UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

IMPLANTAÇÃO DA METODOLOGIA PB-PB EM ROCHA TOTAL: EXEMPLOS DE APLICAÇÃO NA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS(PA)

Tese Apresentada por

ELIZABETH MARIA SOARES RODRIGUES

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 18.12.92

Comitê de Tese

JEAN-MICHEL LAFON(ORIENTADOR)

THOMAS SCHELLER

KOJI KAWASHITA

À equipe do LGI

AGRADECIMENTOS

Muitos foram os que contribuiram para a realização deste trabalho, entre eles o meu agradecimento especial :

- Ao Prof. Dr. Jean-Michel Lafon pela sugestão do tema e orientação da tese.
- Ao Prof. Dr. Thomas Scheller pela co-orientação e auxílio indispensável nas análises de Espectrometria de Massa e Absorção Atômica, além do desenvolvimento de softwares que otimizaram a implantação da metodologia.
- Ao Prof. Dr. Koji Kawashita pela participação na banca examinadora e pelos comentários valiosos.
- À Coordenadoria de Apoio a Estudos de Ensino Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.
- À UFPa através do Centro de Geociências (CG) pela utilização dos laboratórios.
- À Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) pelos mapas e amostras cedidas para análise.
- Ao geólogo Kennedy Duarte pelo apoio para o melhor entendimento do Monzogranito Mata Surrão e pelas amostras cedidas para análise.
- Ao geólogo Zorano Souza pelo apoio para o melhor entendimento da Faixa Identidade, além das amostras cedidas para análise.
- Ao técnico Gilmar Wanzeler pela leitura das amostras por Espectrometria de Absorção Atômica.
- Ao aluno de geologia Newton pelos fluxogramas.
- Aos amigos Ba Ibrahima, Marilia e Natalina que tornaram a sala de estudos um ambiente agradável de trabalho.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

P.

FIGURA 01 - Metodologia Pb-Pb em zircões desenvolvida por Krogh (1973) 14

FIGURA 02 - Abertura Química para a Metodologia Pb-Pb em Rocha Total desenvolvida por Manhes (1982) 18

FIGURA 03 - Etapas de Limpeza e "Leaching" dos Feldspatos 19

FIGURA 04 - Separação Química para a Metodologia Pb-Pb em Rocha Total desenvolvida por Manhes, 1982 (modificada) ...23

FIGURA 05 - Curva de calibração da recuperação do Pb nas colunas de troca iônica 26

FIGURA 06 - Esquema de Separação Química 30

FIGURA 07 - Diagrama Fracionamento X Contaminação (NBS-982) 50

FIGURA 08 - Isócrona Paralelas atribuídas ao Efeito de Memória .56

FIGURA 09 - Mapa de localização da Província Mineral de Carajás (Pa), DOCEGEO (1988), modificado 66

FIGURA 10 - Mapa geológico da porção sudeste da Folha de São Félix do Xingu, segundo Macambira & Vale (inédito) .83

FIGURA 11 - Mapa geológico e distribuição das amostras datadas do Granito Mata Surrão (Duarte et al.,1991), modificado 85

FIGURA 12 - Mapa geológico da Serra dos Carajás, mostrando a localização Complexo Pium - Área de Cateté (Araújo et al.,1988) 89

FIGURA 13 – Mapa de amostragem litológica dos granulitos do Complexo Pium (Área de Cateté (CPRM,1991) 90

FIGURA 14 – Mapa de localização das Metavulcânicas da Faixa Identidade (Souza, 1992 inédito) 93

FIGURA 15 – Mapa de amostragem litológica das Metavulcânicas da Faixa Identidade (Souza, 1992 inédito) 94

FIGURA 16 – Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ do Granito Velho Guilherme 97

FIGURA 17 – Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ do Monzogranito Mata Surrão 99

FIGURA 18 – Diagrama Isocrônico $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ do Monzogranito Mata Surrão 101

FIGURA 19 – Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ das Rochas Granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté) 104

FIGURA 20 – Diagrama Isocrônico $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ das Rochas Granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté) 105

FIGURA 21 – Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ dos Metabasaltos da Faixa Identidade 108

FIGURA 22 – Diagrama Isocrônico $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ dos Metabasaltos da Faixa Identidade 110

FIGURA 23 – Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ dos Metadacitos da Faixa Identidade 112

TABELAS

p.

TABELA 01 - Dados da curva de calibração 26

TABELA 02 - Estudo dos Níveis de Contaminação dos Reagentes 36

TABELA 03 - Estudo da Contaminação (NBS-983) 41

TABELA 04 - Concentração (ppm Pb) das Rochas analisadas 44

TABELA 05 - Estudo do Fracionamento com soluções padrões NBS-981 e NBS-982 51

TABELA 06 - Efeitos de Memória na espectrometria de massa 56

TABELA 07 - Reprodutibilidade das Análises Isotópicas 57

TABELA 08 - Resultados Analíticos das amostras em rocha total e feldspatos do Granito Velho Guilherme 97

TABELA 09 - Resultados Analíticos das amostras em rocha total do Monzogranito Mata Surrão 99

TABELA 10 - Resultados Analíticos das amostras em rocha total da Rochas Granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté) 104

TABELA 11 - Resultados Analíticos das amostras em rocha total dos Metabasaltos da Faixa Identidade 108

TABELA 12 - Resultados Analíticos das amostras em rocha total dos Metadacitos da Faixa Identidade 112

SUMARIO

P.

DEDICATÓRIA i
AGRADECIMENTOS ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES iii
RESUMO 01
ABSTRACT 04
1 - INTRODUÇÃO 07
2 - IMPLANTAÇÃO DA METODOLOGIA Pb-Pb 10
2.1 - APRESENTAÇÃO E HISTÓRICO DA METODOLOGIA Pb-Pb EM ROCHA TOTAL 10
2.2 - TÉCNICAS EXPERIMENTAIS 13
2.3 - ABERTURA QUÍMICA 16
2.3.1 - Abertura das Fases Minerais 16
2.3.2 - Solubilização 17
2.4 - SEPARAÇÃO QUÍMICA 21
2.4.1 - Generalidades 21
2.4.2 - Separação Química do Pb 21
2.4.3 - Calibração das Colunas de Separação Química 24
2.5 - DEPÓSITO 29
2.6 - ESTUDO DA CONTAMINAÇÃO 31
2.6.1 - Generalidades 31
2.6.2 - Fontes de Contaminação 31
2.6.2.1 - Contaminação Direta pela Atmosfera 31
2.6.2.2 - Contaminação pelo Operador 32
2.6.2.3 - Contaminação pelo Material 33
2.6.2.4 - Contaminação pelos Reagentes 33
2.6.3 - Sala de Química 34
2.6.4 - Preparação e Purificação de Reagentes 34
2.6.4.1 - Água 35
2.6.4.2 - Ácidos Minerais Concentrados 35
2.6.4.3 - Ácido Fluorídrico 37
2.6.4.4 - Soluções de Ácidos Diluídos 37
2.6.4.5 - Ácido Ortofosfórico 38
2.6.4.6 - Resina de Troca Iônica 38
2.6.4.7 - Sílica Gel 38
2.6.4.8 - Filamentos 39
2.6.5 - Brancos de Química 39
2.7 - MEDIDAS ISOTÓPICAS 42
2.7.1 - Introdução 42
2.7.2 - Termoionização do Pb 45
2.7.3 - Ativação por meio de Sílica gel 46
2.7.4 - Controle do Fracionamento 47
2.7.5 - Interferentes 49
2.7.6 - Sensibilidade do Espectrômetro de Massa 53
3 - APLICAÇÃO DA METODOLOGIA 59
3.1 - PRINCÍPIOS DO MÉTODO 59
3.2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 65
3.2.1 - Critérios de seleção das amostras datadas 80
3.3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES E ROCHAS ESTUDADAS 82
3.3.1 - Granito Velho Guilherme 82
3.3.2 - Monzogranito Mata Surrão 84

p.

3.3.3 - Rochas Granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté) ..87
3.3.4 - Metavulcânicas da Faixa Identidade 92
4 - RESULTADOS ANALíTICOS: AVALIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO 97
4.1 - GRANITO VELHO GUILHERME 97
4.2 - GRANITO MATA SURRÃO 98
4.3 - ROCHAS GRANULíTICAS DO COMPLEXO PIUM (AREA DE CATETé) ...103
4.4 - METABASALTOS DA FAIXA IDENTIDADE 107
4.5 - METADACITOS DA FAIXA IDENTIDADE 111
5 - CONCLUSÕES 114
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 119

1 - INTRODUÇÃO

Com o desenvolvimento do conhecimento em geologia, os métodos geocronológicos tornaram-se instrumentos imprescindíveis para qualquer estudo de geologia regional. A geocronologia permite a reconstituição da história geológica fornecendo informações sobre a sucessão dos eventos magmáticos, metamórficos e tectônicos que ocorreram em uma determinada região. Permite também o estabelecimento de cronocorrelações entre diferentes regiões ou diferentes domínios geológicos, levando à reconstituição de grandes eventos que afetaram a Terra. Portanto o estabelecimento de qualquer modelo geotectônico em escala regional, continental ou mundial passa pela utilização dos dados geocronológicos.

Atualmente a maioria dos dados geocronológicos disponíveis no Brasil foram obtidos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. Os quais apesar da grande contribuição ao entendimento da evolução geológica do Brasil, apresemtam limitações pela fragilidade dos sistemas cronométricos utilizados em relação aos diversos processos geológicos, particularmente, em áreas que sofreram vários ciclos orogênicos. Se os dados Rb-Sr e K-Ar geralmente fornecem informações confiáveis sobre os últimos eventos magmáticos e/ou tectonometamórficos que afetaram uma determinada região, a reconstituição da sua história geológica com base apenas nessas idades torna-se difícil e freqüentemente, leva a interpretações ambíguas.

Por outro lado, a utilização de vários métodos geocronológicos em uma mesma área permite, graças aos diferentes

RESUMO

Este trabalho apresenta os primeiros resultados obtidos pelo método isotópico Pb-Pb em rocha total e minerais separados, recentemente implantado no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFPa.

O procedimento experimental utilizado foi o desenvolvido por Manhes (1982) adaptado para as condições laboratoriais do LGI.

A quantidade de amostra utilizada é da ordem de 500 mg para rocha total e 200 mg para mineral (feldspato). A amostra é submetida a um ataque ácido (HF 48%) visando a abertura das fases minerais. O Pb extraído é então solubilizado com HBr (8N e 0,5N). A separação química do Pb é baseada na cromatografia de resinas de troca iônica (DOWEX AG 1X8,200-400 mesh, aniônica e forma iônica Cl^-), sendo o condicionamento da resina feito em HBr 0,5N e a eluição do Pb em HCl 6N. O nível de contaminação do Pb oscilou entre 1,5 e 2,0 ng, ficando assim em níveis aceitáveis para a quantidade de amostra analisada (aproximadamente 5 µg de Pb).

As composições isotópicas do Pb das amostras foram determinadas por Espectrometria de Massa (VG ISOMASS 54E, com monocoletor). Os erros analíticos foram inferiores a 0,10 %, 0,12 % e 0,15 % para a razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$, respectivamente. O fator de discriminação de massa, obtido experimentalmente, a partir de análises sistemáticas das soluções padrões NBS-981 e NBS-982, foi de 0,0015 ± 0,0003 por unidade de massa atômica. As idades isocrônicas com base no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ foram calculadas segundo York (1969) e Ludwig (1980).

A fim de verificar a confiabilidade da metodologia implantada, foram datadas 5 rochas da Província Mineral de Carajás e da Região de São Félix do Xingu, as quais já haviam sido anteriormente estudadas em detalhe e datadas pela metodologia Rb-Sr.

O Granito Velho Guilherme, intrusivo em terrenos granitos "greenstone" da região de Tucumã (Pa), forneceu uma idade isocrônica Pb-Pb (11 RT,2 FELD) de cristalização de 1874 ± 15 Ma com MSWD = 1,53 e μ_1 = 8,9 ± 0,07 (single stage). Confirmando assim que este granito pertence ao mesmo evento magmático que gerou os outros granitos anorogênicos da porção oriental do Craton Amazônico, que apresentaram idades similares (1.82-1.88 Ga) quando datados pelo método U-Pb (zircões) (Machado et al.,1991 e Wirth et al.,1986).

Rochas granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté), localizadas a sudoeste da Serra de Carajás, forneceram uma idade Pb-Pb (11 RT) de 3044 ± 64 Ma com MSWD = 28,72 e μ_1 = 9,2 ± 0,58, sendo a mesma referente a idade de cristalização do protólito ígneo desses granulitos.

Na Região de Rio Maria, o Monzogranito Mata Surrão, intrusivo em gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu, forneceu uma idade Pb-Pb (11 RT) de cristalização de 2876 ± 10 Ma com MSWD = 3,71 e μ_1= 8,2 ± 0,11. Este resultado permitiu esclarecer 2 pontos problemáticos: (i) o sistema Rb-Sr foi reaberto a ~2,6 Ga em resposta à ação de um evento termotectônico; (ii) o magmatismo arqueano associado aos terrenos "greenstones" do sul do Pará não se restringe apenas à associações tipo TTG.

Nesta mesma região de Rio Maria, os Metabasaltos da Faixa Identidade (Supergrupo Andorinhas), apresentaram uma idade Pb-Pb (7 RT) de 3408 ± 109 Ma com MSWD = 7,97 e μ_1 = 9,6 ± 1,44. O elevado valor de μ_1 pode indicar uma contaminação de material crustal na fonte mantélica geradora do corpo, prejudicando dessa forma a interpretação geocronológica desse resultado.

Quanto aos Metadacitos da Faixa Identidade, localizados principalmente na porção central do "greenstone", forneceram uma idade Pb-Pb (5 RT) de cristalização de 2944 ± 88 Ma com MSWD = 31,52 e μ_1 = 8,2 ± 0,70.

Os resultados geocronológicos Pb-Pb aqui obtidos permitiram reinterpretar as idades Rb-Sr destes corpos em termos de idades de rejuvenescimento, além de evidenciarem a grande potencialidade desta metodologia na obtenção de idades de cristalização original de rochas antigas, mesmo quando o sistema Rb-Sr destas rochas mostra-se pertubado, abrindo dessa forma um novo campo de investigações geocronológicas no estudo da evolução geotectônica da Província Mineral de Carajás.

The Velho Guilherme granite, intrusive into the granite-greenstone terrains of Tucumã Region (Pa), provided a Pb-Pb crystallization age (11 WR,2 FELD) of 1874 ± 15 Ma with MSWD = 1.53 and μ_1 = 8.9 ± 0.07 (single stage), thus confirming that this body belongs to the same magmatic event that originated other anorogenic granites of the eastern part of the Amazonic Craton, which showed similar ages (1.82-1.88 Ga) when dated by U-Pb (zircon) method.

The Granulitic rocks of Pium complex (Cateté area), located at the SW of Serra dos Carajás, provided a Pb-Pb age of 3044 ± 64 Ma with MSWD = 28.72 and μ_1 = 9.2 ± .58, poorly defined by linear arrangement of a group of 11 samples (WR). This age probably indicate the crystallization of the igneous protolith of this granulites.

In the Rio Maria Region, Mata Surrão monzogranite which cross cut the gneissic basement and associated to the greenstone belts, defined a crystallization Pb-Pb (8 WR) age of 2876 ± 10 Ma with MSWD = 3.71 and μ_1 = 8.2 ± 0.11. This result allowed to clear problematical points: (i) the Rb-Sr system was reopened (~2.6 Ga) in answer to the termotectonics event action ; (ii) archean magmatism associated to greenstones terrains in southern Para is not only restricted to TTG associations

In the same region, the Metabasalts of the Identidade greenstone belt, (Andorinhas supergroup), showed a Pb-Pb age in whole rock (7 samples) of 3408 ± 109 Ma with MSWD = 7.97 and μ_1 = 9.6 ± 1.44. The high value of μ suggests a contamination by crustal material for the mantellic source of this body, and the geochronological significance of this result may be questioned.

Five whole rock samples from metadacites, located in the central part of the Identidade greenstone, provided a crystallizion age of 2944 ± 88 Ma with MSWD = 31.52 and μ_1 = 8.2 ± .70.

The results obtained in this work emphasize the high potentiality of the Pb-Pb method of dating to obtain crystallization ages of Precambrian rocks, even when the Rb-Sr system was disturbed, and open a new field of geochronological investigations for the study of geotectonic evolution of the Carajás Mineral Province.

ABSTRACT

This work presents the first data obtained by Pb-Pb systematics in whole rock and separated minerals, newly implanted in Isotope Geology Laboratory (LGI) of UFPa.

The experimental procedure used was developed by Manhes (1982) and adapted for the laboratorial conditions of the LGI.

The quantity of sample used was 500 mg for whole rock and 200 mg for mineral (feldspar). The sample is submitted to acid attack (HF) in order to open the mineral phases. Then the Pb extracted is solubilized by HBr (8N,0.5N). The chemical separation is based on chromatography of ions exchange resins (DOWEX AG 1X8, 200-400 mesh), where the resin conditionment is done in HBr 0.05N and Pb is eluted with HCl. Pb blanks were between 1.5 and 2.0 ng, which are in acceptable levels for the quantity of sample analised (~ 5 µg).

The Pb isotopic compositions of samples were determined by mass spectrometry (VG ISOMASS 54E, with monocollector). The average analytical errors of the ratios $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ were 0.10 %, 0.12 % and 0.15 %,respectively. The mass discrimination factor, experimentally determined by systematic analyses of NBS-981 and NBS-982 standard solutions, was 0.0015 ± 0.0003 by atomic mass unit. The age calculation in the $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram was obtained by York (1969) and Ludwig (1980).

