**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**APLICAÇÃO DOS SISTEMAS Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd
NO DEPÓSITO POLIMETÁLICO DO SALOBO 3A,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ.**

Kátia Maria Mellito

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1998**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**APLICAÇÃO DOS SISTEMAS Rb-Sr, Pb-Pb E Sm-Nd
NO DEPÓSITO POLIMETÁLICO DO SALOBO 3A,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ**

KÁTIA MARIA MELLITO

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Colombo Celso G. Tassinari

Examinadores: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

Prof^a Dr^a Marly Babinski

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005188

**APLICAÇÃO DOS SISTEMAS Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd
NO DEPÓSITO POLIMETÁLICO DO SALOBO 3A,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ.**

Kátia Maria Mellito

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1998

ÍNDICE

Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
Agradecimentos.....	viii
 Capítulo 1: APRESENTAÇÃO.....	 1
1.1- Introdução.....	1
1.2- Objetivos.....	1
1.3- Localização e acesso.....	2
1.4- Apresentação dos capítulos.....	2
 Capítulo 2: MÉTODOS DE TRABALHO.....	 4
2.1- Levantamento de dados.....	4
2.2- Sistema Rb-Sr.....	4
2.2.1- Generalidades.....	4
2.2.2- Preparação das amostras.....	6
2.2.2.1- Rocha total.....	6
2.2.2.2- Carbonatos.....	7
2.2.2.3- Turmalinas.....	7
2.3- Sistema Pb-Pb.....	8
2.3.1- Generalidades.....	8
2.3.2- Preparação das amostras.....	12
2.3.2.1- Lixiviação em minerais de sulfeto.....	12
2.3.2.2- Lixiviação em turmalinas.....	13
2.3.2.3- Lixiviação em magnetitas.....	13
2.3.2.4- Dissolução total em magnetita e rocha total.....	14
2.4- Sistema Sm-Nd.....	15
2.4.1- Generalidades.....	15
2.4.2- Preparação das amostras.....	17
2.4.2.1- Rocha total.....	17
 Capítulo 3: GEOLOGIA REGIONAL.....	 19
3.1- Cronoestratigrafia.....	20

3.2- Contexto tectono-estrutural.....	30
Capítulo 4: GEOLOGIA LOCAL.....	33
4.1- Geologia da área do Depósito do Salobo 3A.....	33
4.2- Petrografia.....	39
4.2.1- Complexo Xingu.....	39
4.2.2- Grupo Igarapé Salobo.....	45
4.2.3- Minerais de minério.....	53
Capítulo 5: RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS E DISCUSSÕES.....	58
5.1- Resultados e discussões das análises isotópicas de Pb.....	58
5.1.1- Turmalina.....	59
5.1.2- Calcosina.....	62
5.1.3- Calcopirita.....	64
5.1.4- Magnetita e rocha total.....	67
5.2- Resultados e discussões das análises isotópicas Sm/Nd.....	71
5.2.1- Gnaisses.....	71
5.2.2- Xistos.....	73
5.3- Resultados e discussões das análises isotópicas Rb-Sr.....	75
5.3.1- Gnaisse.....	75
5.4- Resultados e discussões das análises de Sr/Sr.....	76
5.4.1- Turmalinas.....	76
5.4.2- Carbonatos.....	77
Capítulo 6: CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	78
Capítulo 7: REFERÊNCIAS.....	81
 Índice de Figuras	
Figura 1- Localização do Depósito de Salobo 3A.....	3
Figura 2- Mapa de localização da região de Carajás.....	19
Figura 3- Mapa geocronológico da região da Província Mineral de Carajás.....	24

Figura 4- Província Metalogenética de Carajás - SE do Pará, Esboço tectono- geológico.....	32
Figura 5- Mapa geológico do depósito de Salobo 3A- nível 820m.....	37
Figura 6- Mapa geológico da região do Salobo evidenciando a ação do Sistema Transcorrente Cinzento.....	38
Figura 7- Gnaiss levemente foliado, lepidogranoblástico, composto de plagioclásio (plag) de bordos arredondados e parcialmente sericitizados em matriz fina com clorita (clt), biotita, plagioclásio e quartzo (Q). F12/498.3m, nicóis x, objetiva 5x, (análises Rb-Sr e Sm-Nd).....	41
Figura 8- Gnaiss foliado, de textura granolepidoblástica, com biotitas (B) parcialmente cloritizadas e substituídas por opacos, quartzos recristalizados (Q) e plagioclásios (P), subédricos, com contatos serrilhados e dispersos em matriz fina e cominuída. F142/59.57m, nicóis x, objetiva 2,5x (análises Rb-Sr e Sm-Nd).....	41
Figura 9- Detalhe da biotita (B) e plagioclásio (P) sendo substituídos por clorita (clt) e clorita e sericita, respectivamente. A cloritização é posterior a sericitização do plagioclásio. F24/251.4m, nicóis x, objetiva 10x, (análises Rb-Sr e Sm-Nd).....	42
Figura 10- Detalhe do porfiroblasto de turmalina (T) de composição shorlítica, subédrico e fraturado em matriz composta por plagioclásios substituídos por sericita (S). F154/58.47m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Pb-Pb).....	42
Figura 11- Gnaiss orientado segundo a foliação milonítica. Compõe-se de plagioclásio (P) sericitizado e cloritizado; biotita (B) cloritizada, quartzo (Q) alongado e turmalina (T). F142/233.45, nicóis x, objetiva 2,5x. (análise de Sr).....	43
Figura 12- Gnaiss foliado e milonitizado com plagioclásios (p) cominuídos, quartzos (Q) recristalizados e muscovitas (m) alongadas, segundo a foliação milonítica. F147/59.57m, nicóis x, objetiva 2.5x, (análises Rb-Sr e Sm-Nd).....	43
Figura 13- Detalhe do plagioclásio (p) sendo substituído por sericitas (S) de textura reticulada. F19/259.06m, nicóis x, objetiva 5x, (análises Rb-Sr e Sm-Nd).....	44
Figura 14- Gnaiss apresenta textura granolepidoblástica e sua matriz é constituída por plagioclásio sericitizado (p) com contornos serrilhados; quartzo recristalizado (Q) e clorita (clt). Este último mineral substitui, pseudomorficamente, a biotita e o plagioclásio. F60/122.8m, nicóis x, objetiva 10x.....	44
Figura 15- Turmalina quartzito. a) bandas de quartzo (Q) de textura mortar ou moldura, estressado, recristalizado e com extinção ondulante, alternam-se com turmalinas (T) euédricas, cristalizadas sem feição de stress. A sudeste, prismas de turmalina com textura em leque. F143/250.0m, nicóis x, objetiva 2.5x. b) Detalhe da turmalina, zonada, com núcleo de coloração azulada (dravítico) e bordos verdes (shorlíticos). F143/250.0m, nicóis //, objetiva 2.5x, (análise Pb-Pb).....	46
Figura 16- Biotita-grunerita xisto de matriz lepidonematoblástica. Os minerais apresentam contatos serrilhados e estão alongados e orientados segundo a foliação principal. F37/336.0m. nicóis x, objetiva 10x.....	48
Figura 17- Granada-quartzo-grunerita xisto, poiquiloporfioblástica, com poiquiloblasto de granada sin-tectônica, em matriz nematoblástica composta de grunerita e quartzo. Grunerita (G) e granadas (GR) dispõem-se paralelamente à foliação principal. F23/310.6m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Sm-Nd).....	49
Figura 18- Granada-quartzo-biotita xisto, poiquiloporfioblástica com matriz granolepidoblástica. As granadas (GR) sin-tectônicas sofreram esforços rúpteis e alongaram os cristais de quartzo (Q).	

F126/37.0m, nicóis x, objetiva 2.5x.....	49
Figura 19- Biotita-quartzo-granada xisto, poiquiloporfioblástica, com granada (GR) poiquiloblástica, anédrica e com microfraturas preenchidas por biotita (B) e quartzo (Q). As biotitas apresentam tamanhos variados e algumas formam kink bands. F59/204.35m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Sm-Nd).....	50
Figura 20- Formação Ferrífera. Fayalita (Fy) está parcialmente substituída por grunerita (G) e magnetita ripiforme (MT). F152/161.5m, nicóis x, objetiva 10x.....	51
Figura 21- Formação Ferrífera lenticularizada. Bandas de quartzo (Q) recristalizado alternam-se com bandas de magnetita (MT1). F50/90.10m. nicóis x, objetiva 2.5x, (análise Pb-Pb).....	52
Figura 22- Formação Ferrífera lenticularizada. A magnetita (MT1) é granoblástica. O ouro (Au) aparece remobilizado juntamente com bornita (Bn) e calcosita (cct). F50/90.10m, nicóis x, objetiva 20x, (análise Pb-Pb).....	52
Figura 23- Distribuição do Cu, Au e F nos xistos de Salobo 3A. x1= xistos com teores de magnetita (mt) > 50%, x2, x4= xistos com mt<10%, x3= xisto com 10%<mt<50%, x5= xisto sem mt. Fonte: Salobo Metais Ltda (março/1995).....	53
Figura 24- Calcopirita (ccpy) preenche microfratura da rocha hospedeira que é composta de magnetita, biotita, fayalita e granada. Os 3 últimos minerais estão total ou parcialmente substituídos por minerais retrometamórficos como clorita, grunerita. F46/417.10m, nicóis x, objetiva 10x, (análise Pb-Pb).....	56
Figura 25- Detalhe da exsolução de calcopirita (ccpy) para bornita (Bn). O cisalhamento permitiu a percolação dos sulfetos nos espaços intergranulares entre magnetita granoblástica (MT) e grunerita (G). FS109/93.1m, nicóis x, objetiva 10x.....	56
Figura 26- Textura mirmequítica formada pela exsolução da bornita (Bn) para calcosita (cct). Estes minerais preenchem espaços intersticiais à magnetita (MT). F139/210.95m, nicóis x, objetiva 10x.....	57
Figura 27- Calcosita (cct) preenche microfraturas de formação ferrífera alterada hidrotermalmente. F143/542.89m, nicóis x, objetiva 10x, (análise Pb-Pb).....	57
Figura 28- Diagramas isotópicos de Pb para as turmalinas dos turmalina quartzitos (31272 e 31276) e turmalinito (31271), com os pontos experimentais de L1 ao L4 em (A) e L2 ao L4 em (B). Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para turmalinas de quartzitos em (C).....	60
Figura 29- Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a dispersão das composições isotópicas de L1 a R das turmalinas do turmalinito (31271) e dos turmalina quartzitos (31272 e 31276).....	61
Figura 30- Diagrama isotópico de Pb mostrando a idade obtida na calcosina.....	63
Figura 31- Diagrama isotópico de Pb mostrando o equilíbrio entre a calcosina e o fluido enriquecido em U e Th.....	64
Figura 32- Gráfico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando o desalinhamento dos pontos experimentais da análise dos lixiviados de calcopirita.....	65
Figura 33- Diagrama isotópico de Pb mostrando desalinhamento das composições isotópicas da calcopirita.....	65

Figura 34- Diagrama isotópico de Pb sugerindo paralelismo entre as composições isotópicas dos lixiviados da calcopirita e calcosina.....	66
Figura 35- A) Diagrama isotópico de Pb para os lixiviados de magnetita, rocha total e magnetita total. B) Gráfico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostra o alinhamento regular dos pontos analíticos.....	68
Figura 36- Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}} \times T$ (Ga) de DePaolo (1981) para os gnaisses do depósito de Salobo 3A. Nota: azul clara=F19/258; amarela=F19/259.06; vermelha=F12/498.3; vinho=F143/303.3; azul marinho= F24/251.4 e rosa=F147/32.7.....	72
Figura 37- Diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total para gnaisses tonalíticos do depósito do Salobo 3A.....	73
Figura 38- Diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os xistos do Grupo Igarapé Salobo. Nota: gr=granada, rt=RT=rocha total, b=biotita e a=grunerita.....	73
Figura 39- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os gnaisses da área do depósito do Salobo 3A.....	79

Índice de Tabelas

Tabela 1- Unidades litoestratigráficas da região da Província Mineral de Carajás.....	21
Tabela 2- Quadro geocronológico e fácies metamórfico associados à região da Província Mineral de Carajás.....	29
Tabela 3- Resultados das análises isotópicas de Pb em minerais e rocha total dos litotipos do Grupo Igarapé Salobo e Complexo Xingu.....	69
Tabela 4- Resultados analíticos obtidos através do método Sm-Nd em gnaisses do Complexo Xingu e xistos do Grupo Igarapé Salobo.....	74
Tabela 5- Resultados das análises Rb/Sr em rocha total nos gnaisses do Complexo Xingu.....	75
Tabela 6- Resultados obtidos para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das turmalinas.....	76
Tabela 7- Resultados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para calcitas de veio hospedadas nos xistos do Grupo Igarapé Salobo.....	77

Anexo 1

Difração de Raios-X em carbonatos.....	91
--	----

Anexo 2

2.1- Dados gerais das amostras da Província Mineral de Carajás analisadas pelo métodos K/Ar, Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb até 1997.....	95
2.2- Dados analíticos K-Ar.....	104
2.3- Dados analíticos Rb-Sr.....	106
2.4- Dados analíticos Sm-Nd.....	110
2.5- Dados analíticos U-Pb.....	111

RESUMO

O depósito polimetálico de Cu (Au-Mo-Ag) de Salobo 3A, localizado na parte norte da Província Mineral de Carajás, Pará, é constituído por uma sequência metavulcano-sedimentar representada por formação ferrífera, anfibolito, xisto e quartzito do Grupo Igarapé Salobo. Esta sequência sobrepõe-se ao embasamento gnáissico do Complexo Xingu. A mineralização de cobre hospedada na formação ferrífera, consiste de disseminações de bornita-calcosina e bornita-calcopirita associada à magnetita.

Os dados geocronológicos determinados através da aplicação dos métodos Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb contribuem para caracterizar a complexa evolução do ambiente geológico e da mineralização cuprífera do depósito de Salobo.

O intervalo de tempo entre 3,11 e 2,92 Ga (T_{DM} , Sm-Nd, rocha total) representa a idade do protólito ígneo dos gnaisses. Os valores de ϵ_{Nd} calculados para a idade da formação do gnaiss (2859 Ma), variam entre +1,02 e -1,08 e indicam que o evento entre a época de diferenciação manto-crosta e a formação do gnaiss foi muito curto. Além disso, o parâmetro ϵ_{Nd} sugere uma fonte mantélica com possível contaminação crustal posterior.

A aplicação da técnica de lixiviação permite uma extração gradual de Pb a cada etapa de lixiviação e ela foi aplicada em calcosina e magnetita. As idades de 2762 ± 180 Ma e 2776 ± 240 Ma, determinada nestes minerais são interpretadas como próxima da época da formação da mineralização primária de cobre enriquecida em U e Th e deposição da formação ferrífera, respectivamente, em ambiente continental. A técnica de lixiviação também foi aplicada em turmalinas provenientes de gnaiss e quartzito e a idade próxima de 2400 Ma foi atribuída à sua formação. A variação aleatória das composições isotópicas de Pb da turmalina em conjunto com suas características petrográficas sugerem que a fonte de boro não está associada aos metassedimentos do Grupo Igarapé Salobo.

A isócrona mineral Sm-Nd efetuada em xistos do Grupo Igarapé Salobodeterminou idade de 2426 ± 13 Ma, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ igual a 0,50936 e MSWD de 1.125, para a formação dos minerais biotita-grunerita-granada.

Idades Transamazônicas determinadas em magnetita de formação ferrífera brechada (2172 ± 230 Ma, Pb-Pb) e em gnaisses cloritizados (2135 ± 21 Ma, Rb-Sr, rocha total), são interpretadas como relacionadas aos processos metamórficos de fácies xisto verde que os afetaram. Como os sulfetos de cobre, o ouro, a molibdenita, preenchem fraturas de rochas afetadas por cisalhamentos e metamorfismo de baixo grau, é possível que a remobilização destes minerais ocorreu, pelo menos em parte, durante o Transamazônico. A razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,728 para a isócrona de referência do gnaiss mostra que este evento afetou rochas com vida crustal significativa.

As razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ determinadas em turmalina e carbonato são elevadas e variáveis e suas fontes são provenientes de rochas com vida crustal significativa.

Desta forma, a análise dos dados isotópicos sugere que a mineralização primária de cobre do Salobo é singenética e teve uma evolução policíclica associada ao sistema transcorrente Carajás-Cinzento que afetou a porção norte da Província Mineral de Carajás.

ABSTRACT

The Salobo 3A polymetallic Cu (Au-Mo-Ag) deposit, located in the northern part of the Carajás Mineral Province, Pará, consists of a metavolcano-sedimentary sequence represented by iron formation, amphibolite, schist and quartzite of the Igarapé Salobo Group. This rock sequence rests unconformably on the gneissic basement of the Xingu Complex. The copper mineralization hosted by iron formation consists of bornite-chalcocite and bornite-chalcocopyrite disseminations associated with magnetite.

The geochronological data determined through the application of the Rb-Sr, Sm-Nd and Pb-Pb methods, contribute to characterize the complex evolution of both the geological setting and the cupriferous mineralization of the Salobo deposit.

The 3.11 -2.92 Ga interval (T_{DM} , Sm-Nd, whole rock) represents the age of the igneous protholith of the gneiss. The ϵ_{Nd} values calculated for the time of the gneiss formation (2859 Ma) vary between +1.02 and -1.08, and indicate a short period between the mantle-crust differentiation epoch and the gneiss formation. Moreover, the ϵ_{Nd} parameter suggest a mantle source with late crustal contamination.

The application of the leaching technique allows a gradual extraction of Pb at each leaching step and it was applied to chalcocite and magnetite. The 2762 ± 180 Ma and 2776 ± 240 Ma ages determined on those minerals are interpreted to be close to the epoch of the formation of the copper mineralization with U and Th enrichment and of the iron formation deposition, respectively, in a continental setting. The leaching technique was also applied to tourmaline from gneiss and quartzite, and the age near to 2400 Ma was attributed to its formation. The random variability of the Pb isotope compositions of the tourmaline together with its petrographic characteristics suggest the boron source is not associated with the metasedimentary rocks of the Igarapé Salobo Group.

The Sm-Nd mineral isochron attributed to schists yielded an age of 2426 ± 13 Ma, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ equal to 0.50936 and MSWD of 1.125, for the formation of the minerals biotite-grunerite-garnet.

Transamazonian ages obtained in magnetite from brecciated iron formation (2172 ± 230 Ma, Pb-Pb) and chloritized gneisses (2135 ± 21 Ma, Rb-Sr, whole rock), are interpreted as related to greenschist facies metamorphic processes. As copper sulfides, gold, molybdenite fill fractured rocks affected by shearing and low grade metamorphism, it is possible that such minerals were remobilized, at least in part, during the Transamazonian. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.728 for the Rb-Sr reference isochron shows that such a event affected rocks with significative crustal residence.

The high and random $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios found for tourmaline and carbonate reflect the influence of rocks with significative crustal residence.

In conclusion, the analyses of the isotopic data are in accordance with a syngenetic origin for the Salobo copper primary mineralization, and had a polycyclic evolution associated with the Carajás-Cinzeno strike-slip system at the northern portion of the Carajás Mineral Province.

AGRADECIMENTOS

O meu muito obrigada se estende a todos aqueles que me apoiam durante mais esta minha vontade de estudar um pedacinho de um planeta chamado Terra.

Ao Professor Colombo Celso Gaeta Tassinari pela oportunidade, confiança, paciência e discussões sobre o trabalho no projeto Salobo 3A;

Aos Professores Bernardino Figueiredo e Roberto Perez Xavier, da UNICAMP, pela interseção junto a Salobo Metais Ltda para a concretização do projeto desta dissertação de Mestrado;

Aos Engenheiros Marconi Viana, Nelson Barquesar, Vicente Fortes, Geólogo Vitório Takai (in memorian), Técnico José Alves dos Santos Filho e Guardas-florestais da Salobo Metais Ltda; Geólogo Eduardo Angelim (DOCEGEO); Geólogos Flávio Toledo e Clovis Maurity e Técnico Claudio, da Companhia Vale do Rio Doce, pelo apoio logístico ligado à etapa de campo;

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos para realização desta dissertação;

Meu muitíssimo obrigada aos Profs. Gergely Szabó e João Batista Moreschi, pelas várias horas de ajuda na descrição das lâminas petrográficas e seções polidas;

À Prof. Marly Babinski e à Química Liliane Petronilho pelo interesse em participar na aplicação de métodos novos no laboratório de Pb-Pb e ao Prof. Wilson Teixeira pela atenção e interesse para com este trabalho;

Ao Professor Nuno Machado, da Universidade de Quebec, Canadá, pelo fundamental apoio técnico para a realização de alguns procedimentos analíticos;

O meu agradecimento também se estende a Irena Sparrenberger, Diana Ragathy, Miguel Tupinambá, Alexandre R. Cabral, Mauro Geraldês, Glória Garcia, Aloys Spandermann, Marco Aurélio Bonfá, Fernando Mancini, Sandra de Cássia Rossi, Rita Parizzi Conde, Márcia, Luciana V. Rodrigues, Nilson Teixeira, Werner Weber, Denize Shimizu e aos Professores Marcelo Veiga, Nelson Ellert, Aurélia A. Silva, Luís Anelli, Rocha Campos, Arlei Macedo, Marcos Zentilli, pelo incentivo, amizade e apoio profissional;

Ao Reynaldo Peña que através de sua habilidade com o AutoCad12, salvou pelo menos 1 mês do meu trabalho diante da telinha do computador;

Ao staff do CPGeo IGUSP, Ivone Sonoki, Arthur, Solange, Isabel, Key Sato, Valéria, Décio, Valter, Helen Sonoki, Samuel pela PACIÊNCIA, instrução, bom-humor e apoio junto aos laboratórios;

Ao staff do IGUSP, Estela e Cida, da biblioteca, Marcos da microsonda, Ana e Almerinda da preparação das seções polidas, técnicos da seção de laminação, técnicos da gráfica, Nícia e Sônia, da secretaria do Departamento de Geologia Geral e Flávio, do laboratório de Difração de Raios-X;

Finalmente, à Odette Betoni Mellito, Paulo Eduardo Mellito, Euclides Mellito e Deus, meus principais alicerces e incansáveis participantes da minha formação pessoal e profissional.

CAPÍTULO 1

1- APRESENTAÇÃO

1.1- Introdução

A região da Província Mineral de Carajás está localizada na porção arqueana do Cráton Amazônico, denominada de Província Amazônia Central e contém importantes depósitos minerais e ocorrências de ferro, cobre, manganês, zinco, níquel, bauxita, ouro, molibdênio, prata e urânio.

O depósito polimetálico Cu (Au-Mo-Ag) do Salobo 3A, objeto de estudo deste trabalho, foi descoberto em 1977 através de programa de reconhecimento geológico-geoquímico (Projeto Cobre-Carajás) executado pela DOCEGEO, o qual visava a checagem de anomalias magnéticas de grande extensão lateral pré-identificadas em levantamento geofísico aéreo, ao longo do vale do Igarapé Salobo e afluentes.

O quadro otimista revelado pelas primeiras análises geoquímicas promoveu a instalação de planta-piloto na área e intensificou o programa de sondagens, geoquímica e geofísica, o qual avaliou as reservas geológicas do Salobo em 1,4 bilhão de toneladas de minério com teor médio de 0.8% Cu; aproximadamente 530 toneladas de Au e ainda estimou-se extrair cerca de 20 toneladas de Ag por ano quando as atividades de extração mineral se iniciarem (Alves e Marques, 1994). O depósito também contém reservas de Mo.

Desta maneira, o depósito do Salobo 3A foi escolhido para estudos de geologia isotópica, em virtude de sua importância econômica e contribuição para a evolução geológica da região dos Carajás.

1.2- Objetivos

O objetivo deste trabalho consistiu na caracterização da evolução no tempo geológico da mineralização cuprífera do depósito polimetálico do Salobo 3A com base em dados de geoquímica isotópica e geocronologia e também no desenvolvimento e aplicação dos métodos de lixiviação de Pb em turmalinas, sulfetos e magnetitas.

Para isso, foram realizados estudos petrográficos por meio de seções polidas e lâminas delgadas, para a caracterização das paragêneses minerais da mineralização de cobre, rochas hospedeiras e encaixantes. Na sequência foram efetuadas análises isotópicas através dos métodos radiométricos Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb para obtenção de idades e parâmetros isotópicos.

1.3- Localização e Acesso

O depósito polimetálico Cu(Au-Mo-Ag) do Salobo 3A está localizado na porção sudeste do Estado do Pará e é limitado pelas latitudes 5°32'00" e 5°32'10"S e longitudes 50°31' e 51°31'20" W de *Greenwich*.

O acesso terrestre é feito através de estrada vicinal que liga a periferia ferroviária de N5 ao depósito do Salobo, cuja distância é de aproximadamente 70 km, conforme ilustrado na Figura 1.

1.4- Apresentação dos capítulos

O *capítulo 1* introduz os objetivos e a localização da área de estudo. O *capítulo 2* apresenta as técnicas dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd aplicadas para as análises isotópicas das rochas do depósito do Salobo 3A. O *capítulo 3* mostra a compilação bibliográfica de dados de estratigrafia, geocronologia e contexto tectono-estrutural da região da Província Mineral de Carajás. O *capítulo 4* contém a geologia do depósito do Salobo 3A compilada da literatura e descreve a petrografia das rochas da localidade. O *capítulo 5* expõe e discute os resultados obtidos por meio das análises radiométricas. O *capítulo 6* exhibe as considerações finais obtidas neste trabalho e o *capítulo 7* contém as referências bibliográficas utilizadas nesta dissertação.

Figura 1- Localização do depósito de Salobo 3A.

CAPÍTULO 2

2- MÉTODOS DE TRABALHO

2.1- Levantamento de dados

Nesta fase foram efetuadas compilações bibliográficas e levantamento de dados geocronológicos da literatura para elaboração do mapa geocronológico da região da Província Mineral de Carajás, o qual serviu de base para esta pesquisa. A escala do tempo geológico adotada seguiu a recomendação da Subcomissão de estratigrafia da *International Union of Geological Society* publicada por Fuck (1991).

Foram levantados mapas geológicos, mapas de localização de furos de sondagens e descrições de testemunhos de 15 furos para seleção de intervalos de interesse às análises isotópicas na área do depósito do Salobo 3A.

Prosseguiu-se com etapa de campo com duração de 8 dias para amostragem e descrição macroscópica de 90 amostras de testemunhos com comprimento entre 20 e 40 cm e larguras entre 4 e 7 cm.

Das amostras coletadas em campo e daquelas cedidas pelos Professores Bernardino Figueiredo (UNICAMP) e José B. Siqueira (UFCE), 37 foram estudadas petrograficamente por meio de microscópio de luz transmitida, 10 amostras foram descritas através de microscópio de luz refletida e 10 amostras foram analisadas por ambas as técnicas. Este estudo serviu de base para seleção das amostras para análises isotópicas.

2.2- Sistema Rb-Sr

2.2.1- Generalidades

O método Rb-Sr baseia-se no decaimento do isótopo radioativo ^{87}Rb , instável, para o isótopo radiogênico ^{87}Sr , estável, através da emissão de partículas β^- , ν e liberação de energia (Dickin, 1997). A desintegração do ^{87}Rb é lenta e constante durante todo o tempo geológico (Faure, 1986), de modo que a avaliação das composições isotópicas de Rb e Sr permite calcular a idade do evento geológico e obter a natureza de sua fonte através da razão isotópica inicial do sistema.

As rochas utilizadas para este tipo de análise apresentam composições ácidas a intermediárias, visto que os minerais constituintes dela como plagioclásio e biotita são enriquecidos em Rb e Sr.

Turmalinas e carbonatos contém pouco Rb em sua estrutura porém, apresentam elevados teores de Sr e geralmente agem como sistema fechado permitindo a aquisição da razão inicial do fluido formador destes minerais (Kerrick *et. al*, 1987; King e Kerrich, 1989; Whitford *et. al*, 1992).

A idade Rb-Sr é determinada pela aplicação do cálculo de idades modelos ou isocrônicas (Faure, 1986) conforme a equação:

$$T = 1/\lambda_{\text{Rb}} \ln[1 + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})], \text{ onde}$$

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ = razão isotópica inicial;

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ = razão isotópica medida;

$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ = razão isotópica medida;

λ_{Rb} = constante de desintegração do ^{87}Rb ;

T = idade.

No cálculo da idade modelo, o valor da razão isotópica inicial é escolhido por convenção, sendo normalmente igual a 0.705, o qual corresponde a razão inicial média das rochas ígneas e o cálculo da idade é efetuado com única amostra.

A idade isocrônica é obtida a partir de conjunto de amostras de rochas e/ou minerais cogenéticos, cujas composições isotópicas são plotadas em diagrama isocrônico, no qual $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ representa a abcissa e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a ordenada. O alinhamento desses pontos analíticos define uma reta denominada isócrona, cujo coeficiente angular é diretamente proporcional a idade e o intercepto desta reta com a ordenada indica a razão isotópica inicial do sistema.

O padrão estatístico que reflete o alinhamento dos pontos experimentais numa reta é o *Mean Square Weighted Deviates* (MSWD). O melhor valor de MSWD é aquele cuja dispersão dos pontos é, em média, igual aos erros analíticos, ou seja, igual a 1. Valores maiores que a unidade refletem espalhamentos muito grandes e valores menores que 1, mostram pequenos espalhamentos das razões isotópicas, a partir dos erros experimentais (Dickin, 1997).

A interpretação da idade Rb-Sr depende do comportamento do ^{87}Sr no retículo cristalino do mineral em que foi formado, haja vista o raio iônico do Sr (1,13 Å) ser menor que o do Rb (1,48 Å) e isso lhe confere maior mobilidade durante um pulso termal (Cordani, 1980). À medida que um mineral se resfria e atinge sua temperatura de

bloqueio, ele retém ^{87}Sr , o cronômetro Rb-Sr é acionado e a idade calculada em minerais será a de resfriamento.

Caso o sistema Rb-Sr seja afetado por um pulso termal posterior a formação da rocha, o qual afeta a temperatura de bloqueio dos minerais, o ^{87}Sr mobilizar-se-á para minerais empobrecidos em Rb até que ocorra a reomogeneização isotópica e a idade calculada, a partir desses minerais será a do evento térmico. No caso de datação em rocha total, o sistema deve se manter fechado e a temperatura de bloqueio em que esse sistema se fecha é superior a temperatura de resfriamento dos minerais, de modo que a idade obtida tende a ser a de formação da rocha.

Paralelamente, a relação Rb/Sr aumenta à medida que ocorrem processos geológicos envolvidos na diferenciação manto-crosta, os quais favorecem o enriquecimento de Rb nas rochas crustais e empobrecimento deste elemento no manto (Cordani, 1980). Assim, a avaliação da evolução das composições isotópicas do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico permite inferir a classificação da fonte do fluido formador da rocha como sendo originado no manto superior ou crosta continental inferior (0.702-0.706) ou na crosta continental superior (> 0.706).

2.2.2- Preparação das amostras

2.2.2.1- Rocha Total

O método Rb-Sr em rocha total foi aplicado em um conjunto de 7 amostras de gnaisses de composição tonalítica oriundos do Complexo Xingu (F12/493.3, F24/251.4, F19/259.06, F19/258.0, F142/59.57, F147/32.7 e F147/59.75).

Os gnaisses foram triturados em pilão de ferro, quarteados e pulverizados em moinho de bolas com cápsulas revestidas de carvão de tungstênio, marca Mixer/Mill 8000.

