth Sci* 11:265-277.
- Villas RN, Santos MD (2001) Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita* 36: 300-331.
- Villas RN, Galarza MA, Almada MC (2001) Geología do Depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. (eds.). Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros. DNPM/ADIMB, p.215-240.
- Wirth KR, Gibbs AK, Olszewski WJ (1986) U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev Bras Geociências* 16:195-200.
- Xavier RP, Dreher AM (2001) Carbon Isotopic Composition of Carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au Deposit, Carajás Mineral Province (PA), Northern Brazil. In: *Simp Geol Amaz 7*, Belém, SBG, Res Exp (CD-ROM).
- York D (1969) Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet Sci Letters* 5:320-324.
- Zang W, Fyfe WS (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita* 30: 30-38.
- Zheng YF, Hoefs J. (1993) Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, 28:79-89.

Profundidade (m)	Mineral / Rocha	Amostra	Método analítico
CORPO ACAMPAMENTO SUL – CAS			
Furo 351: Seção 1100N (547447,10E; 9333864,49N; 650,63m)			
109,47	Calcopirita / veio na rocha metapicroclástica (RMP)	S17	Pb
109,90	Pirita / nódulo na RMP	S71	S
134,50	Calcopirita / nódulo na RMP	S72	S
150,20	Calcopirita / veio na RMP	S73	S
255,80	Calcopirita + siderita / veio na brecha alterada hidrotermalmente (ZBH)	S2, C2, MIN2	DM, Pb, Pb (lix), MS, S, C, O
256,00	Calcopirita / veio na ZBH	S74, MIN3	DM, S
275,90	Calcopirita / veio na ZBH	S75, MIN4	DM, S
294,50	Calcopirita / veio na ZBH	S76, MIN5	DM, S
300,05	Calcopirita / veio na ZBH	S77, MIN6	DM, MS, S
307,60	Calcopirita / veio na ZBH	MIN36	DM, MS
307,90	Calcopirita / veio na ZBH	S78, MIN7	DM, S
343,10	Calcopirita / veio na rocha intrusiva máfica (RIM)	S42	Pb
363,50	Calcopirita / veio na ZBH	MIN65	DM, MS
364,40	Calcopirita / veio na ZBH	S79, MIN8	DM, S
368,00	Calcopirita / veio na ZBH	MIN37	DM
Furo 352: Seção 1050 (547444,60E; 9333814,68N; 640,30m)			
133,70	Calcopirita / veio na ZBH	MIN38	DM
Furo 353: Seção 1150N (547346,35E; 9333896,51N; 638,14m)			
129,50	Calcopirita / veio na RMP	S18	Pb
175,00	Calcopirita / veio na ZBH	MIN39	DM
188,00	Siderita / veio na ZBH	C8	C, O
193,10	Calcopirita / veio na ZBH	S3	Pb, S
226,10	Calcopirita / veio na ZBH	MIN40	DM, MS
Furo 373: Seção 450N (548034,24E; 9333325,36N; 619,87m)			
110,20	Calcopirita / veio na ZBH	MIN41	DM
Furo 345: Seção 1000N (547551,16E; 9333785,66N; 655,66m)			
172,10	Calcopirita / veio na RMP	S40	Pb, U-Pb ^c
196,50	Calcopirita / veio na ZBH	S4	Pb, S
238,25	Calcopirita / veio na RMV	S60	Pb
283,25	Calcopirita / veio na RIM	S44	Pb, U-Pb ^c
Furo 397: Seção 200N (548039,43E; 9333070,20N; 635,36m)			
321,00	Calcopirita / veio na RIM	S43	Pb
340,70	Calcopirita / veio na rocha metavulcânica RMV	MIN43	DM, MS
365,00	Calcopirita / veio na RMV	S61	Pb, U-Pb ^c
Furo 385: Seção 650N (547807,35E; 9333482,72N; 604,82m)			
71,0 - 80,0	Calcopirita / veio na ZBH	S5	Pb, U-Pb ^c
98,00	Calcopirita / na veio RMP	S14	Pb
Furo 361: Seção ? (547389,21E; 9333803,85N)			
197,75	Siderita / veio na ZBH	C18	C, O
Furo 349: Seção 600N (547693,93E; 9333406,83N; 654,87m)			
308,20	Calcopirita / veio na RMV	S62	Pb
429,80	Calcopirita / veio na ZBH	S6	Pb, S
477,35	Calcopirita / veio na RMP	S41, MIN44	DM, Pb, MS
Furo 381 – Seção ? (547649,55E; 9333653,92N; 625,67m)			
309,0 - 358,0	Partícula de ouro / RMV	Au381	Pb (Au)
Furo 346: Seção 500N (548089,65E; 9333387,41N; 655,65m)			
151,9	Calcopirita / veio na RMP	S19	Pb
219,6	Calcopirita / veio na ZBH	MIN45	DM, MS
317,0	Calcopirita / veio na RMV	S63, MIN46	DM, Pb, MS
Seção 1200			
	Partícula de ouro / RMV	Au1200	Pb (Au)
CORPO ACAMPAMENTO NORTE – CAN			
Furo 333: Seção AN062AN (546866,42E; 9333667,84N; 650,44m)			
168,20	Calcopirita / veio na RMV	MIN47	DM
Furo 328: Seção AN062BN (546768,76E; 9333794,83N; 650,38m)			
163,40	Calcopirita / veio na RMV	S64	Pb
195,05	Calcopirita / veio na ZBH	S7	Pb, S
209,00	Calcopirita / veio na ZBH	MIN48	DM, MS
Furo 332: Seção AN062CN (546971,70E; 9333775,14N; 635,45m)			
233,15	Calcopirita / veio na ZBH	S8	Pb, S
235,70	Calcopirita / veio na ZBH	MIN49	DM
247,70	Siderite / veio na ZBH	C26	C, S
270,35	Calcopirita / veio na ZBH	MIN50	DM
Furo 327: Seção AN062DN (547058,53E; 9333796,22N; 655,80m)			
286,10	Calcopirita / veio na RMV	S65	Pb
306,80	Calcopirita / veio na RMV	S66, MIN51	DM, Pb, MS
318,50	Calcopirita / veio na RIM	S45	Pb
388,50	Calcopirita / veio na RMV	MIN52	DM, MS
Furo 347: Seção AN062FN (547016,27E; 9333929,99N; 648,62m)			
144,60	Calcopirita / veio na RMV	MIN53	DM
Furo 346: Seção AN062GN (547022,69E; 9334017,43N; 645,15m)			
215,40	Calcopirita / veio na ZBH	S9, MIN54	Pb, Pb (lix), S
246,05	Calcopirita / veio na RMV	MIN55	DM
248,45	Calcopirita / veio na ZBH	S10	Pb, U-Pb ^c , S
CORPO FURO 30 – CF30			
Furo 384: Seção FT0000N (547609,06E; 9332536,13N; 668,65m)			
306,50	Calcopirita / veio na RMP	S16	Pb
368,35	Calcopirita / veio na RMV	S67, MIN56	DM, Pb
395,70	Calcopirita / veio na RMV	S68, MIN57	DM, Pb
Furo 394: Seção FT0100N (547691,31E; 9332597,80N; 656,97m)			
231,40	Calcopirita / veio na RMP	S13	Pb
278,54	Calcopirita / veio na ZBH	S11	Pb, U-Pb ^c , S
Furo 386: Seção FT0350N (547831,51E; 9332806,30N; 604,95m)			
144,50	Calcopirita / veio na RMP	S39, MIN58	DM, Pb, MS
206,40	Calcopirita / veio na ZBH	S12	Pb, S
246,20	Calcopirita / veio na RMV	S69	Pb
Furo 392: Seção FT-150N (547491,15E; 9332439,11N; 669,11m)			
351,20	Calcopirita / veio na RMV	S70	Pb
397,50	Calcopirita / veio na RIM	S46	Pb

ANEXO

Amostras coletadas em furos de sondagem do depósito Igarapé Bahia. DM = descrição mineralográfica, MS = análise de microsonda, Pb = método Pb-Pb dissolução total, Pb (lix) = método Pb-Pb por lixiviação, U-Pb^c = método U-Pb dissolução total, Pb (Au) = método Pb-Pb em ouro, S, C e O = análise de isótopos estáveis, c = concentração.

CAPÍTULO V

EVOLUÇÃO DE UMA ÁREA ARQUEANA DO CRÁTON AMAZÔNICO COM BASE NOS ISÓTOPOS DE Pb E Nd: O CASO DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA (PROVÍNCIA DE CARAJÁS)

(Versão em português do artigo submetido ao International Geology Review)

5 - EVOLUÇÃO DE UMA ÁREA ARQUEANA DO CRÁTON AMAZÔNICO COM BASE NOS ISÓTOPOS DE Pb E Nd: O CASO DO DEPÓSITO DE Cu-Au IGARAPÉ BAHIA (PROVÍNCIA DE CARAJÁS)

GALARZA T.M.A.¹, MACAMBIRA M.J.B.², MOURA C.A.V.²

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. antogt@starmedia.com
² Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. moamac@ufpa.br, c_moura@ufpa.br

Resumo – O depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia está hospedado no grupo homônimo, localizado na Província Mineral de Carajás (PMC), Sudeste do Cráton Amazônico. Esse grupo arqueano é composto por rochas metavulcânicas máficas (RMV), metapiroclásticas (RMP) e metassedimentares (RMS), bem como por formações ferríferas bandadas e brechas alteradas hidrotermalmente, cortadas por rochas intrusivas máficas (RIM). A mineralização de Cu-Au mais expressiva ocorre nas brechas que se posicionam entre as RMV e RMP / RMS. Idades Pb-Pb (rocha total) de 2776 ± 12 Ma (RMV), 2758 ± 36 Ma (RMP) e 2765 ± 36 Ma (RIM) e Sm-Nd (rocha total) de 2758 ± 75 Ma (RMV) indicam um curto intervalo de tempo para a formação dessas rochas e evidenciam a extensão do vulcanismo arqueano na PMC. Cristais de zircão herdados encontrados nas RMV e RMP indicaram idades entre 3,03 e 2,86 Ga, e estariam relacionados às rochas do embasamento, contemporâneas aos complexos Pium e Xingu, greenstone belt Identidade e Tonalito Arco Verde. Idades-modelo T_{DM} obtidas para as RMV, RMP e RIM (2,99 a 3,13 Ga) são similares àquelas reportadas para as rochas do embasamento e granitóides intrusivos da PMC e indicam o tempo de formação da crosta continental. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ para essas rochas, entre -0,36 e -2,12, sugerem contaminação do magma original com crosta continental mais antiga gerado num ambiente de rifte continental.

Palavras-chaves: Isótopos de Pb e Nd, Arqueano, Evolução Crustal, Depósito Igarapé Bahia, Província Carajás

INTRODUÇÃO

O depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, localizado na parte norte da Província Mineral de Carajás (Fig. 1), no contexto do grupo homônimo, unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988), é uma mina de ouro atualmente explorada pela Companhia Vale de Rio Doce (CVRD). O Grupo Igarapé Bahia é composto principalmente por rochas metavulcânicas máficas (RMV), metapiroclásticas (RMP) e metassedimentares (RMS) clásticas, além de formações ferríferas bandadas e brechas que sofreram forte cloritização e carbonatação. Rochas intrusivas máficas (RIM), de composição gabróica a diorítica cortam todos esses tipos litológicos. O mineralização de Cu-Au

mais expressiva ocorre nas brechas que se posicionam entre as RMV e RMP/RMS (p. ex. Almada & Villas 1999, Villas et al. 2001). Todas as rochas do Grupo Igarapé Bahia encontram-se hidrotermalmente alteradas, apresentando assembléias mineralógicas compatíveis com as associações da fácies xisto verde. Este estudo apresenta novos resultados Pb-Pb (rocha total e zircão herdado) e Sm-Nd (rocha total) de RMV, RMP e RIM do depósito Igarapé Bahia. O objetivo principal é subsidiar discussões sobre a origem das rochas encaixantes desse depósito, bem como da formação e evolução da crosta continental da região de Carajás.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (PMC), localizada no SE do Cráton Amazônico, considerada a principal província mineral do Brasil, engloba importantes depósitos de Fe, Au, Cu, Mn, Ni etc. Tassinari & Macambira (1999), dentre outros autores, baseados em dados geocronológicos, propuseram que a PMC fizesse parte de um núcleo arqueano alongado na direção NW-SE (Província Amazônia Central, >2,3 Ga), que sofreu retrabalhamento e acreção crustal ao longo de cinturões metamórficos adjacentes. Santos et al. (2001) definem a Província Carajás-Imataca (3,10 - 2,53 Ga) como a única província arqueana do Cráton Amazônico. Para eles, a Província Amazônia Central paleoproterozóica, gerada por fusão parcial de crosta continental arqueana, trunca o trend tectônico de Carajás.

A PMC, formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano, foi afetada por um evento paleoproterozóico extensivo acompanhado por intrusões graníticas anorogênicas e diques máficos e félsicos associados (p. ex. Macambira et al. 2001). A PMC é dividida nos segmentos crustais sul e norte, cujo limite parece ser transicional. Esses blocos tectônicos são conhecidos como os Terrenos Granito-Greenstones de Rio Maria (Huhn et al. 1988), ao sul, e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo et al. 1988), ao norte. A Fig. 1 apresenta o arcabouço litoestratigráfico e geocronológico mais atualizado da PMC e a localização do depósito Cu-Au do Igarapé Bahia, área de estudo.

As rochas mais antigas da região de Rio Maria são os greenstone belt do Supergrupo Andorinhas e o Tonalito Arco Verde (2,97-2,90 Ga; Macambira & Lancelot 1996; Pimentel & Machado 1994). Essas rochas são intrudidas por granitóides (granodioritos, trondhjemitos e granitos) de ca. 2,87 Ga (Macambira & Lancelot 1996; Pimentel & Machado 1994; Leite 2001). Ao norte, região de Carajás, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas é constituído pelos complexos gnáissico Xingu e granulítico

Pium (2,86-3,00 Ga; Machado et al. 1991; Avelar et al. 1999; Pidgeon et al. 2000) que formam o embasamento arqueano dessa região. Nela afloram abundantes associações metavulcano-sedimentares (ou greenstone belts) dos Grupos Salobo, Pojuca, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Rio Novo entre outras, todas pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988) com idade de ca. 2,76 Ga (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991, Macambira et al. 1996, Trendall et al. 1998). O magmatismo máfico é dominante e todas as unidades litoestratigráficas parecem ser contemporâneas, mostrando diferentes graus metamórficos e deformacionais. Uma extensa cobertura metassedimentar arqueana denominada de Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988) predominantemente clástica de origem marinha a fluvial (Nogueira et al. 1995), cobre uma grande área da região de Carajás. Vários corpos graníticos arqueanos deformados, alongados e lenticulares de direção E-W, conhecidos como Suíte Plaqué (2,73 Ga, Avelar et al. 1999), intrudem as rochas do Complexo Xingu. Outras intrusões arqueanas tardias incluem o Complexo Granítico Estrela (2,76 Ga, Barros et al. 2001) e o Granito Old Salobo (2,57 Ma, Machado et al. 1991). Além desses, tem-se diques máficos e complexos máficos-ultramáficos acamadados arqueanos (2,76 Ga), como também granitóides paleoproterozóicos (e.g. Macambira & Lafon 1995), de composição sieno a monzogranítica dominante (Dall'Agnol et al. 1994).

O ambiente geotectônico das seqüências vulcanossedimentares arqueanas na região de Carajás é ainda matéria de debate. Gibbs et al. (1986) e Olszewski et al. (1989), com base em dados estratigráficos, geoquímicos e geocronológicos de rochas do Grupo Grão Pará, como dados isotópicos de Nd ($\epsilon_{Nd} = +3,2$ a $-1,9$) e Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7057$), bem como de elementos menores e ETR dessas rochas máficas, sugeriram que uma porção significativa, porém variável, de material continental mais velho foi por elas assimilada. Eles sugeriram que as rochas metavulcânicas bimodais de grau metamórfico médio a baixo (seqüência inferior) do Grupo Grão Pará foi formado sobre uma crosta continental mais antiga relaciona a um ambiente de rifte continental.

Lindenmayer (1990) e Lindenmayer & Fyfe (1991), baseados em estudos sobre o metamorfismo de alta temperatura (750°C) e baixa pressão (< 2,5 kbar), que ocorreu sob alto fluxo térmico (85°C/km) na área do depósito de cobre Salobo, sugeriram que esse episódio metamórfico é compatível com o ambiente de rifte, tendo ocorrido no intervalo de tempo compreendido entre 2,74-2,73 Ga. Esses autores, associando as suposições feitas para as rochas máficas do Grupo Grão Pará (Olszewski et al. 1989), propõem para a bacia de Carajás, um modelo de rifte continental instalado no Arqueano Superior.

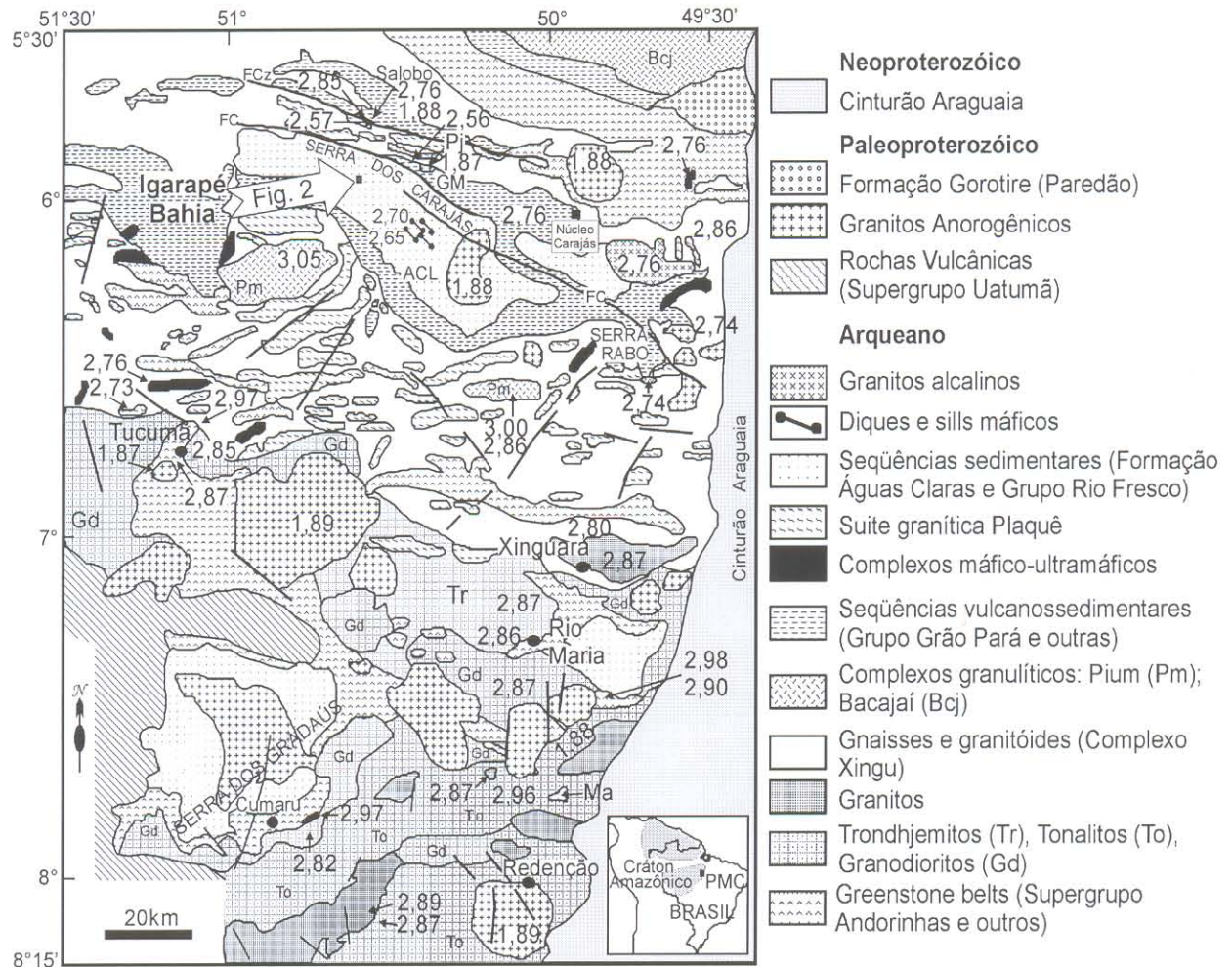


Fig. 1 - Mapa Geológico-geocronológico da Província Mineral de Carajás, modificado de Costa et al. (1995), Faraco et al. (1996) & Dall'Agnol et al. (1997). Idades apresentadas em Ga. ACL= Depósito Águas Claras, GM= Depósito Gameleira. Cf= falha Carajás, Czf= falha Cinzento.

Dardenne et al. (1988) e Meireles & Dardenne (1991), baseados em evidências geoquímicas, sugeriram que as rochas basálticas do Grupo Grão Pará representam um magmatismo predominantemente shoshonítico, que possivelmente ascendeu até a superfície por um sistema de riftes formado em ambiente de crosta continental, ligado geneticamente a uma orogênese vizinha. O modelo proposto difere daquele apresentado por Gibbs et al. (1986) e Olszewski et al. (1989), principalmente quanto à origem do mecanismo do rifteamento que estaria relacionado a um processo de subducção (Dardenne et al. 1988).

Machado et al. (1991) propõem um ambiente alternativo para os grupos Grão Pará e Igarapé Bahia baseados em estudos geocronológicos U-Pb de rochas magmáticas e metamórficas da bacia de Carajás. O modelo compreende uma bacia intracratônica similar aos Grupos Fortescue e

Hamersley (Trendall 1983, Blake & Groves 1987) na Austrália Ocidental, cujas evidências geológicas sugerem que ambos grupos estão relacionados a rifte continental. As similaridades entre Carajás e Fortescue-Hamersley, como a presença de formação ferrífera bandada, sedimentos clásticos derivados do continente e basaltos toleííticos de possível afinidade continental evidenciam que as duas bacias arqueanas são contemporâneas.

Teixeira & Egger (1994) propuseram um modelo geotectônico para a bacia de Carajás baseado em dados estruturais, petrográficos e geoquímicos, sugerindo um processo de placas em convergência oblíqua. Esse modelo envolve um contexto de subducção seguida pela colisão de dois terrenos continentais no Arqueano, onde a margem ativa (ao norte), representada pelo Complexo Xingu, constitui o embasamento da bacia de Carajás, enquanto a margem passiva (ao sul) corresponde ao terreno granito-greenstone (Supergrupo Andorinhas). Segundo os autores, esse processo perdurou por ca. 200 Ma.

GEOLOGIA DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA

O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia (Fig. 1) localiza-se a aproximadamente 70 km do Núcleo Urbano de Carajás. O depósito está hospedado nas rochas do Grupo Igarapé Bahia (Docegeo 1988), dividido em duas formações, Grota do Vizinho (inferior) e Sumidouro (superior), ambas constituídas de seqüências vulcanossedimentares hidrotermalmente alteradas. Na área do depósito, o Grupo Igarapé Bahia ocorre como uma pequena janela erosional dentro da Formação Águas Claras (Fig. 2). A seqüência inferior consiste predominantemente de rochas metavulcânicas máficas (RMV) intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto a superior é formada por rochas metassedimentares (metarritmitos, metasiltitos, metagrauvas) interestratificadas com rochas metapiroclásticas (RMP) intermediárias a félsicas (tufos de cristal, tufos laminados e, mais localmente, tufos finos e lapilli tufos), bem como por silexitos e formações ferríferas bandadas. Intercalações de metabasaltos são subordinadas na seqüência superior. Separando as duas seqüências do Grupo Igarapé Bahia ocorre uma zona de brechas hidrotermalmente alteradas (ZBH) com cerca de 30 a 100 m de espessura, a qual, localmente, mostra contatos gradacionais com as seqüências adjacentes.

Rochas da Formação Águas Claras repousam discordantemente sobre aquelas do Grupo Igarapé Bahia. Elas representam uma espessa seqüência de rochas siliciclásticas levemente metamorfisadas (metaquartzo-arenitos), que são dominantes, e estão interacamadas com leitões

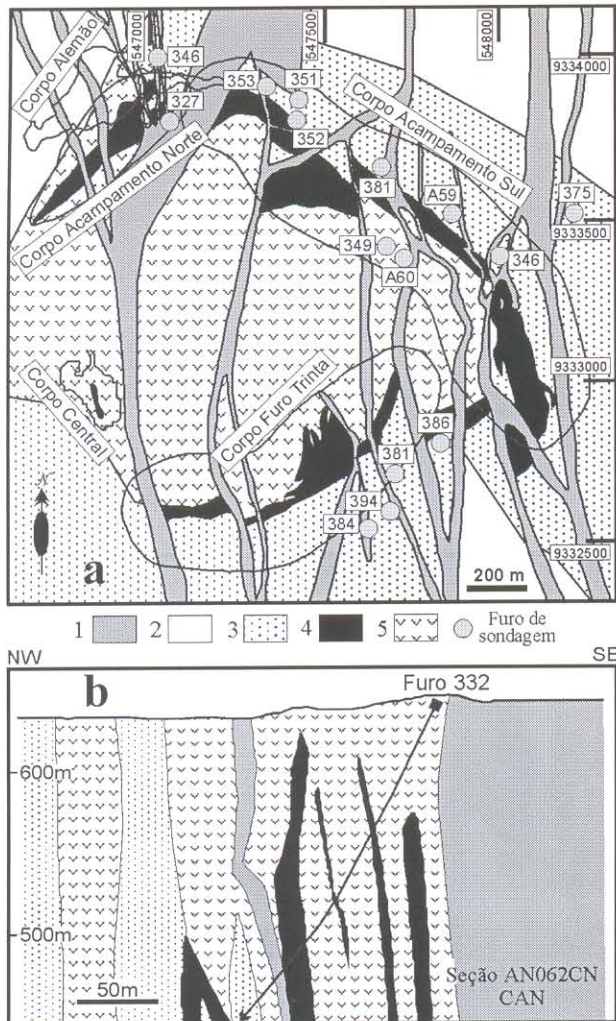


Fig. 2 – Mapa geológico simplificado (a) modificado de Soares et al. (1999) e seção vertical E-W (b) do depósito Igarapé Bahia mostrando os corpos de minério e furos de sondagem das amostras estudadas. 1. Rochas intrusiva máficas, 2. Formação Águas Claras, 3. Rocha metassedimentares e metapiroclásticas, 4. Brecha alteradas hidrotermalmente, 5. rochas metavulcânica máficas.

Corpos granofíricos foram identificados na área, cuja idade Rb-Sr de 2577 ± 72 Ma (2σ), foi interpretada como a idade mínima de formação para o Grupo Igarapé Bahia (Ferreira Filho 1985). Recentemente, Galarza et al. (2001) dataram pelo método Pb-Pb evaporação em zircão rochas metapiroclásticas (2747 ± 1 Ma) e metavulcânica máficas (2745 ± 1 Ma), interpretadas como suas idades de cristalização, correlacionáveis com o vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2,76 Ga).

conglomeráticos e, menos comumente, pelíticos. Falhamentos e/ou fraturamentos subsequentes afetaram tanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia como da Formação Águas Claras, permitindo a intrusão de rochas máficas (RIM, dioríticos e gabróicos) (Villas & Santos 2001, Villas et al. 2001) (Fig. 2). Estudos petrográficos e geoquímicos de elementos maiores e traço permitiram classificar essas rochas como metandesitos basálticos (RMV), metatufos de lapilli e laminados (RMP) e quartzo dioritos (RIM) (Galarza 2002).

Nas brechas do corpo Acampamento Sul, litoclastos de RMV e de formações ferríferas bandadas são dominantes (Villas & Santos 2001). Esses clastos, especialmente os de RMV, tendem estar orientados paralelamente aos contatos das brechas. Os maiores constituintes mineralógicos da matriz são clorita, magnetita, carbonatos (siderita > ankerita) e calcopirita em diferentes proporções, além de quantidades menores de quartzo, turmalina, biotita, grunerita-cummingtonita, apatita e monazita (Villas & Santos 2001, Villas et al. 2001).

O depósito Igarapé Bahia compreende cinco corpos de minério: Acampamento Sul (CAS), Acampamento Norte (CAN), Furo 30 (CF30), Central e Alemão (Fig. 2). Os principais minerais do minério, na ZBH como RMV e RMP, são calcopirita, pirita, bornita e covelita. Clorita, calcita, siderita, quartzo e magnetita e subordinada turmalina, molibdenita, fluorita, destacam-se na ganga (Galarza 2002). Traços de uraninita, hessita, monazita, apatita, bastnasita, parisita, cassiterita, ferberita, fluorita e ouro, também foram detectados (Sutec/CVRD 1996).

Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997, 2000) a evolução tectonoestratigráfica da região de Carajás envolveu um sem número de feições importantes concernentes à reativação dos terrenos do embasamento arqueano. Esses autores concluíram que a trama dúctil de alta temperatura desenvolvida nas rochas do embasamento foi reativada diversas vezes, exercendo influência decisiva na distribuição, padrão geométrico e cinemático das estruturas posteriormente formadas, iniciadas provavelmente em cerca de 2,7 Ga (posterior ao evento dúctil principal; quando da implantação da Bacia de Carajás, Pinheiro & Holdsworth 2000). A maioria das rochas metavulcânicas e metassedimentares de cobertura estariam preservadas em zonas de abatimento (*dilational jogs*), trechos anastomosados ou em *offsets*, ao longo dos feixes de lineamentos que formam os Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento (Pinheiro & Holdsworth 2000). As falhas são posteriores à deposição dessas seqüências; em conseqüência, a estratigrafia é controlada pelas falhas. Todas essas observações indicam a existência de um mecanismo de enfraquecimento crustal, em escala litosférica, com um período de atividade finito, mais ativo entre 2,8-1,8 Ga, originado possivelmente na crosta inferior ou no manto (Pinheiro & Holdsworth 1997, 2000).

METODOLOGIA

Foram realizadas análises isotópicas nas RMV, RMP e RIM do depósito Igarapé Bahia. As análises pelos métodos Pb-Pb por evaporação de zircão, Pb-Pb e Sm-Nd (rocha total) foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da UFPA. Em algumas amostras determinou-se os teores de U e Pb por diluição isotópica. As idades de cristalização das RMV e RMP (Galarza et al. 2001) não serão discutidas, porém, serão apresentadas as idades dos cristais de zircão herdado de ambas. O objetivo principal foi definir a origem das rochas, verificar e discutir-se a contribuição crustal das rochas do embasamento e evidenciar a extensão do vulcanismo arqueano na PMC.

Preparação das Amostras

Para a análise de zircão, os cristais foram extraídos de cerca de 80 kg de rocha ou saprolito para cada amostra selecionada. Após trituração, pulverização e peneiramento das amostras, os cristais de zircão provenientes de frações granulométricas entre 0,088 mm e 0,250 mm foram separados com auxílio de elutriação, separador magnético Isodynamic Frantz e líquidos pesados. Os cristais de zircão escolhidos nessa fase foram lavados a quente com HNO₃ (50%), para a eliminação de películas ferruginosas. Em seguida, foram selecionados por triagem manual sob uma lupa binocular. Os cristais selecionados foram preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, sem inclusões ou fraturas, porém, em alguns casos, foram analisados cristais apresentando essas características. Finalmente, os cristais selecionados foram aprisionados em um filamento de rênio em formato de canoa, para subsequente introdução no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Os resultados são apresentados com desvios a 2σ e as correções do Pb comum foram feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb. Esses dados são tratados estatisticamente e filtrados segundo critérios estabelecidos no Pará-Iso.

Para a análise de rocha total, as amostras (< 200 mesh) foram selecionadas baseados em estudos petrográficos e análises químicas (Galarza 2002), buscando-se as que apresentaram menores sinais de alteração. O procedimento experimental para as análises de Pb e U seguiu as técnicas desenvolvidas por Rodrigues (1992), com modificações a partir de Krogh (1973) e Manhès (1982) e, para Sm e Nd, seguiu as técnicas utilizadas por Moura (1992), adaptado às condições do Pará-Iso. As análises isotópicas de Pb foram realizadas em um espectrômetro de massa VG Isomass 54E com monocoletor e de U, Sm e Nd em um Finnigan MAT 262 com multicoletor. As composições isotópicas do U e Pb foram corrigidas para o efeito de discriminação de massa utilizando um fator de 0,12±0,03% por u.m.a. Os cálculos de regressão e idade foram feitos segundo o algoritmo de York (1969) e Ludwid (1980) através dos programas Isoplot (v.2.70) e PbDat (v.1.24) de Ludwid (1993) e de software do Pará-Iso.

Pb-Pb por evaporação de zircão

Essa técnica posiciona frente a frente dois filamentos de rênio, sendo um filamento de evaporação, onde o zircão é depositado, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado (Kober 1987). Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação ou aquecimento

(EV) a 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa. Dependendo da quantidade de Pb que o zircão contém e de sua capacidade em se fixar no filamento de ionização, pode-se realizar até cinco, ou mais, EV. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a temperatura ambiente. Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C e o Pb, ali depositado, é ionizado. Em cada EV são obtidos, em geral, 5 blocos de dados (análise em monocoletor), e 10 (análise multicoletor). A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada EV. Esses resultados são representados num diagrama Idade (Ma) versus Etapas de aquecimento, onde cada etapa fornece, em geral, um platô de idade que pode indicar a mesma idade ou não. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura.

Pb-Pb em rocha total

A abertura química das amostras (50-130 mg) foi feita com HF (48%) + HNO₃ (13N) + HBr (8N). Um spike misto foi adicionado nas amostras para a determinação dos teores de U e Pb. O resíduo das amostras foi solubilizado com HBr (0,7N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8, 200-400 mesh, condicionada com HBr (0,7N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com 1 gota de HNO₃ (7,5N), enquanto que o U foi coletado com HNO₃ (0,25N) e depositados em filamentos simples de rênio para análise isotópica. O branco de Pb do processo analítico variou entre 0,33 a 1,50 ng durante o período das análises isotópicas, obtido através do padrão NBS-983.

Sm-Nd em rocha total

A abertura química da rocha (≤ 150 mg) + spike (^{149}Sm - ^{150}Nd) foi feita com HNO₃ (13N) + HF (48%) em container fechado por 7 dias em estufa ($\sim 150^\circ\text{C}$), seguido da adição de HNO₃ (13N) + HF (48%) na chapa (100°C), mais duas etapas de evaporação com HCl (6.2N) e HCl (2N). O resíduo foi solubilizado com HCl (2N) e a solução submetida à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8 (200-400 mesh), condicionada com HCl (2N). As terras raras foram coletadas com HNO₃ (3N). Seu resíduo foi solubilizado com HNO₃ (7N) + metanol (40-60%) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x4 (200-

400 mesh), condicionada com HNO₃ (7N) + metanol. O Sm e o Nd foram coletados com HNO₃ (7N) + Metanol e purificados com HNO₃ (13N). O concentrado final foi depositado em filamento duplo de Ta e Re para análise isotópica. Durante o transcurso das análises, o padrão de Nd “La Jolla” forneceu em média uma razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de $0,511854 \pm 0,000010$ (2σ em 3 análises) e o branco total para Nd ou Sm foram menores que 170 pg. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219.

RESULTADOS Pb-Pb

Rocha Metavulcânica Máfica

Duas amostras de RMV do CAS (Anexo) foram coletadas para estudo geocronológico pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão. A primeira amostra de RMV saprolitizada (A60) coletada na seção 700 da malha local do CAS, corresponde ao topo da seqüência metavulcânica. Os cristais de zircão apresentam uma coloração castanho-claro, são transparentes a translúcidos com brilho adamantino, automórfico, com hábito prismático (bipiramidal) a arredondado e mostram, por vezes, bordas corroídas. Apresentam proporções comprimento-largura variáveis. Alguns cristais encontram-se microfraturados, quebrados em uma extremidade e quase todos contêm inclusões escuras a transparentes. Foram eleitos 6 cristais de zircão e todos emitiram Pb suficiente para análise isotópica, dos quais, os cristais 9 e 3 (Tabela 1) forneceram idades de 2961 ± 3 Ma (2σ) e 2868 ± 3 Ma (2σ), respectivamente (Fig. 3A). Os demais indicaram a idade de cristalização dessas rochas, 2745 ± 1 Ma (Galarza et al. 2001).

A segunda amostra de RMV (A61-F381) corresponde à base da seqüência metavulcânica do CAS. Os cristais de zircão extraídos são transparentes a translúcidos com brilho adamantino, coloração castanho claro, microfraturados, arredondados e raramente com arestas bem definidas; poucos cristais têm hábito prismático (bipiramidal) e apresentam, por vezes, bordas corroídas. As proporções comprimento-largura são variáveis, poucos estão quebrados em uma extremidade e a maioria apresenta inclusões escuras a transparentes. Dessa amostra foram eleitos para análise isotópica 24 cristais de zircão (Tabela 1). A partir dos resultados determinou-se a existência de 6 grupos de idades bem definidas nas etapas de mais alta temperatura: 1º Grupo (cristais 4, 10, 14, 16, 20 e 34) - 2865 ± 6 Ma (2σ) (Fig. 3B); 2º Grupo (cristais 3, 6, 13, 15, 21, 23, 36 e 41) - 2945 ± 8 Ma (2σ) (Fig. 3C); 3º Grupo (cristais 7, 18, 19, 26 e 39) - 2990 ± 9 Ma (2σ) (Fig. 3D); 4º Grupo (cristais

2 e 5) - 2823 ± 7 Ma (2σ) (Fig. 3E); 5º Grupo (cristais 17 e 31) - 2896 ± 3 Ma (2σ) (Fig. 3E); 6º Grupo (cristal 35) - 3031 ± 2 Ma (2σ) (Fig. 3E). Esses cristais representariam cristais herdados das rochas do embasamento ou das encaixantes mais próximas.

Tabela 1 - Resultados analíticos Pb-Pb por evaporação em zircão das amostras A60 (RMV, saprolito), A61 (RMV) e A59 (RMP, saprolito) do depósito Igarapé Bahia. (c) razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

Amostra	Zircão	Razões utilizadas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) ^c $\pm 2\sigma$	Idade $\pm 2\sigma$ (Ma)
A60	RMV/09	154	0,000000±0	0,19389±112	0,21726±34	0,21725±34	2961±3
	Total:	154				Idade média =	2961±3
	RMV/03	84	0,000049±9	0,16665±70	0,20570±32	0,20516±35	2868±3
	Total:	84				Idade média =	2868±3
A61	F381/04	86	0,000030±5	0,16615±67	0,20456±30	0,20421±30	2861±2
	F381/10	88	0,000021±8	0,31201±76	0,20630±28	0,20607±28	2875±2
	F381/14	86	0,000160±9	0,19442±64	0,20477±35	0,20282±31	2849±2
	F381/16	348	0,000141±19	0,30766±761	0,20575±30	0,20410±32	2860±2
	F381/20	176	0,000074±57	0,17575±1441	0,20686±21	0,20603±80	2872±6
	F381/34	88	0,000040±6	0,20245±48	0,20660±36	0,20614±35	2876±3
	Total:	872				Idade média =	2865±6
	F381/03	88	0,000046±4	0,11290±57	0,21812±35	0,21757±35	2963±3
	F381/06	86	0,000000±0	0,10580±135	0,21508±31	0,21508±31	2945±2
	F381/13	90	0,000038±2	0,12423±109	0,21310±32	0,21271±33	2927±3
	F381/15	88	0,000000±0	0,10632±56	0,21515±44	0,21516±44	2945±3
	F381/21	90	0,000279±43	0,12546±65	0,21856±16	0,21532±53	2946±4
	F381/23	86	0,000083±7	0,07794±88	0,21376±29	0,21279±31	2927±2
	F381/36	356	0,000011±12	0,20101±1285	0,21456±16	0,21438±17	2939±1
	F381/41	174	0,000031±3	0,15732±35	0,21793±34	0,21754±29	2963±2
Total:	1058				Idade média =	2945±8	
F381/007	174	0,000062±4	0,12389±626	0,22319±24	0,22247±24	2999±2	
F381/018	86	0,000051±16	0,09729±407	0,22069±37	0,22019±43	2983±3	
F381/019	88	0,000075±12	0,11768±53	0,22328±36	0,22241±37	2999±3	
F381/026	86	0,000090±5	0,09383±122	0,22094±31	0,21989±35	2980±3	
F381/039	84	0,000065±9	0,11843±254	0,22017±33	0,21946±38	2977±3	
Total:	518				Idade média =	2990±9	
F381/002	82	0,000159±13	0,19291±179	0,20209±37	0,20012±56	2828±5	
F381/005	120	0,000308±41	0,42192±963	0,20264±108	0,19910±83	2819±7	
Total:	202				Idade média =	2823±7	
F381/017	188	0,000064±14	0,19528±1580	0,21009±24	0,20918±24	2899±2	
F381/031	334	0,000007±13	0,19857±359	0,20891±18	0,20861±64	2895±5	
Total:	522				Idade média =	2896±3	
F381/035	174	0,000023±8	0,12174±158	0,22723±22	0,22693±23	3031±2	
Total:	174				Idade média =	3031±2	
A59	RMP/8	118	0,000007±1	0,17287±3198	0,21712±27	0,21702±27	2959±2
	Total:	118				Idade =	2959±2
	RMP/10	258	0,000002±3	0,18084±494	0,20675±50	0,20670±46	2880±4
	RMP/15	172	0,000001±1	0,20077±36	0,20630±19	0,20628±20	2877±2
Total:	430				Idade média =	2879±2	

A fim de tentar definir a idade da rocha e a natureza da sua fonte foram selecionadas 7 amostras de RMV para análise isotópica pelo método Pb-Pb em rocha total. As amostras foram coletadas dos diferentes furos dos corpos CAS, CAN e CF30 do depósito Igarapé Bahia (Anexo). Os valores das razões isotópicas de chumbo situam-se entre 24,01 e 67,30 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 16,76 e 25,17 para a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 41,56 a 65,94 (Tabela 2). As

concentrações de U e Pb variam entre 1,4 e 2,6 ppm, e 2,6 e 3,9 ppm, respectivamente. Os dados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4A) fornecendo uma idade 2776 ± 12 Ma (2σ) com MSWD = 2,06.

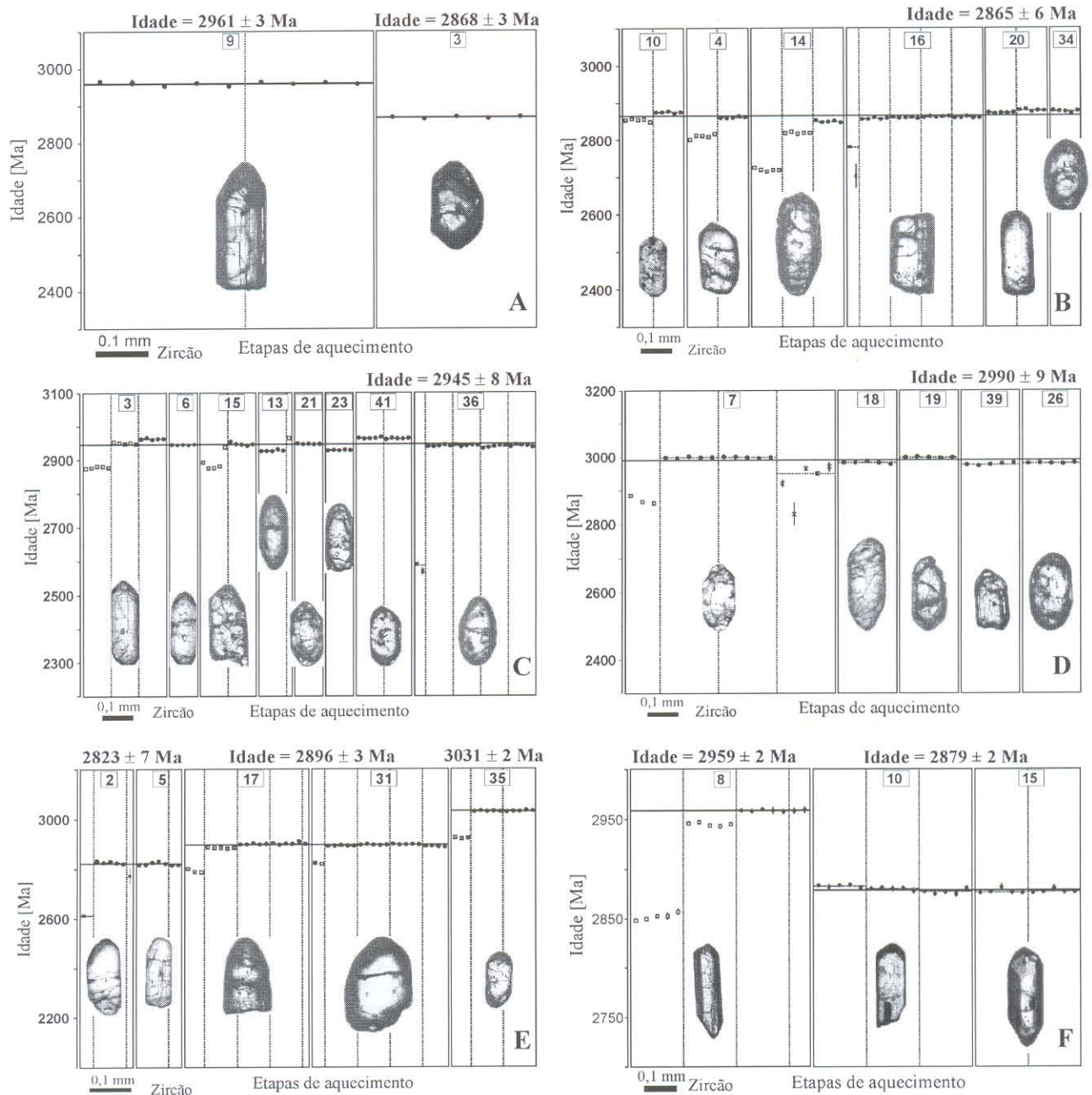


Figure 3 - Diagramas Idade (Y) vs. Etapas de evaporação (X) dos cristais de zircão herdados das amostras de A60 e A61 (RMV) e A59 (RMP) do CAS, depósito Igarapé Bahia. Idades: (A) 2961 ± 3 Ma e 2868 ± 3 Ma; (B) 2865 ± 6 Ma; (C) 2945 ± 8 Ma; (D) 2990 ± 9 Ma; (E) 2823 ± 7 Ma, 2896 ± 3 Ma e 3031 ± 2 Ma; (F) 2959 ± 2 Ma e 2879 ± 2 Ma. Circulo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; Quadrado = bloco eliminado subjetivamente e "x" = bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Desvio analítico = 2σ .

Rocha Metapiroclástica

Uma amostra de RMP saprolitizada (A59) foi coletada para datação pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão (Anexo). Ela corresponde à seqüência de rochas tufáceas e foi coletada na seção 700 da malha local do CAS. Os cristais de zircão apresentam uma coloração que varia de castanho-claro a avermelhado. São translúcidos com brilho adamantino, automórficos, com hábito prismático (bipiramidal) e apresentam, por vezes, bordas corroídas. Apresentam tamanhos variáveis e levemente microfraturados, contendo poucas inclusões escuras. Para a análise pelo método de evaporação foram eleitos 11 cristais de zircão, dos quais, o cristal 8 e os cristais 10 e 15 (Tabela 1), nas suas etapas de mais alta temperatura, forneceram idades de 2959 ± 2 Ma (2σ) e de 2879 ± 2 Ma (2σ), respectivamente (Fig. 3F). Os demais indicaram a idade de cristalização dessa rocha, 2747 ± 1 Ma (Galarza et al. 2001).

Quatro amostras de RMP coletadas dos furos de sondagem dos três principais corpos (Anexo) foram analisadas pelo método Pb-Pb em rocha total. As amostras apresentam-se bastante radiogênicas com razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 55,9 e 218,5, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 22,2 e 53,5 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 57,6 e 95,2 (Tabela 2). As concentrações de U e Pb variam de 2,3 a 2,7 ppm e de 2,5 a 3,4 ppm, respectivamente. Os pontos experimentais lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4B), forneceram uma idade de 2758 ± 36 Ma (2σ) com MSWD=119,05.

Rocha Intrusiva Máfica

Selecionou-se 5 amostras de RIM coletadas dos furos de sondagem dos corpos CAS e CF30 do depósito Igarapé Bahia (Anexo). Essas amostras apresentam razões isotópicas bastante elevadas com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 22,4 e 188,4 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,9 e 49,2, enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 40,4 a 170,4 (Tabela 2). As concentrações de U e Pb variam entre 2,3 a 2,9 ppm e de 2,3 a 2,7 ppm, respectivamente. Os pontos analíticos lançados no diagrama uranogênico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4C), indicaram a idade de 2765 ± 36 Ma (2σ) com MSWD = 282,16.

Os altos valores do MSWD deve-se aos baixos desvios analíticos e ao fato das amostras serem bastante radiogênicas, mas os resultados têm significado geológico como será visto adiante.

Tabela 2 - Razões isotópicas de Pb e teores de U e Pb de amostras das rochas encaixantes do depósito Igarapé Bahia.

Amostra/corpo	Rocha	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	U (ppm)	Pb (ppm)
A13 - CAS	RMV	24,009	0,016	16,758	0,016	41,558	0,050	-	-
A12 - CAS		30,275	0,018	18,024	0,016	46,295	0,056	-	-
A24 - CF30		34,461	0,023	18,814	0,018	50,145	0,062	1,4	2,6
A44 - CF30		34,549	0,024	18,809	0,018	61,332	0,076	2,6	3,9
A17 - CAS		34,878	0,026	18,897	0,019	43,774	0,056	-	-
A37 - CAS		39,746	0,024	19,832	0,018	50,357	0,060	-	-
A21 - CAN		67,300	0,072	25,168	0,032	65,944	0,096	-	-
A48 - CAS		55,901	0,037	22,170	0,021	57,619	0,072	-	-
A50 - CAS	RMP	94,965	0,069	29,981	0,030	86,772	0,110	2,3	3,4
A54 - CF30		199,915	0,190	49,793	0,058	184,130	0,272	2,7	2,5
A53 - CF30		218,527	0,202	53,487	0,061	195,240	0,271	-	-
A42 - CAN	RIM	22,431	0,015	16,899	0,016	40,433	0,051	-	-
A29 - CAS		23,229	0,014	17,039	0,016	40,337	0,049	-	-
A28 - CAS		24,342	0,016	17,131	0,016	41,582	0,052	-	-
A47 - CAS		134,431	0,123	37,943	0,043	61,940	0,091	2,3	2,3
A58 - CAS		188,420	0,157	49,213	0,053	170,350	0,224	2,9	2,7

CAS = Corpo Acampamento Sul; CAN = Corpo Acampamento Norte; CF30 = Corpo Furo 30; RMV = rocha metavulcânica máfica; RMP = rocha metapiroclástica; RIM = rocha intrusiva máfica (diques), (-) = não analisada

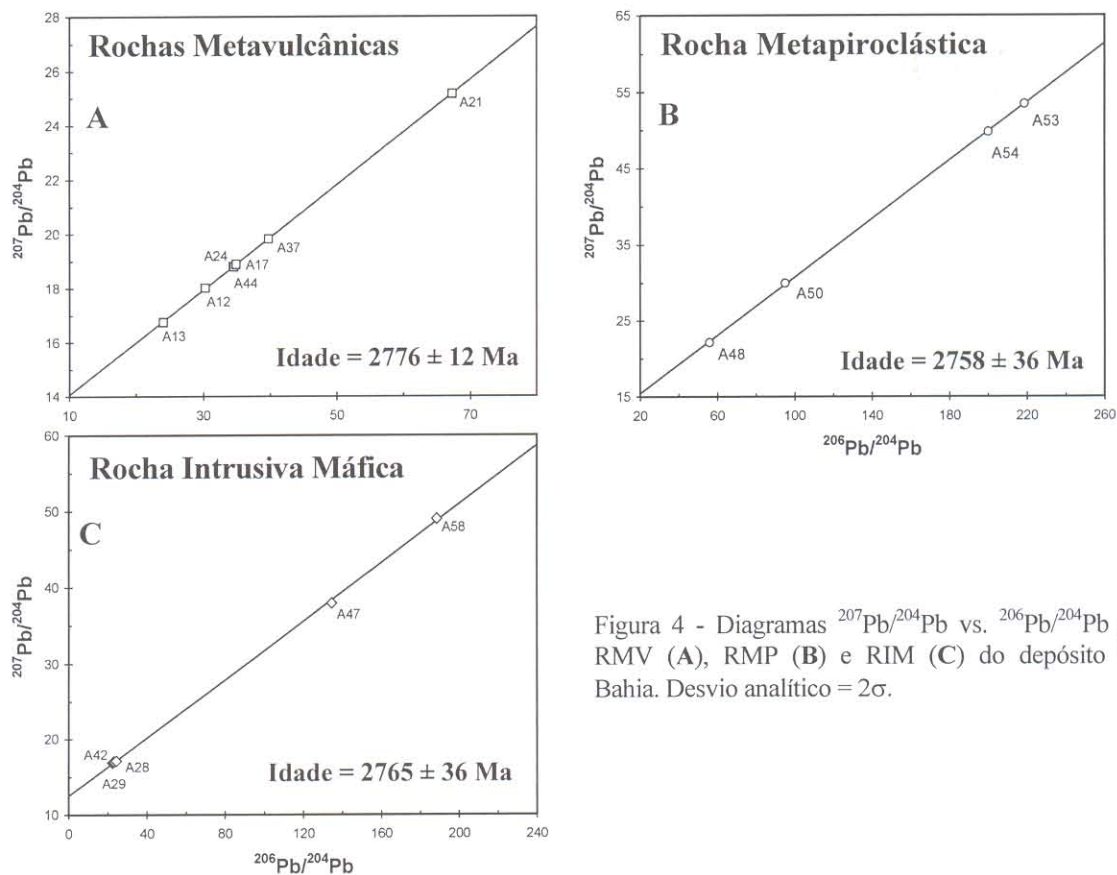


Figura 4 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as RMV (A), RMP (B) e RIM (C) do depósito Igarapé Bahia. Desvio analítico = 2σ .

Rocha Intrusiva Máfica

Selecionou-se 5 amostras de RIM coletadas dos furos de sondagem dos corpos CAS e CF30 do depósito Igarapé Bahia (Anexo). Essas amostras apresentam razões isotópicas bastante elevadas com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 22,4 e 188,4 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,9 e 49,2,

enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 40,4 a 170,4 (Tabela 2). As concentrações de U e Pb variam entre 2,3 a 2,9 ppm e de 2,3 a 2,7 ppm, respectivamente. Os pontos analíticos lançados no diagrama uranogênico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4C), indicaram a idade de 2765 ± 36 Ma (2σ) com MSWD = 282,16.

Os altos valores do MSWD deve-se aos baixos desvios analíticos e ao fato das amostras serem bastante radiogênicas, mas os resultados têm significado geológico, como será visto adiante.

RESULTADOS Sm-Nd

A sistemática Sm-Nd foi aplicada em cinco amostras de RMV, em duas amostras de RMP e duas amostras de RIM (Anexo, Tabela 3). As análises Sm-Nd foram executadas para determinar as idades-modelo T_{DM} das rochas do depósito Igarapé Bahia, visando caracterizar o tempo de extração do manto dessas rochas. Adicionalmente, elaborou-se uma isócrona em rocha total para as RMV procurando determinar a idade de cristalização.

Rocha metavulcânica máfica

Os pontos analíticos quando plotados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ forneceram uma idade de 2682 ± 210 Ma, com razão inicial (RI) de $0,50906 \pm 0,00017$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de $-1,9$ com MSWD=13 (Fig. 5). Como teste, tomou-se duas amostras com os valores extremos (amostras A61 e A62) que, quando lançadas no diagrama Sm-Nd, forneceram uma idade de 2758 ± 75 Ma com RI = $0,50898 \pm 0,00006$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1,5$. O valor negativo do parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ é indicativo de contribuição de crosta continental mais antiga no magma original. A Figura 6 ilustra a evolução isotópica do Nd em função do tempo geológico mostrando a variação do ϵ_{Nd} para as rochas do Grupo Igarapé Bahia. As idades modelo (T_{DM}) calculadas através da equação de DePaolo (1981) para essas rochas situam-se no intervalo de tempo entre 2,99 e 3,13 Ga, com a exceção da amostra A61, que apresenta uma idade modelo de 3,47 Ga, mas que tem a mais alta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Os resultados de ϵ_{Nd} calculados para a época da formação das RMV (2745 ± 1 Ma, Pb-Pb em zircão, Galarza et al. 2001) variam entre $-0,85$ e $-1,71$ (Tabela 3), sugerindo uma contribuição crustal fraca, uma vez que esses valores são muito próximos de zero. Por outro lado, isto confirma que o intervalo de tempo decorrido entre a época de diferenciação manto-crosta e a formação da rocha foi muito curto. A comparação desses valores com aqueles do modelo de

evolução manto-crosta proposto por DePaolo (1988) para valores médios de ϵ_{Nd} na crosta (-5 a +8) sugerem um ambiente de rifte continental para as RMV do Grupo Igarapé Bahia.