In order to verify the efficiency of the implanted methodology, 5 rocks from of the Carajás Mineral Province and São Félix do Xingu Region were dated. These rocks have been already studied in detail and dated by Rb-Sr systematics on whole rock.

comportamentos geoquímico e isotópico dos sistemas cronométricos utilizados, o registro da sucessão dos eventos, conduzindo ao entendimento história evolutiva da região estudada.

Portanto torna-se necessário o desenvolvimento de novas metodologias geocronológicas a fim de aprimorar a investigação dos problemas geológicos, principalmente de terrenos policíclicos.

As rochas que constituem o Cráton Amazônico e as que pertencem ao embasamento das faixas móveis adjacentes são geralmente interpretadas como muito antigas (Proterozóico inferior ou Arqueano) e, algumas delas, apresentam um alto grau de metamorfismo (granulito). Parte dos estudos geocronológicos realizados nestas rochas, até agora, não forneceram resultados muito conclusivos, não sendo possível uma interpretação inequívoca no contexto geotectônico regional.

Este trabalho visou essencialmente a implantação da metodologia de datação Pb-Pb em rocha total, tendo como complementação a realização de testes em amostras reais, com o objetivo de confirmar o bom funcionamento da metodologia. Foram analisados rochas graníticas, granulíticas, metamórficas básicas (basaltos) e félsicas (dacitos) da Província Mineral de Carajás que já foram na sua maioria, objeto de datações radiométricas anteriores. A grande diversidade de tipos de rochas analisadas quanto à composição química, idade, mineralogia... serviu para uma melhor avaliação global da aplicabilidade da metodologia e o estabelecimento do significado das idades Pb-Pb em cada tipo de rocha analisada.

Além do uso geocronológico dos isótopos de Pb, o

conjunto das razões isotópicas do Sr e do Pb permite a interpretação, em termos genéticos das rochas em questão, sobre as fontes e os possíveis processos petrogenéticos envolvidos.

Finalmente, o método Pb-Pb representa uma primeira etapa para a implantação do método U-Pb em zircão, o que constitui um dos principais objetivos do L.G.I.(Laboratório de Geologia Isotópica) da UFPa.

2 - IMPLANTAÇÃO DA METODOLOGIA Pb-Pb

2.1 - APRESENTAÇÃO E HISTÓRICO DA METODOLOGIA Pb-Pb EM ROCHA TOTAL

A metodologia geocronológica Pb-Pb apesar de já ser utilizada desde a década de 40, só apresentou um grande desenvolvimento em rocha total na década de 70. A metodologia se baseia na desintegração radioativa em cadeia de dois isótopos do U, ^{235}U e ^{238}U, em dois isótopos do Pb, ^{207}Pb e ^{206}Pb, repectivamente. Existe também um terceiro isótopo radiogênico o ^{208}Pb, proveniente da desintegração do ^{232}Th, pouco ou quase nunca utilizado.

A metodologia isocrônica Pb-Pb em rocha total foi inicialmente utilizada para determinar a idade da Terra e dos meteoritos. Um modelo geral para a evolução do Pb na Terra, baseado no estudo de galenas, foi desenvolvido por Holmes (1946) e Houtermans (1946) (Apud Faure, 1986). Esse modelo estabelecia as premissas básicas para a evolução do Pb terrestre. Modelos mais sofisticados envolvendo evolução de múltiplos estágios do Pb terrestre foram desenvolvidos em seguida (Stacey & Kramers, 1975 ; Cumming & Richards, 1975; Zartman & Doe, 1981), permitindo assim uma interpretação mais refinada dos dados isotópicos do Pb.

Vários cientistas contribuiram em seguida para a viabilidade da utilização da metodologia Pb-Pb em rochas totais.

A metodologia Pb-Pb é geralmente utilizada no estudo da evolução da Crosta Continental, particularmente nos tempos arqueanos. Além de fornecer datações confiáveis das diferentes

rochas que a constituem, os dados isotópicos do chumbo permitem a obtenção de informações quanto a origem do material estudado, possibilitando diferenciar uma crosta juvenil derivada do manto, de uma crosta siálica antiga retrabalhada e reativada geoquimicamente. A caracterização de segmentos da crosta continental inferior, bem como dos processos de diferenciação intracrustal, pode também ser obtida através do estudo dos isótopos de chumbo, devido a crosta continental inferior apresentar razões U/Pb significativamente mais baixas (5 à 10 vezes) do que as encontradas na crosta continental superior e no manto.

Moorbath & Taylor (1980) mostraram a viabilidade e o potencial da metodologia Pb-Pb em rocha total no estudo da evolução de grandes segmentos da crosta continental da Groelândia.

Finalmente a metodologia Pb-Pb é muito eficiente na datação de rochas intemperizadas, mostrando-se assim adequada às condições da maior parte das rochas presentes na Região Norte do Brasil. Essa eficiência se deve aos seguintes fatores : (i) No sistema U-Pb existem dois pares de isótopos pais-filhos, $^{238}U-^{206}Pb$ e $^{235}U-^{207}Pb$, os quais são simultaneamente afetados pelas mudanças geoquímicas que ocorrem durante o intemperismo, sendo que somente o urânio é fortemente remobilizado; (ii) Em contraste com outras técnicas de datação, os resultados dependem somente da determinação de razões isotópicas do Pb e não de medidas de concentração de dois elementos diferentes; (iii) Geralmente o intemperismo é um fenômeno relativamente recente (i. e. após Terciário) e, com amostras antigas, as variações de

composições isotópicas do Pb decorrentes do intervalo de tempo entre o intemperismo e os dias de hoje tornam-se desprezíveis.

Rosholt et al.(1973), estudando os granitos da região de "granite mountains" no Wyoming (USA) apresentaram um trabalho, onde apesar de uma sensível alteração da concentração do U, ocasionando perdas de até 88%, foi possível traçar uma isócrona Pb-Pb em rocha total, fornecendo uma idade de 2.79 Ga para a cristalização dos granitos, o que demonstra a potencialidade do método.

Outras metodologias que também utilizam o Pb como geocronômetro (U-Pb e Th-Pb), podem ser utilizadas. Entretanto as isócronas U-Pb, em função da alta mobilidade do U em condições oxidantes, são pouco utilizadas devido a freqüentemente não apresentarem resultados confiáveis. As isócronas Th-Pb, também são pouco utilizadas, pois apesar do Th ter uma mobilidade menor do que a do U, ele apresenta dificuldades nas etapas de separação química.

Espera-se que os dados Pb-Pb obtidos possam auxiliar na elucidação da história geológica da Província Mineral de Carajás, já que a maioria dos dados existentes (Rb-Sr) parece marcar eventos posteriores à cristalização das rochas. Sendo o geocronômetro Pb-Pb mais resistente à ação destes eventos, espera-se que os dados obtidos neste trabalho sejam referentes à gênese dos corpos estudados. Em relação a região de São Félix do Xingu, carente de dados, os dados Pb-Pb contribuiram significativamente para o melhor entendimento da área.

2.2 - TÉCNICAS EXPERIMENTAIS

O procedimento químico de isolamentodo do Pb presente nas rochas compreende 3 etapas básicas : abertura química das fases minerais, solubilização do Pb e separação química do Pb, utilizando colunas de troca iônica.

A contaminação é o principal problema a ser observado em todas as etapas de isolamento do Pb. A fim de se reduzir a contaminação é indicado o uso de pequena quantidade de amostra de modo que o volume dos reagentes também seja diminuido. Entretanto a pequena quantidade de amostra, faz com que a mesma seja mais sensível a outras fontes de contaminação que não os reagentes.

No desenvolvimento deste trabalho foram utilizadas 2 técnicas experimentais, uma proposta por Krogh (1973) e outra desenvolvida por Manhes (1982).

A princípio foi testada a metodologia desenvolvida por Krogh (op.cit.) para trabalhos com zircões (Figura 01) aplicando-a em diversos corpos, incluindo granulitos ácidos e granitos de idade Proterozóica à Arqueana do Noroeste do Ceará (Granulito Fazenda Morro Velho) e da Província Mineral de Carajás (Granodorito Cumaru, Granito Mata Surrão e Granito Velho Guilherme), sem que o sucesso esperado fosse obtido. Variações diversas para esta metodologia foram tentadas, tais como: aumento-diminuição da quantidade de amostra utilizada (50,100,150,500 mg), aumento-diminuição dos reagentes (HF: 1,2,5 ml; HNO_3 13N: 0,5, 2,5 ml; HCl 3N: 0,5, 1, 2,5 ml), substituição de reagentes na separação química (HNO_3 13N --> HBr 50%; HCl 3N --> HBr 0,5N) e

peso da amostra : 100 mg

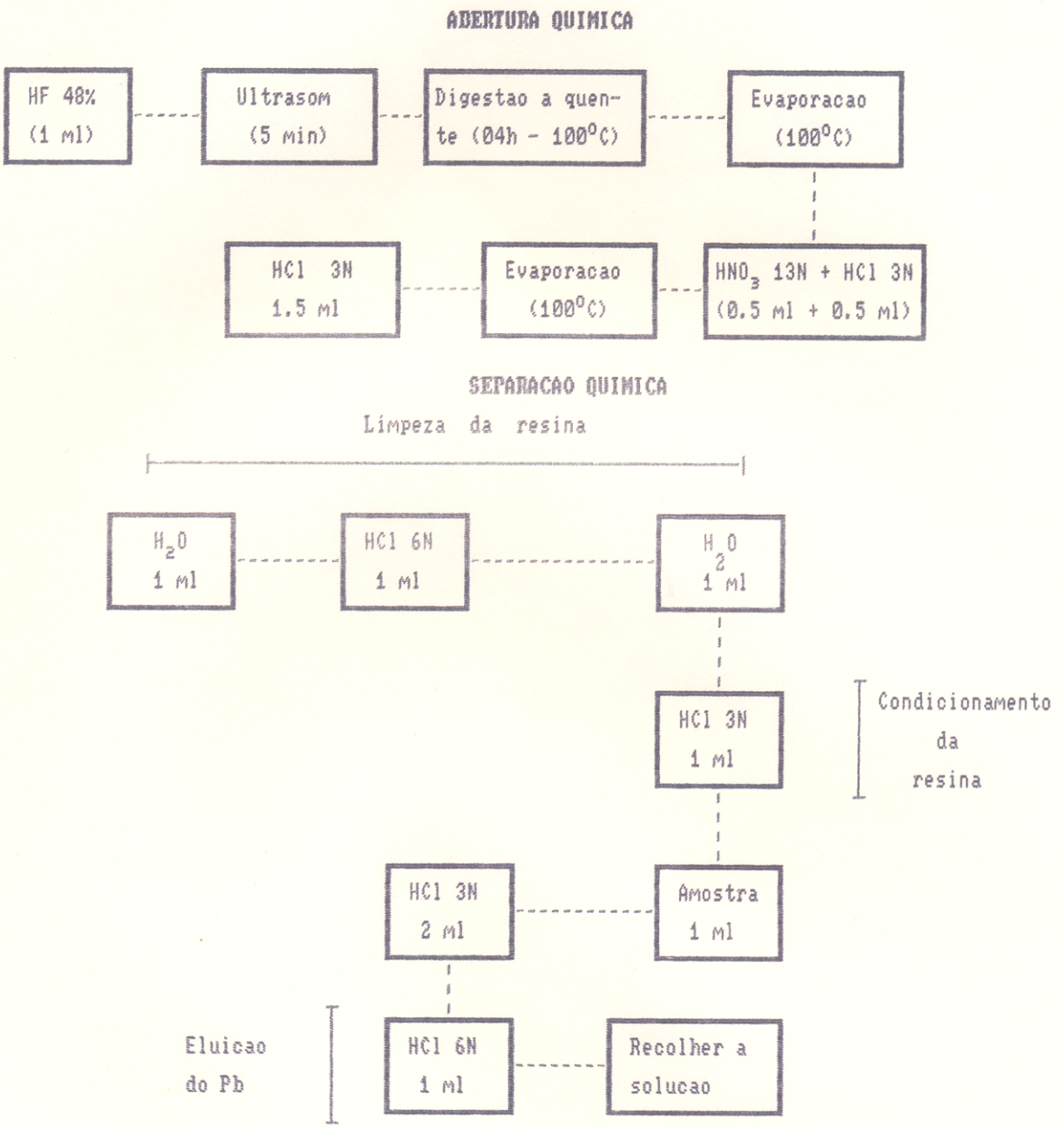


Figura 01 - Metodologia Pb-Pb em zircões desenvolvida por Krogh (1973).

introdução de novos reagentes na abertura ($HClO_4$), sem com isso encontrar resultados positivos.

Várias hipóteses foram elaboradas a fim de explicar a não recuperação do Pb após a execução de todas as etapas de separação química, sabendo-se previamente que durante a calibração das colunas com o auxílio de soluções padrões de Pb (NBS-982) obteve-se uma recuperação de cerca de 90% do Pb (ver item 2.4.3).

A primeira hipótese é de que o HCl 3N utilizado na etapa de abertura química estaria reagindo com o Fe^{3+} presente nas amostras formando um complexo [(FeCl)H], o qual estaria em seguida inibindo a emissão do Pb durante a espectrometria de massa. Para testar estahipótese trocou-se o HCl 3N por HBr 8N / 0.5N, entretanto os resultados continuaram negativos.

A hipótese deste complexo saturar a resina de troca iônica durante a separação química foi descartada através de análises na espectrografia ótica, que não detectaram a presença de Pb em teores elevados.

A outra hipótese que foi aventada, é a de que estaria havendo uma saturação da resina de troca iônica (DOWEX AG 1X8, 200-400 mesh) por algum elemento químico presente nas amostras, já que as calibrações da coluna feitas com NBS 982 (~0.1ppm de Pb) haviam demonstrado uma recuperação de cerca de 90% do Pb. Esta hipótese foi considerada como a mais coerente, entretanto não foi possível determinar o que causava a saturação. Tentativas feitas com a adição de $HClO_4$ durante a abertura química também não revelaram sucesso.

Devido ao insucesso com essa primeira técnica, desenvolvida por Krogh (1973) para estudos em zircões, passou a ser utilizada a metodologia Pb-Pb descrita inicialmente descrita por Manhes et al. (1978) e detalhada por Manhes (1982) no estudo de condritos e meteoritos do tipo basalto acondrítico, a qual será tratada nodecorrer deste trabalho.

2.3 - ABERTURA QUíMICA

2.3.1 - Abertura das Fases Minerais

Durante muitos anos, a abertura das fases minerais foi realizada de diversas maneiras. Uma das primeiras foi a fusão utilizando o bórax ($Na_2B_4O_7.10H_2O$) como fundente, que permite uma rápida abertura das fases minerais mais resistentes, mas a sua utlilização caiu em desuso nas análises de Pb devido às reações entre os fundentes e os cadinhos de platina (800-1200°C) e na grande dificuldade de purificação dos fundentes.

A volatilização sob atmosfera inerte possibilita a separação do Pb dos elementos maiores, mas não permite uma determinação precisa do teor de Pb.

Atualmente a metodologia mais utilizada é a dissolução por via úmida mediante uso de ácidos minerais. Essa preferência é devido a vários fatores : aplicabilidade em análises de espectrometria de massa com fonte sólida; baixa taxa de contaminação, devido a purificação dos reagentes e uso de recipientes de teflon (grande inércia química e resistência a abrasão); eliminação do excesso de reagentes por evaporacão.

Neste trabalho utilizou-se as técnicas de aberturas de rocha total e minerais (feldspatos) propostas por Krogh (1973)(Figura 01) e Manhes (1982)(Figura 02), sendo que em ambas o HF (48%) foi o ácido escolhido.

O HF (48%) reage com o Si presente nas rochas e minerais formando o $H_2Si_2F_6$ e o excesso do ácido é eliminado por evaporação. Há também a formação de fluoretos com os diversos elementos químicos presentes na rocha.

Em relação à abertura química dos minerais (feldspatos), o processo é um pouco mais demorado, já que há necessidade de limpeza prévia e "leaching" (Figura 03) antes do ataque ácido final, de modo a eliminar o excesso de Pb radiogênico possivelmente presente na porção mais externa dos minerais, devido a incorporação pós-cristalização.

As amostras de rochas utilizadas neste trabalho já haviam sido anteriormente coletadas, trituradas e pulverizadas, por outros alunos de mestrado que desenvolveram suas teses nos mesmos locais dos enfocados neste estudo. Apesar de não ter participado diretamente destas etapas é possível garantir que as mesmas foram desenvolvidas tomando todas as precauções para evitar a contaminação de Pb. Coube a mestranda a seleção das amostras que se mostraram mais adequadas para a implantação da metodologia geocronológica Pb-Pb.