As amostras pulverizadas foram analisadas semiquantitativamente através da fluorescência de raios X, padrões PCC1 e GSP 1, com precisão de leitura entre 50 e 600 ppm para os elementos de Rb e Sr e desvio padrão de 2.8%. Tal análise permite a semiquantificação, em ppm, de Sr_{total} e Rb_{total} na amostra, bem como a verificação dos espalhamentos das razões $\text{Rb}_{\text{total}}/\text{Sr}_{\text{total}}$ entre as amostras analisadas. Rochas com valores de Rb_{total} e/ou Sr_{total} menores que 50 ppm foram analisadas através do método de diluição isotópica, que utiliza o *spike* ^{84}Sr Plata 87/3, 0.008726 $\mu\text{mol/g}$, para dosagem do Sr e ^{87}Rb Geocron 97/1, 0.0111 $\mu\text{mol/g}$, para dosagem de Rb.

O procedimento para ataque químico seguiu o padrão utilizado pelo CPGeo/IGUSP.

100 mg de cada amostra pulverizada foi colocada em béqueres distintos de teflon, juntamente com $\text{HNO}_3(\text{conc.}) + \text{HF}(\text{conc.})$ na proporção de 1:2. As misturas foram colocadas em aparelho ultra-som por 45 minutos e levadas a aquecimento em evaporador, sob lâmpada infravermelha para a dissolução total. A seguir, as soluções foram secas em evaporador e atacadas com HCl 6N para eliminação dos resíduos remanescentes e após outra etapa de aquecimento e secura, adicionou-se 2 ml de HCl 2,62N. As amostras F19/259.06, F142/59.57, F147/32.7 e F147/59.75, analisadas pelo método da diluição isotópica, ficaram reagindo com o ácido por 20 dias e após esse período separaram-se 3 alíquotas de cada solução para análise de Sr_N natural, Sr_sp + traçador e Rb_sp + traçador em colunas de troca catiônica.

2.2.2.2- Carbonatos

Foram analisadas 4 amostras de carbonatos de veio encaixadas em xistos (F41/327.7, F147/260.68, F154/466.54) e formação ferrífera (F66/422.3) do Grupo Igarapé Salobo para determinação das razões ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) pelo método do Sr natural.

Os carbonatos foram separados com auxílio de broca elétrica, a qual permitiu a desagregação dos minerais sem necessidade de triturar a rocha encaixante. Eles foram pulverizados e analisados através de Difractometria de Raios-X com os equipamentos Carl Zeiss Jena, URD6, 40kV, 20 μA , varredura 3-75, tubo Cu α e D 5000, marca Siemens, 60-40 kV, 40 μA com varredura de 3 a 65, os quais os caracterizaram qualitativamente como calcitas (**Anexo 1**). O programa utilizado para a interpretação dos resultados foi o DIFRAC AT, versão 2.01, da Siemens (1997) e erro de 1%. Na sequência, as amostras foram submetidas a fluorescência de raios-X para análise semiquantitativa de Sr.

As alíquotas das calcitas foram colocadas em tubos de ensaio de polietileno juntamente com 2ml de HCl 0.1N. Seguiu-se processo de centrifugação, eliminação do sobrenadante e ataque do resíduo com 1ml de HCl 1N até a dissolução completa do carbonato. As soluções foram centrifugadas novamente; os sobrenadantes foram secos em capela de evaporação e depois foram eluídos com HCl 2.62N.

2.2.2.3- Turmalinas

A composição isotópica do Sr foi obtida em 5 amostras de turmalinas hospedadas em gnaisses do Complexo Xingu (F143/245.25, F154/58.47, F142/233.43) e em turmalina quartzitos do Grupo Igarapé Salobo (F143/250.0 e F143/278.8).

Os concentrados de turmalinas foram obtidos através da trituração das amostras em pilão de ferro, peneiramento na malha 80-200 *mesh*, separação magnética através do *Frantz Isodynamic*, modelo L1, 115V, 2.2A, série 678, segundo orientação $20^\circ \times 0.6^\circ \times 0.3A$, no qual a turmalina ficou retida na fração magnética e catação manual dos minerais com auxílio de lupa binocular, para purificar o concentrado final. Na sequência, elas foram submetidas a fluorescência de raios-X para a análise semiquantitativa do Sr; foram atacadas quimicamente conforme procedimento descrito para os gnaisses e foram levadas às colunas de resina de troca catiônica para a extração do Sr natural.

Todas as soluções preparadas pelos métodos do Sr natural (turmalinas, carbonatos e gnaisses) e diluição isotópica (гнаisses), foram depositadas em colunas de vidro do tipo *pyrex*, com resina catiônica AG[®] 50 WX8, 200-400 *mesh*. Prosseguiu-se com sucessivas etapas de lavagem da solução com água tridestilada e HCl 2,62N até a coleta da solução com Sr. Adicionou-se 2 a 3 gotas de HClO₄ 50% para eliminação de resina que, por ventura, tivesse escapado da coluna e a solução foi levada à secura total.

Os concentrados com Sr procedentes das colunas catiônicas foram homogeneizados com 2 μ l de H₃PO₄, depositados em monofilamentos de Ta e a leitura dos teores de Rb e Sr dos gnaisses e das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para gnaisses, carbonatos e turmalinas foram efetuadas no espectrômetro de massa VG 354 do CPGeo, cujo erro de leitura é de 2 σ .

A alíquota com Rb_{sp} + traçador foi analisada diretamente no espectrômetro.

A reprodutibilidade para esse método foi controlada pela repetição de análises do padrão NBS 987, com valor de 0.71024 ± 0.0002 e o branco do procedimento foi de 5 ng.

Para efeito do cálculo das isócronas adotou-se as constantes $\lambda_{87Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹; (⁸⁶Sr/⁸⁸Sr) = 0.1194; ⁸⁴Sr/⁸⁶Sr = 0.056584 e ⁸⁵Rb/⁸⁷Rb = 2.59265 de Steiger & Jager (1977) e (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{primordial (BABI)} = 0.69899 (Faure, 1986); ⁸⁴Sr/⁸⁶Sr = 0.0068, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.0845 e a equação $^{87}Rb/^{86}Sr = 2.8934 \times [Rb(ppm)/Sr(ppm)]$.

Os diagramas e cálculos das isócronas seguiram o modelo de Williamson (1968) e foram calculados através do programa ISOJOB de Vlach (1990), cujo erro é de 1 σ .

2.3- Sistema Pb-Pb

2.3.1- Generalidades

O método Pb-Pb baseia-se no decaimento radioativo dos isótopos ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th para os isótopos radiogênicos ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente. O isótopo ^{204}Pb é estável e serve como referência. O comportamento químico dos isótopos radioativos U e Th diferem quanto a valência, raio iônico e solubilidade na água. O Th tem valência única (+4), raio iônico maior que o U e é insolúvel em água. O U possui duas valências, +4 e +6 e é solúvel em água quando na forma de óxido. As concentrações de U e Th são altas em rochas graníticas, baixas em rochas básicas e muito baixas nas ultrabásicas. Estas características distintas servem de vantagem para a caracterização dos eventos geológicos, obtenção de idades e fontes de Pb.

A idade adquirida através do sistema Pb-Pb pode ser calculada através da aplicação do cálculo de idades modelo ou isocrônicas através da equação:

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - b_0) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - a_0) = 1/137.88 \times [(e^{\lambda_2 T} - 1) / (e^{\lambda_1 T} - 1)], \text{ onde:}$$

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = razões isotópicas do Pb primitivo no tempo t;

$a_0, b_0 = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}, ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ = razões isotópicas do Pb primitivo da Terra no tempo T;

λ_1 = constante de decaimento para ^{238}U e igual a $1.55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$;

λ_2 = constante de decaimento para o ^{235}U e igual a $9.8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$;

$^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 1/137.88$;

T = idade da Terra e

t = tempo decorrido desde a remoção de Pb primitivo de sua fonte.

Para o cálculo das idades modelo, o valor de a_0 e b_0 para uma rocha são escolhidos de acordo com Tatsumoto *et al.* (1973) ou Chen e Wasserburg (1983), os quais calcularam as composições isotópicas de Pb para o meteorito Canyon Diablo, fase troilita e atribuíram-na como composições isotópicas similares à Terra primitiva, cuja idade varia entre 4,55 e 4,57 Ga (Faure, 1986).

Contudo, as interpretações sobre a evolução isotópica do Pb variam de acordo com o modelo a ser seguido.

Pelo modelo Holmes-Houtermans (1946), desenvolvido em galenas o sistema U-Th-Pb é entendido como fechado e homogêneo desde a formação da Terra e as razões U/Pb e Th/Pb se modificam por decaimento radioativo em estágio único, dentro desse reservatório uniforme até a mobilização do Pb comum e Pb radiogênico para a formação da galena e portanto, a idade obtida indica a fonte do Pb.

No modelo de Cumming e Richards (1975) desenvolvido em galenas, a evolução do Pb é contínua, em estágio único e as razões U/Pb e Th/Pb são constantemente aumentadas no reservatório fonte até a formação das galenas, a qual representa a composição isotópica média da crosta continental superior.

Kanasewich (1968), Richards (1971) e Shaw (1957) analisaram galenas e constataram a incompatibilidade do sistema U-Th-Pb se manter fechado desde a formação da Terra, porque as galenas datadas apresentaram idades mais jovens ou mais antigas que as esperadas e isto confirmou que as razões U/Pb e Th/Pb variaram com o tempo geológico. Assim, o sistema U-Th-Pb variou com o tempo geológico, era heterogêneo e portanto, a composição do Pb mudou juntamente com as razões U/Pb pelo decaimento radioativo no reservatório onde o Pb residiu e depois formou a galena.

O modelo de Stacey e Kramers (1975) efetuado em galenas refere-se à evolução do Pb num estágio duplo. Num primeiro estágio, de 4,57 a 3,75 Ga, a Terra era homogênea para o sistema U-Th-Pb e em 3,75 Ga a Terra sofreu processo de intensa diferenciação geoquímica no manto e crosta modificando as razões U/Pb e Th/Pb, as quais permaneceram constantes até a época atual. O Pb removido do reservatório primordial e incorporado na galena manteve-se constante a partir do segundo estágio.

Zartman e Doe (1981), desenvolveram o modelo da Plumbotectônica a partir de estudos de depósitos de galena do Fanerozóico. Reconheceram 3 reservatórios geológicos conhecidos como manto, crostas continental superior e inferior, os quais sofriam interferência em suas razões U/Pb e Th/Pb a cada orogênese ocorrida em intervalos de 400 Ma (Zartman e Doe, 1981) ou 100 Ma (Zartman e Haines, 1988) começando em 4 Ga. Durante cada orogênese, Pb, Th e U foram realocados para os diferentes reservatórios de forma heterogênea, diferenciando-se em relação às suas composições isotópicas. O orógeno pode ter sido derivado de erosão, sedimentação, subducção e atividade ígnea e a curva de evolução isotópica do Pb poderia refletir a evolução média do Pb na litosfera, enquanto que no manto e crostas continental superior e inferior descreveriam a evolução do Pb em camadas. A identificação do reservatório geoquímico seria obtida através da utilização de curvas de evolução do Pb pré-determinadas nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o qual caracteriza a idade e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que verifica as mudanças do sistema U-Th-Pb.

A idade isocrônica pode ser adquirida através de conjunto de rochas e/ou minerais cogenéticos, cujas composições isotópicas se alinham em uma reta no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Para que haja alinhamento dos pontos experimentais, as amostras analisadas devem ter tido a mesma razão inicial de Pb, diferentes razões U/Pb e seu sistema deve ter se mantido fechado para U e Pb desde a

época da última homogeneização isotópica. Assim, a idade encontrada será a de formação da rocha ou metamorfismo.

Adicionalmente, a idade isocrônica pode ser calculada por meio da técnica de lixiviação de Pb dos minerais (Frei e Kamber, 1995). Tal procedimento permite uma extração gradual de Pb a cada etapa de lixiviação, a qual é efetuada durante intervalos de tempo e temperaturas pré-determinadas. Esta técnica possibilita a maximização do espalhamento das composições isotópicas de Pb num diagrama isocrônico, podendo resultar em boa resolução para a idade de uma fase e ainda combiná-la com as razões de Th e U e verificar o seu equilíbrio isotópico (Carignan *et al.*, 1993).

O sistema Pb-Pb também propicia a obtenção do parâmetro petrogenético μ , o qual representa a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ atual da fonte do conjunto de minerais e rochas analisado e é calculado pela seguinte equação:

$$\mu = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - a_0) / (e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t}), \text{ onde}$$

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = intersecção da isócrona Pb-Pb no tempo t com a Geócrona no tempo T igual a 4,5Ga;

$a_0 = 9.307$ (Tatsumoto *et al.*, 1973).

As razões U/Pb e Th/Pb são diferentes para cada reservatório. As rochas da crosta continental superior são as mais enriquecidas em SiO_2 que as rochas de outros reservatórios e o U, Th e Pb apresentam afinidade positiva com esse tipo de material e portanto, apresentam razões U/Pb e Th/Pb elevadas. A crosta continental inferior é granulítica, possui razões U/Pb e Th/Pb menores que a crosta superior e manto superior, enquanto que o manto superior, tem razões Th/U constantes e é empobrecido em Pb em relação a crosta continental superior (Kramers e Tolstiklin, 1997). As composições para o manto inferior são desconhecidas e o núcleo possui concentrações de Pb maiores que U e Th em relação ao manto superior (Kramers e Tolstiklin, 1997).

Os magmas diferenciados do manto superior apresentam valores de μ_1 entre 7.5 e 8.1. Os gerados por processos de fusão parcial da crosta continental inferior apresentam valores de μ_1 menores que 7.5 quando a razão U/Pb do magma gerado é menor que no manto e valores de μ_1 maior que 8.1 para os processos de fusão da crosta continental superior que possui as razões U/Pb mais elevadas que o manto superior.

2.3.2- Preparação das amostras

2.3.2.1- Lixiviação em minerais de sulfeto.

A técnica da lixiviação de Pb foi aplicada em concentrados de calcopirita (F46/417.10) e calcosina (F143/542.89) das formações ferríferas.

As amostras separadas para a obtenção dos concentrados de minerais sulfetados foram trituradas em pilão de ferro, peneiradas na fração 80-200 *mesh*, atacadas com HF(conc.) a frio para eliminação da fração silicática e os agregados remanescentes foram eliminados através do procedimento da catação manual de minerais com lupa binocular. É importante enfatizar que nem todos os minerais sulfetados estão livres de reações químicas com o HF concentrado a frio (Neuerburg, 1975).

Os concentrados foram lavados repetidas vezes com água tridestilada ultrapura, em aparelho ultra-som em intervalos de 30 minutos até que a água decantada ficasse limpa. Na sequência, as amostras foram lavadas com acetona e secas em capela de fluxo laminar.

Cerca de 600 e 400 mg, respectivamente, de calcosina e calcopirita foram utilizados para aquisição das soluções sobrenadantes enriquecidas em Pb, que foram coletadas em 4 etapas de lixiviação (L1 a L4) e em uma etapa de dissolução do resíduo remanescente (R). O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e Bjorlykke *et al.* (1990).

O lixiviado L1 resultou da reação dos minerais de sulfetos com 4 ml de solução de HBr 1,5 N e HCl 2 N na proporção 12:1, a quente, por 15 minutos, no qual foi coletada a solução sobrenadante L1. A solução sobrenadante L2 foi obtida a partir da reação do resíduo de L1 com 4 ml de HBr 1N, a quente, por 4 horas. L3 foi adquirido com a reação do resíduo de L2 com 4ml de HCl 2N, a quente, por 5 horas. O lixiviado L4 foi obtido pela reação do resíduo de L3 com 4ml de HCl 6N, a quente, durante 2 horas. A reação química final processou-se com o resíduo de L4 e 4 ml de HNO₃ 14N por 9 dias. Neste período, os minerais sulfetados reagiram com o HNO₃, liberaram gás sulfídrico e NO_{2(gas)}, formaram complexos e precipitaram um composto branco e amorfo que, provavelmente, é enxofre (Van Schmus, 1997 comum. pessoal). A solução resultante (R) foi recolhida para a análise de Pb. O resíduo resultante de cada etapa foi lavado com água tridestilada ultrapura e seco em caixa de evaporação para execução da lixiviação seguinte.

Cerca de 80% das calcopiritas e calcosinas foram dissolvidas durante este procedimento, porém 20% da massa total ficou na forma de precipitados insolúveis durante o período em que foram atacados com ácido.

2.3.2.2- Lixiviação em turmalinas.

As turmalinas foram concentradas a partir de turmalina quartzitos pertencentes ao Grupo Igarapé Salobo (F143/250,0 e F143/278.8) e turmalinito do Complexo Xingu (F154/58.47).

Estas amostras foram trituradas em pilão de ferro e peneiradas na fração 80-200 mesh. As turmalinas foram concentradas com auxílio do *frantz Isodynamic*, modelo L1, 115V, 2.2A, série 678 e lupa binocular. Os concentrados foram lavados repetidas vezes com água tridestilada ultrapura em aparelho ultra-som e secos em capela de fluxo laminar para se efetuar a análise isotópica.

Foram utilizados 550 mg de concentrados de turmalina para a lixiviação do Pb. Esta técnica foi efetuada em 4 etapas de lixiviação e uma de dissolução do resíduo, conforme o procedimento de Frei e Pettke (1996). O ataque químico iniciou-se com adição de 4 ml de solução de HBr 1,5N com HCl 2 N, a quente, na proporção de 12:1, a qual reagiu com o concentrado de turmalina por 1 hora e recolheu-se a solução sobrenadante L1. A reação do resíduo de L1 com 4 ml de HBr 50%, a quente, por 3 horas, resultou no lixiviado L2. Os lixiviados L3 e L4 foram resultantes das reações dos resíduos de L2 e L3 com 4 ml de HNO₃ 7N, a quente, por 4 horas e 4 ml de HNO₃ 14N, a quente, por 18 horas, respectivamente. O resíduo de L4 foi atacado com 8 gotas de HNO₃ 14N juntamente com 4 ml de HF concentrado, a quente, durante 8 dias para a dissolução total, porém ocorreu precipitação de compostos fluoretados e o resíduo foi eluído com HCl 6N para a conversão dos fluoretos em cloretos e depois a solução resultante (R) foi recolhida. A cada lixiviação o resíduo foi lavado com água ultrapura e seco em caixa de evaporação.

Cerca de 0.7 e 5.8 % dos concentrados de turmalinas foram dissolvidos durante a aplicação desta técnica.

2.3.2.3- Lixiviação em magnetitas.

A magnetita foi concentrada a partir da trituração da amostra da formação ferrífera bandada e brechada (F50/90,10) e separada da fração silicática com o ímã de mão. Esse concentrado foi lavado várias vezes com água tridestilada ultrapura e seco em capela de fluxo laminar antes de se iniciar o procedimento da lixiviação do Pb.

A obtenção de lixiviados a partir de 500 mg de magnetita promoveu-se através da variação da concentração do HCl, tempo de lixiviação e variação da temperatura. O primeiro lixiviado, L1, foi obtido através da reação de 4 ml de HCl 1N, a quente, com a magnetita durante 30 minutos. O lixiviado L2 foi resultante da reação do resíduo de L1 com 4 ml HCl 3N a frio, por 20 horas. L3 foi adquirido a partir do resíduo de L2 com 4 ml de HCl 6N, a frio, durante 5 horas. Para aquisição de L4, L5, L6 e R adicionou-se 4 ml de

HCl 6N, a quente, nos respectivos resíduos de L3, L4, L5 e L6 e os períodos de lixiviação de Pb foram de 15 horas, 1 hora, 5 dias e 6 dias, respectivamente. Nas etapas de lixiviação houve dissolução de 30% da massa da magnetita inicial, enquanto que o resíduo final foi quase totalmente dissolvido.

Os resíduos de cada lixiviado foram lavados com água tridestilada ultrapura entre as etapas de lixiviação e após a secagem deles é que se iniciava novo ataque químico.

Salienta-se que a concentração do HCl e variação de temperatura interferiram na dissolução das magnetitas e liberaram íons Fe, cuja concentração foi evidenciada na diferença de cores das soluções dos sobrenadantes, as quais variaram entre as tonalidades amarela e vermelha. A magnetita dissolve-se sob temperaturas acima de 60°C (N. Machado, 1997, comun. verbal) e então procurou-se manter as temperaturas baixas para a efetuação das lixiviações.

2.3.2.4- Dissolução total em magnetitas e rocha total.

Adicionalmente, foram efetuados ataques químicos para a dissolução total do concentrado de magnetita e da rocha total de uma amostra de formação ferrífera bandada e brechada (F50/90.10).

A amostra selecionada para análise de rocha total foi triturada em pilão de ferro, quarteada e pulverizada em moinho de bolas, marca Mixer/Mill 8000, enquanto que a magnetita foi separada com o auxílio do ímã de mão.

500 mg de rocha total foi dissolvido com HF(conc.) + HNO₃ (conc.), na proporção de 2:1 durante 10 dias. 500mg de magnetitas foram atacados com HCl 6N a temperaturas maiores que 60°C por 5 dias. As soluções sobrenadantes MTRT (rocha total) e MTB (magnetita total) foram recolhidas para a análise do Pb.

Todas as soluções resultantes dos diferentes procedimentos de lixiviação e dissolução total dos minerais e rocha foram secas em caixa de evaporação; convertidas em HBr 0.7N e os íons Pb foram extraídos em colunas de polietileno com resina aniônica AG[®] 1-X8 200-400 mesh. Após várias etapas de lavagem com água tridestilada ultrapura, HCl 6N e HBr 0.7N é que o Pb foi eluído em meio de HCl 6N. Foram adicionados 5 µl de H₃PO₄ 0.25M nas soluções finais e estas foram levados à secura em caixa de evaporação.

Na sequência, os concentrados com Pb foram misturados com 4 µl de sílica gel e depositados em monofilamentos de Re. As medidas isotópicas foram efetuadas no espectrômetro VG 354 multicoletor. O padrão utilizado para essas análises foi o NBS 981 e o Branco do procedimento foi de 212 pg nas análises com os minerais de sulfetos e turmalinas e 400 pg nas análises de magnetitas e rocha total.

As constantes adotadas neste trabalho seguiram a convenção de Steiger & Jager (1977) e são as seguintes:

$\lambda_{238\text{U}} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $\lambda_{235\text{U}} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $\lambda_{232\text{Th}} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$;
 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$;

$a_0 = 9.307$; $b_0 = 10.294$ e $c_0 = 29.476$ (Tatsumoto *et al.*, 1973).

Os diagramas e cálculos das isócronas seguiram o modelo de York (1969) e foram calculados através do programa ISOPLOT versão 2.70 de Ludwig (1993), cujo erro é de 2σ e a confiabilidade é de 95%.

2.4- Sistema Sm-Nd

2.4.1- Generalidades

Os elementos Sm e Nd pertencem a série dos lantanóides, possuem raios iônicos próximos (0.96 e $1.00 \text{ \AA}$), densidade de carga elevada (+3), números atômicos elevados (62 e 60) e são pouco solúveis em água. Tais características resultam em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, variando de 0.10 a 0.37 nos minerais e rochas, bem como em dificuldades de mobilização no estado sólido, podendo haver, entretanto, redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais durante o processo de recristalização metamórfica (Sato *et al.*, 1995).

Tanto o Sm quanto o Nd possuem 6 isótopos, entre os quais o isótopo radioativo ^{147}Sm sofre desintegração através de emissão de partículas α e transforma-se no isótopo radiogênico ^{143}Nd . O nuclídeo radioativo ^{144}Nd apresenta meia-vida elevada (2.4×10^{15} anos) e por isso é considerado estável e serve como isótopo de referência para os cálculos das idades Sm-Nd.

O método Sm-Nd é empregado principalmente em rochas máficas e ultramáficas, visto que são constituídas por minerais como granadas, clinopiroxênio, anfibólios, biotitas e feldspatos, todos enriquecidos nestes dois elementos terras-raras.

Similarmente à sistemática Rb-Sr, as idades Sm-Nd podem ser obtidas através do cálculo de idades isocrônica e modelo.

Para o cálculo da idade isocrônica Sm-Nd aplica-se a seguinte expressão:

$$T = 1/\lambda_{\text{Sm}} \ln \{ 1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_a - (^{143}\text{Nd}_0/^{144}\text{Nd}_0) / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_a] \}, \text{ onde}$$

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = razões isotópicas medidas;

$^{143}\text{Nd}_0/^{144}\text{Nd}_0$ = razão isotópica inicial;

a = amostra; T = idade.

A idade isocrônica é obtida a partir de conjunto de pelo menos 3 amostras de rochas e/ou minerais cogenéticos, cujas composições isotópicas são plotadas no

diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. O alinhamento dos pontos experimentais define uma reta, cujo coeficiente angular é diretamente proporcional a idade e o intercepto desta reta com a ordenada indica a razão isotópica inicial do sistema.

O significado da idade isocrônica em rocha total é interpretado como idade da cristalização das rochas ígneas ou idade do metamorfismo. Como o Sm e o Nd são pouco móveis na escala da rocha total, o sistema geralmente não é perturbado por eventos geológicos superpostos. Por outro lado, a idade isocrônica obtida através de minerais cogenéticos pode ser interpretada como idade de cristalização magmática, para paragênese de minerais ígneos ou será a idade do último episódio metamórfico, caso a paragênese refira-se aos minerais neoformados durante este episódio.

Nas rochas alteradas hidrotermalmente, as razões Sm/Nd são mais elevadas e variáveis, tornando possível a obtenção de isócrona que remonta à época da formação de prováveis mineralizações associadas aos fluidos hidrotermais (Sato *et. al*, 1995).

O cálculo da idade modelo é efetuado através da análise de rocha total. A razão Sm/Nd em rocha total não varia significativamente durante os processos crustais como fusão parcial, eventos metamórficos, diagênese e alterações hidrotermais (Faure, 1986). A principal modificação ocorre no processo de diferenciação manto-crosta, na qual o magma extraído do manto superior sofre alteração e a partir daí, com o magma incorporado à crosta continental, a razão Sm/Nd não será expressivamente modificada.

No processo de fusão parcial, o magma tem razão Sm/Nd sempre menor que a rocha fonte, mas as concentrações de Nd e Sm enriquecem no líquido em relação ao magma original, haja vista o aumento no grau de cristalização fracionada deste magma.

Portanto, é possível modelar para qualquer tipo de rocha, a época em que um magma parental diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos geológicos envolvidos.

Existem dois modelos de evolução isotópica do Nd no manto superior. O primeiro é baseado na evolução dos condritos (CHUR- *Chondritic Uniform Reservoir*), o qual considera a Terra homogênea quando se formou e assume que o Nd terrestre estava num reservatório uniforme com razão Sm/Nd igual a dos meteoritos condriticos (DePaolo e Wasserburg, 1976). O segundo, chamado modelo manto empobrecido (DM- *Depleted Mantle*) baseia-se em processos de fracionamento do manto superior, envolvendo extração de magmas basálticos e formação de magma residual enriquecido na razão Sm/Nd e empobrecido em elementos litófilos. Ambos indicam a idade de diferenciação mantélica do magma parental.

As idades modelo, entretanto, podem resultar em valores sem significado geológico quando o magma parental da rocha analisada foi originado de um manto enriquecido ou quando a rocha analisada é produzida por fusão parcial de sedimentos

provenientes de diversas fontes, resultando em idades intermediárias para os protólitos das rochas fontes dos sedimentos.

Adicionalmente, os isótopos de Nd são utilizados como traçadores petrogenéticos e é calculado através do parâmetro ϵ_{Nd} segundo a equação de DePaolo (1981):

$$\epsilon_{Nd(T)} = \epsilon_{Nd(0)} \times f^{Sm/Nd} \times Q(Nd) \times T, \text{ onde}$$

$$\epsilon_{Nd(0)} = \left[\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{am.} / \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR} - 1 \right] \times 10^4;$$

$$f^{Sm/Nd} = \left[\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{am.} / \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR} - 1 \right]; Q(Nd) = 25.09 \text{ b.a}^{-1}; T = \text{idade}.$$

Se na época de cristalização da rocha, o magma progenitor possuir razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ maior que a do condrito, o ϵ_{Nd} será positivo e a fonte desse magma será mantélica pois terá razão Sm/Nd maior que o condrito. Caso contrário, a fonte das rochas estudadas terá razão Sm/Nd mais empobrecida que o condrito e o magma progenitor será de origem crustal.

Segundo DePaolo (1988) os valores de ϵ_{Nd} para o manto inferior é igual a 0; manto superior e dorsais meso-oceânicas = +10, ilhas oceânicas = +8, ilhas intra-placa (*hot spot*) = 0 a +8, montanhas de fundo oceânico = +5 a +10, crátons continentais = -5, rifts continentais = -5 a +8 e arcos de margens continentais = -20 a +8.

2.4.2- Preparação das amostras

2.4.2.1- Rocha total

O método Sm-Nd em rocha total foi aplicado em um conjunto de 6 amostras de gnaisses de composição tonalítica (F24/251.4, F147/32.7, F19/259.06, F19/258.0, F12/498.3 e F143/303.3) e 2 amostras de xistos do Grupo Igarapé Salobo (F23/310.6 e F59/204.35). Nos xistos também se analisaram concentrados de biotita, grunerita e granada.

As amostras de gnaisses e xistos foram trituradas em pilão de ferro, quarteadas e pulverizadas com auxílio do moinho de bolas, marca Mixer/Mill 8000. Outras amostras foram trituradas, peneiradas na fração 60-100 *mesh* e os minerais de interesse (granada, biotita, grunerita) foram concentrados através do auxílio do *Frantz Isodynamic*, modelo L1, série 678 e lupa binocular.

O ataque químico para a abertura dos concentrados de minerais e das rochas pulverizadas seguiu os critérios estabelecidos pelo CPGeo-IGUSP.

Foram pesados entre 50 e 100 mg de amostras de rocha total mais o *spike* combinado Sm-Nd para proceder com a análise química. As concentrações do *spike*

para o ^{150}Nd é $0.003314\mu\text{g/g}$ de Nd_{total} e para o ^{149}Sm é $0.740918\mu\text{g/g}$ de Sm_{total} sendo que sua dosagem deve ser seguida de acordo com o litotipo analisado (Sato *et al.*, 1995).

As amostras foram atacadas com HF (conc.) + HNO_3 (conc.) na proporção de 2:1; agitadas em aparelho ultra-som por 45 minutos e aquecidas sob lâmpada infravermelha por 1 noite e secas. Os resíduos remanescentes foram atacados novamente com 5 ml de HCl 6.2N e aquecidos por mais uma noite. A próxima etapa consistiu em evaporar as soluções finais e condicioná-las com 0.2 ml de HCl 2.5N para a extração dos elementos terras-raras.

A extração desses elementos se fez através de duas etapas, sendo a primeira em colunas de troca iônica (primárias) e a segunda em colunas de pó de teflon Voltaleft.

Na primeira etapa, as soluções foram depositadas em colunas de quartzo, com resina catiônica do tipo AG[®] 50W X8 (200-400 mesh) e após sucessivas lavagens com água tridestilada ultrapura e HCl 2.5N é que se extraiu os elementos terras-raras em meio de HCl 6.2N.

As soluções foram secas e os resíduos resultantes foram concentrados com 0.2 ml de HCl 0.26N e depositados em colunas de pó de teflon para a extração do Sm e Nd. Depois de sucessivas lavagens com HCl 0.26N coletou-se o Nd e após outras lavagens com HCl 0.55N, coletou-se a solução com Sm. Adicionou-se $10\mu\text{l}$ de H_3PO_4 0.1N nestas soluções e elas foram levadas à secura. Os concentrados finais foram misturados com $4\mu\text{l}$ de sílica-gel e depositados em monofilamentos de Re para a leitura das medidas isotópicas no aparelho multicoletor VG 354. O padrão Nd utilizado para as análises foi o LA-JOLLA.