Rocha Metapiroclástica

Duas amostras de RMP indicaram idades T_{DM} de 3,02 e 3,07 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} calculados para época de formação da RMP (2747 ± 1 Ma, Galarza 2002) são de -1,59 e -2,12 sugerindo uma contribuição crustal ligeiramente maior do que a da RMV (Tabela 3). Esses valores comparados com o modelo de evolução manto-crosta (DePaolo 1988) sugerem um ambiente de rifte continental similar ao proposto para as RMV.

Tabela 3 - Resultados analíticos Sm-Nd e parâmetros derivados das rochas do depósito Igarapé Bahia.

Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(\text{Idade})$	T_{DM} (Ga)
Rochas Metapiroclásticas: 2747 Ma, Idade Pb-Pb em zircão							
A50	3,21	30,21	0,09430	$0,51070 \pm 10$	-37,78	-1,59	3,02
A54	4,33	22,11	0,09851	$0,51075 \pm 11$	-36,83	-2,12	3,07
Rochas Metavulcânicas Máficas: 2745 Ma, Idade Pb-Pb em zircão							
A37	4,72	27,19	0,10485	$0,51093 \pm 7$	-33,30	-0,85	2,99
A62	0,64	3,68	0,10596	$0,51091 \pm 3$	-33,77	-1,71	3,06
A44	5,12	27,75	0,11160	$0,51104 \pm 11$	-31,09	-1,03	3,02
A24	2,63	12,28	0,12928	$0,51134 \pm 9$	-25,40	-1,59	3,13
A61	1,87	6,79	0,16624	$0,51200 \pm 11$	-12,37	-1,62	3,47
Rochas Intrusivas Máficas (diques): 2765 Ma, Idade Pb-Pb em rocha total							
A58	6,35	32,22	0,12324	$0,51128 \pm 11$	-26,51	-0,36	3,01
A47	3,66	18,07	0,12248	$0,51121 \pm 12$	-27,89	-1,49	3,11

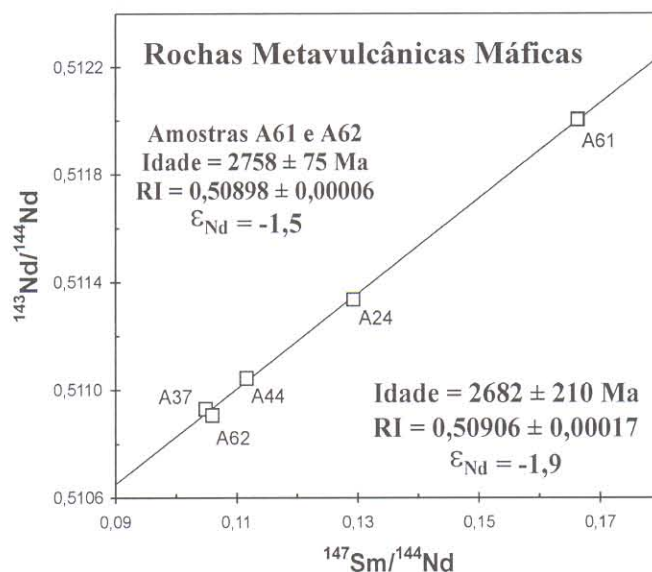


Figura 5 - Diagrama Sm-Nd para as amostras de RMV do depósito Igarapé Bahia.

Rocha Intrusiva Máfica

Duas amostras de RIM forneceram idades T_{DM} de 2,99 e 3,11 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} calculados na época de sua formação (2765 Ma, Pb-Pb em rocha total, este trabalho) são de $-0,36$ e $-1,49$ (Tabela 3). Esses valores são indicativos de contaminação do magma original com crosta continental mais antiga. Os valores de ϵ_{Nd} dessas rochas, segundo o modelo manto-crosta (DePaolo 1988), sugerem um ambiente de rifte continental similar ao proposto para as RMV e RMP. No diagrama ϵ_{Nd} vs. Idade (Ga) (Fig. 6), pode observar-se que as linhas definidas pelas RIM superpõem-se com as das RMV e RMP, sugerindo possivelmente que elas evoluíram a partir de uma mesma fonte magmática.

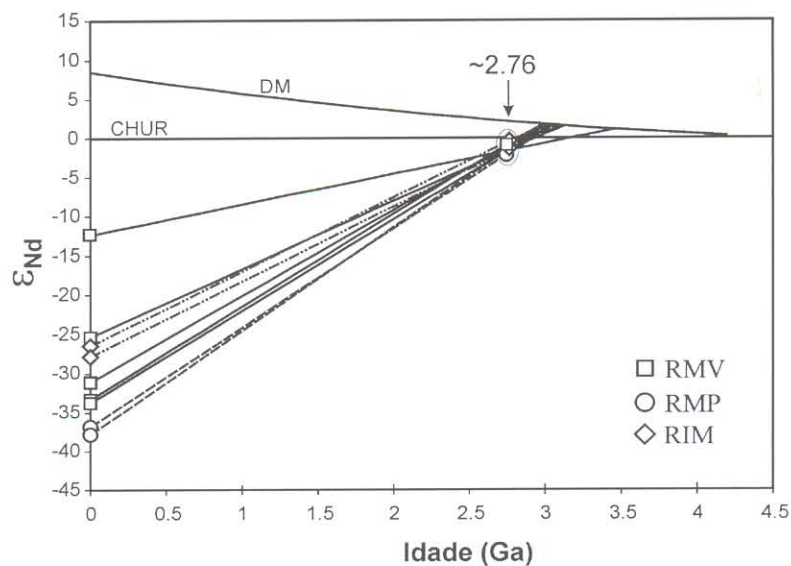


Figura 6 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Idade mostrando a composição isotópica de Nd das rochas encaixantes do Grupo Igarapé Bahia. As curvas do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e do Reservatório Uniforme Chondrítico, CHUR (DePaolo & Wasserburg 1976) também são mostradas. Note-se que a composição das amostras de RIM igualam-se as composições das RMV e RMP em cerca de 2,76 Ga.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As idades obtidas pelas metodologias Pb-Pb em rocha total para a RMV (2776 ± 12 Ma), RMP (2758 ± 36 Ma) e RIM (2765 ± 36 Ma), e Sm-Nd em rocha total para a RMV de 2758 ± 75 Ma podem ser interpretadas como a idade de cristalização para essas rochas. Considerando os desvios, essas idades são comparáveis com as idades obtidas pelo método Pb-Pb em zircão para

as RMV de 2745 ± 1 Ma e RMP de 2747 ± 1 Ma (Galarza et al. 2001), bem como, pelas idades Pb-Pb em calcopirita da ZBH (2772 ± 46 Ma), RMV (2756 ± 24 Ma), RMP (2754 ± 36 Ma) e RIM (2777 ± 22 Ma) (Galarza 2002). As idades obtidas para as rochas encaixantes do depósito Igarapé Bahia são similares às do vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2758 ± 39 Ma, U-Pb em zircão, Wirth et al. 1986; 2759 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado et al. 1991; 2757 ± 36 Ma, Pb-Pb em zircão, Macambira et al. 1996 e 2760 ± 11 Ma e 2743 ± 11 Ma, U-Pb em zircão, Trendall et al. 1998). Como também, similares a da intrusão ultramáfica do Complexo Luanga (2763 ± 6 Ma), aos anfíbolitos (2761 ± 3 Ma) a dos veios graníticos (ca. 2758 Ma) do Grupo Igarapé Salobo e, a dos anfíbolitos (2732 ± 3 Ma) do Grupo Pojuca (U-Pb em zircão, Machado et al., 1991). Os dados acima expostos evidenciam a extensão do vulcanismo arqueano na PMC.

Com base nessas idades pode-se interpretar que os cristais de zircão herdados encontrados na RMV (A60) de 2868 ± 3 Ma, na RMV (A61) de 2865 ± 6 Ma, 2896 ± 3 Ma, 2990 ± 9 Ma e 3031 ± 2 Ma, e na RMP (A59) de 2879 ± 2 Ma seriam provenientes de rochas contemporâneas aos complexos Pium (Pidgeon et al. 2000) e Xingu (Avelar et al. 1999, Machado et al. 1991), e ao greenstone belt Identidade (Supergrupo Andorinhas, Souza et al. 2001). Enquanto, que os cristais herdados da RMV (A60) de 2961 ± 3 Ma, RMV (A61) de 2945 ± 8 Ma, e da RMP (A59) de 2959 ± 2 Ma estariam relacionados a rochas contemporâneas ao Tonalito Arco Verde (Macambira & Lancelot 1996). Quanto a idade de 2823 ± 7 Ma, ela seria entendida como a idade mínima de cristalização de rochas contemporâneas ao Complexo Xingu. A forma arredondada da maioria dos cristais deve ser resultado da corrosão provocada pelo magma que os envolveu.

Considerando o parâmetro petrogenético $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ é possível discutir a origem dos magmas, pois ele apresenta valores relativamente definidos para os diferentes níveis da litosfera. O valor para as RMV ($\mu = 10,8$) e RIM ($\mu = 13,8$), segundo o modelo de evolução em estágio duplo (Stacey & Kramer 1975) indicam uma evolução na Crosta Superior, enquanto que as RMP ($\mu = 5,7$) sugere uma evolução na Crosta Inferior. Apenas com esses valores fica difícil discutir o nível crustal de onde se originou as rochas estudadas, contudo, fica claro a participação de materiais crustais nas suas fontes, como sugerem os dados Sm-Nd, a serem vistos adiante. Além disso, as altas razões isotópicas de Pb das RMV, RMP e RIM corroboram com a hipótese de contaminação do magma original com crosta continental enriquecida em U e Th, o que é também apoiada pela presença de cristais de zircão herdados nas rochas estudadas. Finalmente, tentou-se

calcular as razões iniciais do Pb com base nas idades e teores de U e Pb atuais dessas rochas. Os valores obtidos são negativos e não têm significado geológico, possivelmente devido a perdas recentes de U provocadas pela exposição das rochas desse depósito ao ambiente superficial oxidante.

O valor negativo do parâmetro $\epsilon_{Nd}(t) = -1,5$ é indicativo de contribuição de crosta continental mais antiga no magma original. Como, o magma máfico que deu origem às rochas encaixantes do Grupo Igarapé Bahia atravessou crosta continental pré-existente, isso deve ter conferido a ele uma assinatura continental. Esse fato também é evidenciado pelos valores de idades modelos T_{DM} das RMV e RMP de 2,99 a 3,13 Ga e pela presença de cristais de zircão herdados de 2,86 a 3,03 Ga, já reportados para as RMV e RMP (este trabalho). Com respeito à idade-modelo T_{DM} de 3,47 Ga da amostra A61 com $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,17$, bastante anômala para a PMC, é bem provável que o sistema tenha sofrido um processo de fracionamento químico do Nd em relação ao Sm o que acarreta em uma idade sem significado geológico. Quanto às RIM que cortam as RMV e RMP, elas forneceram idades modelo T_{DM} de 3,01 e 3,11 Ga, muito similares às idades T_{DM} obtidas para as RMV e RMP.

Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre $-0,36$ e $-2,12$ relativos à época de formação da RMV, RMP e RIM sugerem contaminação do magma original com crosta continental mais antiga e magmas gerados em um ambiente de rifte continental para essas rochas, como fora proposto para as seqüências metavulcânicas arqueanas da região da Serra dos Carajás (e.g. Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Lindenmayer et al. 1995). Essa interpretação é corroborada pelos estudos geoquímicos, que sugeriram tratar-se de rochas toleíticas geradas em um ambiente de rifte continental (Galarza 2002, Sachs 1993), e tectonoestratigráficos (Pinheiro & Holdsworth 1997, 2000).

Os dados isotópicos disponíveis para a PMC evidenciam que a região de Carajás apresenta episódios de formação de crosta continental entre 3,13 e 2,99 Ga seguido pela intrusão de granitóides em 2,85 Ga e extrusão de vulcânicas entre 2,76 e 2,74 Ga. O período de formação de crosta é corroborado por idades-modelo T_{DM} de 3,16 a 2,92 Ga, obtidas para as rochas do embasamento e metavulcânicas da mesma região (Olszewski et al. 1989, Sato & Tassinari 1997) e entre 3,04 e 2,87 Ga, reportadas para rochas metavulcânicas e granitóides da região de Rio Maria (Sato & Tassinari 1997, Dall'Agnol et al. 1999, Souza et al. 2001). Período similar (2,96-2,87 Ga) foi proposto por Macambira & Lancelot (1996) e Souza et al. (2001) para a formação da crosta da região de Rio Maria, sul da PMC.

Com base nos dados geocronológicos obtidos neste trabalho e dados referidos na literatura, a evolução geológica da região que envolve ao depósito Igarapé Bahia pode ser sumariada como segue:

- 3,1 a 2,85 Ga: Época da diferenciação manto-crosta e formação do embasamento tonalítico-gnáissico (Complexos Xingu e Pium).
- 2,76 a 2,6 Ga: Devido a movimentos transcorrentes, eixos transtensionais desenvolveu-se o embaciamento e adelgaçamento da crosta originando a bacia Carajás, em seguida deu-se episódios vulcânicos e deposição dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Salobo-Pojuca, afetados posteriormente por metamorfismo e/ou hidrotrematismo de intensidade variada e desenvolvimento da mineralização primária de Cu-Au com enriquecimento de U e Th. No mesmo período deu-se a instalação do complexo máfico-ultramáfico (Luanga) e de granitos arqueanos (e.g. Estrela, Planalto, Serra do Rabo etc.). Imediatamente após o vulcanismo, ocorreu a deposição das seqüências metassedimentares da Formação Águas Claras e a instalação dos diques máficos.
- 2,6 a 2,0 Ga: Ocorreram processos de reativação tectônica associados ao desenvolvimento dos Sistemas Transcorrentes Carajás-Cinzento e a instalação dos corpos graníticos Old Salobo e Deformado Itacaiúnas. Com a progressão dos movimentos transcorrentes, houve a inversão nos eixos transtensionais para transpressivos bem como da própria bacia, e
- 1,9 a 1,88 Ga: Movimentos distensivos na crosta possibilitam a intrusão de plútons graníticos e diques paleoproterozóicos associados, como o Central de Carajás, Pojuca e Jovem Salobo.

CONCLUSÕES

As idades Pb-Pb em rocha total de 2776 ± 12 Ma (RMV), 2758 ± 36 Ma (RMP) e 2765 ± 36 Ma (RIM) e Sm-Nd (rocha total) de 2758 ± 75 Ma (RMV), obtidas para as rochas encaixantes do depósito Igarapé Bahia, foram interpretadas como suas respectivas idades de cristalização. Portanto, as seqüências vulcanossedimentares e os diques que as cortam são arqueanas e correlacionáveis com o vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará, às intrusões máfica-ultramáficas do Complexo Luanga, aos grupos Igarapé Salobo e Pojuca, evidenciando a extensão do vulcanismo máfico neoarqueano na PMC que se deu em um curto intervalo de tempo.

A idade obtida para as RIM (quartzo dioritos), em que pese aos desvios, reduz ainda mais o tempo estimado para a deposição da Formação Águas Claras. Com esse novo dado, ela pode ser considerada como tendo se depositado em continuidade às rochas metavulcânicas dos grupos Grão Pará, Igarapé

Bahia e Pojuca.

As seqüências vulcanossedimentares desenvolveram-se sobre um embasamento formado por rochas contemporâneas às dos complexos Pium e Xingu, e Tonalito Arco Verde, prováveis fontes dos cristais de zircão herdados encontrados nas RMV e RMP (3,03 a 2,86 Ga). Por conseguinte, os dados geocronológicos de 3,03-2,86 Ga e 2,76-2,74 Ga confirmam e evidenciam períodos bem definidos de formação de crosta e de intenso vulcanismo na porção norte da PMC.

As altas razões isotópicas de Pb e tendo como base os estudos geoquímicos das RMV, RMP e RIM, sugerem uma fonte magmática comum, contaminada com crosta continental mais antiga, enriquecida em U e Th. Essas rochas mostraram perturbação do sistema U-Pb possivelmente por perdas recentes de urânio como consequência da exposição das mesmas ao ambiente superficial oxidante.

Idades-modelo T_{DM} obtidas para as RMV, RMP e RIM entre 2,99 e 3,13 Ga confirmam os valores já conhecidos para as rochas do embasamento e granitóides da PMC. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ dessas rochas, entre -0,36 e -2,12, enfatizam a contaminação com crosta continental mais antiga e a geração de magmas num ambiente de rifte continental, como proposto para as seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, Serra dos Carajás (e.g. Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Lindenmayer et al. 1995) e Grupo Fortescue, Austrália Ocidental (e.g. Blake & Groves 1987). Evidências geoquímicas (Galarza 2002, Sachs 1993) e tectonoestratigráficas (Pinheiro & Holdsworth 1997, 2000) para a região da Serra dos Carajás confirmam essa hipótese.

Evidenciando-se, dessa maneira, a diversidade de magmas-fonte geradores de rocha na região. Esses dados corroboram com as idades obtidas para Província Amazônia Central (região de Carajás, Tassinari & Macambira 1999) do Cráton Amazônico e confirmam a existência de períodos de formação de crosta continental no Arqueano, como fora proposto por Sato & Tassinari (1997) e Tassinari & Macambira (1999). Os dados isotópicos, geoquímicos e tectonoestratigráficos, como também os tipos de fontes envolvidos na geração desse magmatismo, quase todos parecem ser consistentes com um ambiente tectônico de rifte continental.

Agradecimentos - Este trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor submetida à Universidade Federal do Pará (Belém, Brasil) e contou com o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico –CNPq, através da bolsa de estudo (processo N° 141541/1998-9). Este trabalho foi parcialmente financiado pelo projeto PADCT/ADIMB (convênio N° 88.98.0426-00). Agradece-se à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), por permitir o acesso aos testemunhos de sondagem da mina do Igarapé Bahia, em especial aos geólogos Clovis Maurity e Henrile Meireles. Ao Prof. Dr. Roberto Vizeu L. Pinheiro, pelas construtivas discussões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almada M.C. & Villas, R.N. 1999. O Depósito Bahia: Um possível exemplo de Depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4): 579-592.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Carajás. In: Simp. Latino Americano Geol., 7. Belém. SBG. *Proceedings*, 1: 324-333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4): 453-460.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: Simp. Geol. Amaz., 7. Belém, SBG. *Resumo Expandido*. (CD-ROM).
- Blake T.S. & Groves D.I. 1987. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology*, 15: 229-232.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi*, 7:199-235.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, 50:113-138.
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46:431-462.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: Inter. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2. Salvador. *Excution Guide*. 135-161.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 1:363-372.

- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia. *Jour. Geophys. Research*, 86(B11): 10470-10488.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag. 187p.
- DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotope variations and petrogenetics models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 35. *Anexo aos Anais*. Belém, SBG. p. 11-56.
- Faraco L.M.T., Carvalho A.J.M., Klein L.E. 1996. *Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22)*. Nota explicativa. Belém. CPRM/SGB. 33p.
- Ferreira Filho C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Tese de Mestrado, 112p.
- Galarza T.M.A. 2002. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral Carajás, Brasil*. Belém, Universidade Federal do Pará, 214p. PhD Thesis.
- Galarza T.M.A., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás) com base nos isótopos de Pb. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7. Belém, *Res. Exp.* (CD-ROM).
- Gibbs A.G., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:201-211.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledshan E.J., Gouvêa J.L., Martins L.P.B., Montalvão R.G.M., Costa V.G. 1988. O terreno 'granito greenstone' da Região de Rio Maria, sul do Pará. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, SBG. *Anais*. 3: 1438-1452.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrology*, 96:63-71.
- Krogh T.E. 1973. A low contamination method of hydrothermal decomposition of zircon and extration of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37(3): 485-494.

- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, UFPA. CG-CPGG. 330p. PhD Thesis.
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario, University of Western Ontario. PhD Thesis. 407p.
- Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de rift continental arqueano no Cráton Amazônico. In: Simp. Geol. Amaz., 3. Belém, SBG-NO. *Atas*. 1:36-48.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Viero A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:125-145.
- Ludwig K.R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46: 212-220.
- Ludwig K.R. 1993. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70. *Openfile report 91445*. United States Geological Survey, 42p.
- Macambira J.B., Macambira M.J.B., Scheller T., Gomes A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: Cong. Bras. Geol., 39. Salvador, SBG. *Anais*. 6:516-518.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7: 263-288.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Cráton, Brazil. *International Geology Review*, 38: 1134-1142.
- Macambira M.J.B., Galarza M.A.T., Souza S.R.B., Silva C.M.G. 2001. Pb Isotopes Investigations on Cu-Au deposits from Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. In: South Amer. Symp. Isotope Geology, 3. Pucón, Chile. *Exp. Abstract*, CD-ROM.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49:329-354.
- Manhès G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la Chronologie Initiale do Système Solaire*. Paris, Université de Paris VII. (Thèse du Doctoral d'état). 249p.

- Meireles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(1): 41-50.
- Moura C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the Basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brasil*. New Hampshire, University of New Hampshire. 236p. PhD Thesis.
- Nogueira A.C.R., Trunckenbrodt W., Pinheiro R.L.V. 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7: 177-197.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Res.*, 42:229-254.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166: 159-171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Cong. Bras. Geol., 38. Camboriú, SBG. *Anais*. 2:390-391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Jour. Geol. Soc. London*, 154: 99-103.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(4): 597-606.
- Rodrigues S.E. 1992. *Implantação da Metodologia Pb-Pb em Rocha Total: Exemplos de Aplicação na Província Mineral de Carajás (PA)*. Belém, UFPA, CG-CPGG. Tese de Mestrado. 128 p.
- Rudnick R.L. & Presper T. 1990. Geochemistry of intermediate- to high-pressure granulites. In: D. Vielzeuf & P. Vidal (Eds). *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer, Dordrecht., pp. 523-551.
- Sachs L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil*. Campinas, UNICAMP, IG-CPG. Tese de Mestrado. 142p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2001. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, (in press).

- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Coord.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. pp.91-142.
- Soares A.D.V., Ronzê P.C., Santos M.G.S., Leal E.D., Barreira C.F. 1999. Geologia e Mineralizações do Depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, SBG. *Bol. Res. Exp.* 144-147.
- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall’Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil: implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precamb. Res.*, 109: 293-315.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26(2); 207-221.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Teixeira J.B.G. & Eggler D.H. 1994. Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Archaean Basaltic and Dioritic Rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, XVII (40): 71-114.
- Trendall A.F. 1983. The Hamersley Basin. In: A.F. Trendall & R.C. Morris (Eds.). *Iron Formations Facts & Problems*. Amsterdam, Elsevier. 69-129.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11(3): 265-277.
- Villas R.N., Galarza M.A., Almada M.C. 2001. Geología do Depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. (eds.). *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM/ADIMB, p.215-240.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types & metallogenesis. *Mineral. Deposita*, 36:300-331.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group & Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2):195-200.
- York D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5:320-324.

ANEXO

Amostras coletadas em furos de sondagem e em afloramentos do depósito Igarapé Bahia. Pb (zr) = método Pb-Pb evaporação em zircão, Pb(rt) = método Pb-Pb em rocha total, U-Pb^c = método U-Pb em rocha total, c = concentração, T_{DM} = método Sm-Nd (rocha total) e idade modelo.

Profundidade (m)	Tipo de rocha	Amostra	Análises
CORPO ACAMPAMENTO SUL – CAS			
Furo 351: Seção 1100N (547447,10E; 9333864,49N; elevação 650,63m)			
114,75	Rocha Metapiroclástica - RMP	A48	Pb (rt)
330,60 - 331,05	Rocha metavulcânica máfica - RMV	A12	Pb (rt)
418,3 - 418,7	Rocha intrusiva máfica – RIM	A28	Pb (rt)
Furo 352: Seção 1050 (547444,60E; 9333814,68N; elevação 640,30m)			
235,00	RMV	A13	Pb (rt)
271,0 - 289,0	RMV	A62	T _{DM}
Furo 353: Seção 1150N (547346,35E; 9333896,51N; elevação 638,14m)			
270,0 - 270,5	RIM - (dike)	A29	Pb (rt)
Furo 349: Seção 600N (547693,93E; 9333406,83N; elevação 654,87m)			
332,00 - 333,30	RIM - (dique)	A47	Pb (rt), U-Pb ^c , T _{DM}
535,0 - 535,35	RMP	A50	Pb (rt), U-Pb ^c , T _{DM}
Furo 346: Seção 500N (548089,65E; 9333387,41N; elevação 655,65m)			
288,6 - 290,0	RMV	A17	Pb(rt)
333,0 - 333,3	RMV	A37	Pb(rt), T _{DM}
Furo 375: Seção? (548232,60E; 9333523,40N; elevação 648,74m)			
982,0 - 994,0	RIM – não se encontro zircão	A58	Pb (rt), U-Pb ^c , T _{DM}
Seção 700 (A59: 547886,27E, 9333503,47N, A60: 547744,43E; 9333384,00N)			
	RMP (saprolito) - zircão herdado	A59	Pb (zr)
	RMV (saprolito) - zircão herdado	A60	Pb (zr)
Furo 381: Seção? (547649,55E; 9333653,92N; elevação 625,67m)			
309,0 - 358,0	RMV - zircão herdado	A61	Pb (zr), T _{DM}
CORPO ACAMPAMENTO NORTE – CAN			
Furo 327: Seção AN062DN (547058,53E; 9333796,22N; elevação 655,80m)			
302,90 - 303,10	RMV	A21	Pb (rt)
Furo 346: Seção AN062GN (547022,69E; 9334017,43N; elevação 645,15m)			
286,5 - 286,9	RIM	A42	Pb (rt)
CORPO FURO 30 – CF30			
Furo 384: Seção FT0000N (547609,06E; 9332536,13N; elevação 668,65m)			
385,65 - 385,80	RMV	A24	Pb (rt), U-Pb ^c , T _{DM}
Furo 394: Seção FT0100N (547691,31E; 9332597,80N; elevação 656,97m)			
180,90 - 181,20	RMP	A54	Pb (rt), U-Pb ^c , T _{DM}
Furo 381: Seção FT0200N (547701,87E; 9332719,44N; elevação 660,92m)			
200,90	RMV	A44	Pb (rt), U-Pb ^c , T _{DM}
Furo 386: Seção FT0350N (547831,51E; 9332806,30N; elevação 604,95m)			
140,00	RMP	A53	Pb (rt)

CAPÍTULO VI

**GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DO DEPÓSITO DE Cu-Au
GAMELEIRA, PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS (PARÁ), BRASIL**

(A submeter a revista especializada)

6 - GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DO DEPÓSITO DE Cu-Au GAMELEIRA, PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS (PARÁ), BRASIL

MARCO ANTONIO GALARZA¹ & MOACIR JOSÉ MACAMBIRA²

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. antogt@starmedia.com

² Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFPA, Belém (PA), Brasil. moamac@ufpa.br

Resumo – O depósito de Cu-Au Gameleira está hospedado nas rochas do Grupo Pojuca, pertencente ao Supergrupo Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás (PMC). No depósito Gameleira esse grupo está representado principalmente por rochas metavulcânicas máficas (RMV), anfíbolitos, biotita xistos, formações ferríferas e/ou hidrotermais e cortadas por rochas intrusivas máficas (RIM). Bem como, pelos granitos arqueano (2,56 Ga, Deformado Itacaiúnas) e paleoproterozóicos (1,87-1,53 Ga, Pojuca e Sienogranito do Gameleira). Biotitização, cloritização, sulfetação, turmalinização e silicificação são os principais tipos de alteração hidrotermal. Estudos petrográficos e químicos de elementos maiores e traço foram desenvolvidos sobre algumas rochas classificadas como metandesito basálticos (RMV), quartzo dioritos (RIM) e plagioclásio-quartzo-biotita xistos, e sugerem que as duas primeiras tenham uma fonte magmática comum. Os dados geoquímicos, em que pese a alteração hidrotermal, indicam tratar-se de rochas toleíticas geradas num ambiente de rifte continental. Cristais de zircão de um saprolito do Grupo Pojuca indicaram idades de 2615 ± 10 Ma e 2683 ± 7 Ma, possivelmente representam rochas contemporâneas aos gabros do depósito Águas Claras e uma idade de cristalização de 2705 ± 2 Ma para as RIM. Datações Pb-Pb em rocha total e calcopirita da RMV indicaram idades de 2246 ± 30 Ma e 2422 ± 12 Ma, respectivamente, como também as idades Pb-Pb em lixiviados de calcopirita de 2218 ± 14 Ma e 2190 ± 42 Ma. Essas idades são interpretadas como relacionadas às intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,53 ou 1,87 Ga) que afetaram as seqüências vulcanossedimentares e provocaram a remobilização/reconcentração da mineralização arqueana no depósito Gameleira e/ou que as mesmas foram rejuvenescidas por uma reativação tectônica de baixo grau metamórfico associado ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzeno. As idades modelos T_{DM} de 3,12 e 3,17 Ga para as RMV e RIM são similares às obtidas para as rochas do embasamento da PMC. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de $-0,87$ a $-1,46$ sugerem contribuição de crosta continental mais antiga no magma original gerado em um ambiente de rifte continental.