2.3.2 - Solubilização

A solubilidade dos fluoretos formados na etapa de aber-

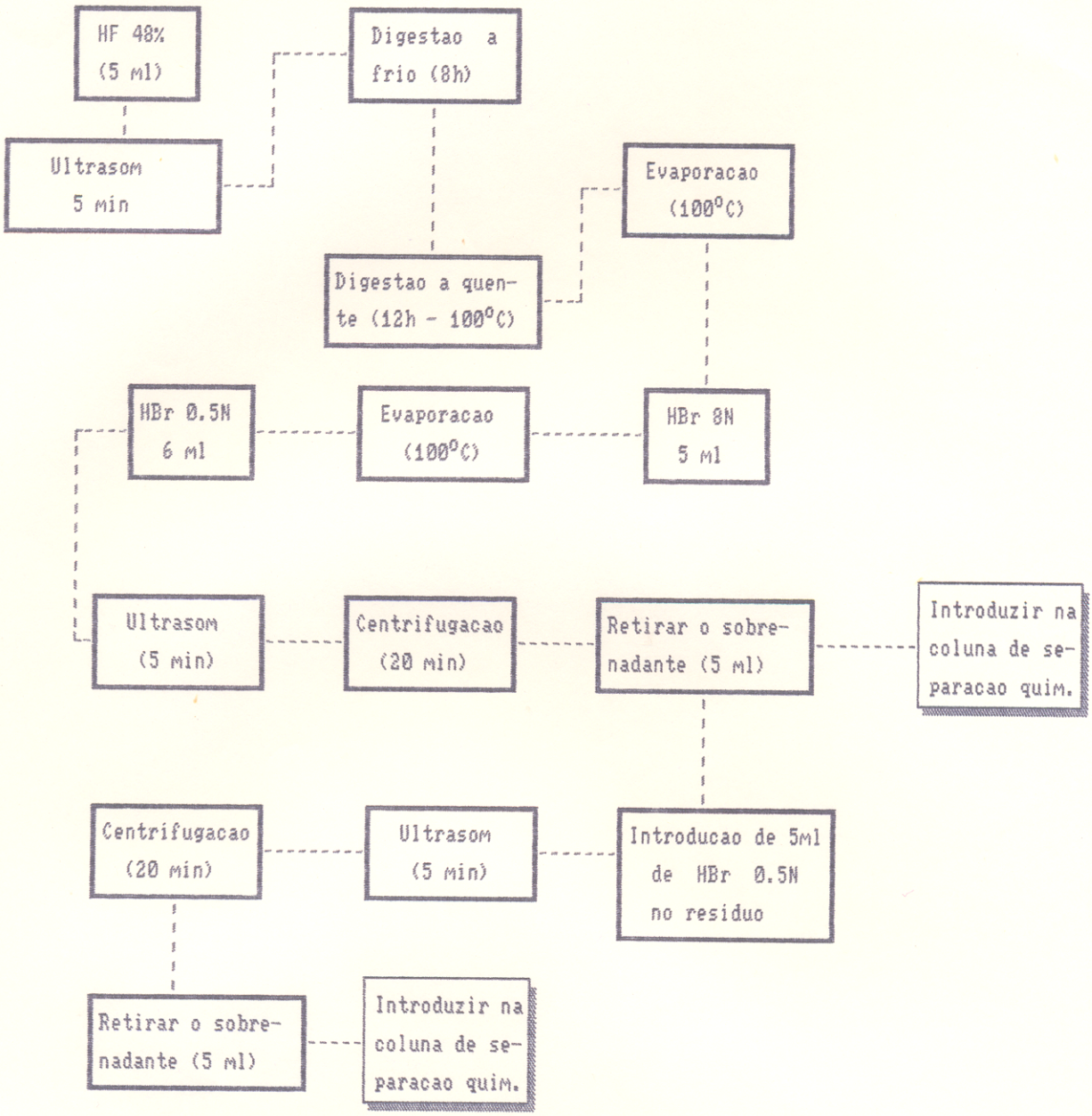


Figura 02 - Abertura Química para a Metodologia Pb-Pb desenvolvida por Manhes (1982).

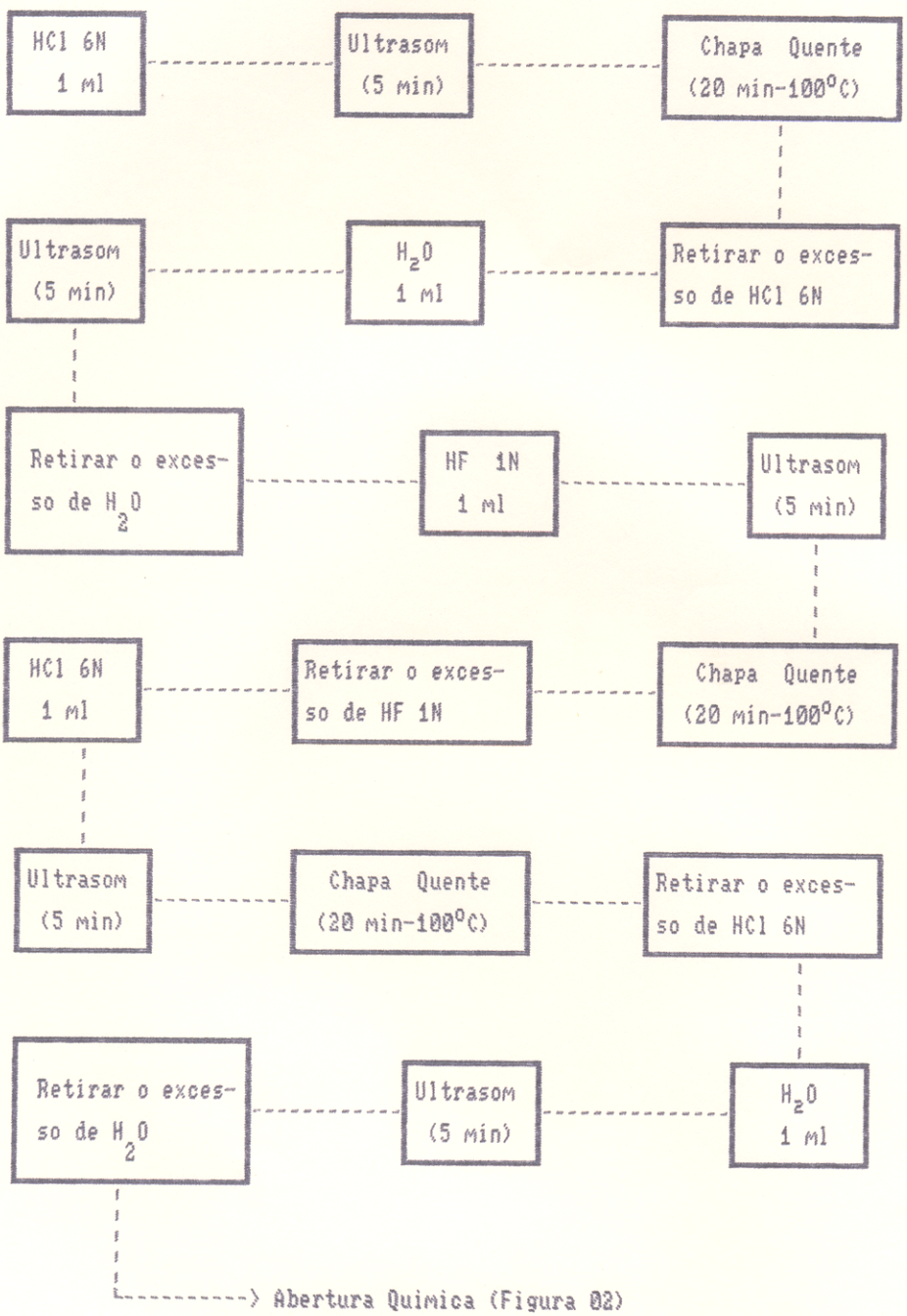


Figura 03 - Etapas de Limpeza e "Leaching" dos feldspatos.

abertura das fases minerais, é que controla a solubilização dos elementos maiores e traços presentes na rocha.

Nesse meio (HF), os fluoretos de Ca e Mg (maiores) são pouco solúveis e normalmente se precipitam, enquanto que os fluoretos de Pb e U (traços) são facilmente solubilizados. A fim de eliminar esses fluoretos insolúveis é necessário o uso de um novo ácido mineral. A escolha do mesmo é diretamente ligada ao elemento que se deseja separar.

As possibilidades são variadas, sendo o $HClO_4$ (Te = 200°C) e o H_2SO_4 (Te = 338°C) bastantes utilizados devido a sua grande capacidade de digestão, Manhes (Figura 02) entretanto optou pelo uso do HBr (8N/0.5N) que requer um tempo maior de digestão (8h à frio e 12h à quente), bem como uma maior quantidade de reagente (8ml-8N, 11ml-0.5N), entretanto a taxa de contaminação introduzida é bem baixa, devido a possibilidade de purificação do HBr.

O Pb presente no resíduo é extraído pelo HBr, ficando assim disponível para ser eluído em meio adequado.

Outras razões foram levadas em conta para a escolha do HBr, entre elas : aumento da força catiônica da solução devido a complexação do Pb pelo Br-, acarretando assim um aumento da retenção do Pb na resina neste meio; o Br- apresenta uma grande afinidade com a resina, eliminando assim os F- ainda presentes; a solução está em um meio (HBr-0.5N) que corresponde a máxima capacidade em reter o Pb, para o tipo de resina utilizado, permitindo assim uma diminuição tanto na quantidade de reagente quanto na de resina.

2.4 - SEPARAÇÃO QUÍMICA

2.4.1 - Generalidades

Essa é a etapa fundamental do procedimento analítico. Nela, isola-se o elemento traço em questão (Pb) dos outros elementos.

A pureza química do elemento separado, mais uma vez se faz imprescindível, de modo a controlar a termoionização, melhorando assim a sua eficiência, e evitar possíveis interferências isobáricas durante as análises isotópicas do Pb no espectrômetro de massa.

Manhes (1982) sugere que a quantidade de elementos interferentes não deve ultrapassar 10^{-14}g.

A introdução de contaminação nesta fase deve ser reduzida ao máximo, sendo necessário para isso um elevado critério de pureza dos reagentes, bem como o estabelecimento de rotinas de controle de contaminação.

2.4.2 - Separação Química do Pb

A separação química do Pb dos elementos maiores presentes em uma rocha é relativamente fácil quando comparada a separação dos outros elementos utilizados na geoquímica isotópica (Sr,Rb,Nd,Sm e outros elementos terras raras) devido as suas propriedades químicas características.

Os métodos analíticos de isolamento são bastante abrangentes, podendo ser utilizados: extração por solvente, co-precipitação, eletrólise e resina de troca iônica.

Atualmente os métodos mais usados são a eletrólise e resina de troca iônica. Nas duas técnicas experimentais enfocadas neste trabalho foram utilizadas resinas de troca iônica.

Esta metodologia atende as necessidades da análise isotópica do Pb, ou seja, apresenta uma boa pureza química, equivalente à obtida pela eletrólise e facilita a eliminacão dos problemas de matriz; possibilita a utilização de uma pequena quantidade tanto de reagentes quanto de resina e permite o isolamento de elementos traços com propriedades químicas similares as do Pb (In,Tl,Zn,Cd,Sb).

A maioria dos métodos de separação química do Pb está fundamentada na complexação do Pb por íons halogênicos (F^-,Cl^-,Br^-,I^-), bem como pela não formação destes mesmos complexos por parte dos elementos maiores e menores presente nas rochas silicatadas (Al,Fe,Mg,Ca,Ba,K,Na), exceto o Fe^{2+} em meio de Cl^-. Desta forma o Pb complexado [$(PbX)^+$; (PbX_2); $(PbX_3)^-$; $(PbX_4)^{2-}$, onde o X = Cl^-, Br^-, I^-] é retido pela resina de troca iônica, enquanto os outros elementos são eluidos sem que haja nenhuma retenção.

Manhes (Figura 04) optou pela utilização do HBr no condicionamento da resina de troca iônica, possibilitando assim o seu uso em matrizes de composições químicas bastante variadas. Neste trabalho ela foi aplicada com sucesso tanto em rochas ácidas (granitos, granulitos e metadacitos) como em básicas (metabasaltos), e em minerais (feldspatos).

As duas grandes vantagens desta metodologia são o elevado rendimento apresentado pelas amostras solubilizadas e a escala reduzida da separação cromatográfica, ou seja, pequena quantidade tanto de reagentes quanto de resina de troca iônica.

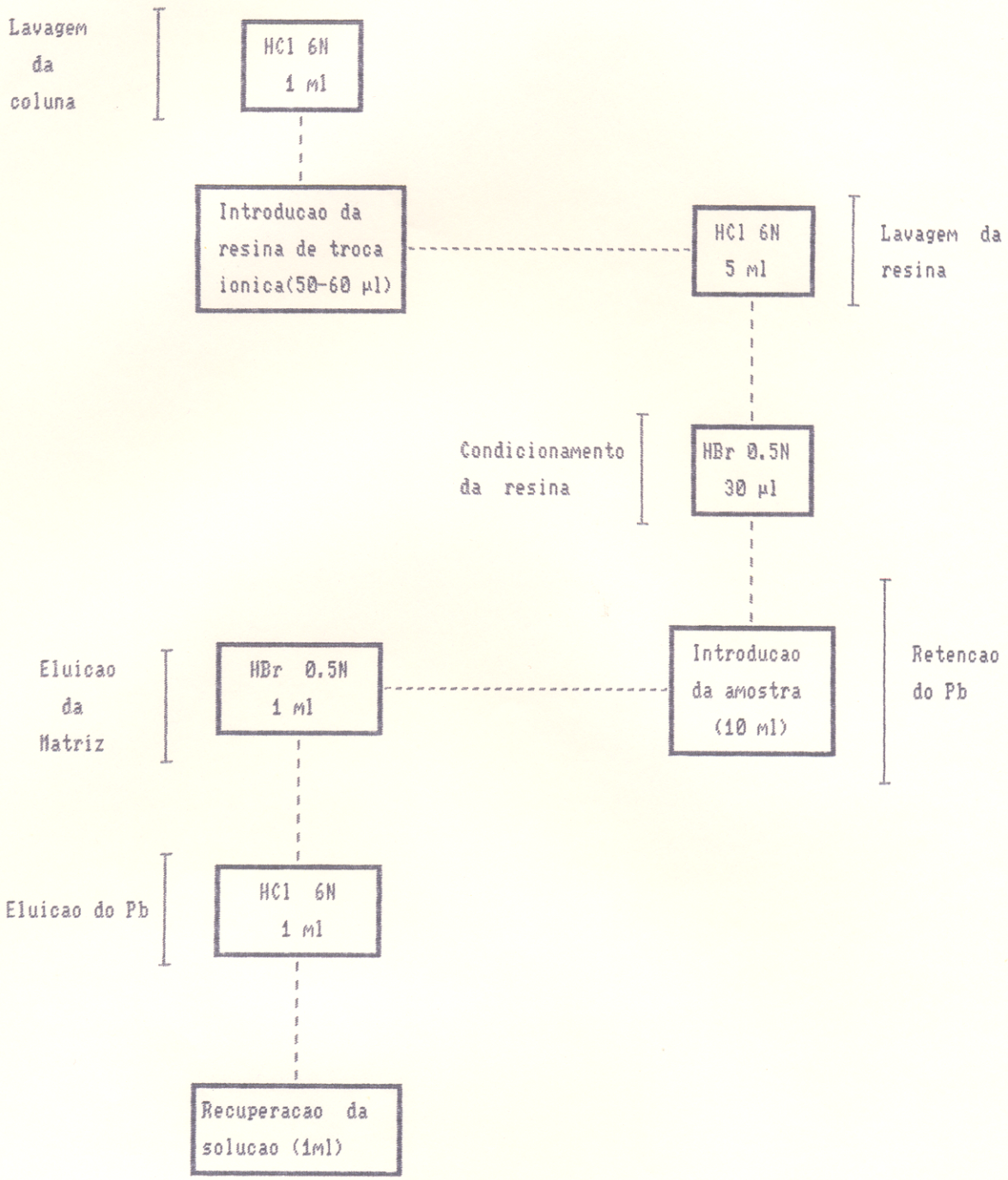


Figura 04 - Separação Química para a metodologia Pb-Pb desenvolvida por Manhes (1982), modificada.

Dessa forma o HBr 0,5N elui os elementos com propriedades químicas similares as do Pb, o qual fica retido na coluna, para em seguida ser eluído pelo HCl 6N, meio no qual é então recuperado.

2.4.3 - Calibração das Colunas de Separação Química

Duas metodologias foram testadas. A metodologia desenvolvida por Krogh (1973) utilizando a resina DOWEX AG 1X8, 200-400 mesh, aniônica de forma iônica Cl^- foi primeiramente tentada.

As colunas utilizadas foram confeccionadas em teflon (politetrafluoretileno). Suas dimensões aproximadas são: 20 mm de altura e 4 mm de diâmetro.

O procedimento de separação química é todo baseado em características de retenção dos líquidos que passam através de resina. A limpeza da coluna de separação química foi feita por meio de lavagens sucessivas com H_2O tridestilada e HCl 6N destilado.

O condicionamento da resina foi feito com HCl 3N. A solução teste utilizada foi a NBS 982, que por ser uma solução padrão cuja concentração é perfeitamente conhecida e calibrada (0.1 ppm), facilitando assim o controle da eficiência da calibracão da coluna, ou seja, a relação entre o Pb introduzido e o Pb recuperado.

A verificação da retenção do Pb foi feita mediante a adição de HCl 3N, o qual teoricamente deveria reter o Pb na coluna, só havendo passagem de outros elementos químicos presentes na solução.

A recuperação do Pb foi feita com a introdução de HCl 6N na resina. O HCl foi introduzido em várias etapas, sendo que em cada etapa havia a recuperação da solução em um béquer específico para uma posterior verificação da quantidade de Pb presente na solução através da espectrometria de absorção atômica.