Para efeito do cálculo de isócronas os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizados pela razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (Michard *et al.*, 1985). Para a aquisição da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ utilizou-se a equação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.60847 \times [\text{Sm (ppm)}/\text{Nd (ppm)}]$. Para os cálculos de Nd e ϵ_{Nd} utilizaram-se as constantes $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ de Wasserburg *et al.*, 1981; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ (Jacobsen e Wasserburg, 1980) e a idade modelo, T_{DM} , foi obtida pela equação de DePaolo (1981).

Os diagramas e cálculos de isócronas seguiram o modelo de Wendt 2 (1972) e foram calculados através do programa ISOJOB de Vlach (1990), cujo erro é de 1σ .

CAPÍTULO 3

3- GEOLOGIA REGIONAL

A região dos Carajás localiza-se no sudeste do Estado do Pará e faz parte da porção oriental do Cráton Amazônico. Ela está inserida na Província Amazônia Central deste cráton (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1996) ou Sub-Província Carajás, subdivisão da Província Estrutural Tapajós (Almeida e Hassui, 1984), de idade Arqueana.

A região dos Carajás está envolvida pela tectônica do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e é delimitada pelos paralelos 5°25' e 8°00'S e meridianos 49°21' e 51°00'W, limitada pelos rios Araguaia-Tocantins a leste, rio Xingu a oeste, Bacia Amazônica a norte e Serra da Seringa a sul (**Figura 2**).

Figura 2- Mapa de localização da região dos Carajás.

3.1- Cronoestratigrafia

As propostas para o empilhamento estratigráfico da região que envolvem a Província Mineral de Carajás (PMC) foram efetuadas por trabalhos de Tolbert *et al.* (1968), Knup (1971), Beisiegel *et al.* (1973), Liahdrat (1974), Silva *et al.* (1974), Amaral (1974), Gomes *et al.* (1975), Hirata *et al.* (1982), Meireles *et al.* (1984), Gibbs *et al.* (1986), DOCEGEO (1988), Macambira *et al.* (1990), Araújo & Maia (1991), cujas colunas estratigráficas acham-se resumidas em Nogueira *et al.* (1995) e também por Faraco *et al.* (1996) e Pinheiro (1997). A tabela 1 mostra as 3 colunas estratigráficas mais atualizadas para a região da Província Mineral de Carajás.

Para maior facilidade descritiva, as unidades litoestratigráficas da Província Mineral dos Carajás (PMC) foram agrupadas em 5 domínios principais: Terrenos metamórficos granito-gnáissico-migmatíticos com associações granulíticas, Sequências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*, Magmatismos básico-ultrabásicos, Sequências metavulcano-sedimentares associadas ao Cinturão Itacaiúnas e Granitóides pós-tectônicos e anorogênicos.

A **figura 3** apresenta o mapa geocronológico da Província Mineral de Carajás, cuja base geológica foi adaptada de DOCEGEO (1988) e Faraco *et al.* (1996), através dos programas AutoCAD 12 e a descrição dos pontos plotados constam no **anexo 2**

TERRENOS METAMÓRFICOS GRANITO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS COM ASSOCIAÇÕES GRANULÍTICAS.

Os terrenos granito-gnáissico-migmatíticos associados às rochas granulíticas constituem as unidades geológicas mais antigas da região e são representados pelo Complexo Xingu, Tonalito Arco Verde, Complexo Pium e Granitóides Arqueanos.

O Complexo Xingu mantém relações de contato com as unidades que ocorrem na porção leste do Cráton Amazônico e é o embasamento cristalino da região (Silva *et al.*, 1974, Hirata *et al.*, 1982; Araújo & Maia, 1991; Faraco *et al.*, 1996, Pinheiro & Holdsworth, 1997). Os litotipos predominantes são gnaisses tonalíticos a granodioríticos, migmatitos e monzogranitos subordinados. Eles apresentam um alto grau de metamorfismo associado com migmatização regional (DOCEGEO, 1988) e orientam-se segundo direções E-W e ENE-WSW. A idade de $2859 \pm 2\text{Ma}$ (U-Pb, zircões, Machado *et al.*, 1991) foi considerada como mínima para a formação dessas rochas.

O Metatonalito Arco Verde situa-se na Região de Rio Maria, tem mesma posição estratigráfica que o Complexo Xingu e consiste de uma suite arqueana tipo tonalito-

Tabela 1 - Unidades litoestratigráficas da região da Província Mineral de Carajás.

Era	DOCEGEO (1988)			Araújo e Maia (1991)		Pinheiro (1997)	
Proterozóica		Diques ácidos e básicos		Granitóides Anorogênicos		Assembléias Supracrustais	Fm Gorotire
		Granitóides anorogênicos					Granitóides Anorogênicos
		Gabro Santa Inês					Fm Aguas Claras
		Grupo Rio Fresco					
		Gnaiss Estrela					
Arqueana	SG Itacaiúnas	Gr Buritirama	Gr Igarapé Bahia	Máficas Santa Inês	Ultramáficas tipo Vermelho		Cpx Granítico Estrela
		Gr Grão Pará: Fm Pateovulcânica Superior Fm Carajás Fm Parauapebas		Gr Grão Pará	Fm Aguas Claras Fm Carajás Fm Parauapebas		Gr Grão Pará: Fm Carajás Fm Parauapebas
		Gr Igarapé Salobo: Fm Cinzento Fm Três Alfa Gn Cascata		Gr Sapucaia	Gr Rio Novo		Gr Pojuca
			Cpx Luanga e Serra Azul	Gn Estrela		Assembléia do Embasamento	Gr Salobo
			Cpx Xingu	Suite Plaquê	Cpx Xingu		
	SG Andorinhas/ Serra Inajá	Gr Lagoa Seca e Babaçu/ Rio Preto e Santa Lúcia	Cpx Pium	Cpx Pium			Cpx Xingu Cpx Pium Granito Plaquê

trondhjemitó-granodiorito (TTG), apresenta foliação aproximada E-W, coplanar com a dos granitóides arqueanos porém, não deve ser produto do retrabalhamento do Granodiorito Rio Maria (Althoff *et al.*, 1995).

Idades de **2971 ± 30/-28Ma** (Macambira & Lancelot, 1991a), **2957 ± 16/-19Ma** (Macambira & Lancelot, 1991a; Macambira *et al.*, 1994), **2980 ± 38/-30Ma** (Macambira *et al.*, 1993) e **2957 ± 25/-21Ma** (Macambira e Lancelot, 1996), determinadas pelo método U-Pb em zircões são interpretadas como idades de formação dessas rochas.

O Complexo Pium aflora nas proximidades dos rios Cateté e Pium. Esta unidade foi, inicialmente, mencionada por Hirata *et al.* (1982) porém, somente com pesquisas posteriores (DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991) é que ela foi separada do Complexo Xingu. Sua relação com este é tectônica e isso dificulta a ordenação estratigráfica dessa unidade. Compreende charnoquitos, enderbitos e hiperstênio-piroclásio-granulitos, metamorfisados no fácies granulito e orientados, geralmente, segundo *trend* E-W. A idade de **3050 ± 57Ma** foi obtida para os granulitos dessa região (Pb-Pb, zircões, Rodrigues *et al.*, 1992).

Idade de 3.2 Ga determinada em zircões detríticos pelo método U-Pb em sedimentos da Formação Águas Claras e no Granito Musa, ambos da região de Rio Maria, sugere contribuição de crosta ainda mais antiga para a formação da PMC (Macambira *et al.*, 1995).

Vários granitóides arqueanos afloram nas porções norte e sul da Província Amazônia Central e compreendem litotipos de composições graníticas, trondhjemiticas e tonalíticas, geralmente metamorfisados no fácies xisto verde e foliados segundo orientação E-W, NNE-SSW e WNW-ESE (Macambira *et al.*, 1990). Estes granitóides estão individualizados como Gnaiss Estrela, Granito Plaquê e Granito Antigo Salobo, associado com os terrenos granítico-gnaissico-migmatíticos, na parte norte da província e Granodiorito Rio Maria, Tonalito Parazônia, Trondhjemitó Mogno, Monzogranito Mata Surrão, Granito Guarantã, Granito Xinguara e Granodiorito Cumaru ao sul, os quais bordejam sequências tipo *greenstone belt*.

No Gnaiss Estrela determinou-se idade isocrônica de **2527 ± 34Ma** e λ de **0,7018** (Rb-Sr, rocha total, Barros *et al.*, 1992), que, provavelmente, traduz a fase de deformação dúctil responsável pela gnaissificação do protólito ígneo. A idade de **2573 ± 2 Ma** foi obtida para o Granitóide Antigo Salobo (U-Pb em zircões, Machado *et al.* 1988).

Na parte sul e no principal granitóide arqueano, o Granodiorito Rio Maria, Macambira *et al.* (1991a) e Pimentel & Machado (1994) obtiveram idades de **2874 ± 9/-10Ma** e **2872 ± 5Ma** (U-Pb em zircões) e interpretaram-nas como época de cristalização do granodiorito, sendo este mais jovem que os *greenstones* e o tonalito Arco Verde. Avelar *et al.* (1996) também dataram granodioritos na região de Tucumã e determinaram

idade de $2850 \pm 17\text{Ma}$ (Pb-Pb em zircões), sugerindo uma contemporaneidade destes com os granitóides de Rio Maria.

As idades de formação do Trondhjemitó Mogno e do Tonalito Parazônia são, respectivamente, 2871Ma e 2858Ma (U-Pb, titânitas, Pimentel & Machado, 1994). O tonalito mostra evidência de ter sido intrudido no trondhjemitó e no Granodiorito Rio Maria.

No Granodiorito Cumaru a idade de $2817 \pm 4\text{Ma}$ (Pb-Pb em zircões, Lafon e Scheller, 1994) é considerada como de formação, podendo o mesmo ser contemporâneo ao Granodiorito de Rio Maria. Já o monzogranito Mata Surrão, tem idade de $2872 \pm 10\text{Ma}$ (Pb-Pb, rocha total, Rodrigues *et al.*, 1992). O Granito Xinguara tem idades isocrônicas de $2876 +13/-11\text{Ma}$ (U-Pb em zircões; Macambira & Lancelot, 1991a) e entre 2,87-2,80 Ga (U-Pb em zircões; Macambira *et al.*, 1996a).

Por outro lado, o emprego do método Rb-Sr em gnaisses e granitóides revelou idades mais jovens. Nos gnaisses do Complexo Xingu da região do rio homônimo, Lafon *et al.* (1991) determinaram idade de $2574 \pm 57\text{Ma}$ com r_i de $0,70416 \pm 0,00054$ (Rb-Sr em rocha total), enquanto que Montalvão *et al.* (1984) obtiveram nas regiões de Itacaiúnas e Rio Maria, idades isocrônicas (Rb-Sr em rocha total) de $2480 \pm 30\text{Ma}$ com r_i de 0,7072 e $2660 \pm 40\text{Ma}$ com r_i de $0,7009 \pm 0,0004$, respectivamente. Já Montalvão *et al.* (1988) e Gastal *et al.* (1987) obtiveram idades de $2675 \pm 65\text{Ma}$ com r_i de 0,7009 e $2564 \pm 68\text{Ma}$ com r_i de 0,70288, referentes ao granodiorito Rio Maria. Tassinari (comun. verbal) aplicou o método Rb-Sr em rocha total e obteve idade de $2680 \pm 60\text{Ma}$ com r_i de 0,7017 e 2400 Ma para os concernentes Trondhjemitó Mogno e Tonalito Parazônia. As isócronas do granodiorito Cumaru determinaram idades de $2543 \pm 53\text{Ma}$ com r_i de 0,70311 (Rb-Sr em rocha total; Lafon *et al.*, 1990), $2577 \pm 27\text{Ma}$ com r_i de 0,70235 (Rb-Sr em minerais, Lafon *et al.*, 1990).

Todas as idades Rb-Sr são 100 a 200Ma mais jovens que as obtidas pelos métodos U-Pb e Pb-Pb e correspondem, provavelmente, ao mesmo intervalo de tempo associado à reestruturação do Cinturão Itacaiúnas, pois as deformações e metamorfismos ocorridos na área devem ter afetado o sistema Rb-Sr e promovido um rejuvenescimento isotópico. Na região de São Felix do Xingu, Lafon *et al.* (1991) dataram granitóides semelhantes aos de Rio Maria e as idades determinadas ($2739 \pm 23\text{Ma}$ e $2677 \pm 50\text{Ma}$, Rb-Sr, rocha total) reforçaram a idéia que esse evento foi regional e atuou no intervalo 2,6-2,5 Ga.

FIGURA 3 MAPA GEOCRONOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS

LEGENDA

SEQUÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES DO TIPO GREENSTONE BELT.

As sequências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* são representadas pelo Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988).

O Supergrupo Andorinhas aflora nas regiões de Gradaus, Sapucaia, Seringa e Rio Maria. Apresenta contatos intrusivos com os granitóides arqueanos; tectônicos com o Complexo Xingu e é recoberto pelos sedimentos da Formação Águas Claras. Está subdividido nos Grupos Lagoa Seca e Babaçu. Os litotipos compreendem derrames ultramáficos, komatiíticos, máfico-félsico, formação ferrífera bandada, basaltos toleíticos e metassedimentos. O Supergrupo Andorinhas está metamorfoisado no fácies xisto verde e apresenta estruturação geral E-W.

Araújo e Maia (1991) redefiniram o Supergrupo Andorinhas e propuseram denominações formais de Grupo Tucumã para rochas supracrustais tipo *greenstone belt* aflorantes na porção oeste da Serra da Seringa e preservadas da ação do cisalhamento Itacaiúnas e Grupo Sapucaia às metavulcânicas e metassedimentos submetidos ao cisalhamento dúctil do Cinturão Itacaiúnas.

Nas metagrauvas do Grupo Lagoa Seca localizadas nas imediações de Rio Maria, a isócrona U/Pb em zircões determinou idade de $2971 \pm 18\text{Ma}$ (Macambira e Lancelot, 1991b) para esses metassedimentos, sendo que os zircões datados eram provenientes de fonte única. Esta idade é a mesma quando comparada com o Tonalito Arco Verde, em que os zircões analisados são bastante semelhantes aos das metagrauvas quanto a cor, concentração nas frações magnéticas e zoneamento de camadas enriquecidas em cálcio. A diferença é que os zircões das metagrauvas são fraturados, angulosos e indicam fonte próxima.

Já Pimentel & Machado (1994) dataram vulcânicas félsicas do Grupo Lagoa Seca e obtiveram idade de $2979 \pm 5\text{Ma}$ (U-Pb em zircões) consideradas como idade de cristalização do magma original, enquanto que Macambira & Lancelot (1992) chegaram a esta mesma conclusão com os riodacitos coletados na Mina Lagoa Seca cuja idade é $2904 \pm 22\text{Ma}$ (U-Pb, zircões).

MAGMATISMO BÁSICO-ULTRABÁSICO

Intrusivo nas sequências metavulcano-sedimentares, aparecem conjuntos de *sills* básico-ultrabásicos, arqueanos, denominados de Complexos Intrusivos Luanga e Serra Azul (DOCEGEO, 1988).

O Complexo Intrusivo Luanga ou Grupo Rio Novo (Araújo e Maia, 1991) aflora a sudeste do Garimpo Serra Pelada e compreende sequência cumulática composta por harzburgitos, piroxenitos e dunitos na base e gradam para noritos e anortositos no topo

da sequência. Está deformado e metamorfoisado nos fácies xisto verde (Suita e Nilson, 1988 e Faraco *et al.*, 1996) e anfibolito (Suita e Nilson , 1988).

Apresenta idade de cristalização de $2763 \pm 6\text{Ma}$ (U-Pb em zircões; Machado *et al.*, 1991) e esta é idêntica, considerando os erros analíticos, às vulcânicas félsicas do Grupo Grão Pará. Por outro lado, análises pelo método Rb-Sr em rocha total efetuadas em noritos determinaram idade de $1852 \pm 43\text{Ma}$, com μ de 0.7035 (Suita e Nilson, 1988), a qual pode corresponder a idade do metamorfismo fácies xisto verde.

O Complexo Intrusivo Serra Azul expõe-se na porção basal do flanco leste da Serra dos Gradaus e compreende dunitos, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos. A presença de minerais de hornblenda, tremolita, diopsídio e clorita sugere ação de metamorfismo entre fácies anfibolito e xisto verde.

A aplicação do método U-Pb em zircões nos *sills* do Complexo Serra Azul indicou idade de $2970 \pm 7\text{Ma}$ para a sua cristalização (Pimentel & Machado, 1994). Esta idade é 200 Ma mais antiga que o Complexo Luanga e isso mostra que esses Complexos intrusivos não são cronocorrelatos.

SEQUÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES ASSOCIADAS AO CINTURÃO ITACAIÚNAS.

Na área da Serra dos Carajás ocorrem sequências metavulcano-sedimentares associadas ao cinturão de cisalhamento Itacaiúnas que recobrem o Complexo Xingu de forma discordante. Apresentam graus de metamorfismos variáveis do fácies xisto verde ao anfibolito e estruturação geral segundo WNW-ESE.

Estas sequências foram inicialmente denominadas por Beiseigel *et al.* (1973) de Grupo Grão Pará, o qual foi subdividido, da base para o topo, em Sequência Paleovulcânica Inferior, Formação Carajás e Sequência Paleovulcânica Superior. A primeira foi renomeada para Formação Parauapebas por Meireles *et al.* (1984). Posteriormente, a sequência denominada Salobo-Pojuca foi separada do Grupo Grão Pará e colocada em posição estratigráfica inferior. A DOCEGEO (1988) manteve o Grupo Grão Pará com a 3 subdivisões anteriores; dividiu a Sequência Salobo-Pojuca em Grupo Igarapé Salobo e Grupo Igarapé Pojuca; criou os Grupos Bahia e Buritirama e agrupou todas estas unidades no Supergrupo Itacaiúnas.

Por outro lado, Araújo *et al.* (1988) entenderam que o Supergrupo Itacaiúnas apresentava o mesmo padrão deformacional e renomearam esta unidade para Grupo Grão Pará, subdividindo-o nas Formações Parauapebas, Carajás e Águas Claras. Esta última, substituiria a Formação Rio Fresco (Silva *et al.*, 1974; Hirata *et al.*, 1982) ou o

Grupo Rio Fresco (DOCEGEO, 1988). Pinheiro (1997) reformulou o arcabouço estratigráfico e incluiu o Grupo Igarapé Salobo na assembléia do embasamento e o Grupo Igarapé Pojuca, Grupo Grão Pará e a Formação Águas Claras na Assembléia Supracrustal.

O Grupo Igarapé Salobo foi subdividido pela DOCEGEO (1988) da base para o topo em *Gnaiss Cascata*, composto por gnaisses tonalíticos a trondhjemiticos; *Formação Três Alfa* com xistos, anfibolitos, quartzitos e formações ferríferas e *Formação Cinzento*, composta por quartzitos. Análises pelo método U-Pb em bordas de zircões provenientes de anfibolitos foliados do Grupo Salobo determinaram idade de $2761 \pm 3\text{Ma}$, interpretada como relacionada a metamorfismo de fácies anfibolito (Machado *et al.*, 1991).

O Grupo Igarapé Pojuca sobrepõe o Grupo Igarapé Salobo e compõe-se de rochas básicas a intermediárias e sedimentos clásticos e químicos intercalados. Nos anfibolitos do Grupo Pojuca obteve-se idade de $2732 \pm 3\text{Ma}$ e ela foi interpretada como reflexo de evento metamórfico na localidade (Machado *et al.*, 1991).

O Grupo Grão Pará compõe-se, da base para o topo, pela Formação Parauapebas composta de basaltos maciços, vesiculares, porfíricos e vulcânicas félsicas porfíricas e pela Formação Carajás constituída de formações ferríferas.

As idades determinadas em metarolitos e em metariodacitos da Formação Parauapebas foram $2758 \pm 39\text{ Ma}$ (U-Pb em zircões, Wirth *et al.*, 1986 e Olszewski *et al.*, 1989) e $2759 \pm 2\text{Ma}$ (U-Pb em zircões; Machado *et al.*, 1991), consideradas como idades do vulcanismo e $2876 \pm 163\text{ Ma}$ (Sm-Nd, rocha total, Olszewski *et al.*, 1989) interpretada como idade de referência para o protólito dessas rochas.

Nos prováveis quartzo-traquitos associados à Formação Carajás Macambira *et al.* (1996b) determinaram idade de $2757 \pm 18\text{Ma}$ (Pb-Pb em zircões) e interpretaram-na como mínima para a cristalização da vulcânica e deposição das formações ferríferas, haja vista a pequena diferença de idade entre as Formações Parauapebas e Carajás.

Mougeot *et al.* (1996a) dataram duas populações distintas de zircões de conglomerados detríticos da Formação Águas Claras pelo método U-Pb e elegeram o intervalo arqueano 2778 - 2708Ma como o de deposição desta formação. Este intervalo de idade é maior que das vulcânicas do Grupo Grão Pará consideradas mais antigas. A disparidade deste intervalo poderia referir-se à mistura das populações de zircões no diagrama concórdia. Esta idéia pode ser reforçada quando comparada com idade de $2763 \pm 10\text{Ma}$ obtida em zircões magnéticos detríticos de quartzitos da base da Formação Águas Claras e de $3189 \pm 22/-18\text{Ma}$ determinada em zircões não magnéticos da

mesma unidade e ambas são consideradas como idades de suas fontes (U-Pb, Macambira *et al.*, 1991b).

O Grupo Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988) situa-se ao sul da área do depósito do Salobo 3A. É uma sequência metavulcano-sedimentar composta de metavulcânicas básicas, metapiroclásticas, *wackes* e ritmitos. Apresenta baixo grau metamórfico e está foliado na direção NNW. Foi determinada idade de 2500Ma nas rochas metavulcânicas (Rb-Sr, rocha total, DOCEGEO, 1988).

O Grupo Buritirama aflorante na Serra homônima, sobrepõe-se ao Grupo Igarapé Bahia. Os litotipos principais compreendem da base para o topo a quartzitos, xistos carbonatados, calciossilicáticas, mármore e xistos diversos que se alinham segundo direção N55°W (DOCEGEO, 1988).

A Formação Águas Claras (Araújo *et al.*, 1991, Pinheiro, 1997) ou Grupo Rio Fresco (DOCEGEO, 1988) ou Formação Rio Fresco (Silva *et al.*, 1974; Hirata *et al.*, 1982) é composta de arenitos conglomeráticos, siltitos, calcários, *cherts* e argilitos. O intervalo de 2.25 a 1.9 Ga foi considerado como o período de deposição desta unidade (DOCEGEO, 1988). Idades de 2903 ± 32/-26Ma (U-Pb em zircões) e 3150Ma (Pb-Pb em zircões) encontradas em quartzitos da Formação Águas Claras aflorantes na região de Rio Maria (Macambira & Lancelot 1992), foram sugeridas como idade das fontes dos quartzitos.

GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS E ANOROGÊNICOS

As intrusões graníticas, pós-tectônicas e anorogênicas, de dimensões variáveis, cortam todas as sequências do Supergrupo Andorinhas, Complexo Xingu, Grupos Grão Pará, Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo e Formação Águas Claras. Elas são representadas pelos Granitos Central da Serra dos Carajás, Cigano, Jamon, Musa, Cachoeirinha, Pojuca, Jovem Salobo, Seringa, Marajoara, Bannach, Redenção e outros corpos menores.

De forma geral, eles contêm variações faciológicas como monzogranitos, granitos, sienogranitos, podendo estar localmente hidrotermalizados e não apresentam deformação ou qualquer estrutura que evidencie perturbações.

O Granito Carajás, situado na serra homônima apresenta idades de 1880 ± 2Ma (U-Pb em zircões; Machado *et al.*, 1991), 1820 ± 49Ma (U-Pb em zircões, Wirth *et al.*, 1986 e Olszewski *et al.*, 1989) e 1828 ± 52Ma (K-Ar em minerais, Gomes *et al.*, 1975).

Os granitos Cigano, Musa e Pojuca têm, respectivamente, idades de 1883Ma, 1883Ma e 1874 ± 2Ma (U-Pb, zircões, Machado *et al.*, 1991). Os Granitos Seringa e

Redenção apresentam, respectivamente, idades de $1892 \pm 30\text{Ma}$ (Pb-Pb, zircões; Avelar *et al.*, 1994) e $1892 \pm 89\text{Ma}$ (Pb-Pb em zircões, Barbosa *et al.*, 1994).

Todas estas idades são interpretadas como de formação dos granitóides e o intervalo 1892-1874Ma, obtidos pela aplicação do método U-Pb mostram que eles são cronocorrelatos.

Já o método Rb-Sr aplicado em rocha total indicou idades mais jovens, para a maioria dos granitóides anorogênicos analisados.

O granito Cigano aparece com idade de $1731 \pm 28\text{Ma}$, r_i de 0,70697 (Gonzalez *et al.*, 1988); o Musa com $1692 \pm 11\text{Ma}$ e r_i de 0,70777 (Gastal *et al.*, 1987); o Granito Carajás com idade de $1700 \pm 45\text{Ma}$ e r_i de 0,7104 (Tassinari *et al.*, 1982); o Granito Seringa com 1760Ma e r_i de 0,715 (Gomes *et al.*, 1975) e o granito Marajoara com idade de $1746 \pm 70\text{Ma}$ e razão inicial de 0,7031 (Macambira *et al.*, 1993).

A diferença de aproximadamente 200Ma para as idades encontradas no método U-Pb sugere que transformações tardi a pós-magmática podem ter afetado o o sistema Rb-Sr atribuindo-lhes idades menores. As razões iniciais indicam fonte crustal, exceto o Granito Marajoara com fonte associada ao manto ou crosta continental inferior.

A Tabela 2 ilustra a geocronologia e o fácies metamórfico para as principais unidades litoestratigráficas.

Tabela 2- Quadro geocronológico e fácies metamórfico associados à região da Província Mineral de Carajás.

Unidades Geológicas	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8	2.9	3.0	Metamorfismo
Granitóides Anorogênico														Ausente
Fm Águas Claras ?														Ausente
SG Itacaiúnas														xisto verde a anfibolito
Granitóides Arqueanos														xisto verde
SG Andorinhas														xisto verde
Cpx Xingu														anfibolito
Metatonalito Arco Verde														anfibolito a xisto verde
Cpx Pium														granulito

Nota: A unidade referida com "?" não possui posição estratigráfica definida. Cpx= Complexo, Fm= Formação, SG= Supergrupo.

3.2- Contexto tectono-estrutural

A estruturação geológica da porção norte da PMC resultou da ação de eventos termo-tectônicos do Arqueano e Proterozóico que promoveram a estruturação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. A **figura 4** mostra o arcabouço estrutural desta região.

Segundo Pinheiro e Holdsworth (1997), o Cinturão Itacaiúnas compreende a uma zona de cisalhamento que se desenvolveu através de componente transpressional de direção E-W e mergulhos altos, com movimentações sinistrais, o qual se comportou de forma heterogênea ao atingir os diferentes litotipos da região. Desenvolveu-se em condições de fácies anfibolito alto no intervalo de tempo entre de 2,86 Ga e 2,76 Ga (U-Pb, zircões) determinado em gnaisses e anfibolitos por Machado *et al.* (1991).

As sequências supracrustais como Grupo Igarapé Pojuca e Grupo Grão Pará parecem ter sido depositadas em bacias de grande extensão regional ocorrida depois do metamorfismo de fácies anfibolito alto e antes da implantação do sistema de transcorrência transpressional denominado de transcorrência Carajás-Cinzentos (Pinheiro e Holdsworth, 1997).

Na sequência da evolução desse cisalhamento, ocorreram metamorfismos que afetaram o sistema Rb-Sr dos granitóides arqueanos como o Gnaiss Estrela e granitóides da Região de Rio Maria, cujo intervalo registra-se entre 2,6 e 2,5 Ga.

Localmente, ao longo da falha Carajás as deformações variaram de rúpteis-dúcteis para rúpteis e, em pequena escala, isso promoveu dobramentos no Grupo Grão Pará, enquanto que numa larga escala de dobramentos, essa transcorrência promoveu inversão da bacia através de movimentos transpressivos sinistrais em épocas Transamazônicas (Pinheiro e Holdsworth, 1997).

Subsequentemente, ocorreram intrusões de granitóides anorogênicos ao longo de *trend* de direção N-S, entre 1,87-1,89Ga. Fraturas de direção NS e NE-SW se estenderam por todo o embasamento e sequências supracrustais. Todas as deformações são associadas a retrogressão do metamorfismo e alteração hidrotermal das rochas ao longo de zonas de cisalhamento.

Por outro lado, Araújo *et al.* (1988), Araújo & Maia, (1991), Costa *et al.* (1994), Araújo *et al.* (1994), Costa *et al.*, (1995) propõem que evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas em sua porção norte, foi caracterizada por um cinturão de cisalhamento oblíquo representado por uma estrutura em flor positiva, que por sua vez, estava associado a uma zona de cisalhamento dúctil, sinistral, de direção WNW-ESE. Já

para Siqueira (1990), o regime atuante no Cinturão Itacaiúnas foi do tipo compressivo oblíquo compreendo domínios de cavalgamento imbricado e transcorrente.

O domínio de cavalgamento imbricado tem direção E-W e é caracterizado por alternância de faixas supracrustais (Grupos Igarapé Salobo), megalentes de granitóides e granulitos (Complexo Pium) e faixas de gnaisses migmatizados (Complexo Xingu).

Com a gradação do domínio imbricado formou-se o domínio transcorrente Carajás-Cinzento, representado na região de Salobo-Mirim por um duplex orientado segundo E-W, principalmente (Siqueira, 1990). É caracterizado por episódios arqueanos relacionados a movimentos de transtensão, produzindo subsidências, segmentos curvos e formação de diversas pequenas bacias preenchidas por sequências supracrustais (Grupos Pojuca, Grão Pará, Buritirama, Bahia) e que posteriormente, foram invertidas e submetidas a transpressão sinistral ao longo da zona de cisalhamento principal Carajás e Cinzento (Araújo & Maia, 1991 e Costa *et al.*, 1995). No sistema Cinzento, houve ainda uma transtensão final (Siqueira, 1990). Dessa maneira, segundo Araújo *et al.* (1988), Araújo & Maia, (1991), Costa *et al.* (1994), Siqueira (1990), as coberturas supracrustais depositadas ao longo da Transcorrência dextral Carajás-Cinzento teriam se formado em bacias do tipo *pull apart*.

CAPÍTULO 4

4- GEOLOGIA LOCAL

4.1- Geologia da área do Depósito do Salobo 3A.

O depósito polimetálico Cu (Au-Mo-Ag) do Salobo 3A é representado topograficamente por uma serra alongada de direção N70W com 4 km de extensão e apresenta manto de intemperismo com espessuras entre 30 e 100 m.

As unidades litológicas da área do depósito do Salobo 3A compreendem o Complexo Xingu, Grupo Igarapé Salobo, Granitóide Antigo Salobo, Granitóide Jovem Salobo e diques de diabásio.

A **figura 5** mostra o mapa geológico, nível 820m, do depósito de Salobo 3A.

O Complexo Xingu representa o embasamento cristalino da área. Consiste de gnaisses de composição tonalítica, trondjemítica e quartzo-monzonítica e anfibolitos, os quais formam faixas alongadas, parcial ou totalmente milonitizadas segundo orientação geral N50W/45SW a subvertical (Siqueira, 1990). Os gnaisses foram enquadrados como pertencentes ao Gnaiss Cascata do Grupo Igarapé Salobo pela DOCEGEO (1988) e inseridos como rochas do embasamento por Lindenmayer (1990) e Siqueira (1990, 1996).

A idade dos gnaisses migmatizados é de 2851 ± 3 Ma e é interpretada como mínima para a formação do embasamento (U-Pb, zircões, Machado *et al.*, 1991).