Palavras-chaves: Isótopos de Pb e Nd, Evolução Crustal, Mineralização de Cu-Au, Arqueano, Depósito Gameleira, Província Carajás

INTRODUÇÃO

O depósito de Cu-Au do Gameleira está localizado na Província Mineral de Carajás, no sudeste do Estado do Pará, a aproximadamente 25 km do Núcleo Urbano do Carajás (Fig. 1). Esse depósito hospeda-se no contexto do Grupo Igarapé Pojuca, unidade inferior do Supergrupo Itacaiúnas (Docege 1988). O depósito Gameleira corresponde à extensão leste do depósito de

Cu-Zn do Pojuca, onde a seqüência vulcanossedimentar é composta por anfíbolitos, quartzitos, biotita xistos, metavulcânicas máficas e formações ferríferas (Docegeio 1988) e/ou hidrotermalitos (Lindenmayer et al. 2001a). O ambiente tectônico das seqüências vulcanosedimentares arqueanas da região de Carajás é ainda matéria de debate cujos modelos propostos incluem: rifte continental (e.g. Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Lindenmayer et al. 1995) e similar a bacia intracratônica dos grupos Fortescue e Hamersley, Austrália Ocidental (Machado et al. 1991); um ambiente de rifte relacionado a um processo de subducção para o Grupo Grão Pará (Dardenne et al. 1988); e um processo de placas em convergência oblíqua para a bacia transtensional de Carajás (Teixeira & Eggler 1994). Modelos genéticos propostos para esse depósito o relacionam àqueles do tipo VMS (Hutchinson 1979). Já Saueressig (1988) sugere uma origem vulcano-exalativa. Winter (1994) sugere uma origem epigenética, posterior ao evento metamórfico arqueano regional e associada ao metassomatismo ligado ao Granito Deformado Itacaiúnas (2,56 Ga, Souza et al. 1996). Lindenmayer et al. (2000, 2001b) sugerem uma mineralização epigenética relacionada com intrusões graníticas paleoproterozóicas.

Este estudo apresenta novos resultados de trabalho de campo, petrográficos, minerográficos, geoquímicos (incluindo ETR) e geocronológicos (Pb-Pb evaporação em zircão, dissolução total e lixiviados e Sm-Nd em rocha total) de rochas metavulcânicas, intrusivas máficas e minério do depósito Cu-Au do Gameleira. O objetivo principal é descrever e caracterizar as relações petrogenéticas existentes entre elas e subsidiar discussões sobre a idade e origem dessas rochas e da mineralização primária e/ou remobilizada do depósito, bem como da formação e evolução da crosta continental da região.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (PMC), situada na parte sudeste do Cráton Amazônico, considerada a principal reserva mineral do Brasil, engloba importantes depósitos de Fe, Au, Cu, Mn etc. e representa uma das maiores concentrações de minérios do planeta. A Fig. 1 apresenta o arcabouço litoestratigráfico e geocronológico mais atualizado da PMC e a localização do depósito de Cu-Au do Gameleira, área de estudo. A PMC foi formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano e foi afetada somente no Paleoproterozóico por um evento extensivo acompanhado por intrusões graníticas anorogênicas e diques associados (p. ex. Macambira & Lafon 1995). A PMC é dividida nos segmentos crustais sul e norte, cujo limite parece ser

transicional. Esses blocos tectônicos são conhecidos como os Terrenos Granito-Greenstones de Rio Maria (Huhn et al. 1988), ao sul, e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo et al. 1988), ao norte. Na região de Rio Maria, os terrenos granito-greenstone abrangem uma grande área, constituída pelo Supergrupo Andorinhas e o Tonalito Arco Verde (2,97-2,90 Ga; Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996) e intrudida por uma série de granitóides de idade ca. 2,87 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Leite 2001).

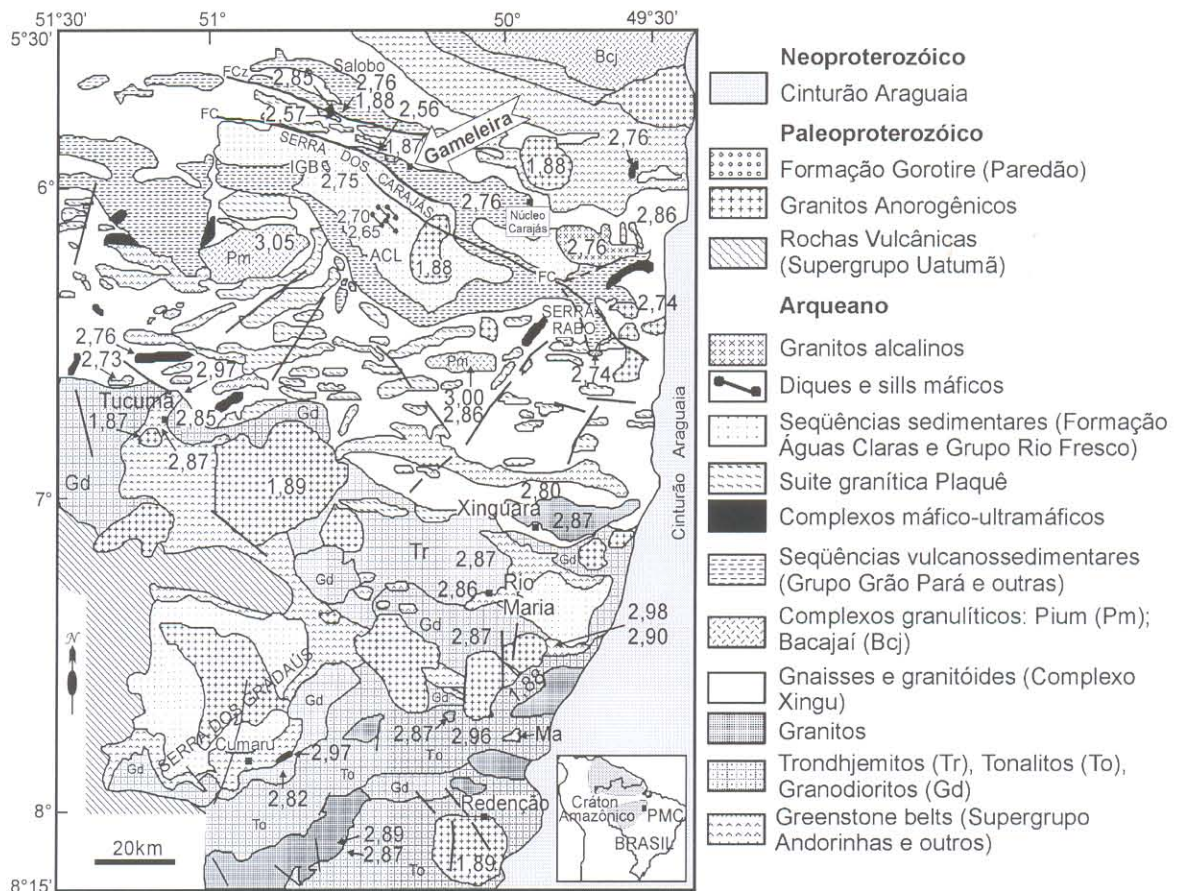


Figura 1 - Mapa geológico-geocronológico da Província Mineral de Carajás, modificado de Costa et al. (1995), Faraco et al. (1996) e Dall'Agnol et al. (1997) com a localização do depósito Gameleira. As idades são apresentadas em Ga. IGB = Depósito Igarapé Bahia, ACL = Depósito Águas Claras. FC = falha Carajás, FCz = falha Cinzento.

Na região da Serra dos Carajás, o embasamento do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas é constituído pelos complexos gnáissicos Xingu e granulíticos Pium (2,86-3,00 Ga; Machado et al. 1991; Avelar et al. 1999; Pidgeon et al. 2000). Na área afloram abundantes rochas metavulcanossedimentares (ou greenstone belt) que subrejazem as rochas do embasamento. O Grupo Rio Novo é

um greenstone belt que parece ser mais jovem que os da região de Rio Maria, enquanto que os grupos Salobo, Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia entre outros, englobam-se no Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988) de idade em torno de 2,76 Ga (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991, Macambira et al. 1996, Trendall et al. 1998). O magmatismo máfico é dominante, e todas as unidades litoestratigráficas parecem ser contemporâneas, mostrando diferentes graus metamórficos e deformacionais. Na região de Carajás, uma extensa cobertura de plataforma, conhecida como Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988) e composta principalmente por seqüências metassedimentares arqueanas englobando sedimentos de ambientes litorâneos a fluviais (Nogueira et al. 1995), abrange uma grande área.

Vários corpos graníticos intrusivos deformados, alongados e lenticulares de direção E-W, estão incluídos na Suíte Plaquê (2,73 Ga, Avelar et al. 1999), intrudem as rochas do Complexo Xingu. Igualmente, outras intrusões neoarqueanas incluem o Complexo Máfico-ultramáfico Luanga (2,76 Ga, Machado et al. 1991), diques e sills máficos (2,65-2,70 Ga; Dias et al. 1996, Mougeot et al. 1996), e granitóides como os granitos Estrela (2,76 Ga, Barros et al. 2001) e os granitos Old Salobo e Deformado Itacaiúnas (2,57-2,56 Ga, Machado et al. 1991, Souza et al. 1996).

Granitóides anorogênicos de idades de ca. 1,89 Ga (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991) de composição sieno a monzogranítica dominante (Dall'Agnol et al. 1994) cortam quase todas as unidades mais antigas. Destacando-se no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas os granitos Pojuca, Salobo Cigano e Central de Carajás, este último interceptando a Falha Carajás de direção geral NW-SE.

Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997, 2000), a evolução tectonoestratigráfica da região de Carajás envolveu um sem número de feições importantes concernentes à reativação dos terrenos do embasamento arqueano. Esses autores concluíram que a trama dúctil de alta temperatura desenvolvida nas rochas do embasamento foi reativada diversas vezes, exercendo influência decisiva na distribuição, padrão geométrico e cinemático das estruturas posteriormente formadas, iniciadas provavelmente em cerca de 2,7 Ga (posterior ao evento dúctil principal; quando da implantação da Bacia de Carajás, Pinheiro & Holdsworth 2000). Nessa região, a maioria das rochas metavulcânicas e metassedimentares de cobertura estaria preservada em zonas de subsidência (*dilational jogs*), trechos anastomosados ou em *offsets*, ao longo dos feixes de lineamentos que formam os Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento (Pinheiro & Holdsworth 2000). As falhas são posteriores à deposição dessas seqüências, em consequência, a estratigrafia é

controlada pelas falhas. Todas essas observações indicam a existência de um mecanismo de enfraquecimento crustal, em escala litosférica, com um período de atividade finito, mais ativo entre 2,8-1,8 Ga, originado possivelmente na crosta inferior ou no manto (Pinheiro & Holdsworth 1997, 2000). Segundo esses autores a evolução tectônica da região de Carajás seria marcada por transpressão sinistral dúctil de alta temperatura ($> 2,8$ Ga), transpressão sinistral rúptil-dúctil de baixa temperatura (2,8-2,7 Ga), transtensão dextral rúptil (2,5-2,6 Ga), transpressão sinistral rúptil ao longo da falha Carajás ($>1,9$ Ga) e, finalmente, transtensão / extensão (1,8-1,0 Ga).

GEOLOGIA DO DEPÓSITO GAMELEIRA

O depósito de Cu-Au Gameleira está hospedado nas seqüências vulcanossedimentares do Grupo Igarapé Pojuca, do Arqueano (Docegeo 1988). O furo pioneiro (F69/POJ), realizado em 1984, interceptou mineralizações do tipo filoniano a Cu, Mo e Au e uma malha de furos realizada posteriormente, delineou mineralizações de Au laterítico de baixo teor no platô denominado Gameleira (Docegeo 1998). A Fig. 2 apresenta o mapa geológico simplificado e a seção geológica vertical (3000SE) mostrando as principais unidades litoestratigráficas e furos de sondagem do depósito Gameleira.

As rochas do Grupo Igarapé Pojuca (Fig. 2A) são representadas por uma seqüência vulcanosedimentar constituindo uma faixa estreita e alongada, balizada a norte por rochas do Complexo Xingu e/ou Granito Deformado Itacaiúnas e, a sul, recoberta por metassedimentos da Formação Águas Claras. A seqüência possui uma foliação marcante NW, sub-verticalizada e, na área da principal anomalia geoquímica/geofísica, há a interseção de uma linha de sutura regional EW, com falhas de direção NE, gerando zonas de distensão (Docegeo 1998). Todas as rochas são cortadas por vênulas, veios, brechas hidrotermais e níveis graníticos, às vezes pegmatóides, portadores de importantes conteúdos de Cu, Au, Mo e F (Docegeo 1993). No depósito Gameleira, o Grupo Igarapé Pojuca é constituído principalmente por rochas metavulcânicas máficas (RMV; basaltos, andesitos e vulcanoclásticas), anfíbolitos, biotita xistos, sedimentos clásticos e químicos (formações ferríferas das fácies sulfetada e fácies óxido, e “silexitos”) e/ou hidrotermalitos (Lindenmayer et al. 2001a). São intrudidas por rochas máficas (RIM) arqueanas e por apófises quartzo-feldspáticas (AQF), provavelmente associadas a um magmatismo félsico proterozóico, e mineralizadas a calcopirita e molibdenita, com fluorita e turmalina. Essas rochas estão metamorfizadas regionalmente na fácies xisto-verde a anfíbolito, com metamorfismo termal localizado e um acentuado hidrotermalismo,

afetando indistintamente todas as rochas (Docegeo 1998).

Lindenmayer et al. (2001b) indicaram a existência, em profundidade, de duas intrusões graníticas (sienito e leucogranito, Ely et al. 2001), na área do depósito Gameleira. O leucogranito indicou uma idade de 1,58 a (U-Pb em zircão, SHRIMP, Lindenmayer et al. 2001c), e o outro, ainda não datado, é relacionado aos granitóides paleoproterozóicos, colocados há 1,8 Ga (Lindenmayer et al. 2001b). Junto ao depósito de Cu-Zn do Pojuca, localizado a aproximadamente 5 km a NW do depósito Gameleira, aflora o Granito Pojuca (1874±4 Ma, Machado et al. 1991) e o Granito Deformado Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma; Pb-Pb em zircão; Souza et al. 1996).

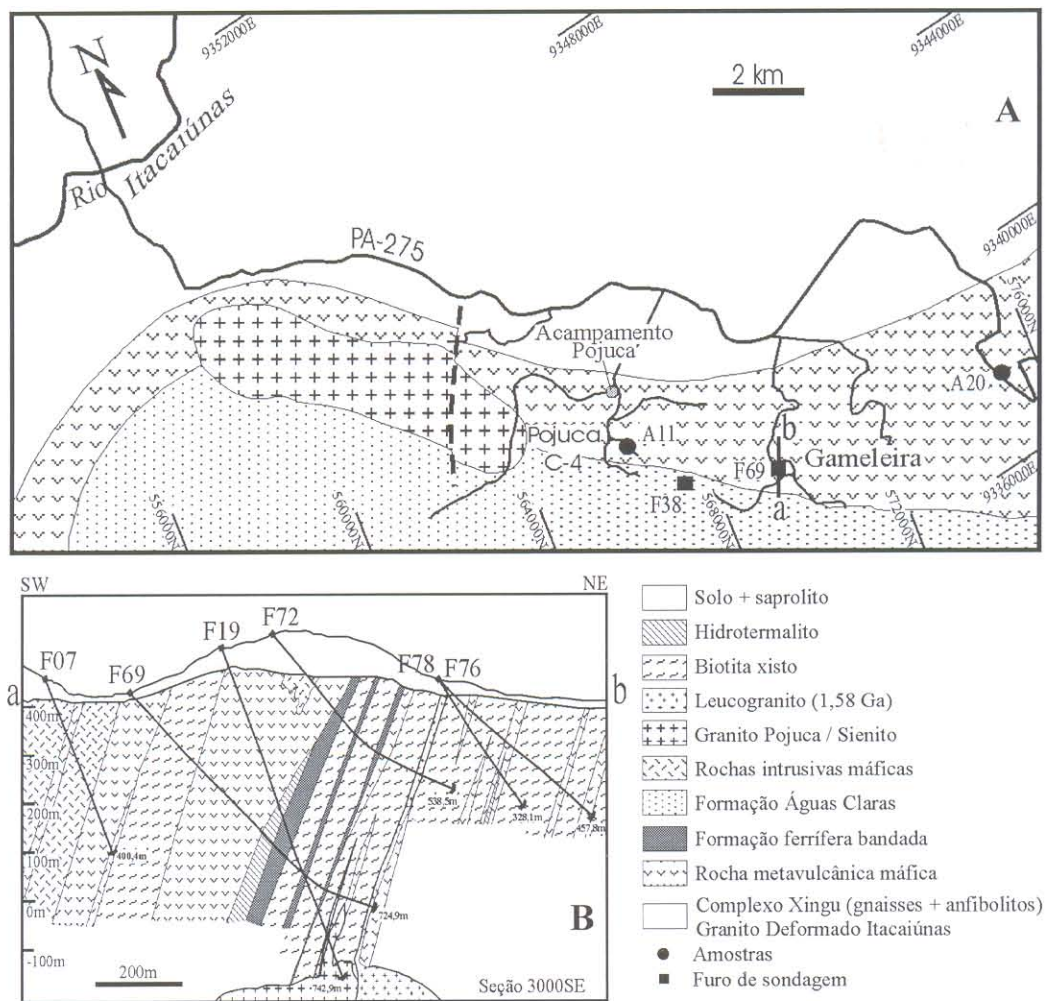


Figura 2 - Mapa geológico (A) modificado de Macambira et al. (1990) e seção geológica vertical (B) do depósito de Cu-Au Gameleira, mostrando as principais unidades litoestratigráficas e os furos de sondagem (modificado de Docegeo 1997 e Lindenmayer et al. 2001b).

FEIÇÕES PETROGRÁFICAS

Os estudos petrográficos foram realizados em amostras de testemunhos de sondagem de 7 furos do depósito Gameleira (Anexo, Fig. 2B) e um furo do depósito Pojuca, corpo 4 (F38). O objetivo principal foi detalhar as unidades rochosas mais expressivas da seqüência vulcanossedimentar e os estudos constaram da observação microscópica de 12 lâminas delgadas com o auxílio de descrições macroscópicas em testemunhos de sondagem. Os furos do depósito Gameleira localizam-se a aproximadamente 2,4 km a leste da extremidade do corpo 4 (Pojuca). Petrograficamente observou-se um acentuado hidrotermalismo (biotitização/cloritização) afetando indistintamente todas as rochas e gerando uma paragênese compatível com a fácies xisto-verde. A descrição e amostragem de testemunhos de sondagem permitiram a caracterização dos seguintes tipos litológicos: rochas metavulcânicas máficas, biotita xisto e rochas intrusivas máficas.

Rochas Metavulcânicas Máficas (RMV)

As amostras A4, A5, A6, A31, e A32 são rochas de constituição maciça, de coloração esverdeada com pontuações esbranquiçadas subordinadas, formando uma textura holocristalina, fanerítica e equigranular média, microfraturada em várias direções e preenchidas por veios e vênulas milimétrica a decimétricas de quartzo e sulfeto. Ao microscópio, as amostras apresentam textura ofítica a subofítica e são compostas essencialmente por biotita, quartzo anfibólio e plagioclásio, que representam os fenocristais. Turmalina \pm almandina também foram detectadas (Lindenmayer et al. 2001b). A matriz é formada por minerais acessórios e produtos de alteração hidrotermal. A maioria das amostras encontra-se cloritizada evidenciando um hidrotermalismo acentuado e as características petrográficas dos minerais mascarada pelas alterações (Fig. 3A). O anfibólio apresenta-se em grãos subédricos de hábito colunar a fibroso, possivelmente como resultado da alteração de uma anfibólio de alta temperatura (hornblenda ?) para um de mais baixa temperatura (tremolita-actinolita). Nos cristais de anfibólio mais alterados observa-se transformações para leucoxênio com liberação de ferro para formar ilmenita subordinada (ou filmes escuros) associados a *spots* de biotita de origem hidrotermal. Localmente, as amostras apresentam-se foliadas e biotitizadas. Há porções da rocha que foram afetadas por processos de alteração que originaram intensa cloritização e transformação de anfibólio em biotita e dessa para clorita, desenvolvendo-se uma textura placóide. O plagioclásio ocorre na zona de intergrãos de anfibólio na forma de grãos corroídos nas bordas e transformados para sericita, muscovita e

epidoto. O quartzo apresenta-se em pequenos grãos recristalizados disseminados ou formando veios junto com carbonato e sulfeto. Os opacos (sulfetos) ocorrem como minerais acessórios apresentando-se de forma anédrica a subédrica e encontram-se geralmente inclusos nos minerais máficos ou formando parte principal dos veios e vênulas. Os minerais secundários, principalmente epidoto, clorita, sericita e carbonatos, são produtos de alteração hidrotermal do plagioclásio e apresentam-se na forma anédrica.

Rochas Xistosas

Na área de estudo essas rochas estão representadas por quartzo-biotita xistos, biotita xistos, plagioclásio-quartzo-biotita xistos (Docegeo 1998) e granada-biotita xistos (Lindenmayer et al. 2001b), com possível protólito de rochas vulcânicas máficas. Alguns níveis de rocha xistosa são nitidamente bandados e magnéticos, sendo descritos como BIFs e/ou silexitos, quando não magnéticos (Docegeo 1998). Veios e vênulas de quartzo, milimétrico a decimétrico, com ou sem sulfeto e óxidos cortam esses tipos litológicos. As amostras A1 e A2 são rochas de constituição maciça, de coloração cinza esverdeada a escuro, com pontuações esbranquiçadas, de granulação média a fina e microfraturadas. Ao microscópio as amostras apresentam textura granoblástica fina com níveis granoblásticos de quartzo. Possuem foliação marcante com estruturas laminadas a bandadas, com níveis de quartzo, biotita, plagioclásio e turmalina (Fig. 3B). São compostas essencialmente por biotita, seguida por quartzo, plagioclásio (albita) reliquiar com clorita e turmalina subordinados, classificando-as como plagioclásio-quartzo-biotita xisto. Os veios que cortam essas rochas apresentam ao longo de suas bordas biotita bem desenvolvida, de forma subédrica a anédrica apresentando planos de clivagem preenchidos por fluorita e calcopirita (anédricas) associadas a quartzo e turmalina (Fig. 3C). A biotita é o mineral mais abundante e apresenta-se de forma anédrica a subédrica formando palhetas ou massas irregulares e orientadas na rocha; encontram-se parcialmente cloritizadas e contornadas pelos grãos de quartzo. O quartzo é subédrico a anédrico, formando níveis granoblásticos com a biotita; localmente individualizam-se porções quartzosas com formas arredondadas, contornadas por filmes de biotita. Os níveis de quartzo-biotita possuem foliação anastomosada paralela ao bandamento, com freqüentes estruturas S e C. O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais reliquiares, parcialmente silicificados e substituídos por sericita e epidoto anédricos. Grãos anédricos a subédricos de turmalina encontram-se associados a biotita e quartzo. Prismas de turmalina e cristais anédricos de calcopirita subordinados sobrepõem-se à foliação, denotando caráter pós-tectônico (Docegeo 1998). Na amostras analisadas não foi

observada granada, porém, Docegeo (1998) indicou porfiroblastos de granada (comumente poiquiloblastos) parcialmente a totalmente substituídos por clorita, podem ocorrer de forma abundante, com inclusões de ilmenita e quartzo. A paragênese metamórfica sugere deformação e metamorfismo em condições compatíveis com a fácies xisto-verde (Docegeo 1998; este trabalho).

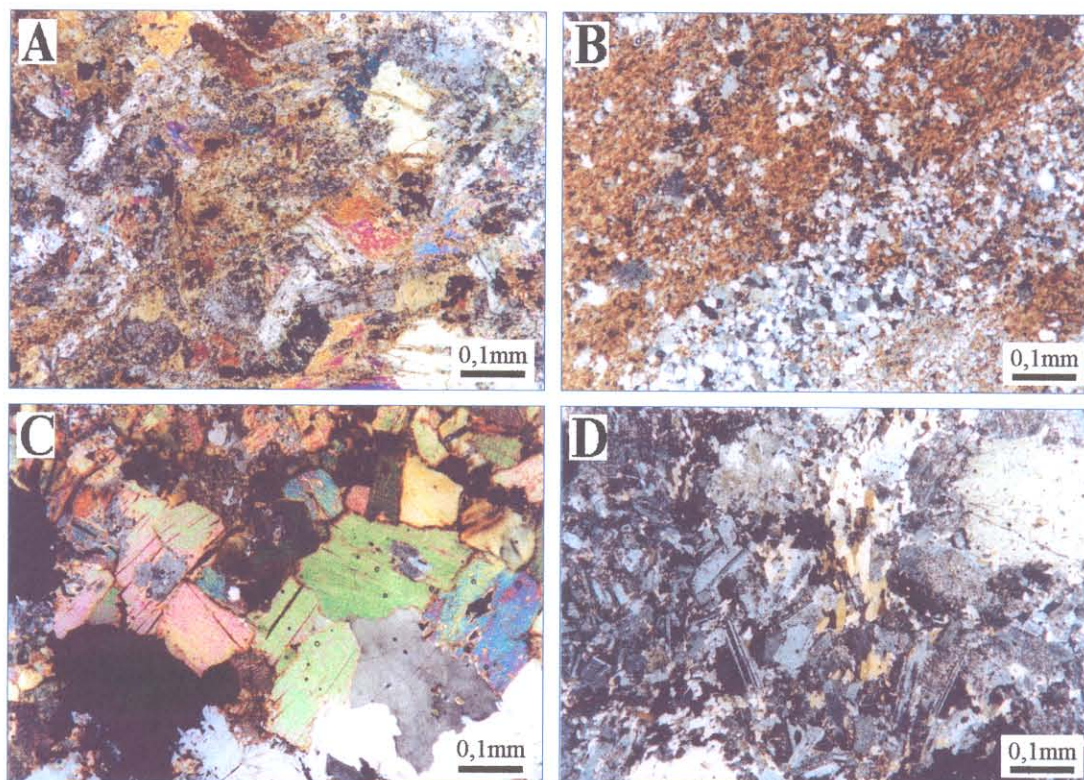


Figura 3 – Fotomicrografias de amostras do depósito Gameleira: (A) textura subfítica de RMV composta principalmente por biotita, anfibólio e plagioclásio alterado (Amostra A4; F07; 139,6m; NC); (B) textura granoblástica fina com níveis granoblásticos de quartzo, biotita, plagioclásio e turmalina (amostra A1; F69; 149,75m; NC); (C) detalhe da biotita euédrica apresentando planos de clivagem preenchidos por fluorita e calcopirita associadas a quartzo e turmalina (Amostra A2; F69; 161,2m; NC); (D) textura intergranular a subfítica de RIM, constituída principalmente por plagioclásio (saussuritizado), relíquias de piroxênio, anfibólio de alteração, quartzo e biotita (amostra A11; coleta em igarapé; NC).