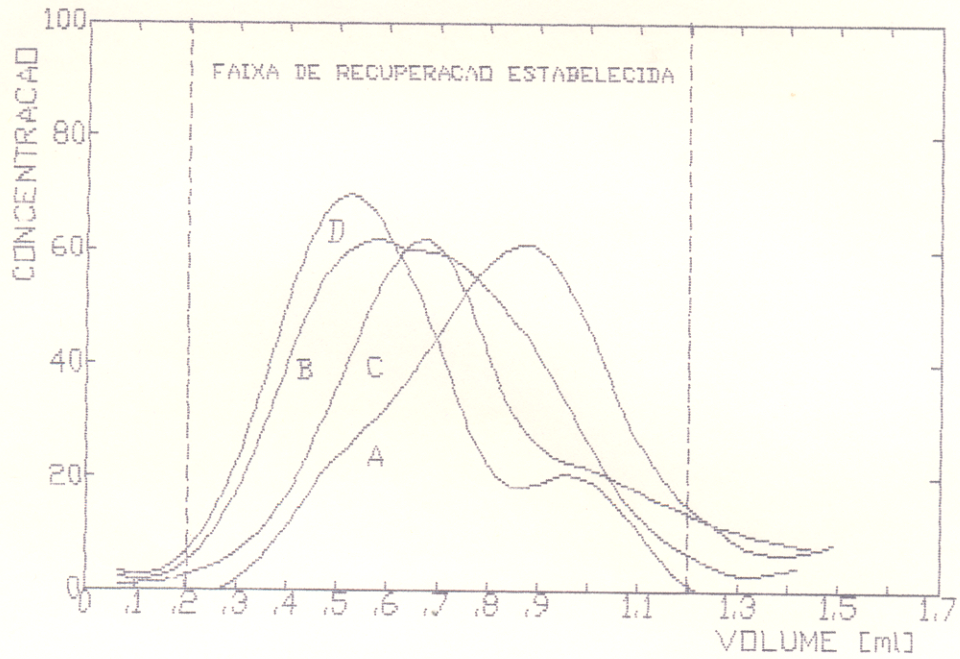
Na primeira tentativa, utilizando 1 ml de HCl 6N (destilado), na faixa adequada, conseguindo-se uma recuperação de cerca de 90% (Figura 05)(Tabela 01). Esse procedimento foi repetido por 3 vezes com um conjunto de 4 colunas (A,B,C,D) e resultados similares foram obtidos. A segunda tentativa foi feita no sentido de melhorar a recuperação, para isto foi usado 2 ml de HCl 6N (destilado), sendo a eficiência equivalente a obtida na tentativa anterior, com o agravante do aumento do gasto de material. Na terceira tentativa a quantidade recuperada foi 0,5 ml de HCl 6N (destilado), no entanto a recuperação do Pb foi inferior à 50%.

A fim de verificar se todo o Pb eluido pelo HCl 6N (destilado) havia sido recuperado na faixa de recuperação estabelecida, foram introduzidos em várias etapas 2ml de H_2O tridestilada na coluna de separação química, após o recolhimento da alíquota que deveria conter o Pb recuperado. Sendo este excedente analisado por absorção atômica, que ratificou a faixa de recuperação estabelecida.

Dessa forma, mediante a realização de múltiplos testes, foi estabelecida uma rotina de recuperação segura e eficiente, onde a quantidade de HCl 6N (destilado) a ser recuperada é de fundamental importância na implantação da metodologia Pb-Pb.

Tabela 01- Dados da curva de calibração.

	REAGENTES	COLUNA A		COLUNA B		COLUNA C		COLUNA D	
		PESO (mg)	CONC. (ppm)	PESO (mg)	CONC. (ppm)	PESO (mg)	CONC. (ppm)	PESO (mg)	CONC. (ppm)
FAIXA DE RECUPERAÇÃO	HCl 3N	150	0	140	.006	145	.003	144	.011
	HCL 6N	202	0	223	.016	278	.000	217	.025
	HCl 6N	150	.063	216	.093	176	.000	209	.140
	HCl 6N	224	.078	216	.116	209	.139	208	.149
	HCl 6N	245	.119	222	.093	191	.091	142	.097
	HCl 6N	225	.072	209	.044	203	.052	248	.043
	HCl 6N	192	.030	154	.019	222	.030	206	.011
	H20	338	.012	338	.005	361	.010	348	0



--> concentração relativa, recalculada para 100%

Figura 05 - Curva de calibração da recuperação de Pb das resinas de troca iônica.

O espectrômetro de absorção atômica utilizado foi o da PERKIN ELMER 400 com forno de grafite HGA 400 e com lâmpada corretora de deutério. A lâmpada de Pb utilizada foi da WESTINGHOUSE com amperagem máxima de 7 mA. Esse aparelho é cerca de cem vezes mais sensível do que a chama, em decorrência do tempo mais elevado de exposição dos átomos no feixe de fotóns. Além disso, ele possibilita o uso de pequenas quantidades de amostras, adequando-se assim às condições experimentais da metodologia.

Foram testadas as duas possibilidades que o aparelho oferece durante a atomização, "Miniflow" (fluxo de Ar reduzido) e "Gas stop" (fluxo de Ar interrompido). Sendo que o módulo "Gas stop" foi o que se mostrou mais adequado durante as análises realizadas. Os parâmetros utilizadas para as leituras das concentrações de Pb foram as seguintes:

V amostra = 25 µl

comp. onda = 283,3 nm

i = 6 mA

fenda = 0,7 mm

TEMPERATURA- 135°C (Cód - 143)

1) SECAGEM

TEMPO - 30 s

TEMPERATURA - 500°C (Cód - 313)

2) DESTRUIÇÃO

TEMPO - 30 s

TEMPERATURA - 2400°C (Cód - 860)

3) ATOMIZAÇÃO

TEMPO - 10 s

TEMPERATURA - 2700°C (Cód - 999)

4) LIMPEZA

TEMPO - 5 s

A metodologia desenvolvida por Manhes (1982) também é baseada em cromatrografia de resinas trocadoras de íons, tendo utilizado o mesmo tipo de resina proposto por Krogh (DOWEX AG 1X8). Manhes entretanto, tinha como meta a miniaturização, objetivando a redução dos níveis de contaminação. Dessa forma as dimensões das colunas de teflon são bastante reduzidas em comparação as utilizadas por Krogh (1973): 3 cm de altura por 2 mm de diâmetro, sendo 2 cm da altura preenchidos pela resina.

Devido as dimensões da coluna, a ação da gravidade não e suficiente para que as soluções e os reagentes atravessem a resina. Dessa forma foi acoplada à coluna de separação química um sistema de vácuo, o qual consiste em uma bomba de vácuo manual conectada por um tubo de plástico a uma pastilha de acrílico, que por sua vez serve como base para o suporte (acrílico) da coluna de separação química. A fim de facilitar a introdução dos reagentes na coluna, foi ajustada na extremidade superior da coluna uma ponteira de plástico (Figura 06).

Foi necessária uma pequena modificação na separação química proposta por Manhes (1982). A lavagem da coluna

inicialmente prevista com HNO_3, neste trabalho foi feita com HCl 6N, devido a este ácido possuir as mesmas características de limpeza e apresentar no laboratório de Belém após destilação, níveis de contaminação em Pb inferiores aos obtidos por Manhes.

O condicionamento da resina foi feito com HBr 0,5N. A solução teste usada foi a mesma da metodologia de Krogh (1973).

A recuperação do Pb foi feita com a introdução de HCl 6N. Foram utilizados 0,8 ml de ácido, sendo 0,5 ml correspondentes a etapa de recuperação normal e 0,3 ml de excesso a fim de verificar a verdadeira faixa de recuperação do Pb.
Não foi possível a análise das soluções por espectrometria de absorção atômica, devido as alíquotas recolhidas apresentarem concentracões de Pb abaixo do limite de detecção do aparelho. Sendo assim optou-se por uma recuperação única de 0,5 ml, que analisada por espectrometria de massa apresentou uma recuperação de cerca de 85% de Pb, para 0,87 µg de Pb introduzido.

2.5 - DEPÓSITO

Entre as etapas de separação química e depósito, deve haver a introdução de 20 µl de H_3PO_4 0,05M, a fim de que haja a aglutinação, na forma de uma microgota, de todo o Pb presente inicialmente na rocha.

A etapa de depósito propriamente dita, tem início com a adição de 9 µl de sílica gel ao béquer que contém a microgota, sendo esta mistura (amostra + H_3PO_4/sílica gel) depositada lentamente em um filamento de Rênio pré-aquecido (1,5A). De modo que a película vítrea de Pb formado seja de boa qualidade.

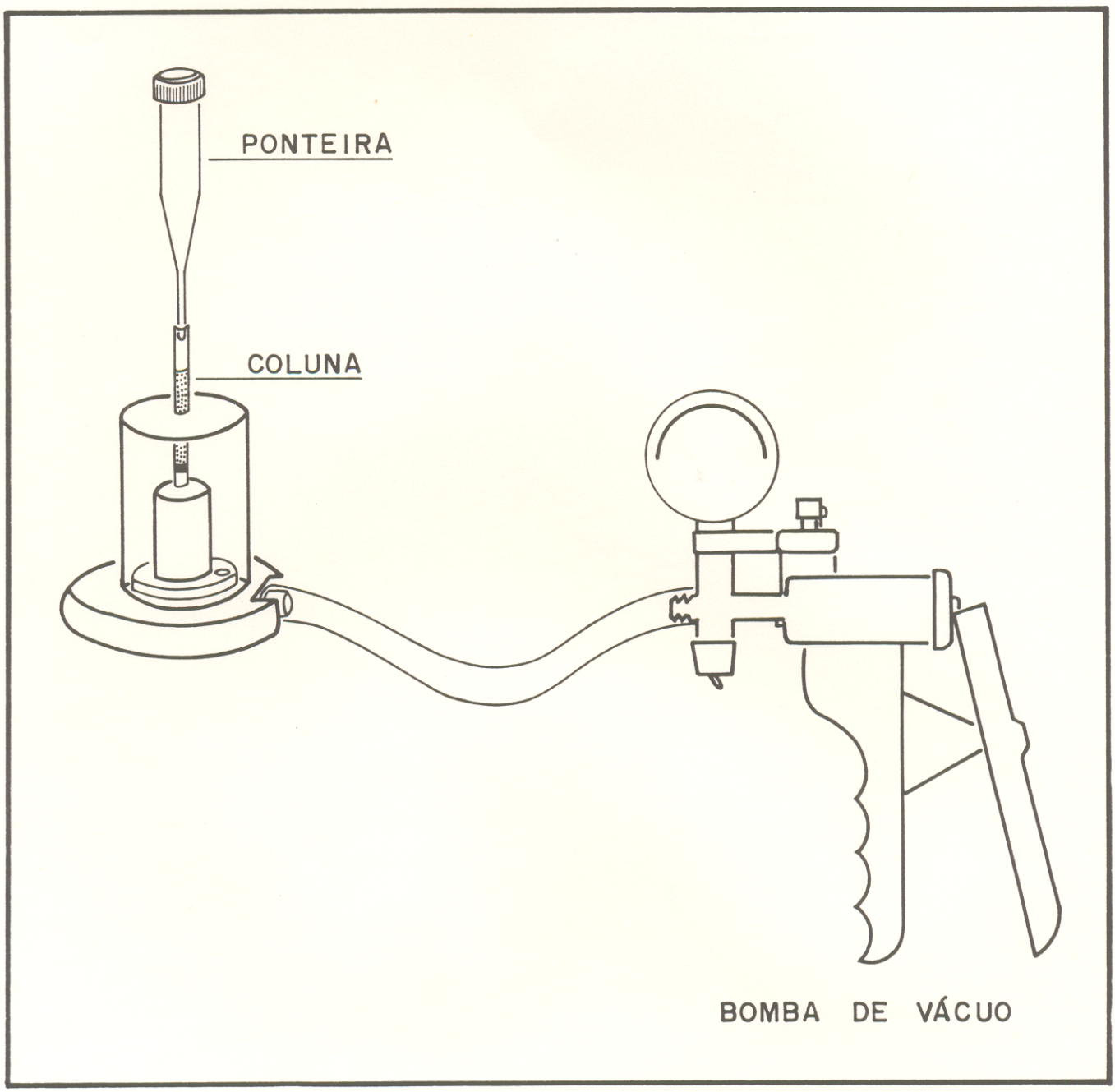


Figura 06 - Esquema de Separação Química.

A fim de garantir a fixação do gel sobre o filamento deve-se aquecer até à secura completa. O controle da evaporação deste gel deve ser feito com muito cuidado de modo que o filamento não seja superaquecido (rubro), causando a oxidação do metal (Re) no contato com o gel, além de acarretar uma perda de Pb. O momentto que marca facilmente o término da evaporação é o aparecimento de vapores brancos de P_2O_5, que ocorre com uma corrente da ordem de 1,8 A.

2.6 - ESTUDO DA CONTAMINAÇÃO

2.6.1 - Generalidades

A metodologia geocronológica Pb-Pb em rocha total é caracterizada pela influência dos níveis de contaminação, que pode ser oriunda de diversas fontes. O Pb é um elemento facilmente disseminado na atmosfera, principalmente no meio urbano. Sendo assim, todos os esforços devem ser direcionados no sentido de minimizar os efeitos dessa contaminação, de modo a que se alcance o pleno sucesso da metodologia.

2.6.2 - Fontes de Contaminação

2.6.2.1 - Contaminação Direta pela Atmosfera

O elevado teor do Pb na atmosfera é proveniente de várias fontes, sendo a principal fonte de emissão deste metal para a atmosfera a combustão automotiva ($Pb(C_2H_5)_4$ - antidetonante), onde os motores eliminam Pb finamente dividido além de resíduos

não queimados de chumbo tetraetila. Considerando um consumo de combustível em torno de 10 Km/l, a emissão de Pb é da ordem de 0.2 à 0.3 mg/Km por veículo (Hall, 1972), destacando que esta emissão é da ordem de 30 vezes superior à quantidade de Pb presente nas amostras analisadas pela metodologia Pb-Pb.

Outras fontes também contribuem para a contaminação em Pb. Entre elas: baterias (PbO_2, PbO)); pigmentos ($PbCO_3$, $PbCrO_4$); agentes bactericidas e anticorrosivos ($Ca_2(PbO_4)$, Pb_3O_4)(Quagliano & Vallarino, 1985).

Sendo assim é essencial que a sala de química seja dotada de sistemas de filtros que evitem o Pb atmosférico (não-radiogênico), de modo a manter a contaminação em níveis aceitáveis para o desenvolvimento da metodologia Pb-Pb (ver item 2.6.3.).

2.6.2.2 - Contaminação pelo Operador

Esta talvez seja a fonte de contaminação mais difícil de controlar, já que ela pode ser tanto aleatória quanto constante. As principais precauções que devem ser tomadas para minimizar este tipo de contaminação são as seguintes: um rigoroso controle da entrada e saída da sala de química e uso de bata exclusiva e sapatos adequados.

Entretanto, no caso particular do LGI da UFPa, este controle é muito difícil de ser efetuado, devido ao laboratório de geocronologia dispor de apenas uma sala de química para atender tanto a metodologia Pb-Pb como a Rb-Sr, implicando numa afluência maior de pessoas à mesma sala; quando o ideal seria uma sala exclusiva para a metodologia isotópica Pb-Pb.

2.6.2.3 - Contaminação pelo Material

O material utilizado deve ser o mais limpo e protegido possível, do contato com a poeira. Em todas as etapas da metodologia (abertura, separação, depósito) a contaminação é de alto risco.

O teflon, composto halogenado com longas cadeias carbônicas ($-CF_2.CF_2.CF_2.CF_2-$), por apresentar uma grande inércia química, além de uma grande resistência à abrasão ácida, é o material mais adequado às condições experimentais. Sendo assim empregados na manufatura dos cadinhos de abertura, béqueres e colunas de separação química.

As ponteiras de polipropileno são separadas durante a lavagem de acordo com o material em que foram utilizadas. As que tiveram contato apenas com ácidos sofrem um processo de limpeza mais brando do que as utilizadas nas amostras reais ou em soluções padrões.

2.6.2.4 - Contaminação pelos Reagentes

Os ácidos minerais, o HF e a água são as fontes potenciais de contaminação durante o trabalho na sala de química, já que são os principais reagentes utilizados nas etapas da metodologia Pb-Pb (abertura : HF (48%) - 5 ml, HBr (8N) - 5 ml, HBr (0,5N) - 11 ml ; separação : HCl (6N) - 5,5 ml, HBr (0,5N) - 5 ml para 500 mg de amostra).

Os ácidos utilizados ainda que de qualidade PA, portanto

específicos para análises laboratoriais, necessitam purificação, visto que contêm um considerável teor de Pb (ver item 2.6.4).

2.6.3 - Sala de Química

A obtenção de um ambiente superlimpo é um dos principais requisitos de um laboratório de geocronologia. Para que essa condição possa ser alcançada, é aconselhável que a sala de química seja dotada de vários mecanismos que a protejam contra a poeira: ante-salas que precedam a sala de química destinadas a colocação do vestuário de trabalho adequado (sapatos, batas), as quais também funcionam como proteção para a entrada de poeira; uma central de ar que garanta um insuflamento de ar filtrado, gerando assim uma pressão positiva que funciona com uma barreira para a entrada de ar impuro; e uma capela com fluxo laminar de ar constante para trabalhos críticos tais como as separações químicas do Pb.

Adotando estas precauções obtem-se normalmente níveis de contaminação aceitáveis que concedam às análises um grau de pureza e reprodutibilidade coerentes com as necessidades da metodologia isotópica Pb-Pb.