Os anfibolitos aparecem intercalados com gnaisses, xistos e formações ferríferas e seus contatos são caracterizados por faixas de alta deformação (Siqueira, 1990). Normalmente são cortados por veios ou vênulas quartzo-feldspáticas portadoras de turmalinas (Lindenmayer *et al.*, 1994a). A idade de 2761 ± 2 Ma obtida no anfibolito é considerada como idade do metamorfismo de fácies anfibolito alto que afetou a região (Machado *et al.*, 1991).

O Grupo Igarapé Salobo sobrepõe o Complexo Xingu através de contatos tectônicos. Corresponde a uma sequência metavulcano-sedimentar composta, do topo para a base, de lentes de quartzitos, metagrauvacas (Lindenmayer, 1990) ou xistos de

composições variadas constituindo os anfibólio xistos, biotita xistos, clorita-almandina-anfibólio xistos, anfibólio-almandina-biotita xistos, anfibólio-biotita-almandina xistos, biotita-quartzo-almandina-anfibólio xistos (Guimarães, 1987; Siqueira, 1990 e 1996) e formações ferríferas fácies óxido-silicato descritas por Lindenmayer (1990) e Figueiredo *et al.* (1994) como Tipo 1 (**fayalita-magnetita-hastingsita** com almandina, biotita, fluorita, greenalita, titânita, turmalina, calcopirita, bornita, uraninita, grafita, ilmenita, molibdenita, cobaltita, saflorita e ouro subordinados) e Tipo 2 (**magnetita-almandina-grunerita-biotita** com fayalita, hastingsita, turmalina, clorita, fluorita, greenalita, **quartzo**, grafita, bornita, calcosina, molibdenita e uraninita subordinados). Localmente, há formações ferríferas bandadas, lenticularizadas e constituídas essencialmente por quartzo e magnetita.

Os contatos entre os litotipos desta unidade são gradacionais (Lindenmayer, 1990) ou marcados por forte cominuição dos minerais (Siqueira, 1996). A orientação preferencial deles varia de N60 a 70W com mergulhos de 85SW a subverticais (Siqueira, 1990).

A espessura do Grupo Igarapé Salobo é de aproximadamente 600 m, sendo que os quartzitos apresentam espessura média de 100 a 200 m; os xistos variam de 200 a 500m (Farias e Saueressig, 1982) e as formações ferríferas são descontínuas, com espessuras inferiores a 30m, comprimento lateral de 200m (Siqueira, 1990) e são hospedeiras das mineralizações de cobre, ouro, molibdênio e prata.

Tassinari *et al.* (1982) dataram os xistos pelos métodos Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotita, anfibólio e muscovita. Pelo primeiro método determinaram idade de 2700 ± 150 Ma interpretada como idade do metamorfismo regional e a razão inicial de 0.717 foi sugestiva para uma origem sedimentar para os xistos. Já pelo método K-Ar obtiveram idades entre 1903 ± 35 Ma e 2022 ± 73 Ma, interpretadas como época de estabilização tectônica da região.

Intrusões graníticas representadas pelos granitóides Antigo Salobo e Jovem Salobo intrudem nos litotipos do Grupo Igarapé Salobo.

O Granitóide Antigo Salobo é um monzogranito, de granulação média a grossa, composto de oligoclásio, quartzo, hornblenda, clorita e magnetita como mineral acessório. Está foliado e milonitizado pela deformação dúctil.

A textura milonítica apresentada pelo monzogranito e pelas encaixantes sugere que o granitóide é sin-cisalhamento (Siqueira, 1996) ou pré-cisalhamento (Lindenmayer, 1994). Análises U-Pb em zircões do monzogranito indicaram idade 2573 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1988) para a formação do granitóide.

O Granitóide Jovem Salobo não aflora no depósito do Salobo 3A mas é encontrado em furos de sondagem. Trata-se de um *sill* e foi classificado como alcali-

feldspato-quartzo sienito, de granulação fina e é composto de microclíneo, albita, quartzo, clorita, magnetita e dos acessórios calcita, clinozoisita, sericita, fluorita, os quais preenchem fraturas da rocha ou substituem pseudomorficamente os minerais pré-existent (Lindenmayer *et al.*, 1994a).

Apresenta estrutura maciça, não está deformado e sua idade de $1880 \pm 80\text{Ma}$ (Rb-Sr, rocha total, Cordani, 1981, *in*: Lindenmayer, 1994a) enfatiza seu caráter pós-cisalhamento regional.

Os diques de diabásio ocorrem encaixados em 2 falhas que cortam os litotipos do depósito do Salobo 3A. Compõem-se de augita, plagioclásio saussuritizado, clorita e magnetita como acessório. Suas idades de $561 \pm 16\text{Ma}$ e $553 \pm 32\text{Ma}$ (K-Ar, rocha total, Cordani, 1980), podem estar relacionadas às transcorrências tardias de direção NE-SW, NW-SE que afetaram a área de Salobo 3A (Siqueira, 1990).

De acordo com Lindenmayer (1990) os litotipos deste depósito foram submetidos a metamorfismo progressivo, fácies piroxênio *hornfels*, de alta temperatura (750°C), baixa pressão (2 a 3 kbars), baixa $f\text{O}_2$ (-18 a -22), $\text{PCO}_2 > \text{PH}_2\text{O}$ (Lindenmayer, 1990) e se desenvolveu sob condições dúcteis (Siqueira, 1996).

As assembléias minerais encontradas nos gnaisses e anfibolitos consistem de plagioclásio, hastingsita, biotita, magnetita, enquanto que as formações ferríferas compõem-se de fayalita, magnetita, hastingsita, grafita (Lindenmayer, 1990) almandina zonada e uraninita (Figueiredo *et al.*, 1994).

Ainda segundo Lindenmayer (1990) as assembléias minerais foram, posteriormente, submetidas a dois eventos retrógrados associados às alterações hidrotermais. O primeiro deles, de fácies anfibolito, ocorreu a temperaturas elevadas ($650\text{-}550^\circ\text{C}$), pressão de 2.5 kbar, $f\text{O}_2$ entre -19 e -18 (Lindenmayer, 1990) e sob condições de cisalhamento intenso, podendo estar relacionado com a intrusão do Granito Antigo Salobo. Nos minerais ocorreu a desestabilização da fayalita e hastingsita em magnetita e grunerita nas formações ferríferas; albitização dos plagioclásios, desestabilização da hastingsita para cummingtonita e presença de turmalinas nos gnaisses, anfibolitos e metagrauvacas.

O segundo evento retrometamórfico, fácies xisto verde, ocorreu sob temperatura média de 370°C (Lindenmayer, 1990) e foi marcado pela greenalitização das formações ferríferas e cloritização dos demais litotipos (Lindenmayer, 1990).

Por outro lado, Réquia (1995) reinterpretou o papel do metamorfismo associado às formações ferríferas e o caracterizou como relacionado a um metamorfismo progressivo fácies anfibolito alto, de alta temperatura (650°C), baixa pressão, $f\text{O}_2$ mais oxidantes (-20 a -18), formados sob condições dúcteis. A presença de inclusões fluidas monofásicas carbônicas identificadas em almandinas de formações ferríferas e quartzos

de veio por Réquia (1995) reforçam a presença deste metamorfismo. Subsequentemente, seguiu-se evento metamórfico-hidrotermal fácies xisto verde alto, sob temperaturas médias de 347°C, onde ocorreu a cloritização dos minerais e a desestabilização da fayalita para grunerita e magnetita. Este valor é compatível com o intervalo de temperatura entre 300 e 140°C obtido nas inclusões fluidas aquosas de fluorita (Siqueira, 1996) de formações ferríferas e ao intervalo de 366-334°C encontradas nas inclusões fluidas aquosas de salinidade elevada, identificadas nas granadas e quartzos de veio de formações ferríferas (Réquia, 1995).

Os fluidos aquosos de salinidade elevada foram interpretados como provindos de fontes meteóricas ou magmáticas e foram os prováveis responsáveis pela remobilização do cobre e ouro na forma de compostos cloretados (Réquia, 1995). As fluoritas relacionam-se a este mesmo evento, podendo ser pré ou sin estabilização da mineralização.

O arcabouço estrutural no qual se insere o depósito de Salobo 3A situa-se na porção W do Sistema Transcorrente Cinzento, que é definido por extensos lineamentos de direção geral WNW-ESE.

O modelo de Siqueira (1990) sugere que o lineamento principal WNW-ESE situado a sul do depósito é formado por zonas de cisalhamento dúcteis que convergem para lineamentos orientados segundo NW-SE, NNE-SSW, NE-SW e definem uma estrutura curva a norte. O conjunto destes lineamentos foi interpretado como duplex. O depósito de Salobo 3A localiza-se na porção central da zona de cisalhamento curva. Ainda segundo Siqueira (1990), sua evolução estaria envolvida a uma transtensão inicial com instalação de uma bacia que acolheu a sequência vulcânica e sedimentar do Grupo Igarapé Salobo. Seguiu-se fase de transpressão, em que ocorreu inversão da bacia e imbricação das rochas supracrustais com os gnaisses do embasamento. A última fase foi de transtensão final a qual promoveu lenticularização das camadas, hidrotermalismo e reconcentração de minerais de minério.

Por outro lado, Pinheiro (1997) verificou que os lineamentos dúcteis definidos por Siqueira (1990) foram sobrepostos subparalelamente por lineamentos rúpteis e sugeriu que a estrutura do Salobo 3A é formada por uma *sidewall ripout* rúptil -uma estrutura formada por declives extensionais e contracionais em contraste com o duplex que é exclusivamente extensional ou contracional (Swanson, 1989)- associada a metamorfismo de baixo grau (Figura 6). Este episódio foi acompanhado de hidrotermalismo e remobilização de fluidos mineralizantes.

Movimentos tardios de direção N-S e NE-SW foram associados com os granitos anorogênicos e sua idade, 1.8 Ga, seria o limite da transpressão sinistral da região.

FIGURA 5 - MAPA GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DE SALOBO 3A NÍVEL 820m

Figura 6- Mapa geológico da região do Salobo evidenciando a ação do sistema transcorrente Cinzento.
 Fonte: Pinheiro, 1997.

4.2- Petrografia

A descrição petrográfica dos litotipos que constituem o depósito do Salobo 3A foi de fundamental importância para a seleção de amostras de rochas para análises de geologia isotópica. Para tanto, foram descritas 47 lâminas delgadas, 10 seções polidas selecionadas a partir de 90 testemunhos de sondagem. Elas incluem 12 amostras de gnaisses, 14 de xistos, 6 de quartzitos e 15 de formações ferríferas.

4.2.1- Complexo Xingu

As rochas amostradas do Complexo Xingu são gnaisses tonalíticos de coloração cinza, granulação fina a média e estrutura bandada. As texturas variam de granoblástica a granolepidoblástica (F12/498.3m, F19/258.0m, F19/259.06m, F142/59.57m, F147/32.17m, F147/59.75m) e milonítica (F24/251.4m e F143/303.3m) nas zonas de intensa deformação. Estas rochas foram classificadas como pertencente ao Gnaiss Cascata do Grupo Igarapé Salobo pela DOCEGEO (1988) e inseridas como rochas do embasamento por Lindenmayer (1990) e Siqueira (1990, 1996).

Com exceção das amostras F147/59.75m e F142/59.57m que foram analisadas pelo método Rb-Sr e F143/303.3m, utilizada para análise isotópica através do método Sm-Nd, as demais amostras de gnaisses foram estudadas por ambos os métodos radiométricos.

As **figuras de 7 a 14** ilustram as principais feições desses gnaisses.

De forma geral, a mineralogia principal consiste de plagioclásios (60-45%), quartzo (30-15%), clorita (5-20%), biotita (5%) e os acessórios correspondem a sericita, muscovita, turmalina, fluorita, magnetita, titânita, zircão, leucoxênio e microclíneo.

O plagioclásio é subédrico ou anédrico, apresenta composição albita a oligoclásio que foi obtida opticamente e mostra ou não geminação polissintética. O plagioclásio pode ser total ou parcialmente substituído por sericita e pode estar cloritizado. Nas porções mais alteradas da rocha apresenta-se anédrico e com bordas sinuosas, enquanto que nos minerais mais preservados as bordas são arredondadas ou denteadas. Estruturas de deformação como extinção ondulante e *kink bands* também foram observadas. O plagioclásio acompanha a foliação principal da rocha podendo estar, localmente, dobrado, alongado ou fraturado.

O quartzo apresenta comportamento diferenciado dependendo da intensidade da deformação a qual foi submetido. Pode ser subédrico a anédrico, com bordos denteados, arredondados e pode estar estirado ou alongado. Estruturas como extinção ondulante,

cristais com tendência a formar subgrãos e cristais recristalizados são comuns ao longo da foliação principal.

A sericita é incolor e aparece na forma aglomerados finos substituindo plagioclásio em suas bordas e/ou núcleos. Forma textura reticulada quando sua substituição é intensa neste cristal.

A biotita é pleocróica, castanha a castanha esverdeada, tabular, subédrica a anédrica. Geralmente está substituída por clorita e nesse processo de pseudomorfismo, pode formar cristais ripiformes de ilmenita ao longo de sua clivagem, titânita octaédrica ou aglomerado anédrico fino caracterizado como leucoxênio. Em geral, acompanha a foliação principal.

A clorita é verde-clara, anédrica, substitui biotita e plagioclásio ou preenche interstício entre quartzo. Acompanha a foliação principal da rocha.

A cloritização dos gnaisses é posterior a sericitização visto que o plagioclásio sericitizado da lugar à clorita e esta não altera a textura reticulada da sericita (Guimarães, 1987).

A turmalina é pleocróica, prismática, euédrica a subédrica, possui composição schorlítica (Lindenmayer, 1990) e pode conter inclusões. Acompanha ou não a foliação principal imposta nos gnaisses (figuras 13 e 14). Não apresenta sinais de *stress* ou alongamento e nem está rotacionada. Concentra-se em fraturas e fissuras e, localmente, forma turmalinitos.

A fluorita ocorre na forma euédrica e preenche fraturas tardias em gnaisses cloritizados.

A presença de minerais de carbonatos é localizada e eles aparecem preenchendo microfraturas nos gnaisses.

Figura 7- Gnaiss levemente foliado, lepidogranoblástico, composto de plagioclásio (plag) de bordos arredondados e parcialmente sericitizados em matriz fina com clorita (clt), biotita (B), plagioclásio e quartzo (Q). F12/498.3m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Rb-Sr e Sm-Nd).

Figura 8- Gnaiss foliado, de textura granolepidoblástica, com biotitas (B) parcialmente cloritizadas e substituídas por opacos, quartzos recristalizados e plagioclásios subédricos, com contatos serrilhados, dispersos em matriz fina e cominuída. F142/59.57m, nicóis x, objetiva 2,5x (análise Rb-Sr e Sm-Nd).

Figura 9- Detalhe da biotita (B) e plagioclásio (P) sendo substituídos por clorita (clt) e clorita e sericita, respectivamente. A cloritização é posterior a sericitização do plagioclásio. F24/251.4m, nicóis x, objetiva 10x, (análise Rb-Sr e Sm-Nd).

Figura 10- Detalhe do porfiroblasto de turmalina (T) de composição shorlítica, subédrico e fraturado em matriz composta por plagioclásio substituído por sericita (S). F154/58.47m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Pb-Pb).

Figura 11- Gnaiss orientado segundo a foliação milonítica, com plagioclásio (P) sericitizado e cloritizado; biotita (B) cloritizada; quartzo (Q) alongado e turmalina (T). F142/233.45, nicóis x, objetiva 2,5x. (análise de Sr).

Figura 12- Gnaiss foliado e milonitizado com plagioclásios (p) cominuídos, quartzo (Q) recristalizado e muscovitas (m) alongadas, segundo a foliação milonítica. F147/59.57m, nicóis x, objetiva 2.5x, (análise Rb-Sr e Sm-Nd).

Figura 13- Detalhe do plagioclásio sendo substituído por sericita (S). F19/259.06m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Rb-Sr e Sm-Nd).

Figura 14- Gnaiss apresenta textura granolepidoblástica e sua matriz é constituída por plagioclásio sericitizado (p) com contorno serrilhado; quartzo recristalizado (Q) e clorita (clt). Este último mineral substitui, pseudomorficamente, a biotita e o plagioclásio. F60/122.8m, nicóis x, objetiva 10x.

4.2.2- Grupo Igarapé Salobo

Quartzitos

Os quartzitos dominam o topo da sequência do Grupo Igarapé Salobo. Apresentam coloração branca acinzentada a branca avermelhada, granulação fina a média, estrutura foliada e texturas granoblástica, granolepidoblástica, moldura e milonítica.

A mineralogia é composta por quartzo que chega a constituir 85% da rocha, além de turmalina (5 a 30%), sericita (até 5%), granada, plagioclásio, muscovita, bornita e clorita como acessórios.

O quartzo é anédrico e está totalmente recristalizado. A textura é em moldura, onde cristais pequenos e poligonizados com tendência a formar subgrãos bordejam cristais maiores, recristalizados, com extinção ondulante e alongados ao longo da foliação principal (**Figura 15a**).

A turmalina está zonada, é pleocróica, mostra bordo verde enriquecido em ferro e núcleo azul, enriquecido em magnésio (Réquia, 1995) e pertence a série shorlita-dravita, com predominância dos termos shorlíticos (**Figura 15b**). Aparece formando bandas com o quartzo estressado ou pode estar presente como cristal euédrico isolado na matriz quartzosa. Prismas de turmalina em forma de leque evidenciam atividade tectônica insipiente durante sua cristalização.

As altas concentrações de turmalina nos quartzitos podem implicar em percolação de fluido rico em boro, o qual preencheu fraturas ou zonas de brechação/milonitização e depositou aglomerados sob condições de pH ácido mesmo porque, sob condições de pH básico a sua concentração seria pequena a inexistente (Henry & Dutrow, 1996).

A granada aparece como acessório em algumas amostras de quartzitos e é rosada, fraturada e ainda contém bordos substituídos por clorita. Alguma granada mostra feição de zona de sombra de pressão.

Intergranularmente aos cristais de quartzo, ocorre plagioclásio parcialmente substituído por sericita, biotita cloritizada e alguma bornita preenchendo fratura.

Figura 15- Turmalina quartzito. a) bandas de quartzo (Q) de textura mortar ou moldura, estressado, recristalizado e com extinção ondulante, alternam-se com turmalinas (T) euédricas, cristalizadas sem feição de *stress*. A sudeste, prismas de turmalina com textura em leque. F143/250.0m, nicóis x, objetiva 2.5x. b) Detalhe da turmalina, zonada, com núcleo de coloração azulada (dravítico) e bordos verdes (shorlíticos). F143/250.0m, nicóis //, objetiva 2.5x, (análise Pb-Pb).

Xistos

As rochas designadas como xistos dominam o depósito do Salobo. Os litotipos apresentam estrutura foliada a xistosa, granulação média a fina e texturas que variam de acordo com a composição mineralógica da rocha.

Os litotipos quartzo-granada-grunerita xistos, granada-grunerita xistos, cummingtonita/grunerita xistos, biotita-quartzo-hastingsita xistos apresentam texturas nematoblásticas a granonematoblásticas com poiquiloblastos de granada e são compostos por grunerita (60-80%), granada (5-30%), quartzo (2-15%) com biotita, clorita, turmalina e opaco como minerais acessórios (**Figuras 16 e 17**). Os granada-biotita xistos, biotita-grunerita xistos, biotita-granada xisto, clorita-quartzo xisto, granada-clorita-quartzo-biotita xisto, plagioclásio-quartzo-biotita-anfibólio xisto apresentam texturas granolepidoblástica a lepidoblástica com ou sem porfiroblastos de granada e sua mineralogia é composta de biotita/clorita (60-40%), quartzo (10-35%), granada (5-40%) como minerais essenciais e epidoto, turmalina, opaco, plagioclásio, como acessórios (**Figuras 18 e 19**).

Estas rochas foram classificadas geoquimicamente como metagrauvacas por Lindenmayer (1990), porém o termo grauvacas corresponde a rochas compostas por 15 a 75% de matriz detrítica, fragmentos de rocha e plagioclásio (Pettijohn, 1957 e Pettijohn *et al.*, 1973) e este conjunto todo de características não foi observado através do microscópio petrográfico e portanto, optou-se pela designação de xistos em razão de sua estrutura caracterizada pelo paralelismo de minerais planares ou lineares e ausência ou pouca concentração de plagioclásio que representa menos de 20% da matriz. As amostras das figuras 16 e 19 foram utilizadas para análise isotópica através do método Sm-Nd.

A grunerita mostra pleocroísmo verde claro a incolor, é subédrica e apresenta geminação múltipla. Pode estar cominuída e apresentar bordos substituídos por opaco, clorita e/ou minerais de granulação muito fina, anédricos e esverdeados nas porções de maior deformação da rocha. Orienta-se segundo a foliação principal.

A granada tem pleocroísmo rosado, está arredondada e pode conter inclusões de quartzo em seu núcleo. Suas fraturas são preenchidas por grunerita, biotita, quartzo, turmalina. Inclusões de quartzo concentram-se no centro e/ou bordas do mineral. A granada pode apresentar bordas e fraturas substituídas por clorita e pode estar rotacionada ou apresentar crescimento secundário. Em geral, acompanha a foliação principal da rocha mas pode cortá-la também.

O quartzo é incolor, anédrico, recristalizado, pode apresentar extinção ondulante e acompanha a foliação principal.

A biotita tem pleocroísmo marrom a marrom esverdeado, é subédrica a anédrica e pode ter bordos alterados para clorita e opaco. Localmente, mostra foliação interna descontínua com a foliação principal e forma *kink bands*.

A hornblenda/hastingsita predomina nos litotipos enriquecidos em anfibólios. É pleocróica, verde escura à verde, euédrica com contatos retos a subédrica nos locais em que aparece alterada para grunerita e desta para clorita. Orienta-se segundo a foliação principal imposta na rocha e as alterações estão associadas com essa foliação.

Clorita distribui-se em todos os litotipos e é um mineral metamórfico de pleocroísmo verde claro a incolor e birrefringência lilás. Normalmente substitui pseudomorficamente a granada, biotita, grunerita e os plagioclásios.

Figura 16- Biotita-grunerita xisto de matriz lepidonematoblástica. Os minerais apresentam contatos serrilhados e estão alongados e orientados segundo a foliação principal. F37/336.0m. nicóis x, objetiva 10x.

Figura 17-Granada-quartzo-grunerita xisto, poiquiloporfioblástica, com poiquiloblasto de granada sin-tectônica, em matriz nematoblástica composta de grunerita e quartzo. Grunerita (G) e granada (GR) dispõem-se paralelamente à foliação principal. F23/310.6m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Sm-Nd).

Figura 18- Granada-quartzo-biotita xisto, poiquiloporfioblástica com matriz granolepidoblástica. As granadas (GR) sin-tectônicas sofreram esforços rúpteis e alongaram os cristais de quartzo (Q). F126/37.0m, nicóis x, objetiva 2.5x.

Figura 19- Biotita-quartzo-granada xisto, poiquiloporfioblástica, com granada (GR) poiquiloblástica, anédrica e com microfraturas preenchidas por biotita e quartzo (Q). As biotitas são de tamanhos variados e algumas formam *kink bands*. F59/204.35m, nicóis x, objetiva 5x, (análise Sm-Nd).

Formações Ferríferas.

As formações ferríferas descritas neste trabalho, compreendem rochas de cor cinza escura a cinza esverdeada, granulação fina a média, estrutura maciça nas variedades constituídas por mais de 60% de magnetitas e foliada naquelas com menos de 10% de magnetita. As texturas predominantes são a nematoblástica e granoblástica com variações para granonematoblástica e granolepidoblástica.

A mineralogia principal consiste de fayalita, magnetita, grunerita, granada, turmalina, molibdenita, calcopirita, bornita, calcosina, ouro e pirita. O quartzo está presente nas variedades mais ricas em granada e sem presença de fayalita.

Localmente, a formação ferrífera aparece composta essencialmente por lentes de quartzo e magnetita recristalizados (**Figuras 21 e 22**). Ela apresenta aspecto brechado e em suas fraturas há bornita e minerais aciculares, fibrorradioados, esverdeados a incolores, aglomerados e muito finos sugestivos de serem minesotaíta, greenalita e/ ou clorita. A amostra ilustrada nas figuras 21 e 22 foi utilizada para análise isotópica de Pb.

A fayalita é pleocróica, incolor a amarelada, arredondada a anédrica. Nas porções mais preservadas das rochas, forma aglomerados com contatos parcialmente

curvilíneos, porém, aparece predominantemente sendo substituída por grunerita e magnetita ripiforme ao longo de seus bordos e fraturas.

A grunerita é pleocróica, incolor a esverdeada, muito fina, exhibe geminação polissintética e se distribui na forma de prismas aciculares a fibras radiadas nas bordas e fraturas de fayalita, substituindo-as pseudomorficamente (**Figura 20**). A grunerita também aparece na forma subédrica, alongada e orientada segundo a foliação da rocha. Associado à grunerita há agregados de minerais muito finos, incolores e aglomerados que podem ser greenalita, clorita ou outro mineral resultante de alteração de grunerita e fayalita, aqui genericamente designado de clorofeíta.

A granada é rosada, isótropa, anédrica, aparece na forma de poiquiloblastos com inclusões de fayalita, magnetita, grunerita e calcopirita concentradas ou dispersas no mineral. A granada pode apresentar bordas e fraturas substituídas por clorita.

A biotita apresenta pleocroísmo verde a marrom escuro, subédrica a anédrica, tabular e geralmente está substituída por clorita. A turmalina é pleocróica, subédrica, aparece na forma de cristais isolados na matriz. O quartzo recristalizado aparece na forma anédrica ou alongada.

Figura 20- Formação Ferrífera. Fayalita (Fy) substituída por grunerita (G) e magnetita ripiforme (MT). F152/161.5m, nicóis x, objetiva 10x.

Figura 21- Formação Ferrífera lenticularizada. Bandas de quartzo recristalizado (Q) alternam-se com bandas de magnetita (MT1). F50/90.10m. nicóis x, objetiva 2.5x, (análise Pb-Pb).

Figura 22- Formação Ferrífera lenticularizada. Detalhe da magnetita (MT1) granoblástica. O ouro (Au) aparece remobilizado juntamente com bornita (Bn) e calcosina (cct). F50/90.10m, nicóis x, objetiva 20x, (análise Pb-Pb).

4.2.3- Minerais de minério

Os sulfetos de cobre e o ouro de Salobo 3A e o flúor estão predominantemente hospedados nas formações ferríferas e, de forma geral, seus teores aumentam nas porções de maior concentração de magnetita e fluorita conforme ilustrado na **Figura 23**.

Figura 23- Distribuição do Cu, Au e F nos xistos de Salobo 3A. x1= xistos com teores de magnetita (mt) > 50%, x2, x4= xistos com mt<10%, x3= xisto com 10%<mt<50%, x5= xisto sem mt. Fonte: Salobo Metais Ltda (março/1995).

As paragêneses óxido-sulfetadas mais comuns são compostas por magnetita-bornita - calcosina e magnetita-bornita-calcopirita. A bornita constitui cerca de 80% do minério do depósito do Salobo 3A, seguida pela calcosina e calcopirita. Em proporções subordinadas e associadas às paragêneses principais foram encontrados pirita, molibdenita e ouro.

Os minerais sulfetados ocorrem em níveis enriquecidos em magnetita e, de forma geral, se distribuem em forma de vênulas intersticiais a magnetita, granada, clorita e fayalita; eles podem estar disseminados na rocha; preenchem fraturas de rochas parcial ou totalmente afetadas pela ação dos processos hidrotermais e aparecem inclusos em granada, clorita e magnetita.

A calcopirita, sob luz refletida é amarela, anédrica a subédrica, isótropa e apresenta-se ocupando espaços intersticiais em magnetita, fayalita, grunerita e granada. Dispõe-se ao longo da foliação principal, bem como pode preencher fraturas das rochas (**Figura 24**) ou forma lamelas de exsolução com bornita. Concentrações de calcopirita alternam-se com grunerita. A calcopirita da figura 24 foi utilizada para análise isotópica de Pb.

A bornita ao microscópio de luz refletida é rosada, anédrica e isótropa. Em geral, está disseminada, bordeja ou substitui magnetita; é intersticial ao quartzo, magnetita, granada e grunerita; preenche fraturas e forma exsoluções mirmequíticas com a calcosina ou calcopirita (**Figura 25**).

A calcosina sob luz refletida, mostra coloração branca azulada e é isótropa. Apresenta forma mirmequítica quando forma lamelas de exsolução com a bornita (**Figura 26**); é idioblástica ou forma cordões sigmoidais quando preenche fraturas em formações ferríferas alteradas por hidrotermalismo (**Figura 27**) e é vermiforme quando bordeja magnetita. Pode ainda estar inclusa em granada ou substituir magnetita. A calcosina da figura 27 foi analisada através da utilização do método Pb-Pb.

O processo de transformação de calcopirita para bornita é caracterizado por formação de lamelas de exsolução entre estes minerais através de controles de temperatura e da interdifusão de ferro e cobre com o enxofre. Tais lamelas surgem através da nucleação e formação de calcopirita seguido de empobrecimento do componente calcopirita e nucleação de bornita ao longo de suas bordas, a partir de uma solução sólida cúbica sob temperaturas maiores que 355°C (Amcoff, 1988). As

exsoluções entre bornita e calcosina ocorrem da mesma maneira, porém a temperaturas menores que 355°C (Amcoff, 1988).

A magnetita reflete coloração cinza clara e em geral, aparece na forma de aglomerados o que torna difícil a visualização dos seus contatos (**Figura 22**). Ela foi classificada como magnetita 1 por Guimarães (1987). Pode conter inclusões de uraninita, apatita, fayalita (Réquia, 1995) e minerais amendoados, cinza esbranquiçados, sem pleocroísmo ou reflexões internas que se distribuem de forma orientada em alguma magnetita. A magnetita da Figura 22 foi utilizada para análise pelo método Pb-Pb.

A molibdenita identificada em uma seção polida reflete coloração creme-clara, é euédrica; apresenta-se na forma de agregados fibrorradiados ou fibras isoladas e preenche fissuras de bornita remobilizada por fluidos retrometamórficos.

O ouro foi encontrado em uma amostra (figura 22) e apresenta-se como grão subédrico, com contorno irregular e cor amarela clara brilhante. Preenche fissura na bornita remobilizada por fluidos hidrotermais retrometamórficos.

A pirita é rara, reflete coloração amarela esbranquiçada e é isótropa. Aparece como cristal euédrico ou corroído e alinha-se ao longo de vênula com bornita retrabalhadas por fluidos hidrotermais.

Segundo Siqueira (1996), as texturas observadas sugerem que a mineralização de cobre do depósito do Salobo 3A sofreu processo de retrabalhamento através de fluidos que percolaram microfissuras formadas pela ação do cisalhamento que se sucedeu nesta localidade.

Figura 24- calcopirita (ccpy) preenche microfratura da rocha hospedeira que é composta de magnetita, biotita, fayalita e granada. Os 3 últimos minerais estão total ou parcialmente substituídos por minerais retrometamórficos como clorita, grunerita. F46/417.10m, nicóis x, objetiva 10x, (análise Pb-Pb).

Figura 25- Detalhe da exsolução de calcopirita (ccpy) para bornita (Bn). O cisalhamento permitiu a percolação dos sulfetos nos espaços intergranulares entre magnetita granoblástica (MT) e grunerita (G). FS109/93.1m, nicóis x, objetiva 10x.

Figura 26- Textura mirmequítica formada pela exsolução de bornita (Bn) para a calcosina (cct). Estes minerais ocupam espaços intersticiais à magnetita (MT). F139/210.95m, nicóis x, objetiva 10x.