Rochas Intrusivas Máficas (RIM)

As amostras A3, A11, A33 e A34 são rochas de granulometria média a grossa, de coloração cinza esverdeada a esbranquiçada, maciça, e exibem textura holocristalina, fanerítica e equigranular média. Ao microscópio apresentam uma textura intergranular a subfítica, constituída principalmente por plagioclásio (alterado), relíquias de piroxênio, anfibólio de alteração e primário, quartzo e biotita (Fig 3D). Como acessórios ocorrem opacos (sulfetos) e apatita, e como secundários tem-se sericita, muscovita, epidoto e raro carbonato. O plagioclásio

apresenta-se totalmente saussuritizado, substituído por clorita, sericita, epidoto, quartzo, biotita ± carbonato. É de forma anédrica, com bordas corroídas, zoneamento incipiente e intensa sericitização; poucos grãos conservam os planos de maclamento (labradorita An₅₂) e o hábito original. O piroxênio é menos abundante devido a sua alteração para anfibólio e desse para biotita e clorita. O anfibólio ocorre em grãos anédricos ou formando massas irregulares com duas composições: de alta temperatura (hornblenda?) e de baixa temperatura (tremolita-actinolita). Encontra-se principalmente alterado para biotita que, por sua vez, desestabiliza-se para clorita e opacos. O quartzo apresenta-se de forma anédrica, isolado, envolto por biotita cloritizada e anfibólio alterado ou preenchendo microfraturas em forma de veios. A biotita cloritizada ocorre como massas irregulares esparsas na rocha. Os minerais opacos (sulfetos) e apatita, ocorrem como cristais anédricos a subédricos e geralmente associados aos minerais máficos. Clorita, muscovita, sericita e epidoto são anédricos substituindo principalmente ao plagioclásio.

Alteração Hidrotermal

As rochas do depósito Gameleira mostram-se intensamente afetadas por processos hidrotermais caracterizados principalmente por metassomatismo potássico e silicoso, acompanhados de sulfetação. Esses processos podem afetar a rocha de maneira pervarsiva, originando biotitização com sericitização subordinada ou localmente, na forma de veios ou vênulas silicosos, milimétricos a métricos, gerando halos de alteração principalmente biotitização/cloritização nas rochas encaixantes. Localmente pode ocorrer a formação de verdadeiros stockworks, devido à grande concentração de vênulas. Subordinadamente, pode-se encontrar cloritização, albitização, turmalinização e rara carbonatação. Nas RMV, a alteração pervarsiva é caracterizada por potassificação e silicificação. Seguem descrições dos produtos desses tipos de alteração.

Biotitização. É uma alteração expressiva e ocorre formando palhetas, massas irregulares ou cristais milimétricos bem desenvolvidos na matriz. Alguns cristais encontram-se parcialmente cloritizados. Ao longo das bordas de vênulas e veios a biotita mostra-se bem cristalizada, associada a quartzo, calcopirita e turmalina.

Cloritização. É pouco expressiva e produz a desestabilização de biotita e anfibólio.

Sulfetação. Ocorre de maneira expressiva em todas as litologias do depósito, se manifestando, em geral, em veios, vênulas ou disseminada, com seus produtos preenchendo planos de clivagem

na biotita e turmalina junto com fluorita, bem como nas fraturas das apófises quartzo-feldspáticas. Os principais sulfetos são a calcopirita, bornita, pirrotita, pirita e molibdenita.

Turmalinização. A turmalina ocorre de forma expressiva e disseminada nos veios como nas rochas encaixantes. Ocorre geralmente na forma euédrica (prismática) e em cristais zonados. Também encontra-se formando concentrações expressivas nas bordas dos veios, associada à biotita e quartzo.

Silicificação. Tem como seu produto principal o quartzo cristalino ou microcristalino, em cristais anédricos a subédricos ou disseminados na matriz. Encontra-se principalmente nos veios e vênulas, normalmente associado à biotita, sulfetos e turmalina, cortando a todas rochas.

MINERALIZAÇÃO

A mineralização na área Gameleira esta associada a uma intensa atividade hidrotermal atuando sobre a pilha vulcanossedimentar, tipo VMS, como o corpo 4 do vizinho alvo Pojuca, remobilizada por processos posteriores, em várias fases hidrotermais (Docegeo 1998). Mougeot et al. (1996) sugerem que os veios silicáticos associados com as mineralizações do depósito Pojuca são evidências de remobilização. De acordo com Souza et al. (1995), essa remobilização pode estar relacionada, tanto com o Granito Deformado Itacaiúnas, arqueano, como com o Granito Pojuca, paleoproterozóico.

As fases metálicas do depósito Gameleira são compostas de calcopirita, bornita, calcocita/digenita, ilmenita, molibdenita, pirita e ouro (Docegeo 1998). Vênulas e veios aparecem preenchendo fraturas podendo ou não acompanhar foliações/xistosidades e contatos litológicos mas, normalmente, sem direção preferencial. Seus minerais constituintes caracterizam comumente por associações e feições que atestam um hidrotermalismo polifásico; sua composição mineralógica mais freqüente é a quartzo-feldspática \pm biotita, com halos de alteração propilítica, apresentando marcante simetria em relação ao eixo maior do preenchimento, o que reflete um provável zoneamento geral do sistema hidrotermal, com sulfetos associados a feldspato potássico e/ou biotita. Outra assembléia freqüente de preenchimento é a constituída de quartzo, turmalina \pm fluorita com ou sem sulfetos e ouro. Brechas feldspáticas e quartzo-turmalíferas ocorrem com sulfetos, fluorita e ouro associados (Docegeo 1993).

A mineralização Cu-Au do depósito Gameleira encontra-se essencialmente em veios de quartzo com turmalina e fluorita que cortam aleatoriamente os biotita xistos, as RMV e formações ferríferas do Grupo Igarapé Pojuca. Sulfetos disseminados ocorrem eventualmente nos

biotita xistos, formações ferríferas, AQF e hidrotermalitos. A mineralização está condicionada a uma faixa de direção NE, paralela aos falhamentos da mesma direção. Na escala de detalhe, os veios mineralizados tendem a ser paralelos à foliação regional, de direção NW, na forma de fraturas de extensão (Docegeo 1998). Idades Sm-Nd em biotita e sulfetos (1693 ± 30 Ma; veios mineralizados) e Ar-Ar em biotita (1734 ± 8 Ma; xistos) (Lindenmayer et al. 2001b c) registram o evento hidrotermal paleoproterozóico afetando as rochas encaixantes no depósito Gameleira.

Segundo Ronchi et al. (2001) três tipos principais de inclusões fluidas cogenéticas ocorrem nos veios de quartzo mineralizados: inclusões bifásicas aquosas, com salinidade entre 1 e 23 % peso eq. NaCl e temperatura de homogeneização (Th) entre 100 e 250°C; inclusões saturadas (halita), com salinidade entre 30 e 40% NaCl e Th entre 150 e 210°C, e inclusões monofásicas aquosas, revelando forte influência de fluidos magmáticos. A temperatura dos veios mineralizados variou entre 235 e 190°C (geotermômetro da clorita), sugerindo resfriamento progressivo do sistema. Dados isotópicos de enxofre dos sulfetos ($\delta^{34}\text{S}$: +3,08 na calcopirita, +3,74 na bornita e +4,81 na molibdenita) e de carbono e oxigênio dos carbonatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +8,91$ a +10,03 e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -8,41$ a $-9,45$) indicam fonte magmática para o enxofre e fonte profunda, tanto para o carbono como para o oxigênio, sem influências de águas meteóricas (Lindenmayer et al. 2001b c). Segundo esses mesmos autores, a assembléia de minerais de alteração, a paragênese sulfetada e a associação de metais (Fe-Cu-Au-Mo-Co-U-F-ETR) encontrada no depósito Gameleira, assemelham-se às dos depósitos do distrito de Cloncurry (Austrália) e ao depósito de Mo de Allebuoda (Suécia).

Minerografia

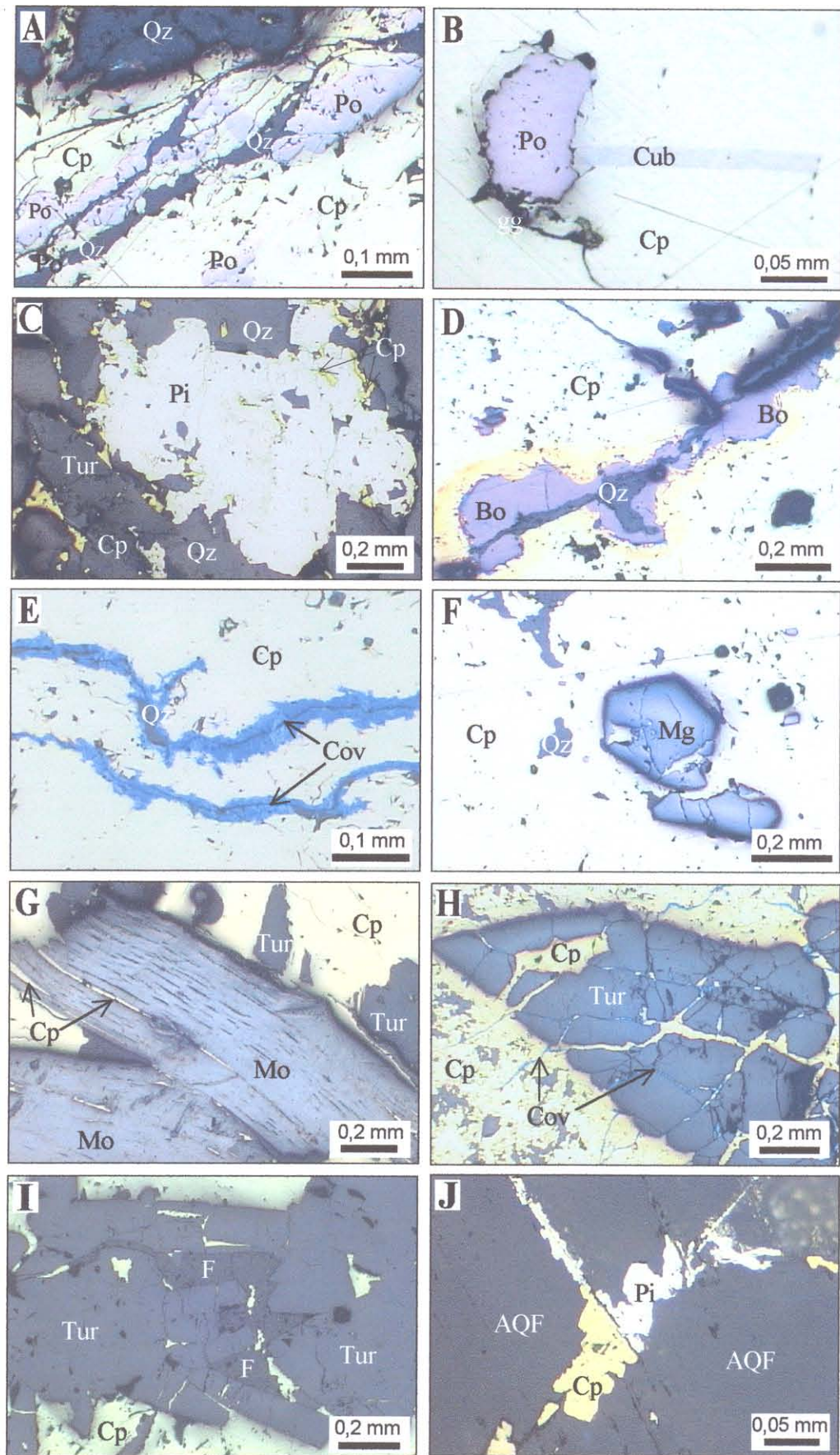
Os estudos do minério foram realizados em amostras de testemunhos de furos de sondagem e constaram da observação de 28 lâminas polidas em microscópio minerográfico, com o apoio de descrições macroscópicas. Veios, vênulas e disseminações ocorrem em todos os tipos rochosos do depósito Gameleira. Os veios e vênulas possuem espessura milimétrica a decimétrica e apresentam-se de forma maciça, disseminada e do tipo stockwork. Esses veios são compostos principalmente de quartzo, turmalina e fluorita, assim como de biotita, clorita, calcopirita, bornita, pirita, pirrotita, molibdenita e raro carbonato e cubanita. Minerais radioativos como allanita, apatita e uraninita ocorrem na forma de inclusões na biotita verde (Fleck & Lindenmayer 2001). Ao microscópio, os veios que cortam as RMV exibem as seguintes características texturais:

A calcopirita é o minério mais abundante, ocorrendo na forma de cristais euédricos a anédricos, de superfície límpida mostrando planos de clivagem ou de fratura, disseminada ou formando massas irregulares milimétricas na ganga. Ela ocupa a porção média dos veios, mostrando contatos retos a curvos com os cristais de quartzo e de fluorita, ou formando concentrações expressivas na zona de contato com a rocha encaixante. A composição média da calcopirita nas RMV é de 30,54% (Fe), 34,88% (Cu) e 34,85% (S). A calcopirita apresenta exsoluções de pirrotita e cubanita, espalhadas nas massas de calcopirita (Fig. 4A e B) e, também, encontra-se substituído parcialmente por pirita, bornita e covelita (Fig. 4C, D e E). A magnetita aparece inclusa na calcopirita, ou vice-versa, na forma de cristais euédricos a anédricos (Fig. 4F). A pirrotita ocorre em cristais lamelares (na forma vermicular) ou formando massas irregulares subordinadas como exsoluções na calcopirita. A cubanita é pouco abundante, ocorre em cristais de forma laminar, alongados, como exsoluções na calcopirita observada somente na amostra MIN9 (F76/40,5m); a mesma constitui um termômetro geológico, só presente nas calcopiritas de alta temperatura ($>300^{\circ}\text{C}$) (Moliner 1985).

A pirita, que se apresenta formando cristais euédricos a anédricos, é pouco abundante. Substitui a calcopirita nas bordas ou encontra-se como inclusões nela. Localmente, pode ser o minério mais abundante (Fig. 4C). A bornita ocorre na forma de cristais subédricos a anédricos e exibe contatos irregulares com a calcopirita, o que sugere a substituição desse mineral, e apresenta exsoluções de calcocita. Localmente, é o minério mais abundante. A covelita ocorre em agregados anédricos, geralmente nas bordas ou preenchendo microfraturas paralelas à clivagem na calcopirita, apresenta-se como mineral de alteração da mesma (Fig. 4E). A molibdenita ocorre em cristais euédricos a subédricos, às vezes contorcidos ou formando cristais lamelares; exibe contatos retilíneos a curvos com os cristais de biotita, quartzo e turmalina. Os planos de clivagem encontram-se preenchidos por calcopirita e clorita. Comumente encontra-se associada à calcopirita (Fig. 4G).

Figura 4 - Fotomicrografias de minerais de minério em luz refletida de amostras de furos de sondagem do depósito Gameleira. Veios de quartzo sulfetados cortando biotita xistos, RMV e formação ferrífera: (A) Cristal de calcopirita (Cp) apresentando exsoluções de pirrotita (Po) e microfraturas preenchidas por quartzo (Qz), F72/480m. (B) Exsoluções de Po e cubanita (Cub) em Cp, F76/40,5m. (C) Cp quase totalmente substituída por pirita (Pi) associadas a Qz e turmalina (Tur), F72/493,51m. (D) Microfraturas na Cp preenchidas por Qz e transformações para bornita (Bo), F69/240,4m. (E) Transformações de Cp em covelita (Cov) em microfraturas, F78/63,1m. (F) Cristal de magnetita (Mg) incluso na Cp e vice-versa, F69/240,4m. (G) Cristal de molibdenita (Mo) mostrando planos de clivagem preenchidos por Cp associada a cristais de Tur inclusos na Cp, F20/772,44m. (H) Cristal microfraturado de Tur preenchido por Cp e Cov incluso na Cp, F78/63,1m. (I) Cristais euédricos de Tur com planos de clivagem preenchidos por fluorita (F) e Cp, F76/203,43m. (J) Cp e Pi preenchendo microfraturas nas AQF, F19/440m.

Figura 4



A calcita ocorre na forma anédrica, junto com a calcopirita e fluorita, fazendo parte dos veios mineralizados que cortam as RMV e AQF. A calcita perfaz em média 98,04% (CaCO_3), 0,80% (FeCO_3), 0,05% (MnCO_3) e 0,08% (MgCO_3), sendo posterior a mineralização sulfetada.

De forma geral, os sulfetos estão associados aos agregados de quartzo na matriz ou em venulações. Podem ocorrer também em fraturas tardias que interceptam a rocha encaixante, comumente preenchida por biotita, clorita, calcopirita, óxidos de ferro, carbonato e turmalina. Nos veios de quartzo, a calcopirita, pirita e magnetita parecem ser contemporâneas, já que se observam inclusões de magnetita nos sulfetos ou vice-versa, além de contatos de equilíbrio entre elas. A calcopirita, por vezes, contém inclusões de turmalina ou ocorre preenchendo fraturas nesse mineral, indicando contemporaneidade (Fig. 4H). Os sulfetos podem ocorrer como pontuações ou cristais anédricos a subédricos associados aos agregados de quartzo, com subordinada clorita, epidoto e turmalina, como produtos de alteração do plagioclásio. A biotita apresenta-se na forma de cristais euédricos, subédricos e anédricos, parcialmente cloritizados, dispostos perpendicularmente ao longo das bordas dos veios e em aparente equilíbrio com os cristais de calcopirita. Apresenta uma composição fortemente annítica sendo contemporânea a formação dos sulfetos. Os planos de clivagem são preenchidos por cristais anédricos de calcopirita e fluorita. A fluorita ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos, de coloração azulada a violácea a incolor, apresentando contatos retos a curvos com os cristais de quartzo. A turmalina, de composição schorlítica, apresenta-se disseminada tanto nos veios como nas rochas encaixantes. Localmente, esse mineral forma concentrações expressivas na borda dos veios, constituindo franjas irregulares de turmalinito. São cristais euédricos, zonados, de coloração esverdeada a azulada, microfraturados e preenchidos por calcopirita e fluorita (Fig. 4I). O zoneamento composicional detectado nas turmalinas pode caracterizar variações na composição do fluido ou variações na relação fluido-rocha (Henry & Guidotti 1985).

Os sulfetos disseminados nos xistos consistem principalmente de calcopirita e bornita; subordinadamente tem-se molibdenita e pirita. A calcopirita ocorre em cristais subédricos a anédricos, ocupando espaços entre os cristais de biotita, na forma de lamelas inseridas nos planos de clivagem da biotita e do anfibólio ou preenchendo as microfraturas dos cristais de turmalina e AQF. A bornita ocorre associada à calcopirita, ora apresentando contatos curvos com esse mineral, ora formando diminutas inclusões nos cristais de calcopirita. A molibdenita apresenta-se em cristais euédricos de forma laminada exibindo contatos retilíneos a curvos com a biotita; os planos de clivagem são preenchidos por calcopirita e clorita. A pirita substitui a calcopirita nas bordas.

Os sulfetos presentes nas formações ferríferas são a calcopirita e mais raramente a pirrotita. Eles ocorrem na forma de cristais subédricos ocupando os espaços entre os cristais de magnetita ou em minúsculas inclusões neste mineral. Nas AQF estão presentes calcopirita, pirita e molibdenita. Calcopirita e pirita têm forma anédrica, isoladas na ganga ou preenchendo microfraturas (Fig. 4J). A calcopirita apresenta uma composição média de 30,70% de Fe, 34,59% de Cu e 34,70% de S, enquanto que a pirita apresentou 46,53% (Fe) e 53,33% (S). A molibdenita é de forma laminar, comumente associada à calcopirita, biotita e/ou clorita. A Fig. 5 apresentada uma provável seqüência de cristalização das fases minerais observadas nos veios/vênulas das rochas do depósito Gameleira.

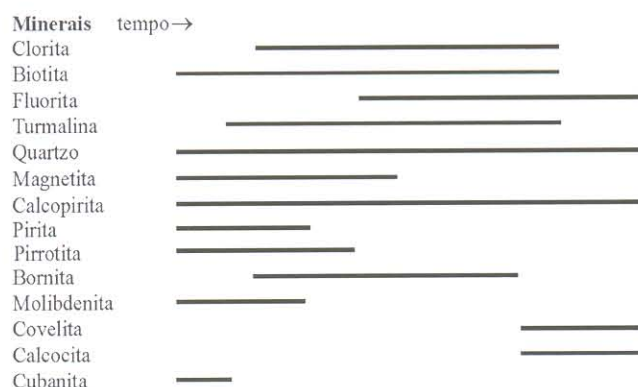


Figura 5 - Provável seqüência de cristalização dos minerais mais freqüentes da mineralização do depósito Gameleira.

GEOQUÍMICA

Neste item serão apresentadas as características geoquímicas mais expressivas das RMV e RIM do Grupo Pojuca (alvo Gameleira), objetivando caracterizar quimicamente a natureza (ambiente geotectônico) do magmatismo máfico na qual foram gerados, confirmar ou não a correlação geoquímica desse magmatismo presente no depósito Gameleira com o do Grupo Grão Pará ou outras regiões de ambientes parecidos.

Metodologia

Com base nos critérios petrográficos e considerando a representatividade das rochas menos alteradas, foram analisadas 9 mostras de rochas do depósito Gameleira para determinação dos elementos maiores e traço, incluindo os ETR (Tabela 1). Cinco amostras referem-se às RMV e quatro às RIM. Todas as análises foram realizadas nos laboratórios da Bondar Clegg, Canadá. Os elementos maiores foram determinados por fluorescência de raios-X (XRF), enquanto a perda ao fogo (P.F.) foi por métodos gravimétricos e Ba, Sr, Y, Nb, Zr e Rb por fluorescência de raios-X. Ag, Cu, Pb, Zn, Cr,

Mo, Ni, Co, V, Sn e W foram determinados por espectrometria óptica de plasma com acoplamento indutivo (ICP), enquanto que o F foi por espectrometria de íons electroespalhados. Os teores de As e Sb foi utilizada absorção atômica com sistema de hidretos. Au, Ce, Cs, Eu, La, Lu, Nd, Sc, Sm, Tb, Th, U, Yb, Hf, Ta foram analisadas por ativação nuclear atômica-INAA. Cabe ressaltar que as análises químicas das amostras A6, A31, A11 e A33 foram utilizados limites de detecção melhores do que as outras amostras analisadas.

Rochas Metavulcânicas Máficas

Considerando o grau de alteração, os dados analíticos das RMV permitem inferir que a natureza dessas rochas seja máfica (basáltica) ou até mesmo toleítica. Os teores de voláteis (perda ao fogo) variam de 0,57 a 1,62%, sugerindo ter sido fraca a interação com os fluidos hidrotermais. SiO₂, Al₂O₃ e TiO₂ parecem ter sido pouco mobilizados e mostram teores relativamente uniformes. As RMV do depósito Gameleira, quando plotadas no digrama discriminante AFM (Fig. 6A) de Irvine & Baragar (1971), sugerem um caráter toleítico, com a exceção da amostra A5 (cálcio-alcálica). Natureza similar apresentam as RMV do Igarapé Bahia (Sachs 1993, Althoff et al. 1994, Galarza 2002), as do Igarapé Pojuca (Winter 1994) e a maioria das RMV do Grupo Grão Pará (Gibbs et al. 1986), enquanto que as RMV do depósito de ferro N4 mostram um caráter cálcio-alcálico (Teixeira & Egger 1994). O caráter toleítico é evidenciado pelos teores de Zr e TiO₂, elementos estes considerados imóveis no ambiente hidrotermal, mesmo em condições de extrema alteração (Finlow-Bates & Stumpfl 1981). Segundo Pearce & Cann (1973) e Floyd & Winchester (1975) uma razão Nb/Y (< 2) é característico de rochas toleíticas de intraplaca, similar ao apresentado pelas RMV do Gameleira, que indicam razões Nb/Y baixas (média = 0,31). Com base no diagrama Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (Fig. 6B; Winchester & Floyd 1977) pode-se classificar as RMV do depósito Gameleira como andesitos basálticos. Composições químicas similares apresentam as RMV dos grupos Igarapé Pojuca (Winter 1994), Igarapé Bahia (Galarza 2002 e Sachs 1993) e Grão Pará (Teixeira & Egger 1994).

No diagrama Ti-Zr-Y (Fig. 6C) de Pearce & Cann (1973) as amostras plotam no campo dos basaltos cálcio-alcálicos. Ambiente similar apresentam as RMV dos grupos Grão Pará (Teixeira & Egger 1994) e Pojuca (Winter 1994), mas não as RMV do Grupo Igarapé Bahia (Sachs 1993). Já o diagrama de Nb-Zr-Y (Fig. 6D) de Meschede (1986) sugere uma natureza de toleitos de intraplaca (WPT) ou basaltos de arco vulcânico. Resultados similares apresentaram as RMV dos grupos Pojuca (Winter 1994), Igarapé Bahia (Galarza 2002 e Sachs 1993), e as do Grão Pará (Teixeira & Egger 1994).

Tabela 1 - Composição química das rochas do depósito Gameleira, Serra dos Carajás. RMV= rocha metavulcânica máfica, RIM = rocha intrusiva máfica. * = ppb.

Amostras Rocha	A4	A5	A6	A31	A32	A3	A11	A33	A34
	RMV					RIM			
SiO ₂ (% peso)	47,41	51,63	51,00	52,49	53,54	49,20	52,41	52,01	52,92
TiO ₂	1,16	0,52	0,62	2,27	0,69	0,54	0,39	2,23	0,66
Al ₂ O ₃	13,79	15,39	16,26	13,16	14,41	14,50	15,48	13,28	14,98
Fe ₂ O ₃ ^{total}	17,22	11,49	13,40	15,84	16,12	15,29	8,57	16,84	13,98
MnO	0,14	0,14	0,15	0,18	0,17	0,11	0,15	0,17	0,12
MgO	6,18	5,93	4,97	3,13	5,67	5,57	7,73	3,15	5,30
CaO	7,53	7,17	6,66	6,22	4,20	5,70	10,20	5,39	5,55
Na ₂ O	2,49	3,06	3,33	2,69	3,80	2,18	2,67	2,72	3,17
K ₂ O	2,30	2,05	2,20	2,21	0,81	3,40	0,90	2,26	1,52
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,08	0,51	0,08	0,06	0,05	0,49	0,08
P,F	1,09	1,62	1,13	0,86	0,57	2,16	1,4	0,85	1,06
Total	99,42	99,06	99,8	99,56	100,1	98,71	99,95	99,39	99,34
Cr (ppm)	54	114	119	9	99	91	114	10	86
Ni	36	27	59	27	15	37	67	35	27
Co	27	23	45	40	24	39	36	50	30
Sc	47	36	n.a.	n.a.	36	38	n.a.	n.a.	37
V	109	59	170	236	120	96	179	244	95
Cu	492	88	520	502	110	20	112	280	453
Pb	2	< 2	5	< 2	< 2	2	7	< 2	< 2
Zn	27	19	80	105	40	28	80	78	48
Sn	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
W	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Mo	< 1	< 1	3	5	< 1	< 1	3	5	< 1
As	< 1	< 1	n.a.	n.a.	2,4	< 0,1	n.a.	n.a.	1,1
Sb	< 0,2	< 0,2	n.a.	n.a.	< 0,2	< 0,2	n.a.	n.a.	< 0,2
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,5	< 0,5	< 0,2	< 0,2	< 0,5	< 0,5	< 0,2
Au *	11	< 5	5,7	3	40	< 5	3,3	8,7	68
F	857	457	221	6330	260	1390	203	2150	506
Rb (ppm)	181	197	183,6	242,0	55	236	67,01	182,2	95
Cs	1,5	1,3	1,4	5,1	1,1	2,1	0,39	3,48	1,5
Ba	388	294	330	494	232	619	218	438	496
Sr	64	92	134,5	101,5	71	84	111	66	79
Ta	1	1,2	0,38	3,8	2,2	1,1	n.a.	1,48	1,4
Nb	< 5	< 5	4,35	19,72	< 5	< 5	2,18	19,11	< 5
Hf	2,1	1,7	2,24	8,74	2,4	1,9	1,2	8,96	2,3
Zr	68	68	86,41	336,4	83	55	45,26	349,8	76
Y	23	15	19,39	49,38	20	13	12,68	55,82	17
Th	0,9	2,2	2,95	12,66	3,1	2,1	1,7	12,67	3,0
U	< 1	< 1	0,8	3,24	< 1	< 1	0,42	3,62	< 1
La (ppm)	6	10	14,22	42,65	12	11	7,29	1,48	11
Ce	13	17	26,88	80,3	22	18	14,5	84,77	21
Pr	n.a.	n.a.	3,41	10,88	n.a.	n.a.	1,92	11,38	n.a.
Nd	< 10	< 10	12,86	40,25	11	< 10	7,24	42,46	10
Sm	2,8	1,9	2,63	8,45	2,6	2	1,58	8,9	2,6
Eu	1,0	0,6	0,92	2,11	1,1	0,7	0,6	2,33	0,9
Gd	n.a.	n.a.	2,86	8,51	n.a.	n.a.	1,76	9,07	n.a.
Tb	< 1	< 1	0,5	1,41	< 1	< 1	0,35	1,56	< 1
Dy	n.a.	n.a.	3,3	8,68	n.a.	n.a.	2,19	9,85	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	0,76	1,88	n.a.	n.a.	0,49	2,19	n.a.
Er	n.a.	n.a.	2,08	5,29	n.a.	n.a.	1,39	6,18	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	0,33	0,8	n.a.	n.a.	0,22	0,92	n.a.
Yb	3	2	2,05	4,8	2	2	1,31	5,31	2
Lu	0,3	< 0,2	0,34	0,83	0,3	< 0,2	0,23	0,86	0,3

n.a. = não analisado, < abaixo do limite de detecção

As maiores concentrações nos elementos traço são apresentadas pelo F (221–6330 ppm) e Cu (88–520 ppm), refletindo, respectivamente, as quantidades de fluorita e calcopirita presentes. Os teores de Cr, Ni, Co, Sc, V, Zn, Ba, Sr, Rb e Zr estão majoritariamente entre 19 e 494 ppm, enquanto que Pb, Ta, Cs, Nb, Hf, Y, Th e U ficam abaixo do limite de detecção ou chegam até 23 ppm, excluindo-se o valor de Y (49,4 ppm) da amostra A31. As concentrações de Sn, Mo, As, Sb, Nb e Ag ficam abaixo do limite de detecção para o método/técnica usado, podendo chegar até 5 ppm. Quanto

ao Au, os teores são baixos, variando de zero a 40 ppb. O diagrama multi-elementos (Fig. 6E), utilizando-se os teores para elementos traços incluindo os ETR, normalizados em relação aos valores fornecidos por Taylor & MacLennan (1985) mostra, em geral, enriquecimento em relação ao manto primitivo, por fatores que variam de 2 a 125. Por outro lado, fica evidente as anomalias negativas de Sr, Nb, e moderada de Ba e Th, provavelmente devido ao grau de alteração hidrotermal ou refletindo as características da fonte do magma.