2.6.4 - Preparação e Purificação dos Reagentes

Os reagentes químicos têm grande contribuição na contaminação das amostras, obrigando a purificação dos mesmos. A Tabela 02 evidencia a drástica redução do nível de contaminação

após as etapas de destilação: HF (bidestilado) - 10 vezes ; HCl (monodestilado) - 5 vezes; HBr (bidestilado) - ~6 vezes e H_2O (tridestilada) - 10 vezes.

O reagente que mais contribue para a contaminação global é o HCl com cerca de 0,51 ng de Pb.

2.6.4.1 - Água

A água é proveniente da rede de abastecimento da cidade de Belém, a qual passa primeiramente por um filtro e em seguida é armazenada em uma caixa d'água, que por sua vez abastece o laboratório. Na sala de química, esta água é deionizada com subsequente monodestilação (pyrex) para alimentar um bidestilador de quartzo. A água tridestilada é acondicionada em 2 garrafões de polipropileno (9l), dos quais é retirada para uso.

Essa água é basicamente utilizada para o enxagüe do material já limpo, limpeza e acondicionamento das resinas de troca iônica (DOWEX AG 1x8; 200-400 mesh) além da preparação de soluções ácidas diluídas.

2.6.4.2 - Ácidos Minerais Concentrados (HCl, HNO_3 e HBr)

Os reagentes utilizados são de qualidade PA, os quais geralmente apresentam um teor superior a algumas dezenas de ppb de Pb, que podem gerar variações significativas, o que torna obrigatória a purificação dos mesmos.

Tabela 02 - Estudo dos níveis de contaminação dos reagentes.

					1	2
ÁCIDOS	PESO (mg)	TRAÇADOR(mg) NBS-983	208Pb/206Pb (MISTURA)	CONTAMIN. (ppb)	FATOR DE PURIFICAÇÃO	CONTRIBUIÇÃO P/ CONT.GLOBAL(ppb)
HF# 48%	----------	---------	----------	0.36	9.8 | 3.6	0.20 M/K
HF* 48%	560.22	20.25	0.013007 +/- 0.000003	0.10		
HF** 48%	984.74	18.28	0.016182 +/- 0.000009	0.04		
$HClO_4$	746.12	20.61	0.067471 +/- 0.000042	1.30		0.87 K
HNO_3 13N	550.06	20.13	0.046207 +/- 0.000049	1.00	10	0.06 K
HNO_3* 13N	836.14	20.05	0.018940 +/- 0.000004	0.10		
HCl 6N	1134.22	19.37	0.045533 +/- 0.000064	0.5	5	0.51 M/K
HCl* 6N	1004.14	18.40	0.021031 +/- 0.000675	0.1		
H_3PO_4 0.05M	611.83	197.16	0.019525 +/- 0.000005	1.60		5.2×10^{-5} M/K
HBr 8N	3019.99	101.15	0.022174 +/- 0.031865	0.20	5.6 | 4.1	0.06 M
HBr* 8N	1010.42	19.82	0.016539 +/- 0.000005	0.048		
HBr** 8N	3025.35	106.03	0.014834 +/- 0.015629	0.036		
H_2O	1020.83	19.22	0.017209 +/- 0.000045	0.13	10 | 2.5	------- M/K
H_2O*	1020.22	18.98	0.016285 +/- 0.000023	0.04		
H_2O***	2031.33	69.10	0.013994 +/- 0.000009	0.01		

LEGENDA: * - MONODESTILADO; ** - BIDESTILADO; *** - TRIDESTILADO; # - INFERIDO; 1 - NÚMERO DE VEZES MAIS LIMPO APÓS A DESTILAÇÃO; 2 - CONTAMINAÇÃO x VOLUME REAL DE REAGENTE UTILIZADA, M - UTILIZADO NA METODOLOGIA DE KROGH; M - UTILIZADO NA METODOLOGIA DE MANNES.

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA PRESUMIDA (Pb COMUM) :

$$^{206}Pb / ^{204}Pb = 18.7$$

$$^{207}Pb / ^{204}Pb = 15.628$$

$$^{208}Pb / ^{204}Pb = 38.63$$

A purificação é feita em "subboilers" de quartzo, os quais apresentam um sistema de destilação por evaporação sem chegar a ebulição, obtendo dessa forma ácidos com baixos teores de impureza. Os ácidos são estocados em garrafas de Teflon (250 ml), as quais são posteriormente estocados no refrigerador. Exceto o HCl que é destilado a partir de uma solução diluída a 50% (6N), para evitar o despreendimento intenso de fumaça caso seja destilada a solução concentrada (12N), os outros ácidos são destilados a partir das solução concentradas originais.

2.6.4.3 - Ácido Fluridrico (HF)

A solução comercial concentrada (48%) de qualidade PA é destilada duas vezes através de um sistema com 2 garrafas de Teflon (250 ml) interligadas por um tubo sanfonado de Teflon. O mecanismo consiste no aquecimento sem ebulição do ácido contido em uma das garrafas, a qual é envolvida por um cordão aquecedor. O ácido é acondicionado em garrafas de teflon as quais são mantidas no refrigerador, a fim de evitar perdas por evaporação.

2.6.4.4 - Soluções de Ácidos Diluídos (HBr-0,5N e HCl-6N,2N)

Estas soluções são preparadas a partir dos reagentes concentrados-destilados diluidos em água tridestilada. A verificação da concentração das soluções é feita por meio de titulação com NaOH 1N.

2.6.4.5 - Ácido Ortofosfórico (H_3PO_4-0,05M)

Esta solução é produzida a partir do reagente concentrado de qualidade PA e é acondicionada em tubos de ensaio de plástico, os quais são mantidos no refrigerador.

2.6.4.6 - Resina de Troca Iônica (DOWEX 1x8 - 200-400 mesh)

A resina é acondicionada em água tridestilada. A purificação é feita com HF bidestilado e HCl 3N destilado. A lavagem é feita com lavagens sucessivas de HCl 6N destilado (5 ml), sendo o condicionamento químico é feito com 0,25 ml HBr 0,5N destilado, antes da introdução da amostra.

CARACTERÍSTICAS DA RESINA: Tipo de resina - trocadora de ânions fortemente básica, Grupo Funcional $-NMe_3^+$, Forma Iônica - Cl^-, Capacidade total de troca - 1,33 µeq/ml, Faixa de pH - 0-14 (Ohlweiller,1976).

2.6.4.7 - Sílica Gel (1.5 µg/µl)

É produzida a partir da diluição do gel de sílica comercial (Ludox 40% de Si --> d= 1,3 g/ml) em H_2O (tridestilada) na proporção de 3 µl para 10 ml, respectivamente. A concentração da mistura foi elaborada no sentido de respeitar a relação Pb/Si máxima de 10%, estabelecida por Manhes (1982), de modo que se tenha uma quantidade mínima de sílica necessária para assegurar a

qualidade do vidro formado. A mistura é então acondicionada em tubos de ensaio de plástico e estocados no refrigerador.

2.6.4.8 - Filamentos

Filamentos de Rênio (Pf = 3180°C, espessura = 25 µl, largura = 0,8 mm) com grau de pureza de 99,97 %, garantido pelo fabricante H CROSS Co, foram utilizados.

A purificação por zona de fusão consiste no aquecimento de um bastão do elemento, de modo a que se forme uma estreita faixa fundida, em seguida a fonte aquecedora é deslocada de uma extremidade para outra, havendo então a cristalização do metal puro a partir dessa massa fundida. As impurezas são mais solúveis no líquido sendo assim arrastadas até a extremidade do bastão. Para eliminar impurezas, provenientes principalmente do contato manual, mesmo estes filamentos puros requerem degaseificação antes do depósito do Pb. Esta degaseificação é procedida em alto vácuo com pressão da ordem de 10^{-5}-10^{-6} ton e nas seguintes condições : t ~ 1800°C; T = 2h; i = 4A.

2.6.5 - Brancos de Química

O branco de química consiste em estimar a contaminação introduzida durante o procedimento químico habitual. Esse teste pode ser efetuado de várias maneiras: repetindo o procedimento usual sem a presença de amostra, que permite determinar a composição isotópica do Pb de contaminação, ou através de uma

solução que tenha um teor e uma composição isotópica perfeitamente conhecidos do elemento traço em questão (e.g. Sol. padrão NBS-983), segundo o método denominado de diluição isotópica, que permite neste caso determinar a quantidade do Pb de contaminação.

Essa técnica consiste em adicionar à amostra uma alíquota de um "spike" fortemente enriquecido em um dos isótopos do Pb e com concentração perfeitamente conhecida. Através da medida das razões isotópicas da mistura amostra + "spike" e outra sem "spike", é possível determinar o teor de Pb nas amostras.

Tudo isso é válido somente quando há similaridade de condições entre a amostra e o branco. Através da leitura dos brancos de química por espectrometria de massa é possível fazer uma avaliação dos níveis de contaminação nas diversas etapas do procedimento analítico.

A tabela 03 permite uma visualização clara da importância da contribuição dos reagentes para a contaminação global do procedimento analítico.

Em testes realizados com a metodologia desenvolvida por Krogh (1973) a contaminação global foi reduzida da faixa de 120 ng para cerca de 15 ng somente com a bidestilação do HF. Ainda com relação a esta metodologia, constatou-se que o nível de contaminação global do Pb aumenta logo após a limpeza da sala de química, o qual passou de ~1,0 ng para ~86 ng (Tabela 03, análises do 24-05-91), muito provavelmente devido ao Pb presente nas partículas colocadas em suspensão durante a limpeza. Sendo assim é aconselhável manter a capela de fluxo laminar em funcionamento.

Tabela 03 - Estudo da Contaminação (NBS-983).

DATA	PROCEDIMENTO	PESO(g)	208Pb/206Pb	CONTAM.(ng)
Metodologia desenvolvida por Krogh (1973)				
02.04.91	A+S+D (HT)	0.0201	0.4745	114
02.04.91	A+S+D (HT)	0.0205	0.4488	100
02.04.91	A+S+D (HT)	0.0204	0.5593	145
02.04.91	A+S+D (HT)	0.0205	0.4031	119
26.03.91	A+S+D (HF*)	0.0201	0.1513	28
26.03.91	A+S+D (HF*)	0.0205	0.1179	21
06.07.91	A+S+D (HF**)	0.20344	0.0212	15
06.07.91	A+S+D (HF**)	0.20228	0.0218 0.0227	17
06.07.91	A+S+D (HF**)	0.20562	0.0211 0.0213	15
26.04.91	S+D	0.0200	0.0185	0.9
26.04.91	S+D	0.0200	0.0187	1.0
26.04.91	S+D	0.0200	0.0207	1.4
26.04.91	S+D	0.0200	0.0183	0.9
24.05.91	S+D	0.02000	0.3832	86
24.05.91	S+D	0.02054	0.2528	53
Metodologia desenvolvida por Manhes (1982)				
01.09.91	A+S+D (HF**)	0.12236	0.0179	5
01.09.91	A+S+D (HF**)	0.12307	0.0161	2.9
12.09.91	A+S+D (RESINA NAO CONDICION. EM HBr 0.5 N)	0.12256	0.0202 0.0202	7.8
12.09.91	"	0.11075	0.0227 0.0227	9.6
21.01.92	A+S+D (HF**)	0.10121	0.0160	2.3
25.02.92	A+S+D (HF**)	0.20713	0.0176	7.8
27.04.92	A+S+D (HF**)	0.20030	0.0149	2.4
05.05.92	A+S+D (HF**)	0.21514	0.0149	2.67
25.05.92	A+S+D (HF**)	0.20077	0.0164	5.33
22.10.92	A+S+D(HF**,HBr**)	0.21054	0.0189	0.95

A = ABERTURA QUíMICA
S = SEPARAÇÃO QUíMICA
D = DEPóSITO
* = MONODESTILADO
** = BIDESTILADO

Quanto a metodologia desenvolvida por Manhes (1982) nota-se que as precauções devem ser redobradas, já que devido a miniaturização torna-se mais crítica à contaminação acidental e errática.

O uso dessa metodologia tornou possível reduzir a contaminação global do procedimento experimental de 15 ng para uma faixa de 2 à 3 ng de Pb, apesar de também ter registrado até 7 ng de Pb. O último valor de branco indicou um valor de 0,95 ng de Pb para o nível de contaminação global. Dois fatores que provavelmente concorreram para a grande redução desse valor: diminuição do volume de HBr utilizado na abertura (5 ml --> 3 ml) e bidestilação do referido ácido (0,049 ng --> 0,036 ng de Pb).

2.7 - MEDIDAS ISOTÓPICAS

2.7.1 - Introdução

A metodologia Pb-Pb apresenta alto custo tanto para implantação quanto para o desenvolvimento, por envolver espectrometria de massas e laboratório, assim como materiais requeridos para as análises químicas (reagentes,filamento de Re, materiais em teflon ...). Sendo assim, é fundamental a otimização de todas as etapas do procedimento analítico, de modo a viabilizar a metodologia.

A quantidade de amostra necessária para as análises é muito variável, já que a mesma depende da concentração de Pb presente nas amostras. A fim de se obter sinais mais estáveis durante a análise isotópica no espectrômetro de massa e minimizar as pos-

sibilidades de contaminação durante as etapas experimentais, a quantidade ótima de Pb a ser utilizada varia de 0,5 à 2,0 µg (Manhes, 1982).

Foram utilizadas vários tipos de rochas (granitos, granulitos, metabasaltos e metadacitos) nas análises isotópicas do Pb. Com o intuito de determinar a concentração de Pb presente nas amostras, foram feitas análises por espectrometria de absorção atômica.

As amostras do Granito de Mata Surrão (Kz-41, Ky-93A, Ky-74A, Ky-96D, Ky-98E, Ky-107B, Ky-111B, Ky-113C) apresentaram um teor de Pb variando entre 25 e 61 ppm, correspondendo a uma quantidade de Pb mínima de 12,5 µg para 500 mg de amostra; as amostras do Granito Velho Guilherme (EMR-44D, EMR-44F, EMR-44G, EMR-85C, EMR-88B, EMR-89A, EMR-91, EMR-93A, EMR-93C, EMR-94A, EMR-94C) apresentaram um teor de Pb variando entre 31 e 59 ppm de Pb, com uma quantidade mínima de 15,5 µg de Pb para 500 mg de amostra; as amostras do Granulito Cateté (OAR-160B, OAR-161A, OAR-164B, OAR-165, OAR-166C, OAR-167A, OAR-168D, OAR-171, OAR-176A, OAR-177, OAR-179C) apresentaram uma quantidade de Pb entre 30 e 60 ppm, com um mínimo de 15 µg de Pb para 500 mg de amostra (Tabela 04).

Quanto as amostras dos Metabasaltos da Faixa Identidade (Z-9, Z-168, Z-478, ZRM-32A, ZRM-56B, ZRM-57A) não foi possível determinar a concentração do Pb por espectrometria de absorção atômica, provavelmente devido ao Pb se encontrar concentrações inferiorores à 1 ppm. As amostras dos Metadacitos da Faixa Identidade (Z-105, Z-232, Z-381, 173-Z e ID-176) também não apresentaram resultados confiáveis quando analisadas por espectrometria de ab-

Tabela 04 - Concentração (ppm de Pb) das rochas analisadas.

CORPO	AMOSTRA	CONCENTRACAO(ppm)
GRANULITO PIUM (Area de Catete)	OAR-175	32
	OAR-160B	37
	OAR-177	38
	OAR-176A	39
	OAR-179	39
	OAR-161A	40
	OAR-168D	42
	OAR-171B	45
	OAR-167A	46
	OAR-164B	51
	OAR-166	52
	OAR-165	61
GRANITO VELHO GUILHERME	EMR-91	31
	EMR-93A	37
	EMR-88B	45
	EMR-94A	48
	EMR-85C	51
	EMR-89A	51
	EMR-44D	52
	EMR-44G	54
	EMR-94C	54
	EMR-44I	57
	EMR-93C	59
GRANITO MATA SUBRAO	KZ-06	25
	KZ-41	25
	KY-93A	37
	KY-113C	37
	KY-96B	42
	KY-94A	42
	KY-111B	42
	KY-109B	50
	KY-90E	60

sorção atômica devido a experimentação técnica ter sido feita com ácidos de concentração acima da adequada, o que provavelmente causou a não estabilização da leitura das amostras, visto que esses ácidos contêm agentes que interferem na emissão do Pb.

2.7.2 - Termoionização do Pb

O espectrômetro utilizado no desenvolvimento do trabalho foi um VG ISOMASS 54E de fonte sólida com um coletor simples.

As grandes dificuldades das análises isotópicas do Pb são decorrentes do seu elevado potencial de ionização (7,5 eV) e sua alta volatilidade (773°C)(Manhes, 1982).

O método de ionização utilizado neste trabalho foi a termoionização de superfície, no qual uma molécula contendo o elemento em questão (Pb) é dissociada da superfície de um metal refratário (filamento simples de Re) aquecido, fazendo com que o átomo adsorbido seja ionizado. A razão entre o número de íons (n^+) e o número de átomos neutros (n_o) é descrita pela relação de Saha Langmuir : $n^+/n_o = e\ (U - I)/KT$, onde : I = potencial de ionização do elemento; U = função trabalho da superfície metálica; K = cte de Boltzman e T = temperatura absoluta.

A termoionização do Pb por ativação com sílica gel foi introduzida por Akishim et al. (1957) Apud Manhes (1982), essa técnica oferece uma sensibilidade aguçada ($2x10^{-11}A/10^{-6}$ g de Pb) e uma redução de cerca de 10 vezes do fator de discriminação de massa.