Figura 27- Calcosina (cct) preenchendo microfraturas de formação ferrífera alterada hidrotermalmente. F143/542.89m, nicóis x, objetiva 10x, (análise Pb-Pb).

CAPÍTULO 5

5- RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS E DISCUSSÕES.

5.1- Resultados e discussões das análises isotópicas de Pb.

A técnica de lixiviação de Pb para a obtenção de composições isotópicas e idade tem sido empregada em minerais sulfetados como pirita, galena, calcopirita, pirrotita, molibdenita; em silicatos como epidoto, anfibólio, granada, clinopiroxênio, k-feldspato, plagioclásio e turmalina; em óxidos como magnetita e em apatita por diversos pesquisadores (Frei e Pettke, 1996, Bjorlykke *et al.*, 1990, Carignan e Gariépy, 1993; Carignan *et al.*, 1993; Gariépy *et al.*, 1990; Frei e Kamber, 1995; Berger e Braun, 1997) e os resultados são satisfatórios.

As concentrações de U-Th-Pb podem variar significativamente em minerais zonados ou resultantes de processos de exsolução, bem como naqueles com inclusões incorporadas durante a sua cristalização. Contudo, se houver equilíbrio entre estas fases e o sistema isotópico se mantiver fechado, é possível determinar a idade do mineral (Frei e Kamber, 1995). A idade será obtida se ocorrer alinhamento das fases lixiviadas do mineral analisado no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. No gráfico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pode ocorrer alinhamento dos pontos experimentais e com isso, obtém-se a razão Th/U do sistema, enquanto que se houver desalinhamento das composições isotópicas tem-se a indicação da interferência de inclusões no mineral porém, tal desarranjo não invalida a idade obtida (Frei e Kamber, 1995).

A técnica de lixiviação de Pb foi aplicada em 3 concentrados de turmalinas, 1 concentrado de calcosina, 1 de calcopirita e 1 de magnetita, selecionados através de análises petrográficas e concentrações nas rochas hospedeiras (figuras 11, 15, 28, 24 e 22). Adicionalmente, 1 de magnetita e 1 amostra de rocha total (figura 21) foram analisados pela metodologia Pb-Pb tradicional.

A aplicação da metodologia Pb-Pb foi efetuada para determinar a idade, fontes da mineralização de cobre e da rocha hospedeira, bem como encontrar a relação temporal das turmalinas com tal mineralização.

Os resultados analíticos acham-se na tabela 3, a qual inclui as etapas dos procedimentos do ataque químico para cada material analisado, rocha hospedeira e unidade geológica.

5.1.1- Turmalina

A metodologia Pb-Pb foi efetuada em concentrados de turmalinas de turmalinito associado aos gnaisses do Complexo Xingu (31271) e turmalina quartzitos relacionados com o Grupo Igarapé Salobo (31272 e 31276).

O concentrado de turmalinas do turmalinito 31271 apresenta composições isotópicas muito radiogênicas que variam para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 550.03 e 694.35, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 93.50 e 134.70 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 3109.79 e 372.29.

Nas turmalinas zonadas do turmalina quartzito 31272, as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variam entre 1408.98 e 537.01, as $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 224.37 e 94.31 e as $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 89.88 e 238.73.

As composições isotópicas para as turmalinas zonadas do turmalina quartzito 31276 apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 671.62 e 224.54, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 37.76 e 136.47 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 745.44 e 139.27.

As razões isotópicas dos 3 concentrados mostram-se muito radiogênicas e sem variação sistemática a cada etapa de lixiviação (L1 a R), tanto para o decaimento do U quanto para o de Th.

No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da figura 28A, os pontos analíticos de L1 a L4 dos 3 concentrados de turmalinas estão razoavelmente alinhados e conferem uma idade de $2380 \pm 140\text{Ma}$ interpretada como de formação das turmalinas. Os dados dos resíduos (R) não foram computados para a obtenção da idade porque não se alinharam no diagrama, provavelmente, devido a interferência de inclusões.

O diagrama isotópico de Pb da figura 28B apresenta idade de $2396 \pm 150\text{Ma}$, determinada pelos pontos experimentais de L2 ao L4 que é muito semelhante à anterior, de maneira que os valores analíticos de L1, não interferiram significativamente na determinação da idade da turmalina.

Alternativamente, construiu-se uma reta somente com pontos de L1 a L4 dos turmalina quartzitos e a idade de $2401 \pm 120\text{Ma}$ obtida vem em conformidade com as anteriores (figura 28C).

Neste sentido, pode-se admitir a idade próxima de 2400Ma para a formação das turmalinas.

Figura 28- Diagramas isotópicos de Pb para as turmalinas dos turmalina quartzitos (31272 e 31276) e turmalinito (31271), com os pontos experimentais de L1 ao L4 em (A) e L2 ao L4 em (B). Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para turmalinas de quartzitos em (C).

Considerando os erros analíticos, a idade da turmalina poderia corroborar com idades de $2497 \pm 5\text{Ma}$ (U-Pb, titânitas, Machado *et al.*, 1991), determinada em anfíbolitos foliados do Grupo Salobo; $2497 \pm 62\text{Ma}$ (Rb-Sr, rocha total, Olszewski *et al.*, 1989) determinada em metaríolitos do Grupo Grão Pará e $2409 \pm 70\text{Ma}$ (K-Ar, biotitas, Almaraz, 1967) obtida no gnaiss do Complexo Xingu. Todas estas idades foram interpretadas como relacionadas ao período de reativação tectônica de caráter regional, ligado à instalação

do Sistema Transcorrente Cinzento-Carajás (2573-2497 Ma). Dessa forma, as turmalinas se formariam sin ou posteriormente a esta atividade tectônica, porém, considerando que elas não exibem qualquer feição de *stress* e alguns prismas apresentam textura em forma de leque, pode-se admitir que tais minerais estejam relacionadas aos estágios finais desta reativação.

No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da figura 29, observa-se que nas turmalinas 31271, as composições toriogênicas e uranogênicas são muito radiogênicas e isso pode estar relacionado à presença de veios de feldspato na rocha. As turmalinas

dos quartzitos apresentam entre si razões isotópicas relacionadas ao decaimento de U mais radiogênicas que as referentes ao decaimento de Th. A relação Th/U das turmalinas não pode ser calculada neste diagrama, devido ao fato dos pontos analíticos não estarem colineares.

Este desalinhamento sugere que houve mobilização dos fluidos enriquecidos em boro e a remobilização dos fluidos contendo U e Th e isso ocorreu de forma heterogênea no turmalinito e quartzito. Tais fluidos percolaram zonas de cisalhamento que cortam os diferentes litotipos da área e a relação fluido-rocha encaixante pode ter causado a variabilidade das razões isotópicas de Pb nas turmalinas.

De qualquer maneira, as feições de zoneamento e as formas euédricas a subédricas das turmalinas sugerem que a fonte geradora de boro é externa (Henry e Dutrow, 1996), ou seja, poderiam não estar associados aos metassedimentos que afloram no depósito de Salobo 3A. Adicionalmente, não há referências sobre a presença de turmalina no Granito Antigo Salobo e portanto não se pode admitir que a fonte de boro seja o granitóide arqueano.

Figura 29- Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a dispersão das composições isotópicas de L1 a R das turmalinas do turmalinito (31271) e das turmalina quartzitos (31272 e 31276).

Os teores de U_3O_8 e MgO analisados através de fluorescência de raios X em xistos, quartzitos e gnaisses da área do depósito de Salobo 3A, apresentaram

Os teores de U_3O_8 e MgO analisados através de fluorescência de raios X em xistos, quartzitos e gnaisses da área do depósito de Salobo 3A, apresentaram correlações positivas (Nuclebrás, 1985). Como as turmalinas pertencem a série shorlita-dravita e algumas são zonadas e contêm núcleo enriquecido em Mg, isto poderia explicar a presença de U e as excepcionais composições isotópicas de Pb nestes minerais.

A remobilização de U e Th deve ter ocorrido sob as mesmas condições de temperatura que a percolação de fluidos com boro, ou seja, sob fácies anfibolito. A presença de sillimanita na rocha e temperaturas entre 600° e 550°C (Lindenmayer, 1990) evidenciam tal metamorfismo. Entretanto, a mobilizações de U e Th mais significativas ocorrem sob condições de baixa pressão e temperatura, ou seja, sob baixo grau metamórfico (Ahmad e Wilson, 1981; Dostal e Capedri, 1978). Dessa maneira, os fluidos enriquecidos em U e Th devem ter sofrido outra remobilização durante o posterior evento retrometamórfico de fácies xisto verde que afetou as rochas do Salobo 3A e/ou, alternativamente, estarem relacionados à colocação do Granito Jovem Salobo (Nuclebrás, 1985) haja vista a presença de U em fluoritas (antosonitas) associadas a esta intrusão (Nuclebrás, 1985).

5.1.2- Calcosina

Foram analisados pela metodologia isotópica Pb-Pb, os concentrados de calcosina e calcopirita extraídos de veios e vênulas de formação ferrífera alterada hidrotermalmente e formação ferrífera, respectivamente.

A análise do concentrado da calcosina de veio apresenta composições isotópicas $^{206}Pb/^{204}Pb$ entre 274.56 e 366.64, $^{207}Pb/^{204}Pb$ entre 62.82 e 80.08 e $^{208}Pb/^{204}Pb$ entre 87.85 e 107.48 (tabela 3). Todas as razões isotópicas são muito radiogênicas e variam aleatoriamente para cada etapa de lixiviação de Pb.

Os pontos analíticos L1 e R apresentam as composições isotópicas mais radiogênicas, mas ambos se alinham com os outros pontos experimentais no gráfico $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ e são considerados para o cálculo da idade. Carignan *et al.* (1993), Deloule *et al.* (1989) e Gariépy *et al.* (1990) se utilizaram do primeiro lixiviado e resíduo de suas análises de Pb para a caracterização de mineralizações arqueanas dos *greenstone belts* Baby-Belleterre, Abitibi e para o metamorfismo arqueano na Província de Greenville, respectivamente, o que sugere que tais dados podem ser utilizados na determinação de uma idade.

No gráfico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **figura 30**, as composições isotópicas de L1 a R apresentam bom alinhamento e determinam idade de **$2762 \pm 180\text{Ma}$** para a formação da mineralização. Os sulfetos de cobre apresentam correlação positiva com os fluidos enriquecidos em U e Th e portanto, eles podem ser contemporâneos. Esta idade, considerando os erros analíticos, pode ser relacionada com $2850 \pm 65\text{ Ma}$ definida como idade da mineralização primária de Cu, Au e U do Prospecto Bahia, situado a sul do depósito do Salobo 3A (Pb-Pb, sulfetos, Mogeout *et al.*, 1996b).

A idade obtida para as calcosinas é contemporânea à intrusão das ultramáficas acamadadas do Complexo Luanga ($2763 \pm 6\text{Ma}$, U-Pb, zircão, Machado *et al.*, 1991); ao metamorfismo fácies anfibolito identificado nos anfibolitos do Salobo ($2761 \pm 3\text{Ma}$, U-Pb, zircões, Machado *et al.*, 1991); à intrusão de veios graníticos nos anfibolitos do Salobo (2758Ma , U-Pb, zircões, Machado *et al.*, 1991) e ao vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará ($2759 \pm 2\text{Ma}$, U-Pb, zircões, Machado *et al.*, 1991; $2758 \pm 39\text{Ma}$ U-Pb, zircões, Wirth *et al.*, 1986 ou ainda $2757 \pm 18\text{Ma}$, Pb-Pb, zircões, Macambira *et al.*, 1996), o que evidencia a intensa movimentação da crosta arqueana na região.

Figura 30- Diagrama isotópico de Pb mostrando a idade obtida na calcosina.

O diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **figura 31**, sugere que tanto os sulfetos como os fluidos com U e Th presentes na mineralização de cobre do depósito de Salobo 3A possuem uma fonte similar, porque os pontos experimentais estão alinhados.

Figura 31- Diagrama isotópico de Pb mostrando o equilíbrio entre a calcosina e o fluido enriquecido em U e Th.

5.1.3- Calcopirita

A análise isotópica do concentrado de calcopirita apresenta razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 236.04 e 240.81, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 66.12 e 67.66 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 49.67 e 50.51. Estes dados mostram que as composições isotópicas de L1 a R variam de forma randômica a cada etapa de lixiviação (tabela 3).

Os pontos analíticos das calcopiritas não se correlacionam em nenhum dos diagramas de Pb, pois não são colineares. No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **figura 32**, os valores de L2 e R são os mais desalinhados e a idade de 2278 ± 1200 Ma mostra o desequilíbrio das composições isotópicas e/ou abertura do sistema isotópico de Pb. No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **figura 33**, o espalhamento não-colinear dos pontos analíticos indica desequilíbrio entre o mineral sulfetado e o fluido enriquecido em U e Th.

Por outro lado, ao se plotar todos os pontos experimentais da calcosina em conjunto com os da calcopirita no gráfico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, obtém-se 2 grupos

distintos dispostos quase que paralelos um ao outro conforme ilustra a **Figura 34** e isto poderia sugerir que os dois minerais apresentam idades similares.

Figura 32- Gráfico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando o desalinhamento dos pontos experimentais da análise dos lixiviados de calcopirita.

Figura 33- Diagrama isotópico de Pb mostrando desalinhamento das composições isotópicas da calcopirita.

Figura 34- Diagrama isotópico de Pb sugerindo paralelismo entre as composições isotópicas dos lixiviados da calcopirita e calcosina.

Cabe lembrar que os sulfetos estudados estão presentes em fraturas, planos de clivagens de minerais, cordões sigmoidais ou estão disseminados na rocha. Estas texturas são entendidas como associadas a transformações pós-deposicionais relacionadas aos cisalhamentos sucedidos na região do depósito do Salobo 3A, que geraram condições para a remobilização, aprisionamento e precipitação das soluções sulfetadas. Dessa maneira, a variação aleatória das composições isotópicas de Pb das calcosinas e calcopiritas pode ser reflexo da ação desses cisalhamentos e representar uma abertura parcial do sistema isotópico de Pb. Neste caso, a idade de $2762 \pm 180\text{Ma}$ obtida para a mineralização de cobre deve ser tomada como referência para a época da sua deposição.

A presença de composições isotópicas extremamente radiogênicas encontradas nos minerais sulfetados pode sugerir a presença de fluidos enriquecidos em U e Th que foram remobilizados juntamente com os sulfetos até a sua precipitação ou sugerir presença de inclusões U e Th nestes minerais. Análises quantitativas através de microsonda eletrônica ou análise por microscopia eletrônica podem elucidar estas sugestões.

5.1.4- Magnetita e rocha total

As análises isotópicas de Pb dos lixiviados de magnetitas, provenientes da formação ferrífera bandada e brechada (F50/90.10m, **figura 22**) apresentam composições isotópicas de Pb sem variação sistemática. As razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ estão no intervalo entre 22.52 e 223.08; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16.44 e 42.67 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.96 e 105.41. As composições isotópicas da análise por dissolução total da magnetita total (MTB) e rocha total (MTRT) desta mesma formação ferrífera também são muito radiogênicas (tabela 3). A presença de minerais enriquecidos em urânio como uraninita, alanita, apatita (Réquia, 1995) e prováveis minerais ou fluidos enriquecidos em tório contribuem para a concentração de U e Th neste mineral.

O diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **figura 35A** demonstra que tanto a rocha total quanto as magnetitas lixiviadas (L1 a R) e a magnetita analisada através de dissolução total estão razoavelmente alinhadas. Isto sugere situação de equilíbrio entre os fluidos portadores de U e Th e as magnetitas.

No diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da **figura 35B**, os pontos analíticos estão desalinhados e tal comportamento dificulta a obtenção de uma idade e portanto, os valores aqui obtidos, servem apenas como referência para os eventos que ocorreram no Salobo 3A.

O alinhamento dos pontos de L2 ao L6, MTRT e MTB determina idade de referência de **2172 ± 230Ma**. Outro alinhamento é identificado com os pontos analíticos do intervalo de L3 ao R e a errócrona obtida é de **2776 ± 240Ma**.

Do exposto, é evidente que o sistema isotópico de Pb da magnetita foi afetado pela ação de pelo menos 2 fases de cisalhamentos, sendo que a última remobilizou minerais sulfetados e ouro para zonas de fraturas da rocha. Como dever-se-ia obter única idade com os lixiviados da magnetita, sugere-se novas análises isotópicas de Pb com este mineral para elucidar o evento que a afetou.

As atividades de estruturação tectônica no Salobo 3A atuaram de forma heterogênea (Siqueira, 1990; Siqueira 1996; Pinheiro, 1997) e a idade de referência mais jovem, 2172 ± 230Ma está indicando a atuação do evento Transamazônico nessa região. As idades de 1903 ± 35Ma e 2022 ± 73Ma (K-Ar em minerais, Tassinari *et. al*, 1982) obtidas em xistos do depósito de Salobo 3A foram interpretadas como relacionadas à época de estabilidade tectônica na região mas, alternativamente, elas podem estar representando a ação de cisalhamentos rúpteis-dúcteis que afetaram o norte da PMC.

A idade arqueana (2776 ± 240Ma) é ainda mal definida e pode estar refletindo uma abertura do sistema isotópico de Pb devido a ação dos cisalhamentos na região. Por outro lado, esta idade é coerente com o que se esperaria para a deposição das

formações ferríferas, visto que os minerais de cobre do Salobo estão parageneticamente associados com as magnetitas (capítulo 4).

Figura 35 - A) Diagrama isotópico de Pb para os lixiviados de magnetita, rocha total e magnetita total. B) Gráfico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostra o alinhamento regular dos pontos analíticos.

Tabela 3- Resultados das análises isotópicas de Pb em minerais e rocha total dos litotipos do Grupo Igarapé Salobo e Complexo Xingu.

SPB	Nº campo	Etapas	Ácidos	Tempo lixiviação	Litotipo	Material Analisado	Unidade Geológica	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro
36L1	F143/542.89	F143L1	HBr+HCl	15m, q	FFA	calcosina	Gr Salobo	274.552	0.13	62.867	0.13	87.851	0.13
36L2		F143L2	HBr 1N	4h, q	FFA	calcosina	Gr Salobo	347.969	0.66	77.705	0.56	104.504	0.54
36L3		F143L3	HCl 2N	4h30m, q	FFA	calcosina	Gr Salobo	320.603	0.30	71.392	0.30	97.651	0.30
36L4		F143L4	HCl 6N	2h, q	FFA	calcosina	Gr Salobo	279.268	0.28	63.757	0.28	89.118	0.28
36R		F143R	HNO ₃ 14N HCl 6N	7d, f 24h, q	FFA	calcosina	Gr Salobo	366.639	0.90	80.085	0.90	107.477	0.90
32L1	F46/417.10	F46L1	HBr+HCl	15m, q	FF	calcopirita	Gr Salobo	231.440	0.03	65.417	0.02	50.763	0.03
32L2		F46L2	HBr 1N	4h, q	FF	calcopirita	Gr Salobo	240.807	0.26	66.122	0.26	49.669	0.26
32L3		F46L3	HCl 2N	4h30m, q	FF	calcopirita	Gr Salobo	246.668	0.42	67.655	0.42	50.511	0.42
32L4		F46L4	HCl 6N	2h, q	FF	calcopirita	Gr Salobo	239.235	0.14	66.346	0.14	50.344	0.14
32R		F46R	HNO ₃ 14N HCl 6N	7d, f 24h, q	FF	calcopirita	Gr Salobo	236.048	0.08	66.162	0.08	50.611	0.08
33L1	F154/58.47	31271L1	HBr+HCl	1h, q	Turmalinito	Turmalina	Cpx Xingu	694.395	0.48	105.839	0.48	3109.789	0.48
33L2		31271L2	HBr 50%	3h, q	Turmalinito	Turmalina	Cpx Xingu	901.390	1.25	134.701	1.25	2788.332	1.25
33L3		31271L3	HNO ₃ 7N	4h, q	Turmalinito	Turmalina	Cpx Xingu	550.030	0.74	93.500	0.74	1113.926	0.74
33L4		31271L4	HNO ₃ 14N	18h, f	Turmalinito	Turmalina	Cpx Xingu	719.886	0.55	123.169	0.55	892.987	0.55
33R		31271R	HF+HNO ₃	10d, q	Turmalinito	Turmalina	Cpx Xingu	619.214	3.74	110.482	3.72	372.289	3.76
34L1	F143/250,0	31272L1	HBr+HCl	1h, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	537.007	0.06	94.308	0.06	169.470	0.06
34L2		31272L2	HBr 50%	3h, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	s/d		s/d		s/d	
34L3		31272L3	HNO ₃ 7N	4h, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	1408.977	1.30	224.376	1.30	89.875	1.30
34L4		31272L4	HNO ₃ 14N	18h, f	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	1135.970	0.50	183.814	0.50	94.840	0.50
34R		31272R	HF+HNO ₃	10d, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	714.511	0.64	147.632	0.63	238.731	0.63
35L1	F143/278.8	31276L1	HBr+HCl	1h, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	484.94	0.12	88.188	0.07	248.262	0.07
35L2		31276L2	HBr 50%	3h, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	617.616	0.28	106.792	0.28	745.442	0.28
35L3		31276L3	HNO ₃ 7N	4h, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	320.069	0.76	57.017	0.76	139.272	0.76
35L4		31276L4	HNO ₃ 14N	18h, f	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	224.541	0.80	37.764	0.80	133.377	0.80
35R		31276R	HF+HNO ₃	10d, q	Turm qzto	Turmalina	Gr Salobo	522.150	5.60	136.472	5.40	196.932	5.40

38L1	F50/90.10	MTL1	HCl 1N	30m, q	BIF	Magnetita	Gr Salobo	135.879	0.19	31.094	0.19	79.965	0.19
38L2		MTL2	HCl 3N	20h, f	BIF	Magnetita	Gr Salobo	223.028	0.09	42.665	0.09	105.405	0.11
38L3		MTL3	HCl 6N	5h, f	BIF	Magnetita	Gr Salobo	29.401	0.04	17.641	0.04	42.231	0.04
38L4		MTL4	HCl 6N	15h, q	BIF	Magnetita	Gr Salobo	81.699	0.07	26.993	0.06	61.500	0.06
38L5		MTL5	HCl 6N	1h, q	BIF	Magnetita	Gr Salobo	22.528	0.27	16.442	0.21	38.959	0.32
38L6		MTL6	HCl 6N	5d, q	BIF	Magnetita	Gr Salobo	29.864	1.00	17.469	1.00	40.918	1.40
38R		MTR	HF+HNO ₃	6d, q	BIF	Magnetita	Gr Salobo	87.516	0.11	29.466	0.12	60.393	0.11
39		MTRT	HF+HNO ₃	5d, q	BIF	Rocha total	Gr Salobo	138.706	0.22	33.939	0.22	74.982	0.22
40		MTB	HCl 6N	6d, q	BIF	Magnetita	Gr Salobo	163.791	0.09	36.843	0.09	89.275	0.09

Abreviações: Turm= turmalina, BIF= Formação ferrífera bandada e brechada, Qzto= quartzito; FF= Formação ferrífera; Gr= grupo; FFA= Formação ferrífera alterada; L1 ao L6= lixiviados, R= resíduo, h= hora, m=minuto, d= dias, q=quente, Cpx= Complexo; MTRT= rocha total; MTB= magnetita total, MT= magnetita; f=frio, s/d= sem detecção no espectrômetro de massa.

Composições isotópicas foram corrigidas para fracionamento de 0.12% u.m.a⁻¹.

5.2- Resultados e discussões das análises Sm-Nd.

A sistemática Sm-Nd foi aplicada em 6 amostras de gnaisses de composição tonalítica pertencentes ao Complexo Xingu (F24/251.4m, F147/32.7m, F19/259.06m, F19/258m, F12/498.3m e F143/303.3m) e 2 amostras de xistos do Grupo Igarapé Salobo (F23/310.6m e F59/204.35m).

As análises Sm-Nd foram executadas para determinar as idades modelo manto empobrecido dos gnaisses, visando caracterizar a idade média dos protólitos dessas rochas. Adicionalmente, com a elaboração das isócronas de rocha total (гнаisses) e mineral (xistos) procurou-se determinar as idades dos eventos metamórficos associados ao depósito de Salobo 3A.

A descrição petrográfica dos gnaisses e xistos analisados consta do capítulo 4 e os resultados analíticos acham-se na tabela 4.

5.2.1- Gnaisses

As idades modelo manto empobrecido (T_{DM}) calculadas através da equação de DePaolo (1981) para os gnaisses situam-se no intervalo de tempo entre **3,11 e 2,92 Ga**. Os resultados de ϵ_{Nd} calculados para a época da formação dos gnaisses ($2859 \pm 2\text{Ma}$, U-Pb em zircões; Machado *et al.*, 1991) sugerem fonte de proveniência mantélica, pois os ϵ_{Nd} variam entre +1,02 e -1,08 (tabela 4) e todos são muito próximos de zero. Isto confirma que o evento entre a época de diferenciação manto-crosta e a formação da rocha foi muito curto. Dessa forma, a hipótese proposta por Lindenmayer (1990) de que os gnaisses do Salobo 3A formaram-se a partir de fusão parcial de rochas continentais, caracterizada pelo enriquecimento em LREE, sutil anomalia negativa de Eu, razões K/Rb em torno de 221 e imobilidade dos elementos terras-raras depois da formação dos gnaisses foi determinada sem se considerar o curto intervalo de tempo de diferenciação manto-crosta e a formação destas rochas.

Os eventos metamórficos que se sucedem numa região promovem o fracionamento da razão Sm/Nd e isso pode mostrar a atuação de uma influência crustal nas rochas, porém, ela é tardia a sua formação (Hamilton *et al.*, 1983). No caso da amostra F24/251.4 que indicou valor de ϵ_{Nd} de -7,02, anômalo ao padrão regional, poderia ser considerado que a ação de eventos metamórficos posteriores tornou o valor de ϵ_{Nd} mais negativo.

As idades entre 3.04 e 2.9 Ga e os valores de ϵ_{Nd} de -3 a +2, obtidos por Sato e Tassinari (1996) para o Granodiorito Rio Maria e gnaisses do Complexo Xingu, situados na porção sul da Província Mineral dos Carajás em conjunto com os dados obtidos aqui indicam a atuação de um processo de acreção continental para a porção norte dessa província durante o intervalo de 3,11 a 2,92 Ga.

A **figura 36** ilustra a evolução isotópica do Nd em função do tempo geológico mostrando a variação do ϵ_{Nd} para as amostras dos gnaisses.

Figura 36- Diagrama ϵ_{Nd} x T (Ga) de DePaolo (1981) para os gnaisses do depósito de Salobo 3A. Nota: azul clara=F19/258; amarela=F19/259.06; vermelha=F12/498.3; vinho=F143/303.3; azul marinho= F24/251.4 e rosa=F147/32.7.

Adicionalmente, foi determinada uma idade Sm-Nd em rocha total para os gnaisses de **1837 ± 160Ma**, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.50956$ e MSWD=8.7639 (**Figura 37**). Esta idade está correlacionada, temporalmente, com a ação do evento Transamazônico ou com a época das intrusões dos granitóides anorogênicos da PMC e pode refletir o evento de fácies xisto verde que afetou os litotipos do depósito do Salobo 3A.

Figura 37- Diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total para gnaisses tonalíticos do depósito do Salobo 3A.

5.2.2- Xistos

O pontos analíticos relativos aos minerais e rocha total dos xistos quando plotados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da **figura 38**, determina idade isocrônica de $2426 \pm 13\text{Ma}$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ de 0.50936 e MSWD de 0.6484 que pode ser a idade de formação desses minerais.

Figura 38- Diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os xistos do Grupo Igarapé Salobo. Nota: gr=granada, rt=RT=rocha total, b=biotita e a=grunerita.

Alternativamente, esta idade pode ser relacionada com a reomogeneização isotópica do sistema Sm-Nd nos xistos durante o evento de reativação tectônica que promoveu o desenvolvimento do sistema transcorrente Cinzento e Carajás sob condições rúpteis-dúcteis a rúpteis, conforme descrito por Pinheiro (1997).

Este evento deve ter afetado as idades Rb-Sr obtidas em basaltos e riolitos do Grupo Grão Pará ($2497 \pm 62\text{Ma}$, Olszewski *et al.*, 1989), gnaisses Estrela ($2527 \pm 34\text{Ma}$, Barros *et al.*, 1992) situados a norte da PMC e em gnaisses do Complexo Xingu ($2480 \pm 40\text{Ma}$ Montalvão *et al.*, 1988) localizado na porção sul.

Tabela 4 - Resultados analíticos obtidos através da metodologia Sm-Nd em gnaisses do Complexo Xingu e xistos do Grupo Igarapé Salobo.

SPS	N. Campo	Material	Litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	T_{DM} (Ma) DePaolo	Erro	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2859)$	$f^{\text{Sm/Nd}}$
882	F24/251.4	RT	Gnaiss	3.711	18.877	0.118868	0.000405	0.510823	0.00040	3654	81	-35.40	-7.02	-0.3957
902	F147/32.7	RT	Gnaiss	3.027	23.302	0.078542	0.000260	0.510431	0.00004	2975	52	-43.05	+0.040	-0.6007
919	F19/259.06	RT	Gnaiss	6.372	36.111	0.106709	0.000353	0.510953	0.000036	3014	62	-32.87	-0.051	-0.4575
920	F19/258.0	RT	Gnaiss	4.167	22.099	0.114017	0.000378	0.511037	0.000046	3112	86	-31.23	-1.077	-0.4203
921	F12/498.3	RT	Gnaiss	9.302	65.635	0.085698	0.000284	0.510605	0.000036	2932	41	-39.66	+0.823	-0.5643
922	F143/303.3	RT	Gnaiss	5.508	39.799	0.083692	0.000277	0.510578	0.000042	2918	47	-40.18	+1.028	-0.5745
622	F23/310.6	RT	gr-qz-gru xisto	14.425	90.216	0.097290	0.00056	0.510931	0.000019					
623	F23/310.6	Grunerita	gr-qz-gru xisto	8.291	48.756	0.103474	0.000060	0.511004	0.000026					
928	F23/310.6	Granada	gr-qz-gru xisto	2.398	1.748	0.829660	0.002843	0.522636	0.000041					
624	F59/204.35	RT	bt-qz-gr xisto	6.099	43.606	0.085099	0.000047	0.510739	0.000029					
625	F59/204.35	Biotita	bt-qz-gr xisto	0.205	1.387	0.090056	0.000103	0.510713	0.000058					
929	F59/204.35	Granada	bt-qz-gr xisto	s/e	s/e	s/e	s/e	s/e	s/e					

Nota: gr= granada; qz= quartzo; gru= grunerita; bt=biotita; RT= rocha total, s/e= sem emissão no espectrômetro de massa.

5.3- Resultados e discussões das análises isotópicas Rb-Sr.

A metodologia Rb-Sr em rocha total foi aplicada em um conjunto de 7 amostras de gnaisses. As descrições petrográficas encontram-se no Capítulo 4 e os resultados analíticos estão na tabela 6.

Tabela 5- Resultados das análises Rb/Sr em rocha total nos gnaisses do Complexo Xingu.

N. Sep	Nº Campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
13508	F142/59.57	10.00	43.17	0.6732	0.0060	0.74792	0.00010
13510	F147/32.7	39.89	26.72	4.3854	0.0371	0.85995	0.00009
13511	F147/59.75	72.34	29.25	7.3440	0.0611	0.97358	0.00009
13513	F12/493.3	17.49	81.41	0.6239	0.0690	0.74353	0.00006
13507	F19/259.06	54.0	163.8	0.9579	0.0086	0.75940	0.00008
31360	F19/258.0	79.9	102.1	2.2860	0.0640	0.79791	0.00080
30305	F24/251.4	81.1	130.2	1.8170	0.0510	0.78467	0.00010

No diagrama isocrônico da **figura 39**, as 7 amostras analisadas através da metodologia Rb-Sr em rocha total determinaram uma idade de $2136 \pm 21\text{Ma}$ com MSWD de 18.097 e razão inicial (r_i) de 0.728. Esta idade é interpretada como relacionada ao evento metamórfico fácies xisto verde. A amostra F147/59.75 não foi computada porque está totalmente desalinhada.