O padrão de distribuição dos ETR é moderadamente inclinado com evidente enriquecimento dos ETRL sobre os ETRP e sem anomalias importantes (Tabela 1; Fig. 6F). Com relação ao condrito (Evensen et al. 1978), os fatores de enriquecimento variam de 10 a 200. Configurações muito similares são mostradas por meta-andesito basálticos do depósito de ferro N4 (Teixeira & Eggler 1994), basaltos a andesito basálticos do Grupo Grão Pará (Gibbs et al 1986) e RMV do Grupo Igarapé Bahia (Galarza 2002, Althoff et al. 1994, Sachs 1993), e pelas rochas vulcânicas cálcio-alcalinas de greenstone belts do sul da África (Hawkesworth & O'Nions 1977),

Rochas Intrusivas Máficas

As RIM do depósito Gameleira/Pojuca apresentaram um fraco grau de alteração hidrotermal com uma notável preservação das texturas ígneas primárias. Os teores de voláteis (perda ao fogo) são relativamente similares, quando comparados com as RMV, variando de 0,85 a 1,40% em peso, com a exceção da amostra A3 (2,16%), que é sem dúvida a mais alterada. Elas são caracterizadas por um intervalo limitado de SiO₂ de 49,2 a 52,9% e apresentam composições químicas similares às RMV (Tabela 1). As análises químicas da maioria das RIM do depósito Gameleira-Pojuca sugerem tratar-se de rochas toleíticas, exceto para amostra a A11, que indica uma natureza cálcio-alcalina. A natureza toleítica é evidenciada no diagrama discriminante AFM (Fig. 6A) de Irvine & Baragar (1971). Natureza similar apresentam as RIM de Igarapé Bahia (e.g. Sachs 1993, Galarza 2002), enquanto que as do Grão Pará (Teixeira & Eggler 1994) apresentam um caráter cálcio-alcalino.

Figura 6 - Diagramas para as RMV e RIM do depósito Gameleira. **A)** AFM (Irvine & Baragar 1971); **B)** Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (Winchester & Floyd 1977); **C)** Zr-Ti-Y (Pearce & Cann 1973); **D)** Nb-Zr-Y (Meschede 1986), campos conforme a Fig. 4A; **E)** Multi-elementos (RMV), normalizados para o manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985); **F)** Padrões de ETR (RMV), normalizados para condrito (Evensen et al., 1978), símbolos como na Fig. 4E; **G)** Cationico discriminante PQ (Debon & Le Fort 1983) campos segundo a Fig. 4A; **H)** Multi-elementos (RIM), normalizados para o manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985); **I)** Padrões de ETR (RIM), normalizados para condrito (Evensen et al. 1978), símbolos como na Fig. 4H. Campos de RMV e RIM para rochas dos grupos Grão Pará: 1-Teixeira & Eggler 1994 e 2- Gibbs et al. 1986; Pojuca: 3- Winter 1984; Igarapé Bahia: 4- Sachs 1993 e 5- Galarza 2002 e Águas Claras: 6- Barros et al. (1994).

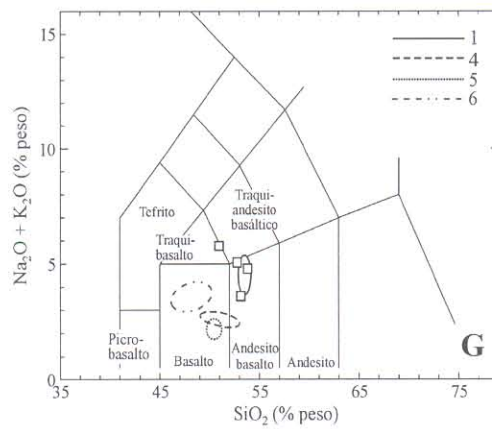
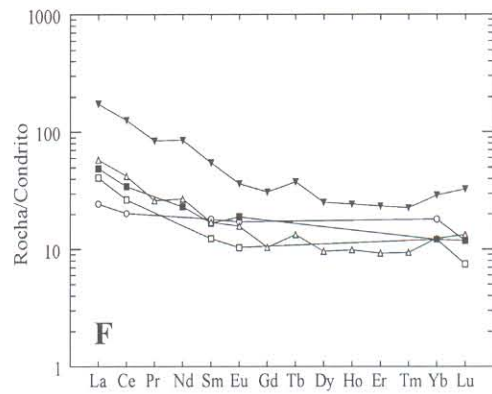
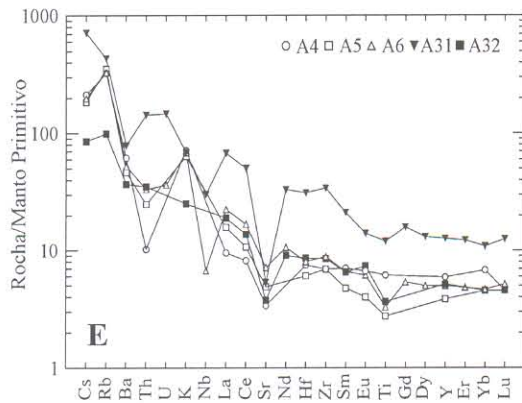
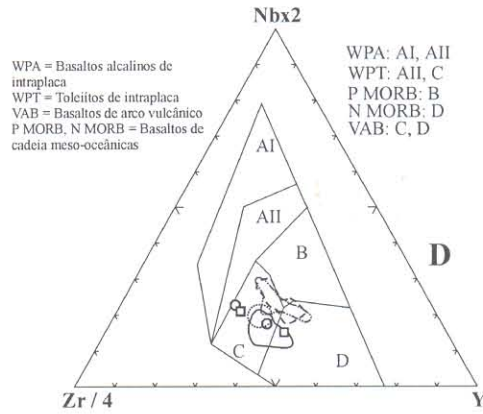
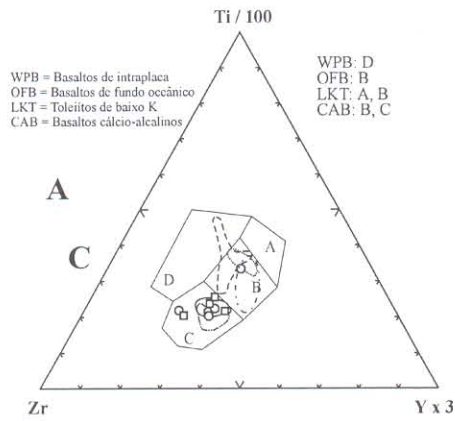
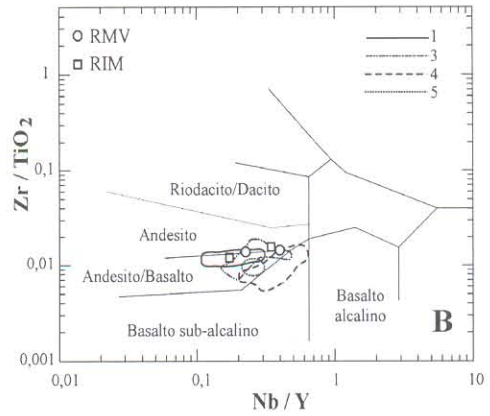
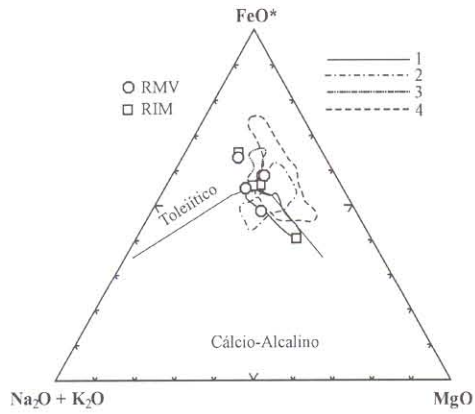
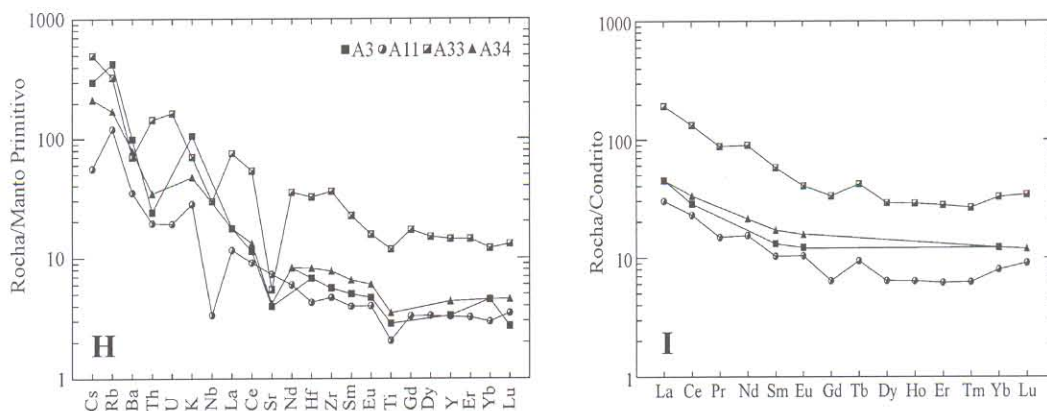


Figura 6 (continuação)



No diagrama de Winchester & Floyd (1977), Fig. 6B, elas plotam junto das RMV, sugerindo composições químicas similares. As amostras de RIM, quando lançadas no diagrama TAS de Le Maitre (1989) para classificação de rochas plutônicas e vulcânicas (Fig. 6G), a maioria das amostras plotam no campo do andesito basalto. Rochas de composição similar foram apresentadas por Teixeira & Eggler (1994) para as RIM do depósito de Fe de N4, enquanto que as RIM do Igarape Bahia e Águas Claras, respectivamente, descritas por Sachs (1993) e Galarza (2002) e Barros et al. (1994), plotam no campo dos basaltos (Fig. 6G). As RIM são aqui classificadas como quartzo dioritos. No diagrama Ti-Zr-Y (Fig. 6C) de Pearce & Cann (1973) aplicado para rochas máficas, as RIM plotam no campo dos basaltos cálcio-alcalinos (CAB). Quando comparadas com as RIM dos grupos Pojuca e Grão Pará apresentam comportamento similar, o que não ocorre com as amostras do Grupo Igarapé Bahia e Águas Claras. Ambiente similar apresentam as RMV estudas neste trabalho. Porém, esse é um campo onde ocorre superposição dos toleítos de baixo-K de arcos insulares (LKT) e basaltos cálcio-alcalinos (CAB), não sendo, portanto, discriminante. No diagrama Nb-Zr-Y (Fig. 6D) de Meschede (1986) para discriminar ambientes tectônicos de rochas basálticas, a maioria das amostras plotam no campo dos toleítos de intraplaca (WPT) ou basaltos de arco vulcânico (VAB). As RMV indicaram natureza similar (este trabalho), como também as amostras de RIM de Teixeira & Eggler (1994) e Sachs (1993). Dentre os elementos traço, F (203 - 2150 ppm) e Cu (20 - 453 ppm) apresentam os maiores teores, refletindo, respectivamente, como nas RMV, os teores de fluorita e calcopirita presentes. Os teores de Cr, Ni, Co, Sc, V, Zn, Rb, Ba e Sr ficam principalmente no intervalo de 10 a 619 ppm, enquanto que Pb, Nb, Hf, U, Th, Y, Ta e Cs ficam abaixo do limite de detecção ou chegam até 19 ppm, excluindo-se o valor de Y (55,8 ppm) da amostra A33.

Significativamente, Sn, W, Mo, As, Sb e Ag normalmente registraram valores abaixo do limite de detecção podendo chegar até 5 ppm. Os teores de Au são muito baixos variando de 3,3 a 68 ppb. Os teores dos óxidos principais não são muito diferentes daqueles encontrados para as RMV, o que sugere derivação do magma de uma mesma ou similar fonte, como pode observar-se na Tabela 1. Essa hipótese é confirmada pelos diagramas multi-elementos das RMV e RIM (Figs. 6E e 6H) que mostram padrões similares e enriquecimento comparável em relação ao manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985). Assim, como nas RMV, fica evidente as anomalias negativas de Sr, Nb, e moderada de Ba e Th.

Como para as RMV, o padrão de distribuição dos ETR é pouco inclinado com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, sem anomalias significativas (Fig. 6I) e com fatores de enriquecimento variando de 10 a 200 em relação ao condrito (Evensen et al. 1978). Padrões similares apresentaram os metagabros de Águas Claras (Barros et al. 1994) e quartzo dioritos do depósito de ferro N4 (Teixeira & Eggler 1994), esses últimos com uma moderada anomalia negativa de Eu.

Discussão dos Resultados

A partir dos resultados analíticos apresentados na Tabela 1 e com base no estudo de elementos maiores, traço e ETR pode-se sugerir muitas similaridades geoquímicas entre as RMV e RIM do depósito Gameleira, assim como com as RMV e RIM dos grupos Grão Pará, Pojuca e Igarapé Bahia. Com base nas associações mineralógicas e dados geoquímicos essas rochas podem ser classificadas respectivamente como metandesitos basálticos e quartzo dioritos. Os dados geoquímicos revelaram que as RMV e RIM exibem caráter toleítico, contudo, na sua maioria, apresentam enriquecimento em Rb, Ba e K e empobrecimento em Cr, Ni e Sr, quando comparadas com rochas arqueanas equivalentes (Condie 1981), provavelmente devido ao grau de alteração hidrotermal ou à contaminação crustal dessas rochas, correspondendo, possivelmente, a toleítos associados a ambiente de rifte continental. Os diagramas multielementos (Fig. 6E e 6H) das RMV e RIM assemelha-se também com o padrão dos toleítos continentais, porém superpõe-se parcialmente com o dos basaltos de fundo oceânico (Holm 1985), enquanto que os padrões de ETR das RMV e RIM enquadram-se nos intervalos indicados por Henderson (1984) para toleítos continentais, arcos insulares ou *back-arc*. Esses mesmos padrões assemelha-se com o padrão dos toleítos e andesitos arqueanos do tipo II de Condie (1981). Padrões de distribuição de ETR (Fig. 6F e 6I), LILE e HESF sugerem que ambos magmas estão relacionados a toleítos de intraplaca,

como mostra o diagrama (Fig. 6D) de Meschede (1986) para as RMV e RIM do depósito Gameleira, podendo-se sugerir a derivação dessas rochas de uma fonte magmática comum.

Em conclusão, os estudos geoquímicos das rochas do depósito Gameleira corroboram com o modelo de deposição das seqüências vulcanossedimentares em um ambiente de rifte continental, como proposto por alguns autores para rochas da região da Serra dos Carajás (p.ex. Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Lindenmayer et al. 1995) e sugerido pelos estudos isotópicos Sm-Nd, como será visto mais adiante.

GEOLOGIA ISOTÓPICA

Serão apresentados e discutidos os resultados das análises isotópicas realizadas nas rochas encaixantes do depósito Gameleira. Esse estudo foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da UFPA pelos métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão, Pb-Pb e Sm-Nd (dissolução total) e Pb-Pb em calcopirita (dissolução total e lixiviados). O objetivo principal foi definir a idade de cristalização e formação da mineralização e de eventos posteriores que afetaram essas rochas, verificar a contemporaneidade dessas rochas com as do Grupo Grão Pará e com outras vulcânicas das vizinhanças, e obter informações sobre a formação e evolução da crosta continental da região.

Metodologia

Preparação das Amostras Duas amostras de RMV e RIM (Anexo) foram selecionadas para análise geocronológica pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão. Os cristais de zircão foram extraídos de cerca de 80 kg de rocha ou saprolito para cada amostra selecionada. Após trituração, pulverização e peneiramento das amostras, os cristais de zircão provenientes de frações granulométricas entre 0,088 mm e 0,250 mm foram separados com auxílio de elutriação, separador magnético Isodynamic Frantz e líquidos pesados. Os cristais de zircão escolhidos nessa fase foram lavados a quente com HNO₃ (50%), para a eliminação de crosta ferruginosa, em seguida, triados manualmente sob uma lupa binocular. Os cristais selecionados foram preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, sem inclusões ou fraturas, porém, em caso de baixo número, foram analisados cristais apresentando essas características. Os cristais selecionados foram depositados e aprisionados em um filamento de rênio em formato de canoa, para subsequente introdução em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com multicoletor. Essa metodologia segue as adaptações

desenvolvidas a partir de Kober (1987), e o tratamento dos dados, como apresentados por Gaudette et al. (1998).

As amostras de RMV e RIM selecionadas para análise pelos métodos Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total foram previamente selecionadas com base nos estudos petrográficas e análises químicas. Na maioria das vezes, uma amostra de mão sem indícios de intemperismo, fraturamento e hidrotermalismo foi suficiente para aplicação dessas metodologias. As amostras de calcopirita selecionadas foram trituradas (80-100 mesh), após triagem sob lupa e lavagem com HCl (6N). O procedimento experimental para as análises de Pb segue as técnicas desenvolvidas por Rodrigues (1992), com modificações a partir de Krogh (1973) e Manhès (1982) e, para Sm e Nd, segue as técnicas utilizadas por Moura (1992), adaptado às condições do Pará-Iso. As análises isotópicas de Pb foram realizadas em um espectrômetro de massa VG Isomass 54E com monocoletor e Sm e Nd em um Finnigan MAT 262 com multicoletor. As composições isotópicas de Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando um fator de $0,12 \pm 0,03$ % por u.m.a. Os cálculos de regressão e idade foram feitos segundo o algoritmo de York (1969) e Ludwid (1980) com base nos programas Isoplot (v.2.70) de Ludwid (1993), e do próprio Pará-Iso.

Pb-Pb (evaporação de zircão) Essa técnica posiciona frente a frente dois filamentos de rênio, sendo um de evaporação, onde o zircão é depositado, e um de ionização, a partir do qual o Pb é analisado (Kober 1987). Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação ou aquecimento (EV) a 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a temperatura ambiente. Dependendo da quantidade de Pb que o zircão contém e de sua capacidade em se fixar no filamento de ionização, pode-se realizar até cinco ou mais EV. Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C, e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada EV são obtidos, em geral, até 5 blocos de dados (análise em monocoletor), ou 10 (análise multicoletor). A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada EV. Esses resultados são representados num diagrama Idade (Ma) versus Etapas de aquecimento, onde cada etapa fornece, em geral, um platô de idade que podem indicar a mesma idade ou não. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Os resultados são apresentados com desvios a 2σ

e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Pb-Pb (dissolução total) A abertura química da rocha (50-130 mg) foi feita com HF (48%) + HNO₃ (13N) + HBr (8N), enquanto que a calcopirita (< 50 mg) foi feita com HCl (6N) + HNO₃ (13N) + HBr (8N). O resíduo da amostra foi solubilizado com HBr (0,7N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8, 200-400 mesh, condicionada com HBr (0,7N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com HNO₃ (7,5N). O concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise. O “branco” de Pb do processo analítico calculado com o auxílio do padrão NBS-983 variou entre 0,33 ng e 1,50 ng durante o período das análises isotópicas.

Pb-Pb (lixiviação de calcopirita) A técnica de lixiviação de Pb utiliza aproximadamente 400 mg de amostra dissolvidos parcialmente para produzir soluções sobrenadantes, que foram coletadas em 4 etapas de lixiviação (L1 a L4) e em uma etapa de dissolução total do resíduo remanescente (L5). O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e Bjarlykke et al. (1990) e adaptado as condições do Pará-Iso conforme indicado na Tabela 2. A separação cromatográfica, coleta e deposição em filamento do Pb, como indicado no método anterior. O “branco” de Pb variou entre 0,67 ng e 1,30 ng.

Tabela 2 - Abertura química aplicada em amostras lixiviadas do depósito Gameleira.

Lixiviados	Reagentes	Tempo	Temperatura
L1	4 ml Mistura Forte*	15 minutos	~ 110°C
L2	4 ml HBr (4,5N)	4 horas	~ 110°C
L3	4 ml HCl (6N)	12 horas	~ 110°C
L4	4 ml HCl (concentrado)	6 horas	~ 110°C
L5	4 ml água régia (50%)	24 horas	~ 110°C

* Mistura Forte = 12 HBr (1,5N) : 1 HCl (2N)

Sm-Nd (dissolução total) A abertura química da rocha (≤ 150 mg) + spike (^{149}Sm - ^{150}Nd) foi feita com HNO₃ (13N) + HF (48%) em container fechado por 7 dias em estufa (150°C), seguido da adição de HNO₃ (13N) + HF (48%) na chapa (100°C), mais duas etapas de evaporação com HCl (6,2N) e HCl (2N). A solução foi solubilizada com HCl (2N) e submetida à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8, 200-400 mesh, condicionada com HCl (2N). As terras raras foram coletadas com HNO₃ (3N). Essa solução foi solubilizada com HNO₃

(7N) + metanol (40-60%) e submetida à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x4, 200-400 mesh, condicionada com HNO₃ (7N) + metanol. O Sm e o Nd foram coletados com HNO₃ (7N) + metanol e purificados com HNO₃ (13N). O concentrado final foi depositado em filamento duplo de Ta e Re para análise. Durante o período das análises isotópicas, o standard de Nd “La Jolla” forneceu valores de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de 0,511854 ± 0,000010 (2σ, média de 3 análises) e os “brancos totais” para Nd e Sm foram inferiores a 170 pg. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219.

Resultados Pb-Pb (Evaporação de zircão)

Na tentativa de se datar as encaixantes do depósito Gameleira e na indisponibilidade de se obter amostras de testemunho, volumosas o suficiente para extração de zircão, optou-se em buscar amostras em afloramento. O avançado grau de intemperismo das rochas dificultou em demasia essa tarefa e a identificação do tipo amostrado. A amostra A20 (Anexo), coletada na estrada Gameleira - N1 em área de domínio do Grupo Pojuca, é uma rocha saprolitizada, ferruginosa, de granulação fina, apresenta localmente nódulos anastomosados de material marrom esbranquiçado e difusa foliação. É composta principalmente por óxidos de ferro, plagioclásio totalmente alterado ± clorita e raros cristais euédricos de turmalina. Essa rocha é cortada por vênulas de quartzo, plagioclásio, óxidos de ferro e sulfeto e sua textura está totalmente obliterada pela alteração intempérica.

Foi selecionado um conjunto de 26 cristais de zircão apresentando uma coloração que varia de castanho-claro a quase avermelhado. São transparentes a translúcidos com brilho adamantino, com forma arredondada a prismática e bordas corroídas. Apresentam proporções comprimento-largura variáveis, e quase todos estão microfraturados e contendo inclusões escuras. Alguns cristais mostram-se quebrados em uma extremidade. Para a análise pelo método de evaporação foram escolhidos 21 cristais, sendo que todos eles emitiram Pb suficiente para análise isotópica, com a exceção dos cristais 1, 5, 7, 12, 17 e 18. Os resultados são apresentados na Tabela 2. Os cristais 2, 6, 10, 11, 14, 21 e 23, foram eliminados do cálculo por apresentarem idades abaixo da média dos demais cristais e razões ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superiores a 0,0004. A partir dos resultados, determinou-se 2 grupos de idades bem definidas nas etapas de mais alta temperatura, que lançadas num diagrama Idade [Ma] vs. Etapas de aquecimento, indicaram as seguintes idades médias:

1º Grupo (cristais 8, 9, 13, 15 e 16): 2615 ± 10 Ma (2σ), Fig. 7A.

2º Grupo (cristais 3, 4 e 22): 2683 ± 7 Ma (2σ), Fig. 7B.

A amostra A11 (quartzo diorito) é rocha fresca, não deformada, de granulação média a grossa constituída principalmente por plagioclásio alterado, piroxênio reliquiar, anfíbio, quartzo e biotita. Um conjunto de 10 cristais de zircão de RIM foi selecionado para análise pelo método Pb-Pb em zircão. Os cristais apresentam uma coloração castanha escura, aspecto metamítico com partes transparentes, hábito prismático a arredondado e proporção entre as dimensões de 1,5:1. São automórficos, com a superfície levemente irregular e bordas corroídas. Todos se apresentam levemente microfraturados, com inclusões escuras e alguns se encontram quebrados numa extremidade. Para o cálculo da idade foram eleitos 5 grãos, os menos metamíticos, sendo que todos eles emitiram Pb suficiente para análise isotópica. Eliminou-se apenas as etapas de mais baixa temperatura e desprezou-se aquelas com razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 (Tabela 3). Entretanto, somente o cristal 9 (Fig. 7C) forneceu resultado analítico que pudesse ser aproveitado para o cálculo da idade que foi de $2705 \pm 2 \text{ Ma}$ (2σ).

Tabela 3 - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão das amostras A20 (RMV, saprolito) e A11 (RIM).

Rocha (amostra)	Zircão	Razões consideradas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^c$ $\pm 2\sigma$	Idade $\pm 2\sigma$ [Ma]
RMV (A20)	RMV/8	84	0,000007 \pm 8	0,10103 \pm 27	0,17640 \pm 41	0,17623 \pm 33	2618 \pm 3
	RMV/9	86	0,000028 \pm 2	0,11781 \pm 35	0,17765 \pm 26	0,17731 \pm 26	2628 \pm 2
	RMV/13	66	0,000046 \pm 10	0,07916 \pm 153	0,17672 \pm 34	0,17613 \pm 37	2617 \pm 3
	RMV/15	86	0,000069 \pm 6	0,11684 \pm 74	0,17539 \pm 38	0,17448 \pm 29	2601 \pm 3
	RMV/16	82	0,000010 \pm 3	0,05904 \pm 27	0,17508 \pm 30	0,17496 \pm 29	2606 \pm 3
	Total =	404				Idade média =	2615\pm10
	RMV/3	86	0,000001 \pm 2	0,06968 \pm 21	0,18283 \pm 33	0,18282 \pm 33	2679 \pm 3
	RMV/4	90	0,000012 \pm 1	0,07931 \pm 24	0,18389 \pm 23	0,18375 \pm 23	2687 \pm 2
	RMV/22	86	0,000009 \pm 6	0,04867 \pm 23	0,18248 \pm 37	0,18241 \pm 38	2675 \pm 3
	Total =	262				Idade média =	2683\pm7
RIM (A11)	RIM/9	90	0,000045 \pm 8	0,19561 \pm 444	0,18635 \pm 27	0,18577 \pm 26	2705 \pm 2
Total =	90				Idade média =	2705\pm2	

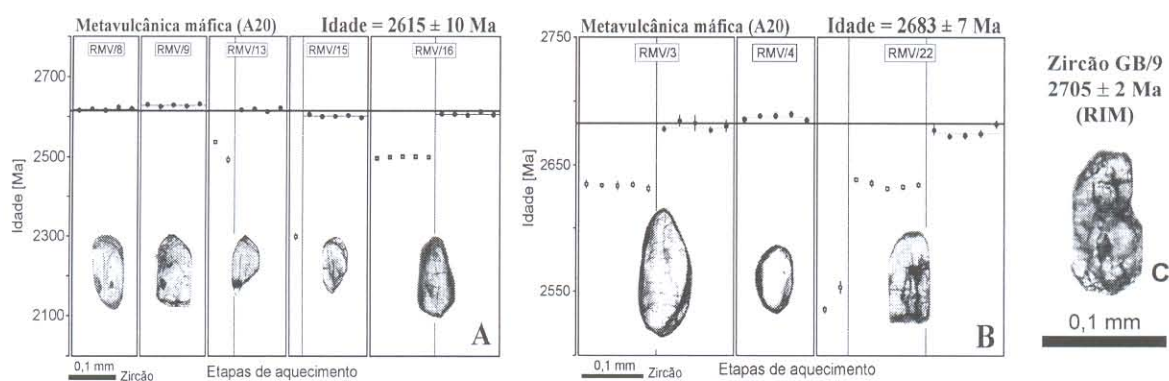


Figura 7 - Idades de cristais de zircão do depósito Gameleira. (A) e (B) diagramas Idade (Y) vs. Etapas de evaporação (X) dos cristais de zircão da amostra A20 (RMV - saprolito). Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade e Quadrado = bloco eliminado subjetivamente. Desvio analítico = 2σ . (C) Cristal de zircão de idade $2705 \pm 2 \text{ Ma}$ (amostra A11 - RIM).