2.7.3 - Ativação por Meio de Sílica Gel

Um dos principais fatores limitantes na obtenção de razões isotópicas precisas é o fracionamento. Neste processo os isótopos mais leves (^{204}Pb) são consumidos mais rapidamente que os isótopos mais pesados (^{208}Pb) durante a termoionização.

Várias técnicas são utilizadas visando o controle deste efeito. A ionização por triplo filamento é o método que oferece a melhor precisão, entretanto apresenta como fator limitante, a grande quantidade de amostra (centenas de µg) necessária para uma análise. Outro método utilizado é o "spike" duplo ($^{207}Pb/^{204}Pb$), mas este apresenta a desvantagem de necessitar de 2 análises, uma da composição isotópica da amostra e outra com "spike", além da necessidade de se ter um maior conhecimento preciso do teor de Pb nas amostras, de modo a adequar quantidade de "spike".

A técnica utilizada neste trabalho foi a da ativação por meio de sílica gel em filamento simples de Re, cuja técnica se baseia no controle de evaporação do Pb mediante a difusão do Pb no vidro silicatado formado na superfície do filamento (Re), permitindo que as temperaturas necessárias (1100°C-1400°C) sejam alcançadas sem grande perda de Pb, e a ionização favorecida pela natureza oxidante da nova superfície emissiva.

Dessa forma a evaporação é controlada, fazendo com que a leitura do Pb (sinal) seja mais estável durante um período de tempo mais longo, proporcionando assim o número de blocos e ciclos necessários para se alcançar uma boa precisão estatística das análises isotópicas.

O Pb depositado deve apresentar um nível de pureza o mais alto possível, já que a presença de outros elementos, principalmente metais alcalinos, alcalinos terrosos e Fe, mesmo que em pequenas quantidades, contribuem bastante para a redução da emissão iônica do Pb. Os elementos citados anteriormente apresentam um potencial de ionização próximo ao valor apresentado pelo Pb (7.4 V), são eles : Da (5.2 V); Al (6.0 V); Ca (6.1 V); Mg (7.6 V) e Fe (7.9 V) Manhes (1982).

2.7.4 - Controle do Frecionamento

O fracionamento isotópico, como já foi definido no parágrafo precedente, é a variação das abundâncias isotópicas de uma espécie química durante a leitura no espectrômetro de massa.

Vários são os parâmetros que influenciam o fracionamento: temperatura, tempo de duração das análises no espectrômetro, intensidade do sinal, quantidade de amostra depositada no filamento, gel de sílica, tipo de filamento e técnica de depósito.

A elevada temperatura (>1200°C) necessária para promover a termoionização do Pb, pode também provocar a evaporação deste elemento, quando a análise é feita em filamento simples.

Sendo assim o controle desta evaporação é fundamental, devido ao Pb ser extremamente volátil além de não ser possível corrigir diretamente a discriminação de massa, devido ao Pb possuir apenas um isótopo não radiogênico.

Dessa forma a correção é feita externamente, ou seja, com o auxílio de soluções padrões com composições isotópicas per-

feitamente conhecidas e calibradas, as quais determinam o fator de correção (fator de discriminação de massa), que será aplicado nas medidas isotópicas obtidas para as amostras. A fim de que este fator seja bem determinado é necessário um grande número de análises, de modo a que se possa estabelecer um valor estatisticamente representativo para o fator de discriminação de massa. Através do diagrama discriminação X contaminação ($^{206}Pb/^{204}Pb$ X $^{208}Pb/^{206}Pb$) (Figura 07), é possível determinar separadamente a poluição e o fracionamento das amostras mediante o uso de soluções padrões (NBS 982) de composição isotópica definida.

As retas de discriminação: $(^{208}Pb/^{206}Pb)_{nova} = (^{208}Pb/^{206}Pb)_{982} \times [100 - 2x(\%\ disc.)]/100$; $(^{206}Pb/^{204}Pb)_{nova} = (^{206}Pb/^{204}Pb)_{982} \times [100 - 2x(\%\ disc.)]/100$) e de contaminação:($(^{208}Pb/^{206}Pb)_{nova} = (^{208}Pb/^{206}Pb)_{982} \times [100 - \%\ contam.)]/100 + (^{208}Pb/^{206}Pb)_{comum} \times \%\ contam.$; $(^{206}Pb/^{204}Pb)_{nova} = (^{206}Pb/^{204}Pb)_{982} \times [100 - \%\ contam.)]/100 + (^{206}Pb/^{204}Pb)_{comum} \times \%\ contam.$) permitem uma primeira aproximação do fator de discriminação de massa. Para cada aproximação determina-se uma média das razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{206}Pb$ obtidas no bloco e a partir destas médias calcula-se uma média global, a qual é a discriminação total.

As soluções padrões utilizadas foram : NBS 981 e NBS 982, as quais são bastante sensíveis a variação das razões isotópicas em função da discriminação de massa e pouco sensíveis à contaminação.

Para este estudo foram realizadas 2 análises da sol. NBS-981 10 ppm(200-500 ng de Pb) e 27 análises da sol. NBS-982 ~1

ppm(200-1000 ng de Pb). A sol. NBS-982 foi mais utilizada por discriminar melhor as variações ligadas ao fracionamento decorrente da contaminação.

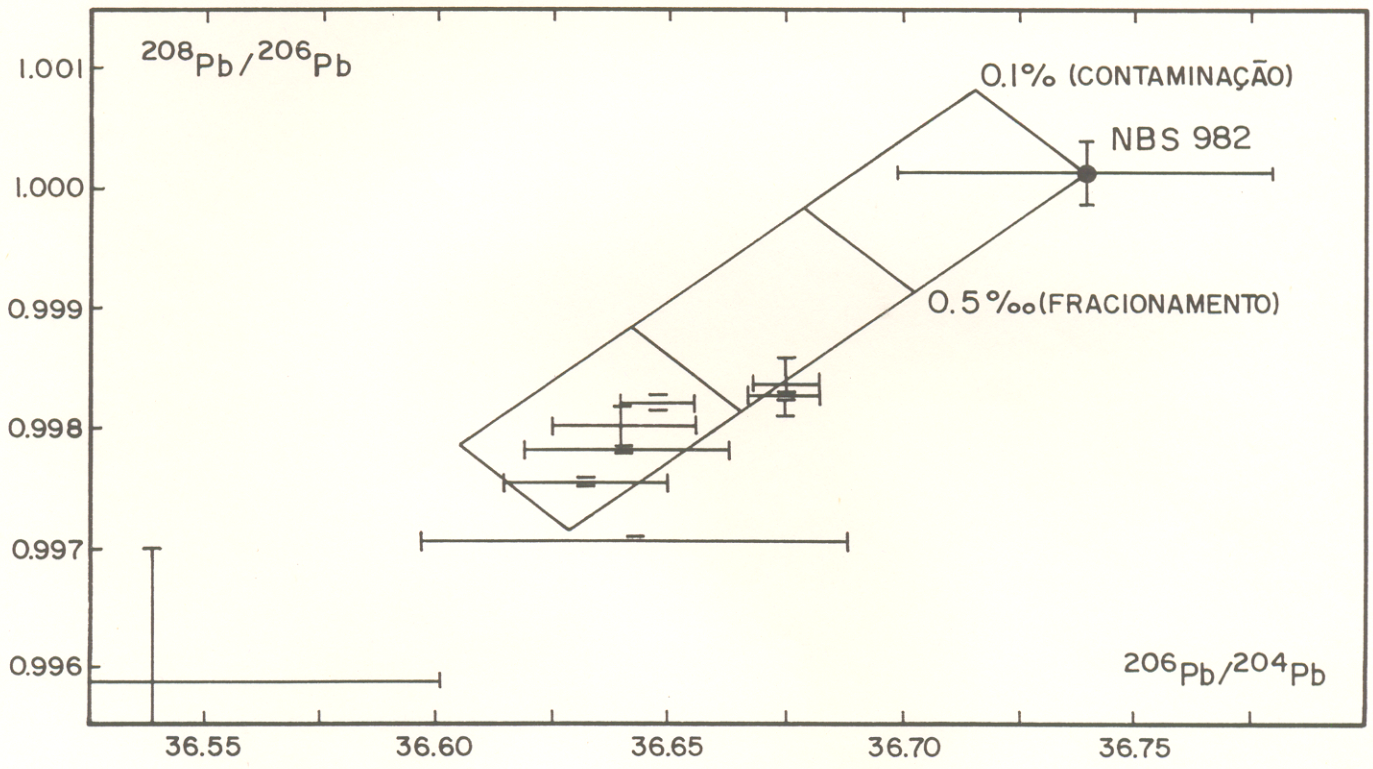
Na Tabela 05 estão detalhadas as médias sobre o fracionamento de massa do Pb das soluções padrões analisadas de uma amostra para outra. Esta tabela evidencia também a influência da rotina de análises na espectrometria de massas, já que os resultados obtidas em 1990, onde a mesma ainda não havia sido totalmente estabelecida, não apresentaram o mesmo grau de confiabilidade dos resultados de 1991 e 1992.

Os resultados apresentaram uma variação relativamente grande do fator de discriminação de massa, no entanto o valor médio de 0,015 ± 0,003 % pode ser considerado como representativo dos dados obtidos até o presente momento.

2.7.5 - Interferentes

Durante as medidas isotópicas do Pb no espectrômetro de massa foi possível detectar a presença bastante significativa de massas intermediárias (203 e 205) as do Pb, as quais se reduzem drasticamente com a sucessão dos blocos de análise. Não haveria problema caso essa interferência se restringisse a essas massas intermediárias, no entanto caso as massas 204, 206, 207 e 208 sejam afetadas isobaricamente haverá modificações nas razões isotópicas reais, fazendo com que os dados obtidos sejam totalmente equivocados.

A causa mais provável das pertubações nas leituras é a



--->₁ Cada ponto corresponde a uma média de 10 ciclos de análise.

--->₂ A reta de fracionamento foi graduada de 0,05 % em 0,05 %.

Figura 07 - Diagrama Fracionamento X Contaminação ($^{206}Pb/^{204}Pb$ X $^{208}Pb/^{206}Pb$) (Sol. NBS-982).

Tabela 05 - Estudos sobre Fracionamento com soluções padrões NBS-981 e NBS-982. (continua)

Pb (ng)	PROCED. QUíM.	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	207Pb/206Pb	FRACIONAMENTO	DATA
			NBS-981				
200	DEPóSITO	16.9413	15.4819	36.6242	0.9138	0.001210 +/- 0.000265	03.03.91
500	"	16.9517	15.5040	36.6036	0.9143	0.000438 +/- 0.000276	03.03.91
			NBS-982				
16	DEPóSITO	30.6159	17.2359	36.6186	0.4463	0.005383 +/- 0.009838	10.02.90
26	"	36.5801	17.1000	36.6043	0.4675	0.000501 +/- 0.003500	10.02.90
32	"	36.0213	17.1222	36.6305	0.4651	0.001202 +/- 0.000478	10.02.90
40	"	36.6078	17.1007	36.6037	0.4673	0.000897 +/- 0.000528	10.02.90
50	"	36.5709 36.5997	17.0094 17.1095	36.5558 36.6044	0.4673 0.4674	0.000859 +/- 0.000504 0.000202 +/- 0.000561	10.02.90
57	"	36.5866	17.0987	36.5900	0.4674	0.000487 +/- 0.000401	10.02.90
102	"	36.2538	17.0640	36.5872	0.4706	-0.001912 +/- 0.001521	12.02.90
102	"	26.4052	16.2407	36.2017	0.6167	-0.015088 +/- 0.026955	12.02.90
30	"	36.4554	17.1284	36.6476	0.4695	-0.000511 +/- 0.004204	12.02.90
100	"	36.5497 36.5610	17.0839 17.0994	36.5530 36.5964	0.4675 0.4676	0.001397 +/- 0.000054	21.02.91
200	"	36.6057	17.1272	36.5972	0.4668	0.000911 +/- 0.000286	03.03.91
500	"	36.6948	17.1297	36.5998	0.4668	0.000790 +/- 0.000273	03.03.91
850	"	36.6081	17.1238	36.5804	0.4668	0.000953 +/- 0.000298	03.03.91
1000	"	36.6077	17.1241	36.5853	0.4668	0.001014 +/- 0.000277	03.03.91
900	"	--------	---------	----------	0.4669	0.000009 +/- 0.00094	02.09.91
400	"	36.5997	17.0901	36.5399	0.4669	0.001307 +/- 0.000055	11.09.91
400	"	36.5763	17.0762	36.5161	0.4669	0.001648 +/- 0.000028	11.09.91
200	"	36.5091	17.0013	36.5275	0.4669	0.001550 +/- 0.000041	11.09.91
100	"	36.5473	17.0753	36.5222	0.4672	0.001582 +/- 0.000049	11.09.91

Tabela 05 - Estudos sobre o Fracionamento com soluções padrões NBS-981 e NBS-982.

(conclusão)

Pb (ng)	PROCED.QUíM.	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	207Pb/206Pb	FRACIONAMENTO	DATA
			NBS-982				
224	DEPÓSITO	36.6260 36.7820	17.0851 17.1605	36.5256 36.9798	0.4067 0.4665	0.001509 +/- 0.000053 0.000388 +/- 0.000216	16.12.91
246	"	36.5754 36.7093	17.0591 17.1400	36.4650 36.4671	0.4665 0.4671	0.001914 +/- 0.000019 0.001716 +/- 0.000032	30.12.91
500	"	36.7047	17.1479	36.7124	0.4673	0.001948 +/- 0.000091	07.01.92
1000	"	36.6963	17.1095	36.5009	0.4662	0.000155 +/- 0.000012	16.03.92
1000	"	36.7350	17.1698	36.7740	0.4674	0.001320 +/- 0.000030	01.04.92
1000	"	36.7013	17.1547	36.7268	0.4674	0.001535 +/- 0.000006	03.04.92
1000	"	36.7865	17.1989	36.9269	0.4679	0.000606 +/- 0.002160	27.04.92
1000	"	36.6534	17.1005	36.5023	0.4666	0.001218 +/- 0.000013	11.05.92

presença de um elemento químico, na forma de óxido ou fosfato mais volátil que o Pb, tornando-se necessária a exclusão dos primeiros blocos de dados obtidos com detetor Faraday para garantir maior confiabilidade dos resultados.

2.7.6 - Sensibilidade do Espectrômetro de Massa

A determinação da sensibilidade do espectrômetro de massa, bem como a avaliação da precisão analítica das leituras isotópicas, foram realizadas através de análises com soluções padrões NBS-981 e NBS-982 e também através de análises em duplicata, das amostras reais analisadas.

No caso das soluções padrões foram utlizados em cada depósito valores de 200 à 1000 ng de Pb em cada depósito. Essas quantidades são bastante inferiores aos valores normalmente presente nas amostras das rochas analisadas (vários microgramas).

Através dessas análises foi possível obter um sinal estável e intenso de modo a se conseguir uma boa precisão sobre as composições isotópicas medidas. Dessa forma foi estabelecida a rotina de análises : seqüências dos isótopos lidos em cada ciclo; número de ciclos; número de blocos; tempo de análise; temperatura de análise e intensidade do sinal das leituras.

A seqüência de isótopos foi estabelecida em função da massa mais abundante, ou seja, nas amostras reais e nas soluções NBS 982 e NBS 981: 208, 202,5, 202,5, 204, 207, 206. A massa 202.5 onde há a menor probabilidade de ter uma massa real, representa o ruído de fundo do aparelho.

A rotina estabelecida inclui duas leituras da massa 202,5, a primeira constitue apenas um intervalo de tempo sem leitura, com o objetivo de eliminar o efeito de memória produzido pela massa 208 (muito intensa) sobre o valor de fundo (202,5); a segunda é uma leitura comum, cujo valor obtido é descontado das outras massas analisadas. Este efeito deve ser meticulosamente controlado, pois pode promover variações nas razões isotópicas, bastante superiores às produzidas pelo fracionamento.

No caso específico deste trabalho o efeito de memória foi o grande fator responsável pela não reprodutibilidade das análises, visto que pertubou a determinação das razões isotópicas. A elevada umidade na região amazônica afetou o amplificador do detetor Faraday do espectrômetro de massa, o qual não é isolado por vácuo.

A ilustração deste problema pode ser vista na Tabela 06 e na Figura 08, as quais evidenciam a variação de até 2 % nos valores obtidos para as mesmas amostras do Granito Velho Guilherme, antes e depois do controle do efeito de memória, as amostras se agruparam em dois conjuntos dispostos paralelamente em 2 retas isocrônicas. Apesar de não afetar significativamente o valor da idade obtida , tal comportamento inviabiliza qualquer interpretação do valor da razão $^{238}U/^{204}Pb$ (μ) calculado a partir da reta.

Dessa forma, com a introdução de mais uma massa representativa do ruído de fundo (202,5) e pela utilização de sílica (saquinhos) a fim de reduzir os efeitos da umidade no detetor Faraday, foi possível eliminar o efeito de memória.

A intensidade iônica para cada massa é realizada com tempo de in-

tegração de 5 segundos, após 10 ciclos as intensidades são interpoladas obtendo-se as razões isotópicas. O tempo médio de análise para cada amostra é de 80 minutos. Este tempo corresponde à realização de um conjunto de 14 blocos com 10 ciclos cada, representando um total de 140 medidas isotópicas com detetor Faraday, o que permite rejeitar alguns blocos ruins (instáveis), sem comprometimento estatístico das análises.