Figura 39 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para os gnaisses da área do depósito do Salobo 3A.

A alta razão inicial (0.728) apresentada pelos gnaisses do Salobo 3A reflete que o evento de 2.1 Ga afetou rochas com vida crustal significativa.

Adicionalmente, Gomes *et al.* (1975) encontraram idades Transamazônicas (2029 ± 21 Ma, rocha total, Rb-Sr e 1989 ± 77 Ma, anfibólios, K-Ar) em gnaisses do Complexo Xingu situados a NE do depósito do Salobo 3A.

Desta maneira, o evento Transamazônico desenvolveu importante papel na Província Mineral de Carajás, gerando fluidos metamórficos associados ou não à atuação de cisalhamentos rúpteis-dúcteis, que afetaram as rochas regionais e promoveram, pelo menos em parte, a remobilização e reconcentração dos minerais de minério em zonas de cisalhamento.

5.4- Resultados e discussões das análises Sr/Sr.

5.4.1- Turmalinas

A determinação da composição isotópica do Sr foi efetuada em concentrados de turmalinas de turmalina quartzitos do Grupo Igarapé Salobo e Complexo Xingu. Os resultados encontram-se na tabela 5.

Tabela 6- Resultados obtidos para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das turmalinas.

Nº SPR	Nº Campo	Litotipo	Unidade Geológica	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
13441	F143/245.25	Turm gn	Cpx Xingu	18.0	34.9	0.77197	0.000080
13442	F154/58.47	Turmalinito	Cpx Xingu	19.4	69.3	0.77717	0.000070
13443	F143/250.0	Turm qzto	Gr I Salobo	0.50	56.2	0.71696	0.000080
13444	F142/233.45	Turm qzto	Gr I Salobo	6.20	84.6	0.72449	0.000080
13445	F143/278.8	Turm qzto	Gr I Salobo	2.9	75.2	0.71499	0.000080

Nota: Turm= turmalina; gn= gnaiss; qzto=quartzito; Cpx=Complexo; Gr=Grupo.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são elevadas e isto sugere que a turmalina está associada a rochas com vida crustal significativa. A ausência de dados de razões iniciais de Sr referentes aos Granitos Antigo Salobo e Jovem Salobo impede qualquer correlação isotópica.

5.4.2- Carbonatos

A determinação da composição isotópica de Sr foi efetuada em 4 concentrados de calcitas de veios que cortam as estruturas dos xistos. Os resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acham-se na tabela 7.

Tabela 7- Resultados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para calcitas de veio hospedadas nos litotipos Grupo Igarapé Salobo.

Nº SPR	Nº Campo	Litotipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
13446	F66/422.3	F.Ferrífera alterada	0.0	113.5	0.74126	0.00006
13447	F154/466.54	F.Ferrífera	0.0	132.4	0.73924	0.00006
13448	F41/327.7	F.Ferrífera alterada	2.4	100.2	0.74631	0.00010
13449	F147/260.68	anfibólio xisto	0.0	50.0	0.75757	0.00010

Como os carbonatos possuem baixos teores de Rb pode-se considerar os valores obtidos como próximos da razão inicial de Sr dos fluidos hidrotermais. Neste sentido, a grande variação observada nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é relacionada com fonte crustal.

Os veios de carbonatos, de forma geral, concentram-se em sítios intensamente fraturados e de maneira localizada, constituindo o último evento. Localmente, os carbonatos aparecem associados com cristais de sulfetos, o que permite considerar que durante este evento ocorreu uma pequena remobilização da mineralização sulfetada.

CAPÍTULO 6

6- CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação dos sistemas Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr nas rochas e minerais do depósito do Salobo 3A permitiu considerar que a mineralização de cobre teve uma evolução metalogenética complexa, envolvendo diversos eventos geológicos tais como cisalhamentos associados a metamorfismos de fácies anfibolito alto, reativações tectônicas e percolação de fluidos hidrotermais que preencheram zonas cisalhadas e provocaram a remobilização da mineralização do Salobo 3A.

Com base nos dados geocronológicos obtidos e nos dados referidos da literatura, a evolução da região que envolve o depósito do Salobo pode ser sumarizada como segue:

3100 -2900 Ma	Época da diferenciação manto-crosta e cristalização do embasamento tonalito-gnáissico;
2850-2750 Ma	. Vulcanismos e deposição das sequências Salobo, Pojuca e Grão Pará em ambiente continental e desenvolvimento da mineralização primária de cobre com enriquecimento de U e Th;
. Metamorfismo de fácies anfibolito alto no Grupo Igarapé Salobo;
2600 - 2500 Ma	Processos de reativação tectônica associados a zona de cisalhamento Transcorrente Carajás-Cinzento e instalação do Granito Antigo Salobo;
2500 - 2400 Ma	Metassomatismo envolvendo percolação de fluidos enriquecidos em boro, U e Th com a precipitação de turmalinas;
2200 - 2100 Ma	Processos de alteração hidrotermal (cloritização) associados a metamorfismo fácies xisto verde, afetando as formações ferríferas e remobilizando sulfetos enriquecidos em U e Th, ouro e molibdenita;

O ambiente geodinâmico no qual se depositou a bacia de Carajás foi interpretado como uma bacia extensional do tipo *rift* continental por Lindenmayer (1990) e Pinheiro (1997) ou bacia do tipo *pull apart* por Araújo e Maia (1991), Costa *et al.* (1994) e Siqueira (1990 e 1996).

As composições isotópicas de Pb obtidas em sulfetos primários e magnetitas são fortemente radiogênicas e indicam que a mineralização sulfetada depositou-se em ambiente continental.

As similaridades observadas entre as rochas vulcânicas básicas da região do Salobo 3A e as vulcânicas bimodais do Grupo Grão Pará são o enriquecimento em LREE, Ti, K, anomalia negativa de Eu, bem como as assinaturas isotópicas do Grupo Grão Pará, tais como razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ próximas a 0.7057 e ϵ_{Nd} variáveis entre -7.0 e +4.6, sendo o ϵ_{Nd} médio de aproximadamente 0.6 (Gibbs *et al.*, 1986), indicam que estas rochas sofreram contaminação da crosta continental. A ausência de rochas de composição intermediária desfavorece a associação com ambientes de zona de subducção.

Adicionalmente, as idades de $2776 \pm 240\text{Ma}$ e $2762 \pm 180\text{Ma}$ determinadas em magnetitas e calcosinas, respectivamente, indicam a contemporaneidade da deposição do Grupo Igarapé Salobo e da mineralização do depósito de Salobo, evidenciando uma origem singenética para a mineralização e corroborando com as evidências de Farias e Saueressig (1982).

A bacia foi, posteriormente, submetida a reativações tectônicas, com a instalação do sistema transcorrente Carajás-Cinzento, cuja estruturação rúptil é subparalela às estruturas dúcteis pré-existentes no embasamento cristalino e no Grupo Igarapé Salobo. A progressão dos cisalhamentos promoveu a inversão da bacia e formação de bacia do tipo *pull apart* ao longo do cisalhamento principal de direção WNW-ESE. Este evento estaria relacionado com a remobilização de fluidos mineralizantes com Cu, Au, Mo, que se acumularam no Salobo 3A.

As evidências isotópicas dessas reativações tectônicas sugerem que elas ocorreram desde 2.6 até 2.0 Ga e em períodos curtos e bem definidos no tempo geológico:

- $2573 \pm 2\text{ Ma}$ intrusão do Granito Antigo Salobo;
- 2400 Ma formação das turmalinas;
- $2172 \pm 230\text{ Ma}$ e atuação do evento Transamazônico associados a
- $2135 \pm 21\text{ Ma}$ metamorfismos fácies xisto verde que afetou os litotipos do depósito de Salobo.

As idades Transamazônicas são relacionadas ao metamorfismo de baixo grau e a remobilização dos sulfetos de cobre, ouro, molibdenita deve ser, pelo menos em parte, associada a este evento.

Desta maneira, as análises isotópicas efetuadas neste trabalho corroboram com o modelo de deposição singenética para a mineralização de cobre do Salobo com enriquecimento em U e Th, que, posteriormente, sofreu remobilizações e reconcentrações associadas a zonas de cisalhamento e não corroboram com os modelos que admitem uma origem epigenética do cobre relacionada com zonas de cisalhamento.

CAPÍTULO 7

7- REFERÊNCIAS

AHMAD, R.; WILSON, C.J.L. -1981- Uranium and Boron distributions related to metamorphic microstructure - Evidence for metamorphic fluid activity. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v.76. p.24-32.

ALMARAZ, J.S.V. -1967- DEterminações K-Ar na região do curso médio do Tocantins. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. São Paulo, v.16, n.1, p.121-126.

ALMEIDA, F.F.M.; HASSUI, Y. -1984- **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blucher Ltda. 378p.

ALTHOFF, F.J., BARBEY, P., BOULLIER, A-M.; DALL'AGNOL, R. -1995- Composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra**. Belém, v. 7, p.5-26.

AMCOFF, O. -1988- Experimental replacement of chalcopyrite by bornite: textural and chemical changes during a solid state process. **Mineralium Deposita**, v.23, p.286-292.

ARAÚJO, O.J.B. DE; MAIA, R.G.N. -1991- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SB 22-Z-A. Serra dos Carajás, Estado do Pará. **Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solo e de Vegetação para a área do Projeto Grande Carajás. Subprojeto Recursos Minerais**. CPRM. Brasília. 164p. 2 mapas.

ARAÚJO, O.J.B. DE; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X. DA S.; COSTA, J.B.S. -1988- A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: **CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA**, 7, Belém, 1988. *Anais*. Belém. v. 1, p. 324-338.

ARAÚJO, O.J.B. DE; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R. DE; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J. DE; SANTOS, A. DOS; PENA FILHO, J.I. DE; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X. DA S.; COSTA, J.B.S. -1994- Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 4, Belém, 1994. *Anais*. Belém, SBG, p. 299-301.

AVELAR, V.G. DE; CORREIA JÚNIOR, F.C.; LAFON, J-M.; MACAMBIRA, E.M.B. -1996- Geocronologia Pb/Pb em zircão do magmatismo ácido dos terrenos granito-greenstone da região de Tucumã, sul do Pará. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 39, Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG, v.6, p. 612-614.

AVELAR, V.G. DE; LAFON, J-M.; SCHELLER, T.; ARAÚJO, O.J.B. DE; MACAMBIRA, E.M.B. -1994- Geocronologia Pb/Pb por evaporação de zircão e Rb-Sr m rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE**

GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p. 387-389.

BARBOSA, A.A.; LAFON, J.-M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. -1994- O Granito Redenção (sul do Pará): Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 4, Belém, 1994. SBG. p. 302-305.

BARROS, C.E. DE M.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. - 1992- Geologia e Geocronologia do Gnaiss Estrela, Curinópolis, PA. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, v.4, p. 85-104.

BEISIEGEL, V. DE R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. -1973- Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v.3, p.215-242.

BEN OTHMAN, D.; FOURCADE, S.; ALLÈGRE, C.J. -1984- Recycling process in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 69, p. 290-300.

BERGER, M.; BRAUN, I. -1997- Pb-Pb dating of apatite by stepwise dissolution technique. *Chemical Geology*, v.142, n.1/2, p. 23-40.

BJORLYKKE, A.; CUMMING, G.L.; KRSTIC, D. -1990- New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology*, n. 43, p.1-21.

ALVES, F.; MARQUES, M. -1994- Cobre Salobo. O maior projeto de mineração da década. *Brasil Mineral*, n. 122, p. 12-17.

BROOKS, C.; HART, S.R.; WENDT, I. -1972- Realistic use of two-error regression treatments as applied to Rubidium-Strontium and data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, n.10, v.2, p.551-577.

CARIGNAN, J.; GARIÉPY, C. -1993- Pb isotope geochemistry of the Slidor and Launay gold deposits: Implications for the source of the Archean Au in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, v. 88, p.1722-1730.

CARIGNAN, J.; MACHADO, N.; GARIÉPY, C. -1993- Pb isotope composition of Ni-Cu-Pb ore deposits in an Archean greenstone belt: evidence for Proterozoic remobilization in the Pontiac Subprovince of Canada. *Economic Geology*, v. 88, p. 709-715.

CHEN, J.H.; WASSERBURG, G.J. -1983- The least radiogenic Pb in iron meteorites. In: *LUNAR AND PLANETARY SCIENCE CONFERENCE*, 14, Parte 1. Lunar and Planetary Institute, Houston. *Abstracts*. p.103-104.

CORDANI, U.G. -1980- Fundamentos de interpretação geocronológica. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, 1980. *Boletim* n.6: *Interpretação de dados geocronológicos*. Camboriú. p.5-22.

CORDANI, U.G. -1980- Comentários sobre as datações geocronológicas efetuadas na região da Serra dos Carajás. São Paulo. DOCEGEO. *Relatório Técnico*. 3p.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, M.S.; KAWASHITA, K. -1979- Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: *CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO*, 2, Arica, 1979. *Acta*. p. 137-148.

COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B. DE; JORGE JOÃO, X. DA S.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G., SANTOS, A. DOS; PENA FILHO, J.I. DE; NEVES, A.P. -1994- Panorama Tectono-Estrutural da Região Sudeste do Pará. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 4, Belém, 1994. Belém, SBG, p. 314-317.

COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B. DE; SANTOS, A. DOS; JORGE JOÃO, X. DA S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.-M. -1995- A Província Mineral dos Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*. Belém, v. 7, p.199-235.

CUMMING, G.L.; RICHARDS, J.R. -1975- Ore lead in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 28, p.155-171.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B. -1994- Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v.50, p.113-138.

DELOULE, E., GARIÉPY, C.; DUPRÉ, B. -1989- Metallogenesis of the Abitibi greenstone belt of Canada: a contribution from the analysis of trace lead in sulfide minerals. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 2529-2540.

DEPAOLO, D.J. -1981- A Neodymium and Strontium isotopic study of Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, v.86, p. 10470-10488.

DEPAOLO, D.J. -1988- **Neodymium Isotope Geochemistry- An Introduction**. USA, Springer-Verlag. 187p.

DEPAOLO, D.J.; WASSERBURG, G.J. -1976- Nd isotope variations and petrogenetic models. *Geophys Research Letters*, n.3, p. 249-252.

DICKIN, A.P. -1997- **Radiogenic Isotope Geology**. 2 ed.. USA, Cambridge University Press. 490p.

DOCEGEO -1988- Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Província Mineral de Carajás, Belém, 1988. Anexo aos Anais. Belém, SBG, p. 11-54.

DOSTAL, J.; CAPEDE, S. -1978- Uranium in metamorphic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v.66, p. 409-414.

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: *SIMPÓSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA*, 3, Belém, 1991. Anais. Belém, SBG, p. 7-20.

FARACO, M.T.L., CARVALHO, J.M. DE A.; KLEIN, E.L. -1996- Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB 22). Escala 1: 1.000.000. Texto explicativo e mapa. Belém, CPRM. 33p.

FARIAS, N.F.; SAUERESSIG, R. -1982- Salobo 3A copper deposit. In: *International Symposium Archean Early Proterozoic Geology Evolution & Metallogeny. Guia de Excursão*. Salvador, p. 67-76.

FAURE, G. -1986- **Principles of Isotope Geology**. 2 ed.. New York, John Wiley & Sons. 589p.

FERREIRA FILHO, C.F.; CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; DANNI, J.C.M. -1987- Geochronology of the Bahia prospect copper deposit- Carajás Province- Brazil. Precambrian Evolution of the Amazonian Region. *Final Meeting of working group*. Project 204 IUGS/UNESCO. *Extended Abstracts*. Carajás, Pará. p.32-39.

FERREIRA FILHO, C.F.; DANNI, J.C.M. -1985- Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia-Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. Anais. Belém, p. 34-39.

FIGUEIREDO, B.R.; RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P. -1994- Post depositional changes of the Salobo ore deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. Universidade do Chile. *Comunicaciones*, n.45, p. 23-32.

FREI, R.; KAMBER, B.S. -1995- Single mineral lead-lead dating. *Earth and Planetary Science Letters*, v.129, p.261-268.

FREI, R.; PETKE, T. -1996- Mono-sample Pb-Pb dating of pirrhotite and tourmaline: Proterozoic vs. Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe. *Geology*, v. 24, n. 9, p. 823-826.

FUCK, A.R. -1991- Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, v.21, n.2, p.182-183.

GARIÉPY, C.; VERNER, D.; DOIG, R. -1990- DAting Archean metamorphic minerals southeast of the Grenville front, western Quebec, using Pb isotopes. *Geology*, v. 18, p. 1078-1081.

GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, M.; DALL'AGNOL, R. -1987- Idades e Geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazonia Oriental. *Geochimica Brasilienses*, v.1, n.2, p. 247-259.

GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSEWSKI, W.J. -1986- Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n.2, p. 201-211.

GONÇALEZ, M. DAS G.B.; DALL'AGNOL; VIEIRA, E.A.DE P. -1988- Geologia do maciço anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas - PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988, Anais. Belém, SBG, v.3, p. 1132-1146.

GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, MAS. -1975- Radiometric ages from the Serra dos Carajás area, Northern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v.86, p. 939-942.

GUIMARÃES, I.G. -1987- *Petrologia das formações ferríferas da área do Salobo 3A, Província Mineral dos Carajás- Estado do Pará*. São Paulo, 139p. (Dissertação-Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

GULSON, B. -1986- **Lead isotope in mineral exploration. Developments in Economic Geology Serie**. Australia, Elsevier, v. 23, 245p.

HAMILTON, P.J.; O'NIONS; BRIDGWATER, D.; NUTMAN, A. -1983- Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 263-272.

HART, S.R.; BROOKS, C. -1977- The Geochemical evolution of Early Precambrian mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v.61, p.109-128.

- HENRY, D.J.; DUTROW, B.L. -1996- Metamorphic tourmaline and its petrological applications. In: Grew, E.S & Anovitz, L.M. (Eds). Boron, Mineralogy, petrology and geochemistry. **Reviews in Mineralogy**, v.33, p. 503-557.
- HIRATA, W. K., RIGON, J.C., KADEKARU, K. CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E. de M. -1982- Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 1, Belém, 1982, *Anais*. Belém, SBG, p. 100-110.
- HOLMES, A. -1946- An estimative of the age of the Earth. **Nature**, n.157, p. 680-684.
- HOUTERMANS, F.G. -1946- Die Isotopenhäufigkeiten in natürlichen Blei und das Alter des Urans. **Naturwissenschaften**, n.33, p.185-186, 219.
- JACOBSEN, S.B.; WASSERBURG, G.J. -1981- Sm-Nd isotope systematics in Angra dos Reis. **Lunar and Planetary Science**, 12. The Lunar and Planetary Institute, Houston, p. 500-502.
- KANASEWICH, E.R. -1968- The interpretation of lead isotopes and their geological significance. In: Hamilton, E.I. and Farquhar, R.M. (Editors), **Radiometric data for geologists**. New York, Interscience. p. 147-223.
- KERRICH, R.; FRYER, B.J.; KING, R.W.; WILLMORE, L.M.; VAN HESS, E. -1987- Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt: evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v.97, p.156-168.
- KING, W.R.; KERRICH, R.W. -1989- Strontium isotope compositions of tourmaline from lode gold deposits of the Archean Abitibi greenstone belt (Ontario-Quebec-Canada): Implications for source reservoirs. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v.79, p. 225-240.
- KRAMERS, J.D.; TOLSTIKHIN, I.N. -1997- Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. **Chemical Geology**, v.139, p. 75-110.
- LAFON, J.M., MACAMBIRA, J.B., PEREIRA, E.D.; SCHELLER, T. -1990- Geocronologia Rb/Sr em rochas totais e minerais do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 36, Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG, v.6. p. 2929-2940.
- LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; BARRADAS, J.A. DA S. -1991- Geocronologia Rb-Sr da região de São Felix do Xingu: resultados preliminares. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 3, Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG, p. 21-35.
- LAFON, J.M.; SCHELLER, T. -1994- Geocronologia Pb/Pb em zircões do granodiorito Cumaru, Serra Gradaús, PA. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 4, Belém, 1994. *Resumos*. Belém, p.312-324.
- LEITE, A.A DA S.; DALL'AGNOL, R. -1994- Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 4, Belém, 1994. *Anais*. Belém, SBG, p. 325-327.

LINDENMAYER, Z.G. -1990- *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and metamorphism*. (Tese - Doutorado). Ontario, 405p. Faculdade de Estudos Graduados, Universidade de Western Ontario.

LINDENMAYER, Z.G.; FIFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. -1994a- Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geológica Leopoldensia. Estudos tecnológicos*, n.40, p.153-182.

LINDENMAYER, Z.G.; FIFE, W.S.; LAUX, J.H. -1994b- Contribuição à petrologia dos metabasitos do Grupo Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geológica Leopoldensia. Estudos tecnológicos*. n.40, p.115-153.

LUDWIG, K.R. -1993- Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version 2.70. **Open-file report 91-445**. United States Geological Survey. 42p.

MACAMBIRA, M.B.J.; BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M. -1993- Uma história geocronológica complexa em Carajás a partir de estudos de sistemas geocronológicos abertos: Rb-Sr e U-Pb em zircões. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA**, 4, Brasília, 1993. *Resumos Expandidos*. Brasília, p. 238-241.

MACAMBIRA, M.J.B.; HARTMANN, L.A.; DALL'AGNOL, R.; CHEMALE, L. -1996b- Zircão e Granitogênese; resultados preliminares para os granitóides de Rio Maria, Província de Carajás - Pará. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 39, Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG, v.6, p. 411-414.

MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J-M. -1995- Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*. Belém, v. 7, p. 263-288.

MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J-M.; DALL'AGNOL, R; COSTI, H.; JORGE JOÃO, X. DA S. -1990- Geologia da granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, n.1-4, p. 258-266.

MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. -1991a- Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 3, Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG, p. 49-69.

MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. -1991b- História arqueana da região de Rio Maria, Sudeste Estado do Pará. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 3, Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG. p. 59-69.

MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. -1992- Idades U-Pb em zircões de metavulcânica do *Greenstone* do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estatigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 37, São Paulo, 1992. *Boletim dos resumos expandidos*. São Paulo, SBG, p. 188.

MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. -1996- Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. ***International Geology Review***, v.38. p. 1134-1142.

MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; GOMES, A.C.B. -1996a- Geocronologia Pb-Pb e tipologia de zircões das rochas vulcânicas da Formação Carajás-Pará; indicador da idade das Bifs. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 39, Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG, v.6, p. 516-518.

MACAMBIRA, M.B., PEREIRA, E.D., KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. de -1988- Contribuição à história tectono-termal da região da Serra das Andorinhas (SE do Pará) com base em dados geocronológicos. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, v.3, p. 1468-1477.

MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. -1994- Estudo comparativo entre métodos geocronológicos aplicados em zircões; o caso do granodiorito Rio Maria, Província de Carajás. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos*. Belém, SBG, p. 343-346.

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. *Precambrian Research*, v. 49, p. 329-354.

MEDEIROS, H. DE; GASTAL, M. DO C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. DE -1987- Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian region - Brazil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. Project 204 IUGS-UNESCO. Precambrian Evolution of the Amazonian Region. *Final Meeting of the WORKING Group. Extended Abstracts*. Carajás, p. 97-109.

MEIRELES, E. DE M., HIRATA, W.K., AMARAL, A.F. DO; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W. DA C.-1984- Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v. 5, p. 2164-2174.

MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUDANT, M.; ALBARADE, F. -1985- Nd isotope in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 601-610.

MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L -1984- Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, Sul do Pará (Distrito Carajás-Cumaru). In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2757-2766.

MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V.-1988- Caracterização geocronológica Rb-Sr dos terrenos granodioríticos e trondjemíticos da região de Rio Maria, sul da Serra dos Carajás. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, 1988. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.3, p. 1478-1487.

MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B. -1996a- Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajas Province, Pará, Brazil). In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG, v.6, p. 579-581.

MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B. -1996b- Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolutions of the Carajás Province (Pará, Brazil). In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG v.7, p. 318-320.

NEUERBURG, G.J. -1975- A procedure using hydrofluoridric acid, for quantitative mineral separations from silicate rocks. *Journal of Research US Geological Survey*, v.3, n.3, p.377-378.

NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W. -1994- Evidências de maré e tempestade na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. **Acta Geológica Leopoldensia. Estudos Tecnológicos**, v. 17, n. 40, p. 7-30

NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. -1995- Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescricao e redefinição litoestratigráfica. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra**, v. 7, p.177-197.

NUCLEBRÁS -1985- Relatório do Projeto Itacaiúnas - parte texto. *Relatório interno*. Rio de Janeiro. 130p.

OLIVEIRA, J.R. DE; SILVA NETO, C.S.; COSTA, J. DE -1994- Folha SB 22-X-C, Serra Pelada. Estado do Pará. Escala 1:250.000. *Programa de Levantamentos geológicos básicos do Brasil*. CPRM, Brasília, 248p.

OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. -1989- The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil. Archean continental volcanism and rifting. **Precambrian Research**, v.42, p. 229-254.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E; SIEVER, R. -1973- **Sand and sandstone**. Berlim, Heidelberg, Nova York, Springer. 618p.

PETTIJOHN, F.J. -1957- **Sedimentary rocks**. 2 ed.. Nova York, Harper e Brothers. 718p.

PINHEIRO, M.M.; MACHADO, N.-1994- Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone do Rio Maria - Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p. 390-391.

PINHEIRO, R.V.L. -1997- *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil*. (Tese - Doutorado). Inglaterra, 407p. University of Durham.

PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. -1997- Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. **Journal of the Geological Society**, v. 154. p. 99-103.

RENNÉ, P.R.; ONSTOTT, T.C.; JORGE JOÃO, X. da -1988- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Guaporé Shield: Further implications for the nature of Middle Late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. v.1, p. 348 -361.

RÉQUIA, K.M.C. -1995- *O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará*. (Dissertação-Mestrado). Campinas, 115p., Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.

RICHARDS, J.R.-1971- Major lead orebodies mantle origin? **Economic Geology**, v.66, p. 425-434.

RODRIGUES, E.S.; LAFON, J-M.; SCHELLER, T. -1992- Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, p. 183-184.

SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L.-1995- O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. São Paulo, 1995. *Anais*. São Paulo, v.67, n.3, p.313-336.

SATO, K.; TASSINARI C.C.G.-1996- Idade dos principais eventos de diferenciação manto-crosta do Cráton amazônico, com base em idade modelo Sm-Nd. In *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, Belém, 1996. *Anais*. Belém, SBG/NO, p. 388-390.

SHAW, D.M. -1957- Comments on the geochemical implications of lead-isotope dating of galena deposits. *Economic Geology*, v. 52, p. 570-573.

SILVA, G.G. DA; LIMA, M.I.C.DE; ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974- Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folha SB 22 Araguaia e parte da Folha SC 22 Tocantins*. Rio de Janeiro, MME. (Levantamento dos Recursos Naturais, v. 4).

SIGA JÚNIOR, O.-1988- Caracterização geocronológica em parte do setor Centro Oriental do Cráton Amazônico. Projeto Carajás/Núcleo Marabá. IBGE. *Relatório interno do CPGeo*.

SIQUEIRA, J.B. -1996- *Aspectos litoestruturais e mineralizações do DEpósito do Salobo 3A (Serra dos Carajás/PA)*. (Tese - Doutorado). Belém, 156p. Centro de Geologia, Universidade Federal do Pará.

SIQUEIRA, J.B. -1990- *Organização litoestrutural do duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás, PA*. (Dissertação - Mestrado). Belém, 125p. Centro de Geologia, Universidade Federal do Pará.

STACEY, J.S.; KRAMMERS, J.D.-1975- Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.

STEIGER, R.H.; JAGER, E. -1977- Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 36, p. 359-362.

SUITA, M.T.F.; NILSON, A.A. -1988- Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (Província de Carajás, Pará) e das unidades encaixantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, v.6, p. 2813-2823.

SWANSON, M.T. -1989- Sidewall ripouts in strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, v.11, n.8, p. 933-948.

TASSINARI, C.C.G.; BASEI, MAS. -1980- Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da S. do Tapirapé, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Anais*, Camboriú, SBG, v.5, p.2744-2751.

TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K -1982- Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n.1-3, p. 263-267.

TASSINARI, C.C.G.-1996- *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos DAdos Isotópicos*. (Tese - Livre Docência). São Paulo, 139p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

TASSINARI, C.C.G.; MELLITO, K.M.; RODRIGUES, L.V. -1997- The geochronological map of the Amazonian Craton in Brazil. In: *SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 1997. *Extended Abstracts*. Campos do Jordão. p. 312.

TATSUMOTO, M.; KNIGHT, R.J.; ALLÈGRE, C.J. -1973- Time differences in the formation of the meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, v.180, p. 1279-1283.

THOMAZ FILHO, A; CORDANI, U.G.; MARINO, O.- 1976 - Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia amazônica e significação tectônica regional. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 18, Rio de Janeiro, 1976. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.1, p. 273-278.

VLACH, S.R.F. -1990- Isojob- Um programa para manipulação de dados e cálculos isotópicos Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf em microcomputadores. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos*. Natal, SBG, p.74.

WASSERBURG, G.J.; JACOBSEN, S.B.; DEPAOLO, D.J.; McCULLOCH, M.T.; WEN, T. -1981- Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundance in standard solutions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 2311-2323.

WHITFORD, D.J.; KORSCH, M.J.; SOLOMON, M. -1992- Strontium isotope studies of barites: implications for the origin of base metal mineralization in Tasmania. *Economic Geology*, v.87, p. 953-959.

WILLIANSO, J.H.-1968- Least-square fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, v.46, p. 1845-1847.

TEIXEIRA, W.-1978- Significação Tectônica do Magmatismo Anorogênico Pré-Cambriano Básico e Alcalino na Região Amazônica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, v.1, p.491-505.

WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr, W.J. -1986- U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.16, n. 2, p.195-200.

YORK, D.-1969- Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, v.5, p. 320-324.

ZARTMAN, R.E.; DOE, B.R.-1981- Plumbotectonics- The Model. *Tectonophysics*, v. 75, p. 135-162.

ZARTMAN, R.E.; HAINES, S.M. -1988- The Plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs- a case for bi-directional transport. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1327-1339.

ANEXO 1

DIFRAÇÃO DE RAIOS-X EM CARBONATOS

Amostra F41/327.7m, mineral analisado: calcita. Escala: 20.

Amostra F66/422.3. Mineral analisado: calcita. Escala 20.

Amostra F154/466.5m. Mineral analisado: calcita. Escala 2θ.

Amostra F147/260.7m. Mineral analisado: calcita. Escala: 2θ.

ANEXO 2

2.1- Dados gerais das amostras da Província Mineral de Carajás analisados pelos métodos K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb, até 1997.

2.2- Dados analíticos K-Ar.

2.3- Dados analíticos Rb-Sr.

2.4- Dados analíticos Sm-Nd.

2.5- Dados analíticos U-Pb.

2.1- Dados gerais das amostras da Província Mineral de Carajás analisados pelos métodos K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb, até 1997.