Resultados Pb-Pb (dissolução total e lixiviados)

A fim de tentar definir a idade da rocha e a natureza da sua fonte foram selecionadas 5 amostras de RMV para análise isotópica. As amostras foram coletadas dos diferentes furos do depósito Gameleira (Anexo) e apresentam-se radiogênicas com razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 20,83 e 34,77 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,05 e 18,03; enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 41,27 e 56,22 (Tabela 3). Os dados obtidos foram lançados no diagrama uranogênico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ fornecendo uma idade 2246 ± 30 Ma (2σ) com MSWD = 1 (Fig. 8A).

Aplicou-se a metodologia Pb-Pb com dissolução total em 9 amostras de calcopirita, previamente selecionadas, com o objeto de tentar definir a idade de formação e a natureza da fonte do minério do depósito Gameleira. A calcopirita encontra-se essencialmente em veios de quartzo com turmalina e fluorita associadas que cortam aleatoriamente a RMV e foi coletada dos diferentes furos de sondagem (Anexo). As amostras analisadas apresentam-se bastante radiogênicas com razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 46,60 e 537,77; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 20,60 e 97,54 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 42,21 e 666,85 (Tabela 3). Os resultados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 8B) indicando uma idade de 2422 ± 12 Ma (2σ) com MSWD= 52,1. No diagrama torogênico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ as amostras de calcopirita apresentam um espalhamento não colinear sugerindo perturbação no sistema isotópico do Pb reduzindo a confiabilidade sobre a razão Th/U calculada ($0,04\pm 0,33$).

A técnica de lixiviação de Pb foi aplicada em 2 concentrados de calcopirita (S20 e S30) coletados dos veios que cortam a RMV (Anexo), selecionados através das análises isotópicas Pb-Pb com dissolução total e estudos minerográficos. O objetivo da aplicação dessa metodologia foi determinar a idade de possíveis eventos que possam ter perturbado o sistema Pb-Pb do minério do depósito Gameleira e de se determinar a composição isotópica inicial do Pb. As análises dos lixiviados de calcopirita da amostra S30 (Tabela 3) apresentam razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 56,31 e 187,92; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 22,09 e 40,40 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 52,80 e 55,97. Os pontos analíticos desses lixiviados foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 8C), fornecendo uma idade de 2218 ± 14 Ma (2σ) e MSWD= 11,2.

As análises dos lixiviados de calcopirita da amostra S20 (Tabela 3) apresentam razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 61,11 e 232,43; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 22,73 e 46,12 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 49,42 e 56,68, e forneceram uma idade de 2190 ± 42 Ma (2σ) com MSWD= 138,2 (Fig. 8D). Nos diagramas torogênicos (não apresentados) os diversos lixiviados das duas amostras (S20 e

S30) apresentam espalhamento não colinear, sugerindo perturbação do sistema isotópico do Pb. Os altos valores do MSWD deve-se aos baixos desvios analíticos e ao fato das amostras serem bastante radiogênicas, mas os resultados têm significado geológico como será visto mais adiante.

Tabela 3 - Razões isotópicas de Pb das RMV do depósito Gameleira.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
A5	20,830	0,013	16,052	0,015	41,266	0,050
A4	22,043	0,016	16,250	0,016	40,571	0,053
A32	22,762	0,014	16,329	0,015	43,315	0,053
A6	27,884	0,025	17,072	0,019	48,583	0,070
A31	34,769	0,023	18,030	0,017	56,223	0,069
S28	46,60	0,100	21,135	0,105	50,630	0,100
S21	46,93	0,040	20,604	0,022	54,290	0,080
S29	55,40	0,120	21,898	0,063	43,950	0,100
S30	61,04	0,038	22,781	0,021	56,860	0,068
S34	215,66	0,690	47,283	0,155	42,210	0,140
S20	230,66	0,700	49,485	0,155	58,120	0,180
S36	240,31	2,090	50,939	0,446	76,120	0,670
S27	249,67	0,500	52,674	0,114	84,580	0,240
S25	537,77	0,580	97,542	0,125	666,850	1,130
S30-L5	56,309	0,037	22,098	0,024	54,909	0,067
S30-L1	58,429	0,036	22,339	0,020	55,586	0,067
S30-L4	59,048	0,050	22,543	0,024	55,956	0,074
S30-L2	59,603	0,037	22,502	0,021	55,970	0,068
S30-L3	187,922	0,129	40,405	0,039	52,800	0,067
S20-L3	61,114	0,037	22,733	0,021	56,675	0,068
S20-L5	140,945	0,130	34,090	0,039	49,419	0,066
S20-L4	157,350	0,330	36,371	0,080	50,995	0,117
S20-L2	220,825	0,277	44,631	0,064	54,750	0,089
S20-L1	232,430	0,170	46,124	0,047	55,658	0,070

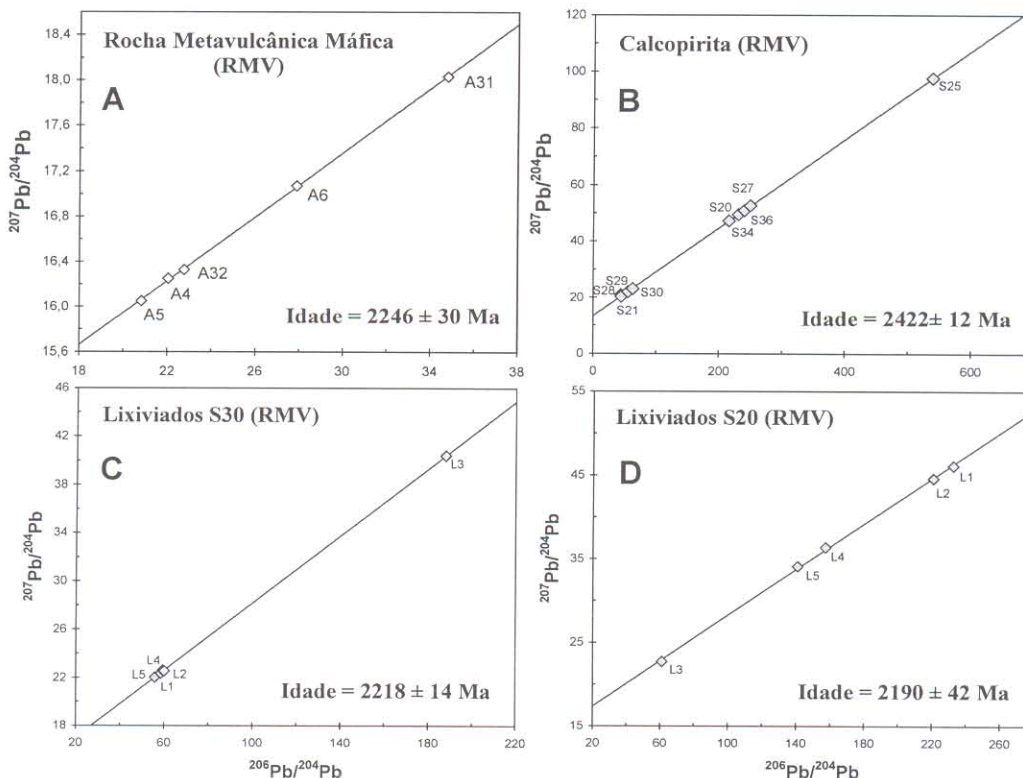


Figura 8 - Diagramas Pb-Pb para as RMV e calcopirita do depósito Gameleira. A) RMV, B) calcopirita na RMV, C) lixiviados da amostra S30 e D) lixiviados da amostra S20. Erro analítico = 2σ .

Resultados Sm-Nd

A sistemática Sm-Nd foi aplicada em 3 amostras de RMV e em duas de RIM do depósito Gameleira (Anexo e Tabela 4) para determinar as idades-modelo (T_{DM}) das rochas do depósito Gameleira visando caracterizar o tempo de extração do manto dessas rochas. As idades-modelo T_{DM} e ϵ_{Nd} foram calculadas usando a curva de evolução do manto empobrecido proposta por DePaolo (1981) (Fig. 9).

Rocha metavulcânica máfica. As idades-modelo (T_{DM}) calculadas através da equação de DePaolo (1981) para essas rochas situam-se no intervalo de tempo entre 3,12 e 3,23 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} foram calculados para a época da formação das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará (2759±2 Ma, U-Pb em zircão, Machado et al. 1991) considerada a mais coerente com a época de formação das RMV do depósito Gameleira e Pojuca. Os valores de ϵ_{Nd} variam entre -0,87 e -1,41 (Tabela 4) sugerindo uma contribuição crustal fraca, uma vez que esses valores são muito próximos de zero, e confirmando que o intervalo de tempo decorrido entre a época de diferenciação do manto e a cristalização das RMV foi muito curto. Comparando esses valores com aqueles do modelo de evolução manto-crosta proposto por DePaolo (1988) para valores médios de ϵ_{Nd} na crosta (-5 a +8) sugere-se um ambiente de rifte continental para as RMV do depósito Gameleira.

Rocha Intrusiva Máfica. As amostras de RIM forneceram idades-modelo T_{DM} de 3,17 e 3,33 Ga e os valores de ϵ_{Nd} calculados para a época de sua formação (2705±2 Ga, Pb-Pb em zircão, este trabalho) foram de -1,46 e -3,30 (Tabela 4), sugerindo contribuição crustal em seu magma. Esses valores, segundo o modelo manto-crosta (DePaolo 1988), indicam também um ambiente de rifte continental, similar ao proposto para as RMV. No diagrama ϵ_{Nd} vs. Idade (Ga) (Fig. 9), pode-se observar que as RIM e as RMV possivelmente evoluíram a partir de uma mesma fonte magmática.

Tabela 4 - Resultados isotópicos Sm-Nd e parâmetros derivados para as rochas do depósito Gameleira.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(\text{idade})$	T_{DM} (Ga)
Rocha Metavulcânica Máfica: 2759 Ma, idade U-Pb em zircão							
A31	7,19	32,64	0,133170	0,511370	-24,73	-2,19	3,23
A5	2,01	8,84	0,137220	0,511483	-22,53	-1,41	3,17
A6	2,52	10,93	0,139050	0,511544	-21,34	-0,87	3,12
Rocha Intrusiva Máfica: 2705 Ma, idade Pb-Pb em zircão							
A33	7,12	31,35	0,137360	0,511413	-23,90	-3,30	3,33
A11	1,60	6,68	0,144730	0,511638	-19,51	-1,46	3,17

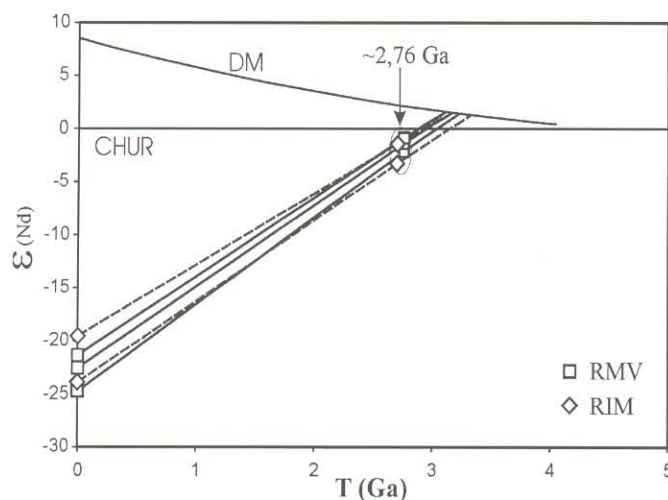


Figura 9 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd das RMV e RIM do depósito Gameleira. Curvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, CHUR (DePaolo & Wasserburg 1976). Notar que as composições das RIM superpõem-se as das RMV em cerca de 2,76 Ga.

Discussão dos Resultados

Não se tem dados geocronológicos conclusivos para as encaixantes do depósito Gameleira. Os únicos resultados disponíveis são os de Machado et al. (1991), que apresentaram uma única análise de zircão (2732 ± 3 Ma) interpretada como datando o metamorfismo que afetou essas rochas e pode ser tomada como sua idade mínima de formação. A comparação desse grupo com os grupos Igarapé Bahia e Grão Pará com base em dados estratigráficos e geoquímicos (p. ex. Docegeo 1988, Galarza 2002) levam a pensar que são correlatos, com idade de formação entre 2,74 a 2,76 Ga. No caso do Igarapé Bahia, a mineralização de Cu-Au parece ser contemporânea (Galarza 2002).

Apesar de terem sido extraídos de um saprolito, os cristais de zircão da amostra A20 coletada em área de domínio do Grupo Igarapé Pojuca, estão relativamente bem preservados e suas análises se mostraram reprodutíveis, permitindo a separação de dois grupos distintos de idade (médias de 2615 ± 10 Ma e 2683 ± 7 Ma). Em função da dificuldade em identificar a rocha que deu origem ao saprolito A20, a interpretação preliminar é que seus cristais de zircão datem rochas ígneas mas jovens que as do Grupo Pojuca. O fato de ser ter cristais de dois conjuntos de idade pode ser interpretado como indicando a presença de zircão herdado ou parcialmente rejuvenescido, por exemplo, pelo metamorfismo que afetou essa rocha. De qualquer forma, a maior idade (2683 ± 7 Ma) é similar àquelas obtidas em zircão de gabros do depósito Águas Claras (2645 ± 12 Ma, Dias et al. 1996; 2708 ± 37 Ma, Mougeot et al. 1996), o que suporta a hipótese de que a amostra A20 proveio de uma

rocha da mesma natureza.

Quanto a idade Pb-Pb em zircão obtida para a RIM de 2705 ± 2 Ma é interpretada como sua idade de cristalização. Idade similar, considerando os desvios, foi obtida para os *sills* gabróicos do depósito Águas Claras (2708 ± 37 Ma, U-Pb em zircão, Mougeot et al. 1996).

A mineralização sulfetada com Au do depósito Gameleira encontra-se principalmente em veios/vênulas de quartzo e é composta de calcopirita, bornita, turmalina, fluorita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita e cubanita. Uraninita, allanita e apatita também estão presentes nas clivagens da biotita verde (Fleck & Lindenmayer 2001). Segundo Lindenmayer et al. (2001b c), o depósito de Cu-Au do Gameleira apresenta mineralização paleoproterozóica (1,8 Ga) epigenética, venular, *estratabound* e subordinadamente disseminada, hospedada numa seqüência de RMV (andesítica) e sub-vulcânica gabróica, neoarqueana, localizada numa zona de cisalhamento. Esses autores indicaram para os hidrotermalitos bandados (formações ferríferas) uma idade de 1837 ± 30 Ma (Sm-Nd em rocha total) e, para os veios mineralizados, uma idade de 1693 ± 30 Ma (Sm-Nd em biotita e sulfetos) relacionando sua fonte a uma intrusão sienítica paleoproterozóica. Souza et al. (1995) detectaram a influência do Granito Pojuca no Granito Deformado Itacaiúnas através da aplicação do método Rb-Sr em minerais (1810 ± 57 Ma) desse último, demonstrando que o Granito Pojuca afetou as rochas encaixantes das áreas Pojuca.

Quanto a idade do eventos deformacionais que afetaram a região, Machado et al. (1991) propuseram dois, ocorridos em 2,74-2,73 Ga e 2,58-2,50 Ga. No caso da área Pojuca-Gameleira, os granitos Deformado Itacaiúnas (2,56 Ga) e Pojuca (1,87 Ga) podem ser tomados como referência para estabelecer um intervalo de idade para esses eventos, uma vez que somente o primeiro corpo apresenta sinais de ter sido afetado por um evento deformacional. Portanto, pode-se concluir que o último evento se deu no intervalo entre 2,56 e 1,87 Ga, em concordância com o segundo evento deformacional proposto por Machado et al. (1991). Segundo esses autores, esse evento estaria provavelmente associado com a reativação do sistema transcorrente sinistral, hoje denominado Carajás-Cinzento (Pinheiro & Holdsworth 1997).

Assim, com base na discussão acima pode-se interpretar a idade obtida para a calcopirita hospedada nos veios que cortam a RMV de 2422 ± 12 Ma como a idade mínima de formação do minério primário do depósito Gameleira. Essa idade é correlata, dentro dos desvios, com as idades Pb-Pb (sulfetos) de 2358 ± 84 Ma para o minério do depósito Águas Claras (Silva et al. 2001) e com as idades Pb-Pb (lixiviados de calcopirita) de 2385 ± 122 Ma e 2417 ± 120 Ma do minério do

depósito Igarapé Bahia (Galarza 2002). Da mesma forma, é similar às idades Sm-Nd (minerais) de 2426 ± 13 Ma para xistos e com a idade Pb-Pb (lixiviados de turmalina) de 2450 Ma de turmalinitos associados a quartzitos do Grupo Igarapé Salobo (Tassinari & Mellito 2001). Elas são aqui relacionadas a reativações tectônicas associadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento (Pinheiro & Holdsworth 1997) ou às intrusões graníticas paleoproterozóicas (Granito Pojuca: 1,87 Ga, Machado et al. 1991; Sienogranito: 1,53 Ga; Pimentel apud Ely et al. 2001).

Por outro lado, as idades obtidas pela metodologia Pb-Pb em rocha total e lixiviados de calcopirita de 2246 ± 30 Ma, de 2218 ± 14 Ma (amostra S30) e de 2190 ± 42 Ma (amostra S20), respectivamente, apesar de inferiores, podem ser interpretadas da mesma forma, já que são intermediárias entre a idade admitida para as rochas encaixantes e a das intrusões paleoproterozóicas do depósito Gameleira.

As composições isotópicas de Pb bastante elevadas são indicativas de minerais enriquecidos em U e Th tanto para a mineralização primária como para as remobilizadas e/ou reconcentradas em eventos posteriores, que teriam como fonte principal a crosta superior, sugerindo que a mineralização sulfetada com ouro do depósito Gameleira depositou-se em ambiente continental.

Com base nas evidências disponíveis, prefere-se considerar que as intrusões paleoproterozóicas provocaram a remobilização da mineralização, com influência de fluidos ricos em elementos voláteis e mineralizantes, tendo um papel primordial na disposição atual das mineralizações. Não descarta-se, contudo, que o Granito Deformado Itacaiúnas tenha provocado remobilizações do minério no depósito Gameleira. Segundo Souza (1996), tanto o Granito Deformado Itacaiúnas como o Granito Pojuca, gerados a partir de magmas bastante evoluídos, ricos em fluidos, teriam sido fundamentais na formação das mineralizações de Au, Mo e Ag no depósito Pojuca. Hipótese similar pode ser atribuída às intrusões graníticas paleoproterozóicas do depósito Gameleira.

As idades-modelo T_{DM} obtidas para as rochas RMV e RIM do depósito em estudo distribuem-se entre 3,12 e 3,33 Ga. Idades-modelo entre 3,12 e 3,17 são similares às apresentadas pelas RMV do depósito Igarapé Bahia (Galarza 2002) e pelas rochas do embasamento, metavulcânicas e granitóides da PMC (3,16 a 2,92 Ga; Olszewski et al. 1989, Sato & Tassinari 1997). Esses dados confirmam um importante período de formação de crosta no Arqueano, como já fora proposto por Sato & Tassinari (1997) para a região da Serra dos Carajás (3,1-2,8 Ga), bem como por Macambira & Lancelot (1996), Dall'Agnol et al. (1999) e Souza et al. (2001) para a região de

Rio Maria (3,04-2,87 Ga), sul da PMC.

Com respeito às idades modelos T_{DM} de 3,23 Ga (amostra A31) e 3,33 Ga (amostra A33), anômalos em relação as demais da PMC, é bem provável que o sistema Sm-Nd tenha sofrido um processo de diferenciação química do Nd em relação ao Sm, acarretando em idades sem sentido geológico. O valores de ϵ_{Nd} entre -0,87 e -3,30 relativos à época de formação da RMV e RIM sugerem contribuição continental e magmas gerados num ambiente de rifte continental. Essa interpretação é corroborada pelos estudos geoquímicos dessas rochas que sugerem tratar-se de toleíitos gerados em um ambiente de rifte continental, como foi proposto para outras seqüências vulcanossedimentares arqueanas da região de Carajás (Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Lindenmayer et al. 1995, Galarza 2002) e do Grupo Fortescue, Austrália Ocidental (Blake & Groves 1987). Evidências tectonoestratigráficas (Pinheiro & Holdsworth 1997, 2000) para a região da Serra dos Carajás estão de acordo com essa hipótese.

Com base nos dados aqui apresentados e referidos na literatura, a evolução geológica da região que envolve ao depósito Gameleira pode ser sumariada como segue:

- 3,17 a 2,85 Ga – Procesou-se a diferenciação manto-crosta e a formação do embasamento tonalítico-gnáissico (Complexos Xingu e Pium).
- 2,76 a 2,6 Ga – Movimentos transcorrentes em eixos transtensionais seguido por geração de rifte continental, desenvolveram o embaciamento e adelgaçamento da crosta originando a bacia intracratônica Carajás. Em seguida deu-se episódios vulcânicos com a deposição dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia, Salobo e Pojuca, afetados logo em seguida por metamorfismo e/ou hidrotremalismo de intensidade variável e desenvolvimento da mineralização primária de Cu-Au. Instalação do complexo máfico-ultramáfico (Luanga), granitos arqueanos (p. ex. Estrela, Planalto, Serra do Rabo etc.). Imediatamente após o vulcanismo, ocorreu a deposição das seqüências metassedimentares da Formação Águas Claras e a instalação dos diques máficos;
- 2,6 a 2,0 Ga – Processos de reativação tectônica associados ao desenvolvimento dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento e a instalação de corpos graníticos Old Salobo e Deformado Itacaiúnas. Com a progressão dos movimentos transcorrentes, houve a inversão nos eixos transtensivos para transpressivos, bem como da própria bacia Carajás;
- 1,9 a 1,5 Ga – Movimentos distensivos na crosta possibilitaram a intrusão de plútons graníticos e diques paleoproterozóicos associados, principais geradores dos fluidos enriquecidos em U, Th e ETR.

CONCLUSÕES

O depósito Gameleira encontra-se hospedado nas seqüências vulcanossedimentares arqueanas do Grupo Pojuca que faz parte do Supergrupo Itacaiúnas, integrante do bloco norte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, na Província Mineral de Carajás.

No depósito Gameleira, as rochas do Grupo Pojuca são representadas principalmente por rochas metavulcânicas máficas, anfibolitos, biotita xistos, formações ferríferas e/ou hidrotermalitos (Lindenmayer et al. 2001a) e intrudidas por rochas intrusivas máficas (gabróicas a dioríticas). Como também pelos granitos arqueano (2,56 Ga; Deformado Itacaiúnas) e paleoproterozóicos (1,87-1,53 Ga; Pojuca e Sienogranito do Gameleira).

As rochas do depósito Gameleira apresentam um acentuado hidrotermalismo afetando a todos os tipos litológicos. Biotitização, cloritização, sulfetação, turmalinização e silicificação são os principais tipos de alteração hidrotermal.

Considerando-se o moderado grau de alteração hidrotermal, constatou-se muitas similaridades geoquímicas entre os elementos maiores, traço e ETR das RMV e RIM do depósito Gameleira, sugerindo que essas rochas tenham uma fonte magmática comum. O enriquecimento em Rb, Ba, K e ETRL dessas rochas é provavelmente devido ao processo de alteração hidrotermal ou à contaminação crustal dessas rochas. Com base nas observações petrográficas, mineralógicas e químicas, as rochas estudadas podem ser classificadas como metandesito basálticos (RMV), quartzo dioritos (RIM) e plagioclásio-quartzo-biotita xisto (Rochas xistosas). Com respeito ao padrão de ETR, essas rochas caracterizam-se por um enriquecimento em relação ao condrito e por uma acentuada a moderada redução no sentido dos ETRL para os ETRP. Essas feições reforçam a correlação entre os magmatismos máficos presentes nos grupos Igarapé Pojuca, Grão Pará e Igarapé Bahia. Elas indicaram um ambiente tectônico relacionados a toleíitos de intraplaca e apresentaram semelhanças com basaltos toleííticos gerados em ambiente de rifte continental e com toleíitos e andesitos arqueanos continentais do tipo II (Condie 1981).

A mineralização de Cu-Au do depósito Gameleira ocorre principalmente em veios e vênulas de quartzo associados com turmalina e fluorita que cortam aleatoriamente os biotita xistos, RMV, formações ferríferas (ou hidrotermalitos, Lindenmayer et al. 2001a) e AQF. Os veios e vênulas apresentam-se na forma maciça, disseminada e do tipo stockwork. A paragênese mineral dos veios é composta principalmente por calcopirita, bornita, quartzo, turmalina e fluorita, assim como de pirita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita, e rara cubanita. Allanita, uraninita e apatita, além de

ouro, ocorrem como minerais traço (Fleck & Lindenmayer 2001).

As idades Pb-Pb em zircão de 2615 ± 10 Ma e 2683 ± 7 Ma obtidas em cristais extraídos de um saprolito que ocorre no domínio do Grupo Pojuca, possivelmente representam rochas contemporâneas aos gabros do depósito Águas Claras, que devem cortar o Grupo Pojuca. Esse, por sua vez, em que pese a falta de dados mais conclusivos, é aqui considerado como coeval aos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Igarapé Salobo, ou seja, cerca de 2,76 Ga. Quanto a idade de 2705 ± 2 Ma essa indicaria a idade de cristalização das RIM, da mesma forma que a dos sills gabróicos do depósito Águas Claras (2,70-2,65 Ga).

As idades Pb-Pb de 2246 ± 30 Ma da RMV e de 2422 ± 12 Ma da mineralização hospedada em veios que cortam a RMV, bem como as idades de 2218 ± 14 Ma e 2190 ± 42 Ma (Pb-Pb lixiviação de calcopirita), são interpretadas como resultado de uma abertura parcial do sistema U-Pb provocada pelas intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,53–1,87 Ga) que afetaram as seqüências vulcanossedimentares e provocaram a remobilização/reconcentração da mineralização arqueana no depósito Gameleira. Uma outra hipótese, não conflitante com a primeira, toma essas idades como produto de um rejuvenescimento isotópico produzido por uma reativação tectônica associada ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento.

As composições isotópicas do Pb bastante radiogênicas encontradas na RMV como na calcopirita hospedada nelas é sugestiva de minerais enriquecidos em U e Th que teriam como fonte dos fluidos as rochas da crosta superior.

As idades modelos T_{DM} de 3,12 e 3,17 Ga obtidas para as RMV e RIM são similares às obtidas para as rochas do embasamento da PMC. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ para essas rochas variam entre -0,86 a -1,46, sugerindo contribuição crustal e magmas gerados em um ambiente de rifte continental, como proposto para outras seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (Serra dos Carajás) e Grupo Fortescue (Austrália Ocidental). Os dados geocronológicos aqui apresentados confirmam a existência de um importante período de formação de crosta continental no Neoarqueano.

Agradecimentos – Este trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor e contou com o apoio do CNPq através de bolsa de estudo (processo Nº 141541/1998-9) e do projeto PADCT/ADIMB (convênio 88.98.0426-00). Agradece-se à Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (Docegeo – CVRD) por permitir o acesso ao campo e aos testemunhos de sondagem do depósito Gameleira, em especial aos geólogos Carlos Augusto Medeiros e Oswaldo Belo. As despesas laboratoriais foram cobertas pelo Pará-Iso (UFPA).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Althoff A.M.R., Villas R.N., Giuliani G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochim. Brasiliensis*, **8**:35-155.
- Araújo O.J.B., Maia R., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG, Cong. Latino-Amer. Geol., 7., Belém, *Anais*, p.324-333.
- Avelar V.G., Lafon, J.M., Correia Jr., F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos Resultados Geocronológicos. *Rev. Bras. Geociências*, **29**(4):453-460.
- Barros C.E.M., Dall’Agnol R., Soares A.D.V., Dias G.S. 1994. Metagrabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, Geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geol. Leopoldencia*, **17**:31-70.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7. Belém, *Resumo Expandido*, (CD-ROM).
- Bjorlykke A., Cumming G.L., Krestic O. 1990. New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology*, **43**:1-21.
- Blake T.S. & Groves D.I. 1987. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology*, **15**:229-232.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:199-235.
- Condie K.C. 1981. *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Precambrian Geology 3, 434p.
- Dall’Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, **50**:113-138.

- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**:431-462.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: SBG, Inter. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2., Salvador, *Excursion Guide*, p.135-161.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **1**:363-372.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, **73**:135-149.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia. *Jour. Geophys. Research*, **86**(B11):10470-10488.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag. 187p.
- DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotope variations and petrogenetics models. *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 249-252.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade Arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Para. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5., Belém, *Anais*, 376-379.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35., Belém, *Anexo aos Anais*, 11-56.
- Docegeo 1993. Área Pojuca Leste. Relatório Técnico Interno. Outubro, 1993. 24p.
- Docegeo 1997. Seção Geológica Vertical 3000SE, Projeto Gameleira. Arquivo L_3000.DWG. Inédito, Dezembro, 1997.
- Docegeo 1998. Projeto Gameleira. Relatório Técnico Interno. Maio, 1998. 30p.
- Ely F.M., Althoff F.J., Lindenmayer Z.G. 2001. Petrografia e Geoquímica dos Granitóides dos Depósitos Gameleira e Pojuca, Serra dos Carajás, PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7., Belém, *Resumo Expandido*, (CD-ROM).
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**:1199-1212.

- Faraco L.M.T., Carvalho A.J.M., Klein L.E. 1996. *Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22)*. Nota explicativa, Belém, CPRM/SGB, 33p.
- Finlow-Bates T. & Stumpfl E.F. 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Minera. Deposita.*, **16**:319-328.
- Fleck A. & Lindenmayer Z.G. 2001. Caracterização do minério sulfetado do Alvo Gameleira, Serra dos Carajás. In: Simp Geol Amaz 7. Belém, SBG-NO. *Resumos Expandidos*, (CD-ROM).
- Floyd P.A. & Winchester J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**:211-218.
- Frei R. & Kamber B.S. 1995. Single mineral lead dating. *Earth Plan Sci Lett.*, **129**: 261-268.
- Galarza T.M.A. 2002. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos Depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. PhD Thesis. 214p.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A., Scheller T. 1998. Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrium of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**:351-363.
- Gibbs A.G., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **16**:201-211.
- Hawkesworth C.J. & O'Nions R.K. 1977. The petrogenesis of some archean volcanic from southern Africa. *Jour. Petrol.*, **18**:487-520.
- Henry D.J. & Guidotti C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**:1-15.
- Herderson P. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. 2ed. Amsterdam, Elsevier, Developments in Geochemistry 2, 510p
- Holm P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, **51**:303-323.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledshan E.J., Gouveia J.L., Martins L.P.B., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno "granito-greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35., Belém, *Anais*, 3:1438-1452.

- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrology*, **96**:63-71.
- Krogh T.E. 1973. A low contamination method of hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim Cosmochim Acta*, **37**(3): 485-494.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Tese de Doutorado, 330p.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Viero A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia Carajás. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi*, **7**:125-145.
- Lindenmayer Z.G., Araujo, J.C., Laux J.H., Gomes R.P., Santos A.B.S., Saueressig R. 2000. Geology of the Gameleira Cu-Au deposit, Carajás, Brazil. In: SBG, Inter. Geol. Cong., 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts*, (CD-ROM).
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Althoff F.J., Teixeira J.B.G. 2001a. Hidrotermalitos: nova denominação para as formações ferríferas do Grupo Salobo-Pojuca, Serra dos Carajás, Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7. Belém. *Resumos Expandidos*, (CD-ROM).
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Laux J.H., Althoff F.J., Araújo J.C., Fleck A. 2001b. Gênese e evolução geológica do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7. Belém. *Resumos Expandidos*, (CD-ROM).
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatzki A.C. 2001c. Geológica do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. (eds.). *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM/ADIMB, p.81-139.
- Ludwig K.R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet. Sci. Letters*, **46**: 212-220.
- Ludwig K.R. 1993. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70. *Openfile report 91445*. United States Geological Survey, 42p.
- Macambira J.B., Macambira M.J.B., Scheller T., Gomes A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos

- BIFs. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39., Salvador, *Anais*, 6:516-518.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P, Figueiras A.J.M. 1990. *Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca*. Relatório Final. Belém, UFPA. Centro de Geociências, 150p. 4 mapas.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7: 263-288.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Cráton, Brazil. *International Geology Review*, 38:1134-1142.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh, T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49:329-354.
- Manhès G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la Chronologie Initiale do Système Solaire*. Paris, Université de Paris VII. Thèse du Doctoral d'état, 249p.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207-218.
- Molinero T.F. 1985. *Microscopia de Minerales Opacos*. Madrid, España. 103p.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:579-581.
- Moura C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the Basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brasil*. New Hampshire, University of New Hampshire. PhD Thesis. 236p.
- Nogueira A.C.R., Trunckenbrodt W., Pinheiro R.L.V. 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:177-197.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Res.*, 42:229-254.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19:290-300.

- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38., Camboriú, *Anais*, 2:390-391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Jour. Geol. Soc. London*, **154**:99-103.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(4):597-606.
- Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Araújo J.C., Baecker C.A. 2001. Assinatura granítica das inclusões fluidas relacionadas ao depósito de Cu-Au de Gameleira, Carajás, PA. In: Simp Geol Amaz 7. Belém, SBG-NO. *Res Exp.* (CD-ROM).
- Rodrigues S.E. 1992. *Implantação da Metodologia Pb-Pb em Rocha Total: Exemplos de Aplicação na Província Mineral de Carajás (PA)*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Mestrado, 128p.
- Sachs L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil*. Campinas, UNICAMP, IG-CPGG, Tese de Mestrado, 142p.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. pp.91-142.
- Silva C.M.G., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: SBG, Simp Geol Amaz 7. Belém, *Resumos Expandidos*, (CD-ROM).
- Souza S.R.B. 1996. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica da região do Igarapé Pojuca, Serra dos Carajás*. Belém, CG-UFGPA, Universidade Federal do Pará. MSc Tese. 106p.
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Horbe, M.A. 1995. Geochronological and isotopic evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposit, Carajas Province, Brazil. In: Symp. Rapakivi Granites and Related Rocks. Belém. 1995. *Abstracts*, p.76.

- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5., Belém, *Resumos Expandidos*, p.380-382.
- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil: implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precamb. Res.*, **109**:293-315.
- Stacey J.S. & Kramer J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**:207-221.
- Tassinari C.C.G. & Mellito K. 2001. Evidências Isotópicas de Sr, Pb e Nd de fontes continentais para os fluidos das mineralizações do depósito de Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3-A, Serra dos Carajás, Brasil. In: Cong. Geoq. Países Língua Portuguesa 6., Portugal, *Resumos Expandidos*, 201-204.
- Taylor S.R. & MacLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- Teixeira J.B.G. & Eggler D.H. 1994. Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Archaean Basaltic and Dioritic Rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **17**(40):71-114.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **11**(3): 265-277.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Winter C.J. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. University of Southampton. PhD Thesis. 238p.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **16**(2):195-200.
- York D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, **5**:320-324.

ANEXO

Amostras coletadas em furos de sondagem e em afloramentos do depósito Gameleira. DP = Descrição petrográfica, DM = Descrição minerográfica, AQ= Análise química, MS= Análise de microsonda, Pb (zr) = método Pb-Pb por evaporação em zircão, Pb (rt) = Método Pb-Pb em rocha total, Pb (lix) = Método Pb-Pb em lixiviados T_{DM} = método Sm-Nd (Idade modelo). RMV= Rocha metavulcânica máfica; RIM= Rocha intrusiva máfica; PQBX= plagioclásio-quartzo-biotita xisto; QBX= quartzo-biotita xisto; BX= biotita xisto; AQF= Apófise quartzo-feldspática; BIF= Formação ferrífera; VQZ= Veio de quartzo.

Profundidade (m)	Rocha	Mineral	Amostra	Análises
Furo 69 : Seção 3000SE				
43,5	RMV	VQZ + calcopirita + bornita + clorita	MIN19	DM, MS
108,15	PQBX	VQZ + calcopirita	MIN20	DM
149,75	PQBX	Rocha fresca	A1	DP
161,20	PQBX	Rocha fresca	A2	DP
240,40	RMV	VQZ + calcopirita	MIN21	DM, MS
290,00	RMV	VQZ + calcopirita	MIN22	DM, MS
393,35	RMV	VQZ + calcopirita + molibdenita	S34	Pb
466,50	RMV	VQZ + calcopirita	S30	Pb (lix)
620,40	PQBX	VQZ + calcopirita	MIN23	DM
Furo 72 : Seção 3000SE				
186,70	RMV	VQZ + calcopirita	S29	Pb
283,00	PQBX	VQZ + calcopirita	MIN15	DM
463,62	AQF	Rocha fresca + calcopirita + turmalina	MIN16	DM, MS
480,00	PQBX	VQZ + calcopirita + turmalina	MIN17	DM
493,51	PQBX	calcopirita + biotita	MIN18	DM
Furo 76 – POJ: Seção 3000SE				
40,50	QBX	VQZ + calcopirita + turmalina	MIN9	DM
203,43	RMV	VQZ + calcopirita + turmalina	S28, MIN10	DM, Pb, MS
231,25	AQF	Rocha fresca + calcopirita	MIN11	DM, MS
Furo 78 – POJ: Seção 3000SE				
63,10	QBX	VQZ + calcopirita + turmalina	MIN12	DM
98,00	QBX	VQZ + calcopirita	MIN13	DM
235,35	QBX	VQZ + calcopirita + turmalina	MIN14	DM
Furo 07 – GM: Seção 3000SE				
68,36	RIM	Rocha fresca	A3	DP, AQ
139,60	RMV	Rocha fresca	A4	DP, AQ, Pb(rt)
275,63	RMV	VQZ + calcopirita + bornita	MIN24	DM, MS
299,45	RMV	VQZ + calcopirita	MIN25	DM, MS
382,25	RMV	VQZ + calcopirita	S27, MIN26	DM, Pb
Furo 19 – GM: Seção 3000SE				
104,25	RMV	VQZ + calcopirita ± turmalina	S21, MIN32	DM, Pb, MS
119,50	RMV	Rocha fresca	A5	DP, AQ, Pb(rt)
305,87	RMV	VQZ + calcopirita	MIN33	DM, MS
354,30	RMV	Calcopirita	S20	Pb (lix)
542,70	QBX	VQZ + calcopirita	MIN34	DM, MS
663,70	AQF	Rocha fresca + calcopirita	MIN35	DM
Furo 20 – GM: Seção 3400SE				
28,90	RMV	Rocha fresca	A6	DP, AQ, Pb(rt)
129,70	BIF	calcopirita + magnetita	MIN27	DM
202,55	BIF	calcopirita + magnetita	MIN28	DM
371,23	RMV	VQZ + calcopirita	S25	Pb
463,40	BX	VQZ + calcopirita + biotita	MIN30	DM
772,44	BX	VQZ + calcopirita + biotita	MIN31	DM
Furo 38 – LT-C4 / 300 E / 160 SW Coordenadas: 567096E / 9339146N				
Inclinação: 60° NE Corpo 4 – POJUCA				
85,50 - 86,60	RMV	Rocha fresca	A31	DP, AQ, Pb(rt)
97,60	RIM	Rocha fresca	A33	DP, AQ
199,80	RMV	VQZ + calcopirita	S36	Pb
201,20	RMV	VQZ + calcopirita	MIN64	DM
296,21	RMV	Rocha fresca	A32	DP, AQ, Pb(rt)
337,10	RIM	Rocha fresca	A34	DP, AQ
Área Gameleira: coleta no campo				
Afloramento	RIM	Rocha fresca - (566400 / 9340400)	A11	DP, AQ, Pb(zr); T_{DM}
Afloramento	RIM ?	Foliada, saprolitizada - (575066 / 9337640)	A20	DP, Pb(zr)

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES GERAIS

7 - CONCLUSÕES

Os depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia (IGB) e Gameleira (GM), enquadrados na classe de depósitos Fe-óxidos-(Cu-Au-U-ETR), como proposto por Hitzman et al. (1992), se encontram na parte norte da Província Mineral de Carajás (PMC). Esses depósitos estão hospedados nas seqüências vulcanossedimentares arqueanas dos grupos Igarapé Bahia e Igarapé Pojuca, respectivamente, formando parte do Supergrupo Itacaiúnas, integrante do setor norte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. O depósito IGB encontra-se em fase final de lavra explotada pela Companhia Vale de Rio Doce (CVRD), enquanto que o depósito GM encontra-se em fase exploratória pela Rio Doce Geologia e Mineração (Docegeo-CVRD). Os estudos geológicos e isotópicos desenvolvidos nesses depósitos permitiram chegar às seguintes conclusões, agrupadas em temas:

7.1 – LITOESTRATIGRAFIA E MINÉRIO

As seqüências vulcanossedimentares dos grupos Igarapé Bahia e Pojuca estão em discordância sobre as rochas do embasamento, englobadas nos complexos Pium e Xingu.

O Grupo IGB é constituído por uma seqüência inferior dominada principalmente por rochas metavulcânicas máficas (RMV) e formação ferrífera bandada, enquanto que na seqüência superior predominam rochas metapiroclásticas (RMP) intermediárias a félsicas e metassedimentares (RMS), com intercalações subordinadas de formação ferrífera bandada e RMV. Separando essas duas seqüências ocorre uma zona de brechas alteradas hidrotermalmente (ZBH), que são as principais rochas hospedeiras da mineralização de ouro. Rochas da Formação Águas Claras (quartzo-arenitos) repousam discordantemente sobre aquelas do Grupo Igarapé Bahia. Todos esses tipos litológicos são cortados por rochas intrusivas máficas (RIM). Essas rochas, apesar de apresentarem-se hidrotermalmente alteradas, mostram uma notável preservação das texturas ígneas e sedimentares primárias. Cloritização, carbonatação, sulfetação e ferrificação são os tipos de alteração hidrotermal dominantes, porém turmalinização e silicificação podem ser localmente importantes. O minério de Cu-Au do depósito IGB ocorre na forma disseminada a maciça, principalmente na ZBH. A constituição mais característica do minério é calcopirita, pirita, bornita e covelita. Clorita, siderita e magnetita são abundantes na ganga, enquanto que turmalina, calcita, molibdenita, fluorita e biotita são subordinados. Monazita, ferberita, hessita,

uraninita, stilpnomelana, além de ouro e prata nativos, ocorrem como minerais traços (Sutec/CVRD 1996, Soares et al. 1999).

No depósito GM, as rochas do Grupo Igarapé Pojuca são representadas principalmente por rochas metavulcânicas máficas (RMV), anfibolitos, biotita xistos, formações ferríferas e/ou hidrotermalitos (Lindenmayer et al. 2001), recobertas por metassedimentos da Formação Águas Claras, a sul. Rochas intrusivas máficas (RIM) arqueanas, apófises quartzo-feldspáticas e granitóides paleoproterozóicos cortam esses tipos litológicos, bem como o Granito Deformado Itacaiúnas, a norte. As rochas do depósito GM apresentam um acentuado hidrotermalismo afetando todas as rochas. Biotitização, cloritização, sulfetação, turmalinização e silicificação são os principais tipos de alteração hidrotermal. A mineralização ocorre principalmente em veios e vênulas que cortam aleatoriamente todas as unidades rochosas. O minério ocorre na forma maciça, disseminada e do tipo *stockwork*. A mineralização está constituída principalmente de calcopirita, bornita, quartzo, turmalina e fluorita, assim como de pirita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita, e rara cubanita. Allanita, apatita e uraninita estão inclusos na biotita, além de ouro associado (Fleck & Lindenmayer 2001).

Os resultados das análises de microsonda eletrônica em calcopirita, pirita e carbonatos (IGB e GM) e, K-feldspato e plagioclásio (GM), não apresentados nos artigos, revelaram composições praticamente estequiométricas. Os principais tipos de carbonato no minério do IGB são a siderita, ankerita e calcita e no GM, é a calcita. A turmalina foi classificada como dravítica (IGB) e schorlítica (GM), enquanto que a biotita tem composição fortemente annítica nesses depósitos. A clorita foi classificada como ripidolita, com a variedade mais magnesiânica ocorrendo nas RMV e RMP, e a mais ferrífera na ZBH. O uso do geotermômetro baseado neste mineral acusou temperaturas no intervalo de 235 a 277°C para os fluidos hidrotermais que alteraram as rochas do depósito IGB. As biotitas (euédricas e anédricas) no depósito GM apresentam composições químicas semelhantes, sendo contemporâneas à formação dos sulfetos.

7.2 - GEOQUÍMICA

Com base nos estudos petrográficos, mineralógicos e químicos de elementos maiores e traço, as rochas do depósito IGB podem ser classificadas como metandesitos basálticos (RMV), metagabros (RIM), metatufos de lapilli e laminado (RMP), e as rochas do depósito GM em metandesitos basálticos (RMV), quartzo dioritos (RIM) e plagioclásio-quartzo-biotita xisto (Rochas xistosas). Considerando-se o grau de alteração hidrotermal das amostras estudadas, gerando uma paragênese compatível com a fácies xisto-verde, constatou-se similaridade geoquímica para as rochas do depósito

IGB, em termos de elementos maiores e traço entre as RMV e RIM em relação às RMP, que se apresentam mais evoluídas. Quanto ao depósito GM, verificou-se muitas similaridades entre as RMV e RIM. Com respeito ao padrão de ETR, as rochas dos depósitos IGB e GM caracterizam-se por um enriquecimento em relação ao condrito e por uma acentuada a moderada redução no sentido dos ETRL para os ETRP, sugerindo que elas tenham uma fonte magmática comum. Essas similaridades reforçam a correlação entre os magmatismos máficos presentes nos grupos Igarapé Bahia e Igarapé Pojuca com aquele do Grão Pará.

As rochas estudadas dos depósitos IGB e GM apresentam similaridades com basaltos toleiíticos gerados em ambiente de rifte continental e com toleiitos e andesitos arqueanos continentais do tipo II (Condie 1981).

7.3 – GEOCROLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

As seqüências vulcanossedimentares do Grupo IGB indicaram idades Pb-Pb em zircão de 2745 ± 1 Ma (RMV) e de 2747 ± 1 Ma (RMP) sendo, portanto, arqueanas e contemporâneas ao vulcanismo bimodal dos grupos Grão Pará (PMC) e Fortescue (Austrália Ocidental). As idades obtidas para o Grupo IGB são ligeiramente inferiores às do Grupo Grão Pará, concordando com a ordem estratigráfica proposta por Docegeo (1988). Quanto as RMV do depósito GM, elas também devem ser contemporâneas às dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Igarapé Salobo, levando em conta as similaridades e a idade do anfíbolito do Grupo Igarapé Pojuca (2732 ± 2 Ma, Machado et al. 1991). Já a idade de 2705 ± 2 Ma indica a idade de cristalização das RIM, similar à dos diques gabróicos e sills (2,70-2,65 Ga) do vizinho depósito Águas Claras e da mesma forma que as idades Pb-Pb em zircão de 2615 ± 10 Ma e 2683 ± 7 Ma, obtidas em cristais extraídos de saprolito da área do depósito GM.

Idades similares Pb-Pb em rocha total de 2776 ± 12 Ma (RMV), 2758 ± 36 Ma (RMP) e 2765 ± 36 Ma (RIM) e Sm-Nd (rocha total) de 2758 ± 75 Ma (RMV) foram obtidas para as rochas encaixantes do depósito IGB, evidenciando a extensão do vulcanismo máfico neoarqueano na PMC que se deu em um curto intervalo de tempo. A nova idade obtida para as RIM (quartzo dioritos) do depósito IGB, em que pese aos desvios, reduz ainda mais o tempo estimado para a deposição da Formação Águas Claras. Com esse novo dado, ela pode ser considerada como tendo se depositado em continuidade às rochas metavulcânicas dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Pojuca. A idade Pb-Pb em rocha total de 2246 ± 30 Ma da RMV (depósito GM) está relacionada a uma homogeneização isotópica (parcial ou total) do sistema U-Pb possivelmente resultante de

reativações tectônicas regionais associadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento ou a intrusões graníticas meso- paleoproterozóicas (1,53 ou 1,87 Ga).

Com base nas altas razões isotópicas de Pb e nos estudos geoquímicos das RMV, RMP e RIM dos depósitos do IGB e GM, sugere-se uma fonte magmática comum, com envolvimento de crosta continental mais antiga, enriquecida em U e Th da crosta superior. No depósito GM, uma fonte adicional dos fluidos enriquecidos em U e ETR foi, provavelmente, as intrusões graníticas paleoproterozóicas.

7.4 – GEOCRONOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO

A idade arqueana de 2764 ± 22 Ma da mineralização primária do depósito IGB a torna contemporânea com a formação do Grupo Igarapé Bahia (2,75 Ga). Idades similares são apresentadas para a calcopirita da ZBH (2772 ± 46 Ma), RMV (2756 ± 24 Ma), RMP (2754 ± 36 Ma), RIM (2777 ± 22 Ma) e ouro na RMV (2778 Ma). Estes dados geocronológicos dão suporte a uma origem singenética a tardi-singenética para a mineralização do depósito IGB. As idades de 2385 ± 122 Ma e 2417 ± 120 Ma, registradas na calcopirita da ZBH pelo método Pb-Pb por lixiviação, sugerem remobilizações possivelmente relacionadas a reativações tectônicas regionais associadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento. No depósito GM, a idade de 2422 ± 12 Ma da mineralização hospedada em veios que cortam a RMV, bem como as idades de 2218 ± 14 Ma e 2190 ± 42 Ma (Pb-Pb lixiviação de calcopirita), indicam provavelmente que as intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,53 e 1,87 Ga) afetaram as seqüências vulcanossedimentares e provocaram a remobilização / reconcentração da mineralização no depósito GM e/ou que as mesmas foram rejuvenescidas pelas reativações tectônicas associadas ao Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento.

As composições isotópicas de Pb bastante radiogênicas encontradas na calcopirita dos depósitos IGB e GM são indicativas de enriquecimento em U e Th e mostram evidências de perturbação do sistema U-Pb, possivelmente ligada a perdas recentes de urânio como consequência da exposição das rochas do depósito IGB ao ambiente superficial oxidante.

7.5 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A composição isotópica de enxofre no depósito IGB mostra valores de $\delta^{34}\text{S}$ predominantemente na faixa de +0,1 a +4,2‰, o que significa, além de uma fonte homogênea, baixo grau de fracionamento. Essas características são encontradas comumente em fluidos relacionados a

sistemas magmáticos ou em ambientes vulcanogênicos arqueanos, nos quais a formação de espécies oxidadas de enxofre foi pouco favorecida. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de siderita também são relativamente homogêneos ($-7,28$ a $-5,78\%$), sendo o carbono interpretado como de derivação mantélica, ou talvez de fonte carbonatítica embora, até o momento, não se tenha evidências da existência desse tipo de rocha na PMC. Por sua vez, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ são mais variáveis ($-15,51$ a $-20,96\%$), sugerindo certo grau de fracionamento possivelmente devido à mistura com águas superficiais de provável origem meteórica.

7.6 – EVOLUÇÃO CRUSTAL

As seqüências vulcanossedimentares dos grupos Igarapé Bahia e Igarapé Pojuca desenvolveram-se sobre um embasamento formado por rochas contemporâneas às dos complexos Pium e Xingu, e Tonalito Arco Verde, prováveis fontes dos cristais de zircão herdados encontrados nas RMV e RMP (3,03-2,86 Ga) do depósito IGB. Por conseguinte, os dados geocronológicos disponíveis para a região de 3,03-2,86 Ga e 2,76-2,74 Ga evidenciam, respectivamente, períodos bem definidos de formação de crosta e expressivo vulcanismo na porção norte da PMC.

Idades-modelo T_{DM} (3,17 a 2,99 Ga) obtidas para as rochas dos depósitos IGB e GM são similares àquelas reportadas para as rochas do embasamento e granitóides da PMC. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ dessas rochas entre $-0,36$ e $-2,12$ indicam participação de crosta continental mais antiga no magma original gerado num ambiente de rifte continental, como proposto para as demais seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, Serra dos Carajás (p. ex. Gibbs et al. 1986, Olszewski et al. 1989, Lindenmayer et al. 1995) e Grupo Fortescue, Austrália Ocidental (Blake & Groves 1987). Evidências geoquímicas (Sachs 1993, esta tese) e tectonoestratigráficas (Pinheiro & Holdsworth 1997, 2000) para a região da Serra dos Carajás suportam essa hipótese.

7.7 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE CARAJÁS

Com base nos dados geocronológicos obtidos nesta tese e aqueles referidos na literatura, a evolução geológica da região de Carajás, incluindo os depósitos Igarapé Bahia e Gameleira, pode ser sumariada como segue:

- 3,17 a 2,85 Ga - Processou-se a diferenciação manto-crosta e a formação do embasamento tonalítico-gnáissico (Complexos Xingu e Pium);

- 2,76 a 2,60 Ga - Devido a movimentos transcorrentes em eixos transtensionais seguido por geração de rifte continental, desenvolveu-se o embaciamento e adelgaçamento da crosta originando a bacia intracratônica Carajás. Em seguida, deu-se episódios vulcânicos e deposição dos grupos Grão Pará, Igarapé Bahia e Salobo-Pojuca, afetados logo em seguida por metamorfismo e/ou hidrotremalismo de intensidade variável e desenvolvimento da mineralização primária de Cu-Au enriquecida em U. Imediatamente após o vulcanismo, ocorreu a deposição das seqüências metassedimentares da Formação Águas Claras e a instalação dos diques máficos. No mesmo período deu-se a instalação do complexo máfico-ultramáfico (Luanga) e de granitos arqueanos (p. ex. Estrela, Planalto, Serra do Rabo etc.);
- 2,6 a 2,0 Ga - Ocorreram processos de reativação tectônica associados ao desenvolvimento do Sistema Transcorrente Carajás-Cinzento e a instalação de corpos graníticos Old Salobo e Deformado Itacaiúnas. Com a progressão dos movimentos transcorrentes, houve a inversão nos eixos transtensionais para transpressivos, bem como da própria bacia Carajás; e
- 1,9 a 1,5 Ga - Movimentos distensivos na crosta possibilitaram a intrusão de plútons graníticos e diques paleoproterozóicos associados, como o Central de Carajás, Pojuca e Jovem Salobo, principais geradores dos fluidos enriquecidos em U, Th e ETR.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BLAKE, T.S. & GROVES, D.I. 1987. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology*, **15**:229-232.
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Precambrian Geology 3, 434p.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. *Anexo aos Anais*. Belém, SBG. p.11-56.
- FLECK, A. & LINDENMAYER, Z.G. 2001. Caracterização do minério sulfetado do Alvo Gameleira, Serra dos Carajás. In: Simp. Geol. Amaz., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- GIBBS, A.G.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **16**:201-211.
- HITZMAN, M.W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-Au-U-REE) deposits. *Precambrian Research*, **58**:241-287.
- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; VIERO, A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, **7**:125-145.
- LINDENMAYER, Z.G.; PIMENTEL, M.M.; ALTHOFF, F.J.; TEIXEIRA, J.B.G. 2001. Hidrotermalitos: nova denominação para as formações ferríferas do Grupo Salobo-Pojuca, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7., Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. (CD-ROM).
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Research*, **49**:329-354.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precamb. Research*, **42**:229-254.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Jour. Geol. Soc. London*, **154**:99-103.

- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(4):597-606.
- SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; FIGUEIREDO, B.R. 1993. The Igarapé Bahia Deposit, district of Carajás, northern Brazil: hydrothermal alteration and mineralization. In: CONG. BRAS. GEOL., 4., Brasília, 1993. *Bol. Res. Exp. Brasília, SBG*. 183-185.
- SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C.; SANTOS, M.G.S.; LEAL, E.D.; BARREIRA, C.F. 1999. Geologia e Mineralizações do Depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus, 1999. *Bol. Res. Exp. Manaus, SBG*, 144-147.
- SUTEC/CVRD (1996) Projeto de revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica. Relatório Interno.