Um número superior a esse não é necessário, já que o erro não diminue o suficiente de modo a compensar um tempo maior de análise.

As quantidades elevadas de Pb presente nos filamentos, na maioria das amostras analisadas, permitem obter sem dificuldades sinais de 1 à 5 volts de intensidade, durante vários blocos. Nestas condições, os erros dentro do limite de confiança de ± 67 % (um sigma), ficam em torno de ± 0,06 % para as razões $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{206}Pb/^{204}Pb$ e inferior à ± 0,01 % para a razão $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Esses valores correspondem aos erros sem correção da discriminação de massa; quando corrigida a discriminação de massa, os erros passam a ser de 0,10 %, 0,12 % e 0,15 %, respectivamente para as razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$. O grande aumento no valor dos erros esta relacionado ao fato do fator de discriminação de massa não ser determinado com precisão (0,015 ± 0,003 uma).

A tabela 7 mostra a reprodutibilidade das análises isotópicas, através da duplicata de amostras reais. Os resultados apresentados evidenciam que de modo geral a diferença de uma análise para a outra ficam dentro dos erros analíticos estabelecidos

Tabela 06 - Efeito de memória na espectrometria de massas.

	GRANITO VELHO GUILHERME					
AMOSTRAS	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	207Pb/206Pb	SEQ.	DATA
EMR-91	26.7706	17.1397	42.9236	0.6402	A	02.92
	26.3856	16.9042	42.2039	0.6413	B	03.92
EMR-93A	28.1857	17.2986	43.6081	0.6137	A	02.92
	27.7388	16.9555	42.8799	0.6109	B	03.92
EMR-94C	31.4358	17.6592	45.0178	0.5617	A	02.92
	30.9396	17.1335	44.2978	0.5596	B	03.92
EMR-89A	31.8196	17.7095	47.0412	0.5588	A	02.92
	31.5288	17.4135	46.2153	0.5523	B	03.92
EMR-94A	32.1687	17.7939	46.1721	0.5532	A	02.92
	31.7541	17.4494	45.3937	0.5495	B	03.92
EMR-93C	32.6938	17.7938	46.4287	0.5443	A	02.92
	32.3239	17.5069	45.7046	0.5416	B	03.92
EMR-88B	37.1233	18.3569	50.2286	0.4946	A	02.92
	36.1365	17.9688	49.0781	0.4973	B	03.92
EMR-85C	38.2295	18.4395	50.0328	0.4824	A	02.92
	37.4058	18.0072	49.0681	0.4825	B	03.92

Seqüência A: 208-202.5-204-207-206
Seqüência B: 208-202,5-202,5-204-207-206

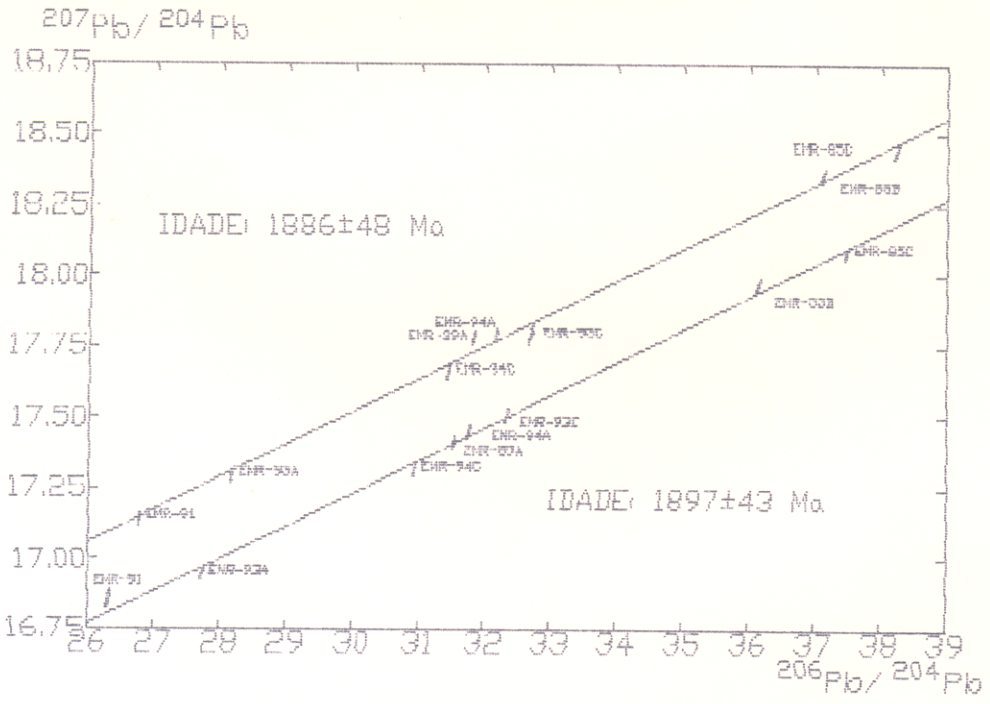


Figura 08 - Dupla isócrona de Efeito de memória.

Tabela 07 - Reprodutibilidade das análises isotópicas.

	ANÁLISES EM DUPLICATA	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	DATA
GRANITO VELHO GUILHERME	EMB-91	26.306	16.984	42.204	03.92
		26.302	16.835	42.144	04.92
GRANULITO PIUM(área de Cateté)	OAR-171B	24.603	17.464	38.557	03.92
		24.660	17.455	38.603	04.92
METABASALTOS DA FAIXA IDENTIDADE	ZBM-57A	15.854	15.436	35.424	03.92
		15.865	15.453	35.464	03.92
		15.874	15.444	35.457	04.92
METADACITOS DA FAIXA IDENTIDADE	Z-105C	17.147	15.485	34.913	04.92
		17.140	15.504	35.110	09.92

* Os erros analíticos estabelecidos foram 0,10 %, 0,12 % e 0,15 %, para as razões $^{204}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$, respectivamente.

(0,10 %, 0,12 % e 0,15 %), atestando assim uma boa reprodutibilidade analítica. A única análise que não foi muito reprodutível foi a leitura da razão $^{207}Pb/^{204}Pb$ da amostra EMR-41 cuja variação entre as duas análises é da ordem de 0,4 %, portanto bastante superior aos 0,12 %.

3 - APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

A metodologia geocronológica Pb-Pb foi utilizada neste trabalho de forma a abranger uma grande gama de rochas, sendo assim foram datados granitos, granulitos, metabasaltos e metadacitos, além de minerais separados (feldspatos).

3.1 - PRINCÍPIOS DO MÉTODO

O Pb é um metal do grupo do carbono (IVB) que apresenta como características: r_A = 1,75 A; Z = 82; eletronegatividade = 1,8; valência = 2^+, 4^+, nº de coordenação = IV, VI e uma abundância na crosta terrestre de 16 ppm, em média, sendo o elemento pesado (nº atômico superior a 60) mais abundante.

Vários fatores contribuem para esta relativa abundância, entre eles a composição mineralógica. A média da concentração de Pb em algumas rochas ígneas e metamórficas é a seguinte: rochas ultramáficas = 0,3-0,9 ppm; rochas máficas = 6-8 ppm; basaltos = 3-5 ppm; rochas intermediárias = 15-20 ppm; rochas félsicas = 20-35 ppm; rochas graníticas = 20-60 ppm; granulitos = 20-40 ppm; gnaisses graníticos = 20-30 ppm (Krauskopf,1985; Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences,1972; Faure,1986).

O Pb ocorre em pequenas quantidades na grande maioria dos minerais, sendo a galena (PbS) o seu mineral mais importante, existem também minerais secundários significativos: Anglesita($PbSO_4$), Cerusita ($PbCO_3$) e Piromorfita ($Pb_5Cl(PO_4)_3$).

O Pb apresenta 4 isótopos naturais , cujas abundâncias

são : ^{204}Pb = 1,35 %, ^{206}Pb = 25,28 %, ^{207}Pb = 21,13 % e ^{208}Pb = 52,23 % (Stacey & Kramers, 1975), sendo que esses valores podem variar conforme o decorrer do tempo ou do tipo de rochas (depende das razões U/Pb e Th/Pb). Tres destes são radiogênicos, originam-se do decaimento radioativo do urânio e do tório.

Os nuclídeos instáveis (isótopos radioativos) decaem espontaneamente para estados de menor energia (isótopos radiogênicos) em busca da estabilidade, mediante a emissão de partículas ou energia radioativa.

Cada isótopo radioativo possui um tempo especifico para se transformar em outro isótopo, esse tempo é denominado de meia vida ($t^{½}$), o qual é relacionado com a sua constante de desintegração (lbd), que representa a probabilidade de desintegração, ou seja, a proporção de átomos radioativos existentes que vão se desintegrar em uma unidade de tempo.

$$^{238}U \longrightarrow {}^{206}Pb + 8He + 6\beta^{-} + Q \quad (Q = 0{,}71 \text{ cal/g.ano})$$

$$^{235}U \longrightarrow {}^{207}Pb + 7He + 4\beta^{-} + Q \quad (Q = 4{,}3 \text{ cal/g.ano})$$

$$^{232}Th \longrightarrow {}^{208}Pb + 6He + 4\beta^{-} + Q \quad (Q = 0{,}20 \text{ cal/g.ano})$$

O ^{204}Pb é radioativo, entretanto devido a sua meia vida ser extremamente elevada ($t^{½}$ = $1{,}4 \times 10^{17}$ anos - Holden & Walker, 1972 apud Faure, 1977) ele é considerado estável, sendo então usado como isótopo de referência, já que a sua abundância é considerada inalterada desde a formação da Terra.

A evolução da composição isotópica do Pb presente em

minerais que contém U e Th pode ser expressa na forma de 3 equações :

$$I - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb = ({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)i + {}^{238}U/{}^{204}Pb(e^{lbd8t} - 1)$$

$$II - {}^{207}Pb/{}^{204}Pb = ({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)i + {}^{235}U/{}^{204}Pb(e^{lbd5t} - 1)$$

$$III - {}^{208}Pb/{}^{204}Pb = ({}^{208}Pb/{}^{204}Pb)i + {}^{232}Th/{}^{204}Pb(e^{lbd2t} - 1)$$

Onde as razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ representam as razões isotópicas do Pb presente no mineral hoje; as razões $(^{206}Pb/^{204}Pb)i$, $(^{207}Pb/^{204}Pb)i$, $(^{208}Pb/^{204}Pb)i$ representam as razões isotópicas iniciais do Pb incorporado ao mineral durante a cristalização; as razões $^{238}U/^{204}Pb(e^{lbd8t} - 1)$, $^{235}U/^{204}Pb(e^{lbd5t} - 1)$, $^{232}Th/^{204}Pb(e^{lbd2t} - 1)$ representam a quantidade de Pb radiogênico produzido pela desintegração do U e Th; o t é o tempo decorrido desde o fechamento do mineral para U, Th, Pb e todos os isótopos filhos intermediários; lbd é a constante de decaimento; as constantes lbd8, lbd5, lbd2 (lbd8 = $0{,}155125 \times 10^{-9} anos^{-1}$, lbd5 = $0{,}98485 \times 10^{-9} anos^{-1}$, lbd2 = $0{,}049475 \times 10^{-9} anos^{-1}$ (Steiger & Jäger,1977) representam as constantes de decaimento do ^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th, respectivamente.

As razões isotópicas iniciais são desconhecidas, mas as razões atuais podem ser medidas. Aliás são as razões isotópicas atuais de um conjunto de amostras cogenéticas que, quando colocados no diagrama $^{206}Pb/^{204}Pb$ X $^{207}Pb/^{204}Pb$ permitem definir um alinhamento, cuja inclinação corresponde à razão isotópica radiogênica determinada mediante a divisão da equação II pela I:

$$(^{207}Pb/^{204}Pb)^* = {}^{235}U/{}^{238}U\ (e^{lbd8t} - 1)/(e^{lbd8t} - 1)$$

A razão $^{238}U/^{235}U$ no inicio da formação da Terra era de 3,136, atualmente esta razão é uma constante admitida em 137,88 (entretanto em Oklo-Gabão esse valor não é observado).

A razão isotópica radiogênica ($^{207}Pb/^{206}Pb$)* corresponde a inclinação da reta, e é relacionada com a idade da rocha analisada.

Outro diagrama muito utilizado é o $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$, através do qual é possível relacionar o comportamento do Th com o do U e determinar a razão Th/U.

A composição isotópica do Pb primordial, inicialmente presente no momento da formação da Terra, foi estabelecida por Tatsumoto et al. (1973) a partir de análises do Pb presente na troilita (meteorito ferrífero) de Cãnyon Diablo (USA).

Os valores encontrados foram:

$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 9,307

$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 10,294

$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 24,476

A idade da Terra ainda não esta precisamente definida, a maioria dos trabalhos indica valores na faixa de 4,56 - 4,57 Ga, entretanto idades em torno de 4,45 - 4,49 Ga são encontradas na literatura.

A desintegração dos isótopos de urânio ocorre com diferentes velocidades devido às diferentes meias vidas (^{235}U t½ = 703 Ma, ^{238}U t½ = 4,48 Ga). O ^{235}U teve sua abundância mais afetada com o passar do tempo, sendo atualmente reduzida para aproximadamente 0.720 % do valor original.

Através da razão $^{238}U/^{204}Pb$, denominada de μ, é possível inferir a origem dos magmas, devido a esta razão apresentar valores relativamente definidos nos diferentes níveis de litosfera. Para a evolução do Pb na Terra existem vários modelos, os serão abordados a seguir.

O modelo de Estágio Simples desenvolvido por Holmes-Houtermans, (1946 Apud Faure,1986) se baseia no princípio de que a Terra tenha evoluido como um sistema fechado em relação ao geocronômetro Pb-Pb, ou seja, que todo Pb comum atual é resultante de misturas de Pb radiogênico, formado em regiões com diferentes valores de μ. Oversby (1974, Apud Moorbath & Taylor, 1980) elaborou uma escala na qual : $7,5<\mu>8,2$ indica evolução no Manto Superior; $8,2<\mu>12$ indica evolução na Crosta Superior enquanto $\mu<7,5$ indicaria evolução na Crosta Inferior.

O modelo de 2 Estágios desenvolvido por Stacey & Kramers (1975) postula que o valor médio do Pb terrestre seja decorrente de uma evolução em 2 estágios distintos. A referência deste modelo, para os valores do Pb inicial é a composição isotópica do Pb da Troilita de Cãnyon Diablo, que infere à Terra uma idade de 4.57 Ga. O modelo foi construido admitindo-se que a média das razões $^{238}U/^{204}Pb$ e $^{232}Th/^{204}Pb$ no primeiro estágio teria sido de 7,19 e 32,11, respectivamente. Dessa forma teria ocorrido a evolução isotópica desde a formação da Terra, até que à aproximadamente 3,7 Ga atrás houve um processo de diferenciação que deu origem as condições para o segundo estágio, com novas razões médias de $^{238}U/^{204}Pb = 9,74$ e $^{232}Th/^{204}Pb = 37,19$ nas porções da Terra que tomaram parte dos eventos de mistura que originaram o Pb médio terrestre.

Os modelos de Múltiplos Estágios sugerem que o Pb deve ter sido associado à vários sistemas com diferentes razões U/Pb e Th/Pb com tempos de residência bastante distintos.

Doe & Zartman (1979, Apud Zartman & Doe, 1981)

introduziram o modelo da Plumbotectonica a fim de explicar a variação das composições médias dos diferentes reservatórios geoquímicos da Terra (Manto, Crosta Inferior, Crosta Superior). Verificando que as diferenças isotópicas dos reservatórios eram provenientes do fracionamento químico e o decaimento radioativo, durante os períodos de isolamento, definiram um domínio suplementar, denominado domínio orogênico. Esse domínio corresponde à uma mistura desses diferentes reservatórios, devido a ação de processos dinâmicos atuantes nos mesmos.

As principais vantagens da metodologia Pb-Pb são as seguintes: 1) os resultados geocronológicos dependem somente das razões isotópicas do Pb, devido a utilização simultânea dos 2 geocronômetros, ^{235}U-^{207}Pb e ^{238}U-^{206}Pb; 2) os efeitos do intemperismo são bastantes reduzidos no cronômetro Pb-Pb, ao contrário de outros sistemas, como por exemplo o U-Pb, onde os isótopos pais e filhos (^{238}U-^{206}Pb;^{235}U-^{207}Pb) são afetados simultaneamente pelas mudanças geoquímicas, além disso os fenômenos intempéricos por serem geralmente recentes não afetam de maneira significativa as razões isotópicas do Pb.

Por outro lado, a principal restrição ao uso da metodologia Pb-Pb é quanto a idade das rochas a serem analisadas. Este método só pode ser aplicado em rochas antigas, devido a quase totalidade do ^{235}U ter se desintegrado no Pré-cambriano, de forma que nos tempos recentes a desintegração desse isótopo não produz uma quantidade de isótopo radiogênico modifique significativamente a razão $^{207}Pb/^{204}Pb$, impedindo a obtenção de isócronas bem definidas.