Ordem	Método	Nº campo	Litologia	Material	Unidade Geológica	Sg 1	Latitude	Sg 2	Longitude	Sg 3	Prec (Km)	Referência	Ref. geográfica
C1.1	U-Pb	XA-1	Anfibolito	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.2	U-Pb	XA-2	Anfibolito	Tit	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.3	U-Pb	XB-1	Granito	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.4	U-Pb	XB-2	Granito	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.5	U-Pb	XC-1	Gnaiss	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.6	U-Pb	XC-2	Gnaiss	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.7	U-Pb	XC-3	Gnaiss	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C1.8	U-Pb	XD-1	Gnaiss	Zr	Cpx Xingu	-	6,0333	-	49,5	+/-	10	Machado et al., 1991	SW Marabá
C2.1	U-Pb	GD-1	Riodacito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,0833	-	49,9666	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C2.2	U-Pb	GD-2	Riodacito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,0833	-	49,9666	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C2.3	U-Pb	GD-3	Riodacito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,0833	-	49,9666	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C2.4	U-Pb	GR-1	Riolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,0833	-	49,9666	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C3.1	U-Pb	LU-1	Anortosito	Zr	Intrusão Luanga	-	5,95	-	49,6	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C3.2	U-Pb	LU-2	Anortosito	Zr	Intrusão Luanga	-	5,95	-	49,6	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C3.3	U-Pb	LU-3	Anortosito	Zr	Intrusão Luanga	-	5,95	-	49,6	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C4.1	U-Pb	PA-1	Anfibolito	Zr	Gr Pojuca	-	5,9333	-	50,4167	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C5.1	U-Pb	SN-1	Gnaiss	Zr	Gr Salobo	-	5,75	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C5.2	U-Pb	SN-2	Gnaiss	Zr	Gr Salobo	-	5,75	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C5.3	U-Pb	SN-3	Gnaiss	Zr	Gr Salobo	-	5,75	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C6.1	U-Pb	MA-1	Anfibolito	Zr	Gr Salobo	-	5,7	-	50,5833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C6.2	U-Pb	MA-2	Anfibolito	Tit	Gr Salobo	-	5,7	-	50,5833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C7.1	U-Pb	MB-1	Granito	Zr	Gr Salobo	-	5,7333	-	50,5833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C7.2	U-Pb	MB-2	Granito	Zr	Gr Salobo	-	5,7333	-	50,5833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C7.3	U-Pb	MB-3	Granito	Tit	Gr Salobo	-	5,7333	-	50,5833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C7.4	U-Pb	MB-4	Granito	Tit	Gr Salobo	-	5,7333	-	50,5833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C8.1	U-Pb	SG-1	Granito	Zr	Gr Salobo	-	5,7833	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C8.2	U-Pb	SG-2	Granito	Zr	Gr Salobo	-	5,7833	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C9.1	U-Pb	F65-1	Anfibolito	Zr	Gr Salobo	-	5,85	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C9.2	U-Pb	F65-2	Anfibolito	Zr	Gr Salobo	-	5,85	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C9.3	U-Pb	F65-3	Anfibolito	Zr	Gr Salobo	-	5,85	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C10	U-Pb	SA-1	BIF	Monz	Gr Salobo	-	5,8167	-	50,5333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C11.1	U-Pb	KA-10-88B (1)	Granodiorito	Zr	Granito Carajás	-	6,1833	-	50,2667	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C11.2	U-Pb	KA-10-88B (2)	Granodiorito	Zr	Granito Carajás	-	6,1833	-	50,2667	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C12.1	U-Pb	KA-9 (1)	Granito	Zr	Granito Cigano	-	5,8667	-	49,9333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C12.2	U-Pb	KA-9 (2)	Granito	Zr	Granito Cigano	-	5,8667	-	49,9333	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C13.1	U-Pb	KA-15 (1)	Granito	Zr	Granito Pojuca	-	5,2666	-	50,4833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas

C13.2	U-Pb	KA-15 (2)	Granito	Zr	Granito Pojuca	-	5,2666	-	50,4833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C13.3	U-Pb	KA-15 (3)	Granito	Zr	Granito Pojuca	-	5,2666	-	50,4833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C14.1	U-Pb	BA-468 (1)	Granito	Zr	Granito Musa	-	7,5833	-	50,0833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C14.2	U-Pb	BA-468 (2)	Granito	Zr	Granito Musa	-	7,5833	-	50,0833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C14.3	U-Pb	BA-468 (3)	Granito	Zr	Granito Musa	-	7,5833	-	50,0833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C14.4	U-Pb	BA-468 (4)	Granito	Tit	Granito Musa	-	7,5833	-	50,0833	+/-	10	Machado et al., 1991	S Rio Itacaiúnas
C15.1	U-Pb	GB-50-1a	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,1	-	49,9833	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C15.2	U-Pb	GB-50-1b	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,1	-	49,9833	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C15.3	U-Pb	GB-50-1c	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,1	-	49,9833	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C15.4	U-Pb	GB-50-1d	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,1	-	49,9833	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C15.5	U-Pb	GB-50-1e	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,1	-	49,9833	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C16.1	U-Pb	GB-123-2a	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,0667	-	49,95	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C16.2	U-Pb	GB-123-2b	Metarrolito	Zr	Gr Gão Pará	-	6,0667	-	49,95	+/-	10	Olszewski et al., 1989	SW Marabá
C17.1	U-Pb	GB-71-1a	Granito	Zr	Granito Carajás	-	6,1167	-	50,4	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C17.2	U-Pb	GB-71-1b	Granito	Zr	Granito Carajás	-	6,1167	-	50,4	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C17.3	U-Pb	GB-71-1c	Granito	Zr	Granito Carajás	-	6,1167	-	50,4	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C17.4	U-Pb	GB-71-1d	Granito	Zr	Granito Carajás	-	6,1167	-	50,4	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C18.1	Rb-Sr	GB-67	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,0167	-	50,2833	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.1.1	Rb-Sr	GB-82-a	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.2.1	Rb-Sr	GB-82-b	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.3.1	Rb-Sr	GB-85	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.4.1	Rb-Sr	GB-86	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.5.1	Rb-Sr	GB-87	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C20.1.1	Rb-Sr	GB-93	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,0167	-	50,5167	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C21.1.1	Rb-Sr	GB-94	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,0167	-	50,5167	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C22.1	Rb-Sr	GB-95	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,1	-	50,5167	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C23.1.1	Rb-Sr	GB-102	Riolito	RT	Gr Gão Pará	-	6,05	-	50,2333	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C24.1.1	Rb-Sr	GB-104	Riolito	RT	Gr Gão Pará	-	6,05	-	50,2167	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C25.1	Rb-Sr	GB-124	Riolito	RT	Gr Gão Pará	-	6,067	-	49,9333	+/-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C26.1	U-Pb	MJ-08 (1)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.2	U-Pb	MJ-08 (2)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.3	U-Pb	MJ-08 (3)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.4	U-Pb	MJ-08 (4)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.5	U-Pb	MJ-08 (5)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.6	U-Pb	MJ-08 (6)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.7	U-Pb	MJ-08 (7)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.8	U-Pb	MJ-08 (8)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.9	U-Pb	MJ-08 (9)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C26.10	U-Pb	MJ-08 (10)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria

C 26.11	U-Pb	MJ-08 (11)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 26.12	U-Pb	MJ-08 (12)	Ortognaisse	Zr	Cpx Xingu	-	7,7333	-	50,0833	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.1	U-Pb	RM-69 (1)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.2	U-Pb	RM-69 (2)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.3	U-Pb	RM-69 (3)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.4	U-Pb	RM-69 (4)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.5	U-Pb	RM-69 (5)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.6	U-Pb	RM-69 (6)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.7	U-Pb	RM-69 (7)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.8	U-Pb	RM-69 (8)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.9	U-Pb	RM-69 (9)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.10	U-Pb	RM-69 (10)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 27.11	U-Pb	RM-69 (11)	Granodiorito	Zr	Grand Rio Maria	-	7,45	-	50,0167	+/-	10	Macambira et al., 1991a	S Rio Maria
C 28.1	U-Pb	MJL-13 (1)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 28.2	U-Pb	MJL-13 (2)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 28.3	U-Pb	MJL-13 (3)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 28.4	U-Pb	MJL-13 (4)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 28.5	U-Pb	MJL-13 (5)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 28.6	U-Pb	MJL-13 (6)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 28.7	U-Pb	MJL-13 (7)	Metagrauvac	Zr	Gr Lagoa Seca	-	7,4167	-	49,8667	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.1	U-Pb	MJL-15 (1)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.2	U-Pb	MJL-15 (2)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.3	U-Pb	MJL-15 (3)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.4	U-Pb	MJL-15 (4)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.5	U-Pb	MJL-15 (5)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.6	U-Pb	MJL-15 (6)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.7	U-Pb	MJL-15 (7)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.8	U-Pb	MJL-15 (8)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 29.9	U-Pb	MJL-15 (9)	Quartzito	Zr	Gr Rio Fresco	-	7,4	-	49,8333	+/-	10	Macambira et al., 1991b	SE Rio Maria
C 30.1	Rb-Sr	GO-1	Granito	RT	Granito Serra Seringa	-	7,005	-	50,6	+/-	10	Gomes et al., 1975	SW Serra Carajas
C 31.1	Rb-Sr	GO-2	Granito	RT	Granito Serra Seringa	-	6,9166	-	50,75	+/-	10	Gomes et al., 1975	SW Serra Carajas
C 33.1	Rb-Sr	AA-7-35	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,9667	-	49,8833	+/-	10	Gomes et al., 1975	E Serra Sereno
C 33.2	Rb-Sr	AA-7-36	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,9667	-	49,8833	+/-	10	Gomes et al., 1975	E Serra Sereno
C 33.3	Rb-Sr	AA-7-39	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,9667	-	49,8833	+/-	10	Gomes et al., 1975	E Serra Sereno
C 33.4	K-Ar	AA-7-37	Diabasio	RT	dique no Cpx Xingu	-	5,9667	-	49,8833	+/-	10	Gomes et al., 1975	E Serra Sereno
C 34.1	Rb-Sr	AA-8-7	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,8167	-	49,8167	+/-	10	Gomes et al., 1975	NW Serra Sereno
C 34.2	Rb-Sr	AA-7-31	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,8167	-	49,8167	+/-	10	Gomes et al., 1975	NW Serra Sereno
C 34.3	Rb-Sr	AA-7-30 (1)	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,8167	-	49,8167	+/-	10	Gomes et al., 1975	NW Serra Sereno
C 34.4	K-Ar	AA-7-30 (2)	Anfibolito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,8167	-	49,8167	+/-	10	Gomes et al., 1975	NW Serra Sereno

C 35.1	Rb-Sr	AA-7-12	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,6167	-	49,25	+/-	10	Gomes et al., 1975	SW Marabá
C 36.1	Rb-Sr	JW-08	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,6	-	50	+/-	10	Gomes et al., 1975	W Rio Itacaiúnas
C 37.1	K-Ar	TT-26	Anfibolito	RT	Cpx Xingu	-	5,55	-	50,5833	+/-	10	Gomes et al., 1975	N Serra Cinzento
C 38.1	K-Ar	AA-7-6	Anfibolito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,6333	-	49,4	+/-	10	Gomes et al., 1975	S Marabá
C 39.1	K-Ar	BS-23	Gnaiss	Biot	Cpx Xingu	-	5,7	-	50,3	+/-	10	Gomes et al., 1975	N Serra Cinzento
C 40.1	K-Ar	TT-4	Anfibolito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,8167	-	50,1167	+/-	10	Gomes et al., 1975	N Serra Cinzento
C 41.1	K-Ar	OFS-58	Anfibolito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,6667	-	50,25	+/-	10	Gomes et al., 1975	S Serra Buritirama
C 42.1	K-Ar	1097	Xisto	Musc	Cpx Xingu	-	5,6833	-	50,7	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Buritirama
C 43.1	K-Ar	AAD-7-15	Granito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,6	-	49,4667	+/-	10	Gomes et al., 1975	SW Marabá
C 44.1	K-Ar	OFS-76	Gnaiss	Anfi	Cpx Xingu	-	5,6333	-	50,2	+/-	10	Gomes et al., 1975	S Serra Buritirama
C 45.1	K-Ar	8044	Anfibolito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,6333	-	50,1333	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Buritirama
C 46.1	K-Ar	AA-7-20	Migmatito	Biot	Cpx Xingu	-	5,6333	-	49,7167	+/-	10	Gomes et al., 1975	SW Marabá
C 47.1	K-Ar	AA-7-4	Granito	Biot	Cpx Xingu	-	5,6333	-	49,3666	+/-	10	Gomes et al., 1975	S Marabá
C 48.1	K-Ar	OFS-74	Diabasio	RT	dique no Cpx Xingu	-	5,6333	-	50,2333	+/-	10	Gomes et al., 1975	S Serra Buritirama
C 49.1	K-Ar	AA-7-2	Diabasio	RT	dique no Cpx Xingu	-	5,5833	-	49,4667	+/-	10	Gomes et al., 1975	S Marabá
C 50.1	K-Ar	EA-55	Granito	Biot	Cpx Xingu	-	6,2167	-	50,75	+/-	10	Gomes et al., 1975	SW Serra Carajás
C 51.1	K-Ar	CG-4	BIF	RT	Gr Gão Pará	-	6,0833	-	50,15	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 51.2	K-Ar	CG-3	BIF	Fd	Gr Gão Pará	-	6,0833	-	50,15	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 52.1	K-Ar	CG-1 (52)	Granito	Anfi	Granito Carajás	-	6,15	-	50,25	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 52.2	K-Ar	CG-2 (56)	Granito	Anfi	Granito Carajás	-	6,15	-	50,25	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 53.1	K-Ar	CG-5	BIF	RT	Gr Gão Pará	-	6,05	-	50,2	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 53.2	K-Ar	CG-6	BIF	RT	Gr Gão Pará	-	6,05	-	50,2	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 54.1	K-Ar	HP-11	Diabasio	RT	Dique no Gr Grão Pará	-	6,05	-	50,15	+/-	10	Gomes et al., 1975	Serra Carajás
C 55.1	K-Ar	AA-8-1 (1)	Granito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,9667	-	49,7833	+/-	10	Gomes et al., 1975	E Serra Sereno
C 55.2	K-Ar	AA-8-1 (2)	Granito	Biot	Cpx Xingu	-	5,9667	-	49,7833	+/-	10	Gomes et al., 1975	E Serra Sereno
C 56.1	Rb-Sr	EG58-PB-48.1B	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,3333	-	50,0833	+/-	10	Montalvão et al., 1988	N Rio Itacaiúnas
C 57.1	Rb-Sr	EG58-PB-48.1C	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,3333	-	50,0833	+/-	10	Montalvão et al., 1988	N Rio Itacaiúnas
C 58.1	Rb-Sr	EG59-PB-49B	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,3	-	50,05	+/-	10	Montalvão et al., 1988	N Rio Itacaiúnas
C 58.2	Rb-Sr	EG59-PB-49D	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,3	-	50,05	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 58.3	Rb-Sr	EG59-PB-49F	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	5,3	-	50,05	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 59.1	Rb-Sr	EG64-PB-53	Granito	RT	Cpx Xingu	-	7,0333	-	50,4667	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 60.1	Rb-Sr	EG63-PB-52	Monzogranito	RT	Cpx Xingu	-	7,0333	-	50,0333	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 61.1	Rb-Sr	EG66-PB-55	Granito	RT	Cpx Xingu	-	7,4167	-	50,0333	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 62.1	Rb-Sr	EG67-PB-56	Granito	RT	Cpx Xingu	-	7,4833	-	50,0167	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 63.1	Rb-Sr	EG.2-PB-2.1C	Granodiorito	RT	Cpx Xingu	-	7,85	-	50,3833	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 63.2	Rb-Sr	EG.2-PB-2.1D	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	7,85	-	50,3833	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 63.3	Rb-Sr	EG.2-PB-2.1F	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	7,85	-	50,3833	+/-	10	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C 74.1	Rb-Sr	JML/6	Granodiorito	RT	Grand Cumaru	-	7,6	-	50,85	+/-	20	Lafon et al., 1990	S Serra Carajás
C 74.2	Rb-Sr	JML/4A	Granodiorito	RT	Grand Cumaru	-	7,6	-	50,85	+/-	20	Lafon et al., 1990	S Serra Carajás

C74.3	Rb-Sr	JML/8	Granodiorito	RT	Grand Cumaru	-	7.6	-	50.85	+/-	20	Lafon et al., 1990	S Serra Carajás
C74.4	Rb-Sr	JML/5	Granodiorito	RT	Grand Cumaru	-	7.6	-	50.85	+/-	20	Lafon et al., 1990	S Serra Carajás
C74.5	Rb-Sr	JML/7	Granodiorito	RT	Grand Cumaru	-	7.6	-	50.85	+/-	20	Lafon et al., 1990	S Serra Carajás
C74.6	Rb-Sr	VS/38	Granodiorito	RT	Grand Cumaru	-	7.6	-	50.85	+/-	20	Lafon et al., 1990	S Serra Carajás
C76.1	Rb-Sr	VIII-75	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C77.1	Rb-Sr	VIII-14	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C78.1	Rb-Sr	VIII-82	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C79.1	Rb-Sr	CN-104	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C80.1	Rb-Sr	VIII-22	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C81.1	Rb-Sr	VI-11	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C82.1	Rb-Sr	IV-74	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C83.1	Rb-Sr	CRN 8D	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C84.1	Rb-Sr	CN-100	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C85.1	Rb-Sr	IV-77	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C86.1	Rb-Sr	CN-40	Gnaiss	RT	Gnaiss Estrela	-	6.1333	-	49.9667	+/-	10	Barros et al., 1992	SW Marabá
C87.1	K-Ar	13178	Basalto	RT	dique no Cpx Xingu	-	6.1167	-	50.8167	+/-	10	Thomaz Filho et al., 1976	Serra Carajás
C126.1.1	Rb-Sr	F17-323	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.2	Rb-Sr	F17-329	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.3	Rb-Sr	F17-339	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.4	Rb-Sr	F17-367	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.5	Rb-Sr	F17-370	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.6.1	Rb-Sr	F17-381	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.7	Rb-Sr	F19-161	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.8	Rb-Sr	F19-181	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.9	Rb-Sr	F19-189	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.10.1	Rb-Sr	F19-222	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.10.2	Rb-Sr	F19-222	Xisto	Biot	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.10.3	K-Ar	F19-222	Xisto	Fd	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.11	Rb-Sr	F19-228	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.12.1	Rb-Sr	F19-176 (1)	Xisto	RT	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.12.2	K-Ar	F19-176 (2)	Xisto	Biot	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.12.3	K-Ar	F19-176 (3)	Xisto	Fd	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.13	K-Ar	SAL-3A F1	Xisto	Anfr	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.14	K-Ar	Am9-79	Xisto	Musc	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.15	K-Ar	1097	Xisto	Musc	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C126.16	K-Ar	F17-347	Xisto	Biot	Gr Salobo	-	5.7833	-	50.4833	+/-	20	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C135.1	Rb-Sr	F-2	Granito	RT	Cpx Xingu	-	5.75	-	50.4833	+/-	10	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C136.1	Rb-Sr	F-4	Granito	RT	Cpx Xingu	-	5.75	-	50.4833	+/-	10	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás
C137.1	Rb-Sr	SAL-3A	Granito	RT	Cpx Xingu	-	5.75	-	50.4833	+/-	10	Tassinari et al., 1982	Serra Carajás

C138.1	K-Ar	N5F7	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	6,15	-	50,1333	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C138.2	K-Ar	N5F7	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	6,15	-	50,1333	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C143.1	K-Ar	EV 14	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	5,45	-	49,6	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C144.1	K-Ar	N4F5	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	6,1333	-	50,2167	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C144.2	K-Ar	N4F5	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	6,1333	-	50,2167	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C145.1	K-Ar	17528	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	5,5667	-	49,9833	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C146.1	K-Ar	13178	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	6,1167	-	50,2667	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C147.1	K-Ar	AD 405	Diabasio	RT	Cpx Xingu	-	5,5	-	50,8333	+/-	5	Teixeira, W., 1978	W Rio Tocantins
C149.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	Epidoto	Grand Rio Maria	-	7,4333	-	50,0167	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C150.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	Plag	Grand Rio Maria	-	7,1833	-	49,9667	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C151.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	Fd	Grand Rio Maria	-	7,2167	-	49,9833	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C152.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,25	-	50	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C153.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	Anfi	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C154.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	Clt	Grand Rio Maria	-	7,2	-	49,9667	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C155.1	Rb-Sr	HRM 9	Granodiorito	Biot	Grand Rio Maria	-	7,1833	-	49,95	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C156.1	K-Ar	HRM 9	Granodiorito	Anfi	Grand Rio Maria	-	7,2127	-	49,9833	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C156.2	K-Ar	HRM 9	Granodiorito	Biot	Grand Rio Maria	-	7,2127	-	49,9833	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C157.1	Rb-Sr	RMM-17	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	7,5667	-	49,9	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C158.1	Rb-Sr	RMM-09	Trondjemito	RT	Cpx Xingu	-	7,24	-	50,0167	+/-	5	Macambira et al., 1988	W Serra
C159.1	Rb-Sr	RMM-03	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	7,5667	-	49,9	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C160.1	Rb-Sr	RMM-65	Granodiorito	RT	Cpx Xingu	-	7,5667	-	49,9	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C161.1	Rb-Sr	RMM-31	Trondjemito	RT	Cpx Xingu	-	7,5667	-	49,9	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C162.1	Rb-Sr	RMM-23	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	7,5667	-	49,9	+/-	10	Macambira et al., 1988	W Serra
C163.1	Rb-Sr	AH-796-2	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C163.2	Rb-Sr	AH-796-3	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C163.3	Rb-Sr	AH-796-4	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C163.4	Rb-Sr	AH-796-7	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C164.1	Rb-Sr	AH-799-1	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C165.1	Rb-Sr	AH-858-D1	Granitoide	RT	Trondjemito Mogno	-	7,1166	-	50,1833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C165.2	Rb-Sr	AH-858-D2	Granitoide	RT	Trondjemito Mogno	-	7,1166	-	50,1833	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C167.1	Rb-Sr	AS-1682-3	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,05	-	50,25	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C168.1	Rb-Sr	AS-1683-6	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0167	-	50,25	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C169.1	Rb-Sr	AH-855-9	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,15	-	50,1333	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C170.1	Rb-Sr	AH-855-10	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,15	-	50,1333	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C171.1	Rb-Sr	AH-813-1	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0667	-	50,2	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C172.1	Rb-Sr	AH-877 A2	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0833	-	50,15	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C172.2	Rb-Sr	AH-877 A3	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0833	-	50,15	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C172.3	Rb-Sr	AH-877 A8	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0833	-	50,15	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa
C173.1	Rb-Sr	AH-878-1	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0833	-	50,1666	+/-	5	Montalvão et al., 1988	SE Serra Seringa

C173.2	Rb-Sr	AH-878-1	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7.0833	-	50.1666	+/-	5	Montalvão et al., 1988	S Rio Maria
C174.1	Rb-Sr	HRM-220	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7.5	-	50	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C175.1	Rb-Sr	HRM-284	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7.35	-	50.1167	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C176.1	Rb-Sr	HRM-278	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7.3333	-	50.0667	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C177.1	Rb-Sr	HRM-334	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7.3833	-	50.1	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C178.1	Rb-Sr	HRM-349	Monzogranito	RT	Grand Rio Maria	-	7.3667	-	50.05	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C179.1	Rb-Sr	CREMU-39	Dacito	RT	Granito Musa	-	7.5167	-	50.0333	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C180.1	Rb-Sr	CREMU-141G	Dacito	RT	Granito Musa	-	7.5167	-	50.0333	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C181.1	Rb-Sr	CREMU-106	Dacito	RT	Granito Musa	-	7.5167	-	50	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C182.1	Rb-Sr	CREMU-103	Dacito	RT	Granito Musa	-	7.5	-	50.0167	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C183.1	Rb-Sr	CREMU-109	Dacito	RT	Granito Musa	-	7.5167	-	50	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C184.1	Rb-Sr	KM-81	Monzogranito	RT	Granito Musa	-	7.5167	-	50.1166	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C185.1	Rb-Sr	CREMU-37A	Monzogranito	RT	Granito Musa	-	7.5	-	50.0333	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C185.2	Rb-Sr	CREMU-37B	Monzogranito	RT	Granito Musa	-	7.5	-	50.0333	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C186.1	Rb-Sr	KM-32	Sienogranito	RT	Granito Musa	-	7.5167	-	50.0833	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C187.1	Rb-Sr	CREMU-140E	Sienogranito	RT	Granito Musa	-	7.5333	-	50.05	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C188.1	Rb-Sr	KM-154	Sienogranito	RT	Granito Musa	-	7.6667	-	50.0833	+/-	5	Gastal et al., 1987	S Rio Maria
C192.1	Rb-Sr	1	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.2	Rb-Sr	2	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.3	Rb-Sr	3	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.4	Rb-Sr	4	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.5	Rb-Sr	5	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.6	Rb-Sr	6	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.7	Rb-Sr	7	Piroclasito	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.8	Rb-Sr	8	Granofiro	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.9	Rb-Sr	9	Granofiro	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.10	Rb-Sr	10	Granofiro	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.11	Rb-Sr	11	Granofiro	RT	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.12	K-Ar	12	Granofiro	Anfi	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.13	K-Ar	13	Metabasalto	Anfi	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C192.14	K-Ar	14	Metabasalto	Anfi	Fm Rio Fresco	-	6.0333	-	50.4333	+/-	10	Ferreira Filho et al., 1987	Serra Carajás
C193.1	Rb-Sr	001/87/PP/06.A	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	6.0833	-	49.4	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C193.2	Rb-Sr	001/87/PP/06.H	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	6.0833	-	49.4	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C193.3	Rb-Sr	001/87/PP/06.C	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	6.0833	-	49.4	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C193.4	Rb-Sr	001/87/PP/06.F	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	6.0833	-	49.4	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C195.1	Rb-Sr	001/87/PP/52.3	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	6.15	-	49.8167	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C195.2	Rb-Sr	001/87/PP/52.3	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	6.15	-	49.8167	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C195.3	Rb-Sr	001/87/PP/52.3	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	6.15	-	49.8167	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C195.4	Rb-Sr	001/87/PP/52.3	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	6.15	-	49.8167	+/-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás

C195.5	Rb-Sr	001/87/PP/52.3F	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	6,15	-	49,8167	+-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C196.1	Rb-Sr	001/87/PP/39.A	Granito	RT	Cpx Xingu	-	6,0667	-	49,7833	+-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C196.2	Rb-Sr	001/88/PP/39.A	Granito	RT	Cpx Xingu	-	6,0667	-	49,7833	+-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C196.3	Rb-Sr	001/87/PP/39.C	Granito	RT	Cpx Xingu	-	6,0667	-	49,7833	+-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C196.4	Rb-Sr	001/87/PP/39.D	Granito	RT	Cpx Xingu	-	6,0667	-	49,7833	+-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C196.5	Rb-Sr	001/87/PP/39.E	Granito	RT	Cpx Xingu	-	6,0667	-	49,7833	+-	10	Siga Júnior, O., 1988	Serra Carajás
C197.1	Rb-Sr	ECR-CG-59C	Monzogranito	RT	Granito Cigano	-	5,9166	-	49,85	+-	10	Gonzalez et al., 1988	W Serra Pelada
C197.2	Rb-Sr	ECR-CG-14A	Monzogranito	RT	Granito Cigano	-	5,9166	-	49,85	+-	10	Gonzalez et al., 1988	W Serra Pelada
C197.3	Rb-Sr	ECR-CG-34E	Monzogranito	RT	Granito Cigano	-	5,9166	-	49,85	+-	10	Gonzalez et al., 1988	W Serra Pelada
C197.4	Rb-Sr	ECR-CG-34A	Monzogranito	RT	Granito Cigano	-	5,9166	-	49,85	+-	10	Gonzalez et al., 1988	W Serra Pelada
C197.5	Rb-Sr	ECR-CG-44B	Monzogranito	RT	Granito Cigano	-	5,9166	-	49,85	+-	10	Gonzalez et al., 1988	W Serra Pelada
C18.2	Sm-Nd	GB-67	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,0167	-	50,2833	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.1.2	Sm-Nd	GB-82-a	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.2.2	Sm-Nd	GB-82-b	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.3.2	Sm-Nd	GB-85	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.4.2	Sm-Nd	GB-86	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C19.5.2	Sm-Nd	GB-87	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6	-	50,5	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C20.1.2	Sm-Nd	GB-93	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,0167	-	50,5167	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C21.1.2	Sm-Nd	GB-94	Basalto	RT	Gr Gão Pará	-	6,0167	-	50,5167	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C23.1.2	Sm-Nd	GB-102	Riolito	RT	Gr Gão Pará	-	6,05	-	50,2333	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C126.6.2	K-Ar	F17-381	Xisto	Biot	Gr Salobo	-	5,7833	-	50,4833	+-	20	Tassinari et al., 1982	E Marabá
C198.1	Rb-Sr	KZ-06	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C198.2	Rb-Sr	KY-111B	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C198.3	Rb-Sr	KY-113C	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C198.4	Rb-Sr	KY-109B	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C198.5	Rb-Sr	KY-94A	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C198.6	Rb-Sr	KY-98E	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C198.7	Rb-Sr	KY-98A	Granito	RT	Granito Mata Surrão	-	7,45	-	50,45	+-	10	Duarte et al., 1991	S Rio Maria
C24.1.2	Sm-Nd	GB-104	Riolito	RT	Gr Gão Pará	-	6,05	-	50,2167	+-	10	Olszewski et al., 1989	S Rio Itacaiúnas
C197.7	Rb-Sr	ECR-CG-43A	Monzogranito	RT	Granito Cigano	-	6,0167	-	50,2833	+-	10	Gonzalez et al., 1988	W Serra Pelada
C168.2	Sm-Nd	AS 1683-6	Granodiorito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0167	-	50,25	+-	0	Sato et al., 1996	SE Serra Seringa
C171.2	Sm-Nd	AH 513-1	Trondjemito	RT	Trondjemito Mogno	-	7,0667	-	50,2	+-	0	Sato et al., 1996	SE Serra Seringa
C163.5	Sm-Nd	AH 796-4	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+-	0	Sato et al., 1996	SE Serra Seringa
C163.6	Sm-Nd	AH 796-3	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	-	7,2333	-	50,2833	+-	0	Sato et al., 1996	SE Serra Seringa
C193.5	Sm-Nd	PP 05 A	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	-	6,0833	-	49,4	+-	0	Sato et al., 1996	Serra Carajás
C193.6	Sm-Nd	PP 05 H	Tonalito	RT	Cpx Xingu	-	6,0833	-	49,4	+-	0	Sato et al., 1996	Serra Carajás
C204	K-Ar	74 LXIII-II	Granito	Biot	Granito Xinguara	-	7,9300	-	49,91	+-	10	CPGeo, lista interna	N Redenção
C205	K-Ar	AA-7-22	Anfibolito	Anfi	Cpx Xingu	-	5,6400	-	49,68	+-	10	CPGeo, lista interna	Rio Parauapebas
C206	K-Ar	AA-7-24	Gnaiss	Anfi	Cpx Xingu	-	5,8200	-	49,82	+-	10	CPGeo, lista interna	Rio Parauapebas

C 209	K-Ar	A-21-19	Granito	Biot	Granito Carajás	-	5,6200	-	49,59	+/-	10	CPGeo, lista interna	NW S F Xingu
C 215	K-Ar	AA-7-23	Gnaiss	Anfi	Cpx Xingu	-	5,7500	-	49,77	+/-	10	CPGeo, lista interna	Rio Parauapebas
C 219.1	Rb-Sr	GF-1-22	Granito	RT	Granito Carajás	-	6,2200	-	50,18	+/-	10	CPGeo, lista interna	Rio Parauapebas
C 219.2	Rb-Sr	GF-1-24-25M	Granito	RT	Granito Carajás	-	6,2200	-	50,18	+/-	10	CPGeo, lista interna	Rio Parauapebas
C 137.2	K-Ar	SAL 3A	Granito	RT	Cpx Xingu	-	5,7500	-	50,4833	+/-	10	CPGeo, lista interna	Serra Carajás
C 220	K-Ar	S-6	Granito	Anfi	Granito Carajás	-	6,2000	-	50,27	+/-	10	CPGeo, lista interna	Rio Parauapebas
C 228	K-Ar	PA-499	Granofiro	RT	Cpx Xingu	-	7,8000	-	50,47	+/-	10	CPGeo, lista interna	NW Redenção

2.2- Dados analíticos K-Ar.

Ordem	Litologia	Material	% K	% Ar (atm)	⁴⁰ Ar (rad)x10E-6	Idade (Ma)	Sg 6	Erro2
C 33.4	Diabasio	RT	1,217	24	27,4	495	+/-	15
C 34.4	Anfibolito	Anfi	0,244	6,9	39,2	2160	+/-	140
C 37.1	Anfibolito	RT	0,152	26	33,8	3283	+/-	113
C 38.1	Anfibolito	Anfi	0,981	10,6	209,7	2540	+/-	75
C 39.1	Gnaiss	Biot	6,29	0,5	1223	2409	+/-	70
C 40.1	Anfibolito	Anfi	0,73	2,4	123,3	2222	+/-	32
C 41.1	Anfibolito	Anfi	0,677	8,4	106,6	2130	+/-	78
C 42.1	Xisto	Musc	7,62	0,7	1101	2022		
C 43.1	Granito	Anfi	1,093	16,6	155,2	2000	+/-	60
C 44.1	Gnaiss	Anfi	0,33	11	56,5	1989	+/-	77
C 45.1	Anfibolito	Anfi	0,166	10,2	229	1961	+/-	31
C 46.1	Migmatito	Biot	7,22	8,5	963	1920	+/-	50
C 47.1	Granito	Biot	2,101	46	53,7	550	+/-	30
C 48.1	Diabasio	RT	0,681	15,7	15,8	507	+/-	29
C 49.1	Diabasio	RT	0,28	69	2,66	225	+/-	25
C 50.1	Granito	Biot	7,53	2,9	1156	2098	+/-	67
C 51.1	BIF	RT	2,65	1,2	348	1909	+/-	59
C 51.2	BIF	Fd	5,37	2,2	485	1488	+/-	13
C 52.1	Granito	Anfi	1,24	2,5	152,5	1828	+/-	52
C 52.2	Granito	Anfi	0,684	11,7	72,7	1663	+/-	15
C 53.1	BIF	RT	3,11	2,5	157,8	973	+/-	35
C 53.2	BIF	RT	2,67	5,6	131,8	951	+/-	14
C 54.1	Diabasio	RT	1,744	12,2	63,5	744	+/-	39
C 55.1	Granito	Anfi	1,386	5,5	154,9	1720	+/-	170
C 55.2	Granito	Biot	5,23	31	719	1960	+/-	60
C 87.1	Basalto	RT	0,696	82,95	6,2	210		
C 126.10.2	Xisto	Biot	6,036	0,4	822	1948	+/-	32
C 126.10.3	Xisto	Fd	1,281	1,53	86	1358	+/-	31
C 126.12.2	Xisto	Biot	0,758	1,67	101	1740	+/-	27
C 126.13	Xisto	Anfi	1,679	2,1	227	1903	+/-	35
C 126.14	Xisto	Musc	7,94	1,3	1113	1983	+/-	47
C 126.15	Xisto	Musc	7,62	0,7	1101	2022	+/-	73
C 126.16	Xisto	Biot	6,003		917	1971	+/-	27
C 138.1	Diabasio	RT	2,65	1,18	348,2	1905	+/-	58
C 138.2	Diabasio	RT	5,37	2,25	485,2	1488	+/-	13
C 143.1	Diabasio	RT	0,71	11,05	36,5	986	+/-	47
C 144.1	Diabasio	RT	3,11	2,46	157,8	973	+/-	34

C144.2	Diabasio	RT	2,67	5,63	131,8	951	+/-	14
C145.1	Diabasio	RT	0,15	82,14	2,3	348	+/-	20
C146.1	Diabasio	RT	0,7	82,95	6,2	210	+/-	14
C147.1	Diabasio	RT	0,75	15,6	6,36	203	+/-	6
C156.1	Granodiorito	Anfi	0,7681	1,68	177,91	2638	+/-	91
C156.2	Granodiorito	Biot	6,7668	0,2	929,36	1958	+/-	54
C192.12	Granofiro	Anfi	1,274	3,63	125,97	1587	+/-	30
C192.13	Metabasalto	Anfi	0,682	32,73	120,73	2274	+/-	67
C192.14	Metabasalto	Anfi	0,634	8,58	111,75	2268	+/-	41
C126.6.2	Xisto	Biot	6,704	1,88	891	1920	+/-	53
C204	Granito	Biot	2,4181	2,74	452,8	2350	+/-	90
C205	Anfibolito	Anfi	0,3633	2,34	56,08	2100	+/-	71
C206	Gnaiss	Anfi	0,6076	11,07	89,81	2045	+/-	58
C209	Granito	Biot	2,748	1,33	394,9	2010	+/-	45
C215	Gnaiss	Anfi	0,5988	2,39	85,39	2000	+/-	49
C137.2	Granito	RT	1,0911	5,62	27,85	560	+/-	12
C220	Granito	Anfi	0,6836	11,92	72,08	1656	+/-	21
C228	Granofiro	RT	4,7104	5,12	116,2	540	+/-	26

2.3- Dados analíticos Rb-Sr.

Ordem	Litologia	Unidade geológica	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Idade Ma	Sg 4	Erro 1	Ri	Sg 5	Erro
C163.4	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	150	588,1	0,74	0,73269	3100			0,7		
C163.3	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	149,5	556,3	0,78	0,73188	3100			0,7		
C163.2	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	122,4	586,3	0,605	0,72802	3100			0,7		
C163.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	135,4	572,3	0,689	0,73265	3100			0,7		
C126.9	Xisto	Gr Salobo	RT	135,4	129,3	3,07	0,8306	2700	+/-	150	0,717		
C126.4	Xisto	Gr Salobo	RT	125,8	70,8	5,22	0,8711	2700	+/-	150	0,717		
C126.5	Xisto	Gr Salobo	RT	136,7	45,1	8,03	1,004	2700	+/-	150	0,717		
C193.3	Tonalito	Cpx Xingu	RT					2700			0,7018		
C193.1	Tonalito	Cpx Xingu	RT					2700			0,7018		
C126.6.1	Xisto	Gr Salobo	RT	127,7	45,5	8,4	1,05	2700	+/-	150	0,717		
C126.3	Xisto	Gr Salobo	RT	60,4	37	4,85	0,9763	2700	+/-	150	0,717		
C126.8	Xisto	Gr Salobo	RT	114,2	43,4	7,77	0,0985	2700	+/-	150	0,717		
C193.4	Tonalito	Cpx Xingu	RT					2700			0,7018		
C126.10.1	Xisto	Gr Salobo	RT	108,6	152,2	2,08	0,7879	2700	+/-	150	0,717		
C126.11	Xisto	Gr Salobo	RT	117	32	10,86	0,9725	2700	+/-	150	0,717		
C126.12.1	Xisto	Gr Salobo	RT	131	31,8	12,44	1,1637	2700	+/-	150	0,717		
C126.7	Xisto	Gr Salobo	RT	13,5	47,9	0,82	0,7506	2700	+/-	150	0,717		
C126.1.1	Xisto	Gr Salobo	RT	109,3	59,3	5,41	0,9477	2700	+/-	150	0,717		
C193.2	Tonalito	Cpx Xingu	RT					2700			0,7018		
C126.2	Xisto	Gr Salobo	RT	198,4	18,4	17,96	1,282	2700	+/-	150	0,717		
C23.1.1	Riolito	Gr Gão Pará	RT	101	130	2,274	0,79519	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C19.1.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	20	79	0,7338	0,73456	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C19.2.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	18	112	0,4668	0,72214	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C19.3.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	78	99	2,282	0,79817	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C19.4.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	36	127	0,8286	0,73841	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C19.5.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	41	131	0,9204	0,75241	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C18.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	79	130	1,776	0,77515	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C20.1.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	43	146	0,8604	0,74011	2687	+/-	54	0,7057	+/-	0,001
C171.1	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	43	506,8	0,246	0,71246	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C172.1	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	51,2	513,7	0,289	0,71338	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C172.3	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	99,7	580,4	0,498	0,72175	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C172.2	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	40,1	561,2	0,207	0,7095	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C167.1	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	45,9	521,9	0,255	0,71191	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C170.1	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	47,3	575,1	0,238	0,71108	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C169.1	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	57,6	536,4	0,311	0,71467	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C168.1	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	48,2	878,5	0,149	0,70814	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002
C173.2	Trondjemitito	Trondjemitito Mogno	RT	81,1	644,6	0,364	0,71735	2680	+/-	60	0,7017	+/-	0,0002

C164.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	114	646.5	0.511	0.72096	2675	±	65	0.7009	±	0.0006
C61.1	Granito	Cpx Xingu	RT	191.2	340.2	1.636	0.76424	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C60.1	Monzogranito	Cpx Xingu	RT	148.6	381.2	1.132	0.74371	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C62.1	Granito	Cpx Xingu	RT	155.2	504.4	0.893	0.73473	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C63.1	Granodiorito	Cpx Xingu	RT	91.9	527.4	0.505	0.7205	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C63.2	Tonalito	Cpx Xingu	RT	87.9	570.7	0.446	0.71833	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C63.3	Tonalito	Cpx Xingu	RT	88.4	615.7	0.416	0.71672	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C59.1	Granito	Cpx Xingu	RT	185.9	386.9	1.397	0.75586	2660	±	40	0.7009	±	0.0004
C195.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT					2600			0.704		
C195.2	Gnaiss	Cpx Xingu	RT					2600			0.704		
C195.3	Gnaiss	Cpx Xingu	RT					2600			0.704		
C195.4	Gnaiss	Cpx Xingu	RT					2600			0.704		
C195.5	Gnaiss	Cpx Xingu	RT					2600			0.704		
C192.11	Granofiro	Fm Rio Fresco	RT	83.5	59.7	4.106	0.8529	2577	±	72	0.702	±	0.01
C192.8	Granofiro	Fm Rio Fresco	RT	66.4	98.2	1.97	0.7734	2577	±	72	0.702	±	0.01
C192.10	Granofiro	Fm Rio Fresco	RT	128	46.8	8.17	1.0335	2577	±	72	0.702	±	0.01
C192.9	Granofiro	Fm Rio Fresco	RT	58.7	104.7	1.631	0.7617	2577	±	72	0.702	±	0.01
C162.1	Tonalito	Cpx Xingu	RT	58.24	323.3	0.522	0.72238	2564	±	126	0.7028	±	18
C161.1	Trondjemito	Cpx Xingu	RT	101.4	733.3	0.401	0.718556	2564	±	126	0.7028	±	18
C160.1	Granodiorito	Cpx Xingu	RT	56.61	449.1	0.365	0.714911	2564	±	126	0.7028	±	18
C158.1	Trondjemito	Cpx Xingu	RT	43.99	565.6	0.225	0.710444	2564	±	126	0.7028	±	18
C159.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	44.67	427.7	0.302	0.7134	2564	±	126	0.7028	±	18
C174.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	115	594	0.558	0.723249	2564	±	68	0.70288	±	0.00092
C175.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	157	420	1.086	0.7431	2564	±	68	0.70288	±	0.00092
C176.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	192	335	1.671	0.76321	2564	±	68	0.70288	±	0.00092
C177.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	146	427	0.994	0.739161	2564	±	68	0.70288	±	0.00092
C178.1	Monzogranito	Grand Rio Maria	RT	185	344	1.564	0.761423	2564	±	68	0.70288	±	0.00092
C157.1	Tonalito	Cpx Xingu	RT	28.58	564.1	0.147	0.709153	2564	±	126	0.7028	±	18
C74.2	Granodiorito	Grand Cumarú	RT	76	635	0.347	0.715909	2543	±	53	0.70311	±	0.00034
C74.6	Granodiorito	Grand Cumarú	RT	88	453	0.561	0.723954	2543	±	53	0.70311	±	0.00034
C74.5	Granodiorito	Grand Cumarú	RT	81	534	0.441	0.719197	2543	±	53	0.70311	±	0.00034
C74.3	Granodiorito	Grand Cumarú	RT	87	463	0.546	0.723022	2543	±	53	0.70311	±	0.00034
C74.1	Granodiorito	Grand Cumarú	RT	76	606	0.361	0.716421	2543	±	53	0.70311	±	0.00034
C74.4	Granodiorito	Grand Cumarú	RT	79	607	0.377	0.716573	2543	±	53	0.70311	±	0.00034
C198.1	Granito	Granito Mata Surrão	RT	127.94	174.4	2.139	0.791049	2541	±	74	0.71049	±	0.00343
C198.3	Granito	Granito Mata Surrão	RT	176.36	160.5	3.217	0.826443	2541	±	74	0.71049	±	0.00343
C198.4	Granito	Granito Mata Surrão	RT	239.11	172	4.085	0.866458	2541	±	74	0.71049	±	0.00343
C198.5	Granito	Granito Mata Surrão	RT	208.03	104.9	5.854	0.918841	2541	±	74	0.71049	±	0.00343
C198.6	Granito	Granito Mata Surrão	RT	267.04	106.6	7.447	0.987429	2541	±	74	0.71049	±	0.00343

C198.2	Granito	Granito Mata Surrão	RT	178,12	222,4	2,337	0,793506	2541	+/	74	0,71049	+/	0,00343
C198.7	Granito	Granito Mata Surrão	RT	268,2	104,1	7,661	0,993752	2541	+/	74	0,71049	+/	0,00343
C77.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	124	141	2,57	0,79691	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C85.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	209	51	12,5	1,16938	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C84.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	237	75	9,4	1,03888	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C83.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	98	32	9,02	1,00001	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C81.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	158	73	6,39	0,92824	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C78.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	104	83	3,68	0,82206	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C76.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	36	41	2,56	0,79523	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C86.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	269	57	14,32	1,23327	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C82.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	179	70	7,65	0,98497	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C79.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	128	90	4,21	0,8714	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C80.1	Gnaiss	Gnaiss Estrela	RT	74	45	4,83	0,87725	2527	+/	34	0,7018	+/	0,00197
C21.1.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	48	7	22,25	1,48964	2497	+/	62	0,7152	+/	0,0052
C25.1	Piolito	Gr Gão Pará	RT	97	6	53,88	2,7365	2497	+/	62	0,7152	+/	0,0052
C24.1.1	Piolito	Gr Gão Pará	RT	120	155	2,27	0,79237	2497	+/	62	0,7152	+/	0,0052
C22.1	Basalto	Gr Gão Pará	RT	62	12	16,39	1,2998	2497	+/	62	0,7152	+/	0,0052
C56.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	105,9	79,8	3,892	0,84336	2480	+/	40	0,7072	+/	0,00023
C57.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	86,1	111	2,263	0,789	2480	+/	40	0,7072	+/	0,00023
C58.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	156,2	64,7	7,163	0,96277	2480	+/	40	0,7072	+/	0,00023
C58.2	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	145,6	64,7	6,666	0,94635	2480	+/	40	0,7072	+/	0,00023
C58.3	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	155,4	63	7,326	0,97304	2480	+/	40	0,7072	+/	0,00023
C165.1	Granitoide	Trondjemit Mogno	RT	77,7	517,4	0,435	0,71817	2400					
C173.1	Trondjemit	Trondjemit Mogno	RT	105,1	544,1	0,56	0,7225	2400					
C165.2	Granitoide	Trondjemit Mogno	RT	122,9	502,7	0,709	0,72787	2400					
C192.7	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	7,4	25,7	2,01	0,7893	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C192.4	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	41,5	10,2	13,098	1,1511	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C192.5	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	19,2	21,7	2,332	0,7904	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C192.6	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	53,9	20,5	14,895	1,2393	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C192.2	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	89,7	9,4	29,673	1,6881	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C192.3	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	34,1	14	8,105	0,9964	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C192.1	Piroclasito	Fm Rio Fresco	RT	40,6	12	10,878	1,0916	2330	+/	60	0,715	+/	0,03
C196.5	Granito	Cpx Xingu	RT					2220	+/	112	0,7201	+/	0,0081
C196.3	Granito	Cpx Xingu	RT					2220	+/	112	0,7201	+/	0,0081
C196.2	Granito	Cpx Xingu	RT					2220	+/	112	0,7201	+/	0,0081
C196.1	Granito	Cpx Xingu	RT					2220	+/	112	0,7201	+/	0,0081
C196.4	Granito	Cpx Xingu	RT					2220	+/	112	0,7201	+/	0,0081
C33.2	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	119	115	3,05	0,7885	2029	+/	21	0,7025		
C34.3	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	36,4	178,1	0,6	0,7186	2029	+/	21	0,7025		

C 34.2	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	56,5	268	0,618	0,7132	2029	+/	21	0,7025		
C 34.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	120	247	1,424	0,7407	2029	+/	21	0,7025		
C 33.3	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	32,4	90,8	1,048	0,7303	2029	+/	21	0,7025		
C 33.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	310	68,5	13,8	1,093	2029	+/	21	0,7025		
C 35.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	60,8	186,9	0,961	0,733	2029	+/	21	0,7025		
C 36.1	Gnaiss	Cpx Xingu	RT	83,8	288	0,85	0,7289	2029	+/	21	0,7025		
C 153.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	Anfi	25,27	86,78	0,845	0,734717	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 151.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	Fd	77,94	330,5	0,684	0,730863	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 152.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	RT	126,9	450,7	0,817	0,733955	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 150.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	Plag	68,9	1037,2	0,192	0,717839	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 149.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	Epidoto	7,11	3253	6	0,715798	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 154.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	Clt	37,79	7,18	15,847	1,1201	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 155.1	Granodiorito	Grand Rio Maria	Biot	840	15,75	253,6	7,2844	1798	+/	16	0,7129	+/	14
C 30.1	Granito	Granito Serra Seringa	RT	338	17,8	54,4	2,089	1760			0,715		
C 31.1	Granito	Granito Serra Seringa	RT	199	38,7	14,84	1,061	1760			0,715		
C 197.7	Monzogranito	Granito Cigano	RT	130,3	205,4	0,63	1,843	1731	+/	28	0,70697	+/	0,0008
C 197.3	Monzogranito	Granito Cigano	RT	142,6	184	2,256	0,764027	1731	+/	28	0,70697	+/	0,0081
C 197.4	Monzogranito	Granito Cigano	RT	165,2	168	2,865	0,778002	1731	+/	28	0,70697	+/	0,0081
C 197.2	Monzogranito	Granito Cigano	RT	94	182	1,5	0,74486	1731	+/	28	0,70697	+/	0,0081
C 197.1	Monzogranito	Granito Cigano	RT	86,2	212	1,18	0,735664	1731	+/	28	0,70697	+/	0,0081
C 197.5	Monzogranito	Granito Cigano	RT	169,1	112,1	4,41	0,816191	1731	+/	28	0,70697	+/	0,0081
C 219.2	Granito	Granito Carajás	RT	104,2	120,3	2,52	0,7718	1700	+/	45	0,71		
C 219.1	Granito	Granito Carajás	RT	116,1	71,7	4,74	0,8199	1700	+/	45	0,71		
C 135.1	Granito	Cpx Xingu	RT	197,5	34,9	17,12	1,1641	1700	+/	45	0,7104	+/	0,0028
C 136.1	Granito	Cpx Xingu	RT	204,6	43,3	14,16	1,0601	1700	+/	45	0,7104	+/	0,0028
C 137.1	Granito	Cpx Xingu	RT	196,4	220	2,6	0,7756	1700	+/	45	0,7104	+/	0,0028
C 179.1	Dacito	Granito Musa	RT	130	267	1,416	0,7421	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 188.1	Sienogranito	Granito Musa	RT	217	46	13,9	1,0445	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 180.1	Dacito	Granito Musa	RT	85	277	0,89	0,729149	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 181.1	Dacito	Granito Musa	RT	87	286	0,877	0,7293	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 182.1	Dacito	Granito Musa	RT	241	152	4,628	0,820998	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 186.1	Sienogranito	Granito Musa	RT	200	177	3,291	0,788747	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 185.2	Monzogranito	Granito Musa	RT	203	67	8,97	0,930297	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 185.1	Monzogranito	Granito Musa	RT	244	140	5,083	0,832077	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 184.1	Monzogranito	Granito Musa	RT	168	250	1,955	0,754027	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 183.1	Dacito	Granito Musa	RT	193	185	3,045	0,78259	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023
C 187.1	Sienogranito	Granito Musa	RT	272	52	15,58	1,08056	1692	+/	11	0,70777	+/	0,00023

2.4- Dados analíticos Sm-Nd.

Ordem	Litologia	Material	Unid. geológica	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM}	Idade (Ma)	Sg 8	Erro4	Sg	$\epsilon_{Nd}(t)$
C18.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	2,7	11,97	0,13642	0,511781		2876	+/-	163	+	3,6
C19.1.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	3,55	12,23	0,17551	0,51254		2876	+/-	163	+	4,6
C19.2.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	3,55	11,82	0,18134	0,51206		2876	+/-	163	-	7
C19.3.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	13,61	75,73	0,10866	0,511286		2876	+/-	163	+	3,8
C19.4.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	2,76	12,34	0,13524	0,511711		2876	+/-	163	+	2,6
C19.5.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	2,94	12,84	0,13869	0,511544		2876	+/-	163	-	1,9
C20.1.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	3,03	13,58	0,13507	0,511634		2876	+/-	163	+	1,2
C21.1.2	Basalto	RT	Gr Gão Pará	3,25	15,82	0,12437	0,511352		2876	+/-	163	-	0,6
C23.1.2	Riolito	RT	Gr Gão Pará	2,7	11,86	0,13776	0,511789		2876	+/-	163	+	3,2
C24.1.2	Riolito	RT	Gr Gão Pará	2,9	12,99	0,137	0,511483		2876	+/-	163	-	1,8
C168.2	Granodiorito	RT	Trondjemito	3,086	23,81	0,07838	0,510393	3030	2870			-	43,8
C171.2	Trondjemito	RT	Trondjemito	1,994	13,696	0,08804	0,51081	2730	2550			-	35,7
C163.5	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	3,61	22,63	0,09646	0,510862	2860	2690			-	34,6
C163.6	Granodiorito	RT	Grand Rio Maria	3,177	17,85	0,10763	0,510956	3040	2860			-	32,8
C193.5	Gnaiss	RT	Cpx Xingu	5,553	50,242	0,06684	0,510149	3030	2900			-	48,6
C193.6	Tonalito	RT	Cpx Xingu	1,175	7,919	0,08972	0,510641	2980	2830			-	39

2.5- Dados analíticos U-Pb

Ordem	Litologia	Material	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Idade (Ma)	Sq 7	Error3	Intersepto
C1.1	Anfibolito	Zr	185	122	0.5534	15.545	2859	+/-	2	Superior
C1.2	Anfibolito	Tit	176	91	0.4739	10.856	2573	+/-	2	Superior
C1.3	Granito	Zr	181	123	0.5556	15.628	2859	+/-	2	Superior
C1.4	Granito	Zr	160	109	0.5552	15.63	2859	+/-	2	Superior
C1.5	Gnaiss	Zr	356	229	0.5464	15.248	2851	+/-	4	Superior
C1.6	Gnaiss	Zr	213	120	0.5371	14.931	2851	+/-	4	Superior
C1.7	Gnaiss	Zr	188	116	0.5127	14.125	2851	+/-	4	Superior
C1.8	Gnaiss	Zr	178	109	0.5254	14.555	2851	+/-	4	Superior
C2.1	Riodacito	Zr	69	45	0.5302	14.031	2759	+/-	2	Superior
C2.2	Riodacito	Zr	71	46	0.5245	13.882	2759	+/-	2	Superior
C2.3	Riodacito	Zr	70	46	0.5267	13.938	2759	+/-	2	Superior
C2.4	Riolito	Zr	67	44	0.5343	14.143	2759	+/-	2	Superior
C3.1	Anortosito	Zr	178	145	0.5066	13.377	2763	+/-	6	Superior
C3.2	Anortosito	Zr	384	269	0.5058	13.361	2763	+/-	6	Superior
C3.3	Anortosito	Zr	208	138	0.4912	12.936	2763	+/-	6	Superior
C4.1	Anfibolito	Zr	1000	611	0.5254	13.678	2732	+/-	3	Superior
C5.1	Gnaiss	Zr	347	225	0.5409	15.048	2732	+/-	3	Superior
C5.2	Gnaiss	Zr	486	318	0.5205	13.609	2851	+/-	4	Superior
C5.3	Gnaiss	Zr	1281	824	0.5109	13.38	2732	+/-	3	Superior
C6.1	Anfibolito	Zr	840	480	0.5317	14.092	2732	+/-	3	Superior
C6.2	Anfibolito	Tit	55	31	0.4713	10.653	2573	+/-	2	Superior
C7.1	Granito	Zr	159	96	0.5278	13.96	2732	+/-	3	Superior
C7.2	Granito	Zr	333	194	0.51	13.28	2732	+/-	3	Superior
C7.3	Granito	Tit	84	67	0.4866	11.585	2573	+/-	2	Superior
C7.4	Granito	Tit	79	66	0.4888	11.621	2573	+/-	2	Superior
C8.1	Granito	Zr	446	232	0.4904	11.598	2573	+/-	2	Superior
C8.2	Granito	Zr	703	351	0.4787	11.29	2573	+/-	2	Superior
C9.1	Anfibolito	Zr	4033	2006	0.4687	10.945	2555	+/-	+4/-3	Superior
C9.2	Anfibolito	Zr	513	258	0.4625	10.762	2555	+/-	+4/-3	Superior
C9.3	Anfibolito	Zr	642	329	0.4462	10.385	2555	+/-	+4/-3	Superior
C10	BIF	Monz	923	859	0.4854	11.331	2555	+/-	+4/-3	Superior
C11.1	Granodiorito	Zr	74	27	0.3368	5.339	1880	+/-	2	Superior
C11.2	Granodiorito	Zr	93	34	0.3356	5.321	1880	+/-	2	Superior
C12.1	Granito	Zr	47	19	0.3373	5.357	1883	+/-	2	Superior
C12.2	Granito	Zr	67	27	0.3229	5.087	1883	+/-	2	Superior
C13.1	Granito	Zr	2371	797	0.3331	5.257	1874	+/-	2	Superior
C13.2	Granito	Zr	1077	369	0.3285	5.18	1874	+/-	2	Superior

C13.3	Granito	Zr	721	218	0.2816	4.377	1874	+/-	2	Superior
C14.1	Granito	Zr	49	21	0.3493	5.965	1883	+/-	+5/-2	Superior
C14.2	Granito	Zr	72	28	0.3358	5.327	1883	+/-	+5/-2	Superior
C14.3	Granito	Zr	74	29	0.3353	5.316	1883	+/-	+5/-2	Superior
C14.4	Granito	Tit	99	37	0.3416	5.43	1883	+/-	+5/-2	Superior
C15.1	Metarrolito	Zr	140	57	0.3268	8.669	2758	+/-	39	Superior
C15.2	Metarrolito	Zr	139	57	0.3291	8.495	2758	+/-	39	Superior
C15.3	Metarrolito	Zr	155	59	0.3003	7.824	2758	+/-	39	Superior
C15.4	Metarrolito	Zr	150	50	0.2669	6.981	2758	+/-	39	Superior
C15.5	Metarrolito	Zr	121	59	0.3898	10.294	2758	+/-	39	Superior
C16.1	Metarrolito	Zr	146	57	0.3122	8.227	2758	+/-	39	Superior
C16.2	Metarrolito	Zr	203	63	0.2506	6.707	2758	+/-	39	Superior
C17.1	Granito	Zr	1496	191	0.1217	1.647	1820	+/-	49	Superior
C17.2	Granito	Zr	816	118	0.1351	1.942	1820	+/-	49	Superior
C17.3	Granito	Zr	724	93	0.1198	1.703	1820	+/-	49	Superior
C17.4	Granito	Zr	670	128	0.179	2.648	1820	+/-	49	Superior
C26.1	Ortognaisse	Zr	776	202	0.231756	5.7048	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.2	Ortognaisse	Zr	710	179	0.225041	5.5367	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.3	Ortognaisse	Zr	1114	216	0.173152	4.2452	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.4	Ortognaisse	Zr	607	158	0.23357	5.8609	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.5	Ortognaisse	Zr	407	123	0.267715	6.6766	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.6	Ortognaisse	Zr	460	140	0.272392	7.0859	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.7	Ortognaisse	Zr	1035	201	0.170519	4.009	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.8	Ortognaisse	Zr	829	150	0.159562	3.766	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.9	Ortognaisse	Zr	434	170	0.341522	9.7684	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.10	Ortognaisse	Zr	446	246	0.478817	13.955	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.11	Ortognaisse	Zr	400	137	0.312738	8.2012	2971	+/-	+30/-28	Superior
C26.12	Ortognaisse	Zr	488	182	0.342467	9.1865	2971	+/-	+30/-28	Superior
C27.1	Granodiorito	Zr	531	124	0.199068	4.7867	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.2	Granodiorito	Zr	904	217	0.207111	5.108	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.3	Granodiorito	Zr	765	113	0.126029	2.8809	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.4	Granodiorito	Zr	448	171	0.326805	8.5856	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.5	Granodiorito	Zr	1274	152	0.101904	2.4392	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.6	Granodiorito	Zr	584	102	0.1490949	3.6782	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.7	Granodiorito	Zr	552	110	0.15915	3.7363	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.8	Granodiorito	Zr	791	195	0.212935	5.0792	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.9	Granodiorito	Zr	204	114	0.471949	13.1026	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.10	Granodiorito	Zr	456	249	0.466338	12.8066	2874	+/-	+9/-10	Superior
C27.11	Granodiorito	Zr	211	131	0.523028	14.839	2874	+/-	+9/-10	Superior

C28.1	Metagrauvaca	Zr	539	181	0.286522	7.24539	2971	+/-	18	Superior
C28.2	Metagrauvaca	Zr	494	172	0.296113	7.68793	2971	+/-	18	Superior
C28.3	Metagrauvaca	Zr	509	179	0.29943	7.82382	2971	+/-	18	Superior
C28.4	Metagrauvaca	Zr	214	125	0.28953	14.2952	2971	+/-	18	Superior
C28.5	Metagrauvaca	Zr	293	173	0.480358	13.923	2971	+/-	18	Superior
C28.6	Metagrauvaca	Zr	1538	342	0.187762	3.50347	2971	+/-	18	Superior
C28.7	Metagrauvaca	Zr	973	206	0.180049	3.68687	2971	+/-	18	Superior
C29.1	Quartzito	Zr	736	178	0.21895	5.20839	2971	+/-	18	Superior
C29.2	Quartzito	Zr	1448	117	0.073892	1.63963	2971	+/-	18	Superior
C29.3	Quartzito	Zr	549	121	0.199215	4.88353	2971	+/-	18	Superior
C29.4	Quartzito	Zr	491	137	0.260679	6.54067	2971	+/-	18	Superior
C29.5	Quartzito	Zr	483	49	0.098465	1.60004	2971	+/-	18	Superior
C29.6	Quartzito	Zr	222	63	0.241455	7.05471	3189	+/-	+22/-18	Superior
C29.7	Quartzito	Zr	121	40	0.280946	8.34124	3189	+/-	+22/-18	Superior
C29.8	Quartzito	Zr	119	44	0.316376	9.50458	3189	+/-	+22/-18	Superior
C29.9	Quartzito	Zr	54	40	0.52292	17.7021	3189	+/-	+22/-18	Superior