3.2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

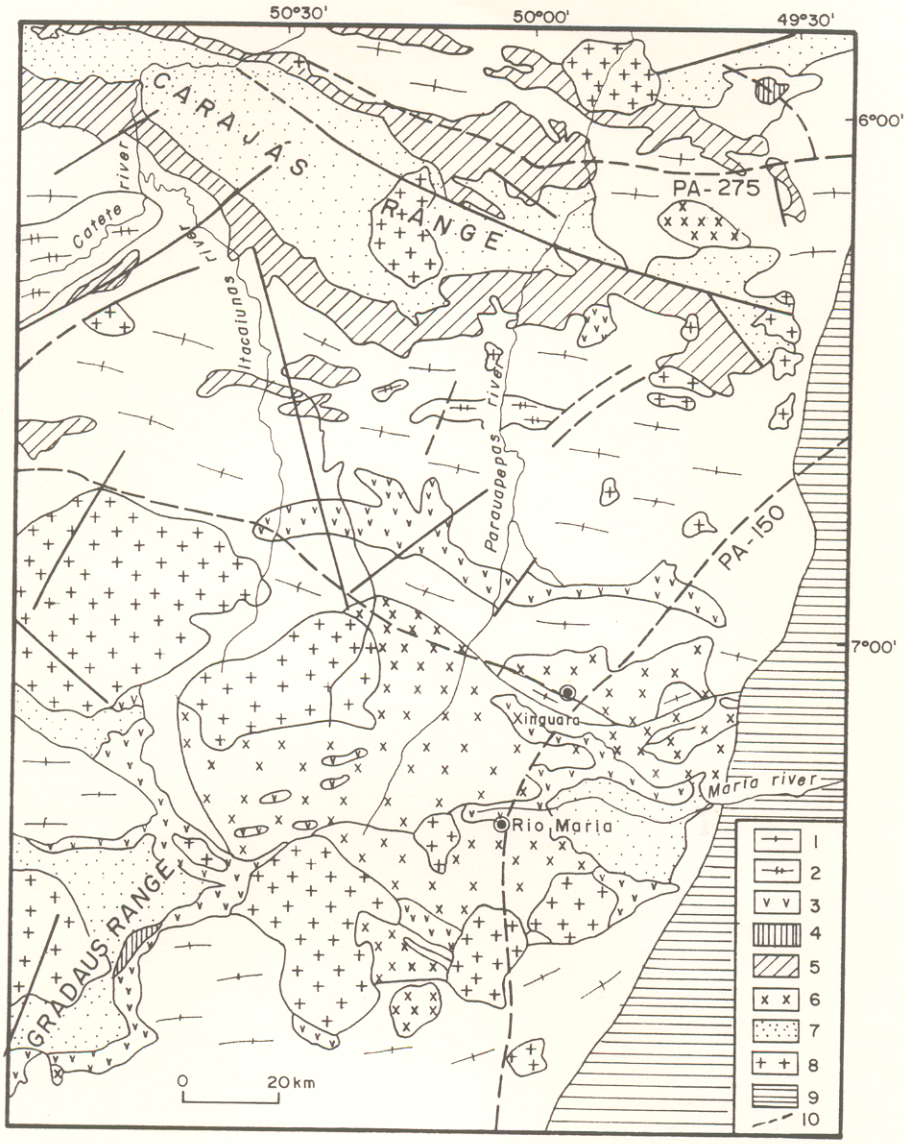
O que se pretende neste capítulo é situar a Província Mineral de Carajás dentro do contexto geológico regional, bem como fazer apreciações sobre as datações já existentes nesta região, levantando com isso os problemas geológicos existentes.

A evolução do Craton Amazônico é caracterizada no tempo pela sucessão de 3 eventos geodinâmicos maiores, os quais geraram outras tantas faixas móveis Proterozóicas (Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniana) marginais à Província Amazônia Central, de idade arqueana e na qual está incluida a Província Mineral de Carajás (Cordani et al., 1979; Teixeira et al., 1989).

A Província Mineral de Carajás corresponde à uma área limitada à leste pelos rios Araguaia-Tocantins, à oeste pelo Rio Xingu, à norte pela Serra do Bacajá e a sul pela Serra dos Gradaús. A região compreende a porção situada entre as cidades de Rio Maria e Sapucaia, no sudeste do Estado do Pará (Figura 09).

Os primeiros trabalhos de cunho geológico regional provenientes da porção oriental da Amazônia deve-se a Barbosa et al. (1966). Em resposta ao grande potencial mínero-econômico da Província Mineral de Carajás, foram realizados vários trabalhos de mapeamento desenvolvidos por Silva et al. (1974), Issler (1977), Montalvão & Bezerra (1980), Cordeiro & Sauressig (1980), Cunha et al. (1981) e Cordeiro (1982).

Os primeiros a proporem uma coluna estratigráfica, mesmo que informal, foram Hirata et al. (1982). Em 1988, a DOCEGEO apresentou uma nova proposta para a litoestratigrafia da região, a



1 - Complexo Xingu; 2 - Complexo Pium; 3 - Greenstone belts; 4 - Intrusivas básicas; 5 - Seqüências Vulcano sedimentares; 6 - Granitóides Arqueanos; 7 - Grupo Rio Fresco; 8 - Granitos Proterozóicos; 9 - Zona Móvel de Araguaia; 10 - Rodovia/Ferrovia.

FIGURA 09 - Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás (Pa), Docegeo (1988), modificado.

qual foi parcialmente modificada devido à estudos geológicos mais detalhados, particularmente na região de Rio Maria (Althoff et al. (1991) e Souza et al.(1990) e aos dados geocronológicos recentemente obtidos por Lafon & Macambira (1990); Macambira et al.(1991); Machado et al., 1991; Macambira & Lancelot, 1991(a,b); Macambira et al.(1990b) e Duarte et al. (1991).

A coluna estratigráfica admitida atualmente agrupa as principais formações da Província Mineral de Carajás da seguinte forma: Complexo Xingu (gnaisses e migmatitos), Complexo Pium (granulitos), Supergrupo Andorinhas (seqüências do tipo "greenstone belts"), Supergrupo Itacaiúnas (seqüências metavulcanosedimentares), Granitóides arqueanos, Formações sedimentares (Grupo Rio Fresco) e Granitos anorogênicos Proterozóicos.

COMPLEXO XINGU

O Complexo Xingu foi denominado pela primeira vez por Silva et al. (1974), para designar rochas de Idade Transamazônica (± 2000 Ma), constituidas por granulitos, anfibolitos, quartzitos, xistos, enclaves de quartzitos, gnaisses e xistos micáceos, interpretados como embasamento regional.

Issler (1977), Montalvão & Bezerra (1980), Cunha et al. (1981) e Hirata et al. (1982), tratam o Complexo Xingu igualmente como embasamento regional, além de incluirem nesta unidade seqüências metavulcanosedimentares tipo "greenstone belts", rochas trondhjemíticas, sieníticas e corpos máficos-ultramáficos

diferenciados. Entretanto Hirata et al.(op. cit.) consideram o Complexo Xingu como pertencente ao Arqueano, restringindo assim a proposta inicial de Silva et al. (1974).

Atualmente reconhece-se que o Complexo Xingu é constituido basicamente por rochas gnáissicas (tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas), as vezes migmatizadas, complexas estruturalmente e polideformadas.

A posição estratigráfica desta unidade ainda não foi plenamente definida, devido a ausência de contato e carência de datações habilitarem várias hipóteses. Apenas a região de Rio Maria está bastante estudada e possui um grande número de dados geocronológicos, sendo as idades obtidas por Macambira & Lancelot, 1991(a,b) bastante elucidativas.

Medeiros (1987), Souza et al. (1990) e Machado et al. (1991) consideram os gnaisses como sendo as rochas mais antigas do embasamento, ao passo que a DOCEGEO (1988) e Huhn et al. (1988) acreditam que essas rochas sejam provenientes do retrabalhamento de granitóides arqueanos.

Os dados geocronológicos disponíveis no âmbito do Complexo Xingu são os seguintes: Tassinari e Basei (1980) datando amostras de rocha total pela metodologia Rb-Sr encontraram idades de 2750 Ma (Ri = 0,701) e 1950 Ma (Ri = 0,705), sendo as mesmas interpretadas como idades mínimas de cristalização e retrabalhamento no Ciclo Transamazônico, respectivamente.

Cordani et al. (1984) obtiveram idades Rb-Sr de 2800 Ma (Ri = 0.702), as quais mostraram-se coerentes com as idades obtidas anteriormente bem como as suas interpretações. Cordani et

al. (op. cit.) também realizaram datações pelo método K-Ar, cujas idades obtidas localizaram-se preferencialmente no intervalo entre 2200 e 1700 Ma. Dados geocronológicos mais recentes obtidos por Macambira & Lancelot (1991a), indicaram uma idade U-Pb em zircões de 2971 + 30/- 28 Ma de ortognaisses do Complexo Xingu na região de Rio Maria, sendo a mesma interpretada como referente a cristalização e a colocação dos antigos granitóides.

Machado et al. (1991) também realizaram estudos geocronológicos, U-Pb em zircões, no Complexo Xingu na região da Serra dos Carajás, e concluiram que a migmatização do embasamento do Complexo Xingu ocorreu a aproximadamente 2859 ± 2 Ma e que hà possibilidade de se especular em torno de um evento a 2851 ± 4 Ma representativo de uma atividade hidrotermal de alta temperatura. As amostras datadas incluiam anfibolitos (zircão e titanita), granitos não deformados, gnaisses mesocráticos e félsicos.

COMPLEXO PIUM

A seqüência ultramáfica estratificada granulítica que aflora ao longo do Rio Pium, foi inicialmente incluida no Complexo Xingu por Hirata et al. (1982). Posteriormente Araujo et al. (1988) individualizaram e denominaram de Complexo Pium, as rochas de alto grau de metamorfismo, aflorantes entre os os rios Pium e Paraupebas e na confluência dos rios Itacaiúnas e Cateté, as quais apresentam relações de contato tectônico com o Complexo Xingu. Na concepção dos autores estas rochas representam frações da crosta inferior soerguidas por zonas de cisalhamento.

Alguns estudos geocronológicos foram realizados neste complexo. Renne et al. (1988) encontraram idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ (hornblenda) superiores a 2700 Ma, interpretadas como sendo referentes a idade do metamorfismo granulítico.

Lafon et al. (1988) em datações pelo método Rb-Sr (RT) obtiveram idades de 2556 ± 97 Ma com Ri = 0.70164 ± 0.00015 e um valor de MSWD = 26.9, devido a baixa qualidade estatística destes dados, os autores não ofereceram uma interpretação conclusiva. Por exemplo, Lafon et al. (op. cit.) realizando um cálculo, utilizando somente as amostras com baixo teor de Rb, encontraram uma idade de 1894 ± 136 Ma com Ri = 0.70204 ± 0.0001 e MSWD = 3.4, mostrando que o sistema Rb-Sr desses granulitos sofreram uma história complexa e polifásica.

Pereira (1992) trabalhando com os granulitos Pium, coletadas mais à leste na àrea de Cateté, obteve idades Rb-Sr em rocha total de 2018 ± 65 Ma com Ri = 0.70397±.00025 e MSWD :1.83 e de 1857 ± 48 Ma com Ri = 0.70246±0.00014 e MSWD = 5.99 em minerais (apatita, feldspatos, quartzo, biotita). Novamente, essa idade é de interpretação difícil.

SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES TIPO "GREENSTONE BELTS"

As primeiras considerações litoestratigráficas a respeito das seqüências vulcanosedimentares presentes na Serra das Andorinhas deve-se a Cordeiro & Sauressig (1980) e Cordeiro (1982). A caracterização destas seqüências como terrenos "greenstone belts" típicos, deve-se as mesmas encontrarem-se

envolvidas e intrudidas por rochas gnáissicas e graníticas e apresentarem as associações litológicas características: rochas básicas, vulcânicas ácidas, metasedimentares, todas apresentando-se metamorfisadas no facies xisto verde à anfibolito inferior.

Hirata et al. (1982) incluiram estas seqüências como "infold" no Complexo Xingu.

O termo Supergrupo Andorinhas originou-se da proposta da DOCEGEO (1988) de agrupar as seqüências "greenstone" da Província Mineral de Carajás (regiões de Rio Maria, Gradaús, Sapucaia, Seringa e sul de Serra Pelada). Foi individualizado como porção basal do Supergrupo Andorinhas, o Grupo Babaçu, o qual foi subdividido em Formação Igarapé Encantado, caracterizada por uma sucessão de derrames ultramáficos komatiíticos, com intercalações de BIF magnéticos e Formação Igarapé Mamão que constitui uma seqüência vulcanosedimentar composta por extensos derrames de metabasaltos intercalados com sedimentos químicos, predominantemente metatufos e talco-xistos.

A porção superior é formada pelo Grupo Lagoa Seca, subdividido em Formação Fazenda Quincas, que constitui um conjunto de metasedimentos clásticos/químicos intercalados com metavulcânicas básicas-ultrabásicas e níveis esporádicos de metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias à ácidas e Formação Recanto Azul, que compreende um conjunto de metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias à ácidas (andesitos, dacitos e riodacitos) intercalados com metasedimentos (predominantemente clásticos) e níveis esporádicos de metavulcânicas básicas/ultrabásicas.

Macambira & Lancelot (1991b) dataram zircões de metagrauvaca provenientes da Formação Fazenda Quincas (Grupo Lagoa Seca), representativos de uma das unidades sedimentares detríticas mais inferiores da seqüência "greenstone" de Andorinhas, obtendo uma idade U-Pb de 2971 ± 18 Ma. Devido essa idade ser exatamente a mesma obtida para os zircões dos ortognaisses do Complexo Xingu (2971 +30/-28 Ma), Macambira & Lancelot (1991b) propuseram que a idade obtida seja representativa das rochas fontes da metagrauvaca do Grupo Lagoa Seca, ou seja, que o Ortognaisse Xingu é o provável embasamento do Grupo Lagoa Seca.

Não há contatos diretamente observáveis entre os gnaisses do Complexo Xingu e os "greenstone belts". Cordeiro & Martins (1984) identificaram, particularmente no eixo Xinguara-Rio Maria, terrenos "greenstone belts" que compõe a Faixa Identidade. Souza et al. (1988) descrevem esta faixa como metavulcânica, composta basicamente por metabasaltos maciços e almofadados, metagabros grosseiros a finos, metadacitos e suites ultramáficas com formações ferríferas bandadas (BIFs) associadas. Resultados recentes obtidos por Souza et al. (no prelo) indicaram idades Rb-Sr em rocha total de 2579 ± 58 Ma (Ri = 0,70219 ± 0,00029) e MSWD = 1,43, através do alinhamento de 8 amostras dos metadacitos da Faixa Identidade, sendo essa idade indicativa do metamorfismo que afeta essas rochas. Sete amostras desta unidade foram analisadas neste trabalho de modo a esclarecer a veracidade desta proposta.

Souza et al. (op. cit.) sugerem que esses metadacitos sejam correspondentes dos trondhjemitos no "greenstone-belt" e que a idade Rb-Sr obtida foi rejuvenescida pelo evento termo-tectônico

regional que afetou toda a região, desde os "greenstone", passando pelos granitos arqueanos até as rochas do Complexo Xingu.

SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES

DOCEGEO (1988) propôs a denominação de Supergrupo Itacaiúnas para englobar o Grupo Grão Pará; seqüência vulcanosedimentar composta por 3 unidades: Paleovulcânica Inferior (basaltos), Formação Carajás (itabirito e minério), Paleovulcânicas Superior (basaltos de topo); e demais unidades a ele associados, os quais são definidas como grupos Igarapé Salobo; dividido em 3 formações: Gnaisse Cascata, 3 Alfa e Cinzento; Igarapé Pojuca; pacote vulcanosedimentar, Igarapé Bahia; seqüência vulcanosedimentar de baixo grau metamórfico, dividido em Formação Grota do Vizinho e Sumidouro; e Butirama, quartzitos micáceos, micaxistos, quartzitos bandados e xistos variados.

Poucos dados geocronológicos são disponíveis neste Supergrupo, entre eles a idade U-Pb em zircões de 2758 ± 39 Ma, obtida por Wirth et al.(1986) em riolitos do Grupo Grão Pará, interpretada como referente ao vulcanismo. Sendo esta a primeira indicação de que o Grupo Grão Pará é arqueano. Recentemente, Machado et al,(1991) confirmaram o vulcanismo arqueano do Grupo Grão Pará ao obterem uma idade U-Pb (zircão) de 2759 ± 2 Ma.

Os mesmos autores apresentaram um conjunto de dados U-Pb em zircões e titanitas, para Grupos Salobo e Pojuca. As idades obtidas em torno de 2,85-2,5 Ga permitiram rediscutir a posição estratigráfica, passando a incluir o Grupo Salobo (e talvez o Grupo Pojuca) no Complexo Xingu.

A principal característica deste Supergrupo é ser produto de evolução de um ambiente vulcanosedimentar, de idade arqueana, litologicamente diferente dos "greenstone belts".

GRANITÓIDES ARQUEANOS

Granitóides intrusivos nos "greenstone belts", de composição grandiorítica a trondhjemítica, presentes essencialmente na região de Rio Maria, aflorando na forma de batólitos de configuração dômica arrasada (Docegeo,1988).

Silva et al. (1974) incluiram estes granitóides arqueanos como rochas pertencentes ao Complexo Xingu. Huhn et al. (1988) e outros autores realizaram estudos que possibilitaram a distinção no Complexo Xingu de um conjunto de granitóides arqueanos, os quais representariam três fases distintas de intrusões; sendo assim, eles estabeleceram o seguinte arranjo cronoestratigráfico para os granitóides da região: Granodiorito Rio Maria, Trondhjemito Mogno e Tonalito Parazônia. Sendo o trondhjemito e o tonalito intrusivos no granodiorito.

As primeiras informações geocronológicas foram obtidas por Montalvão et al. (1984) para o Granodiorito Rio Maria, que encontraram uma idade Rb-Sr de 2660 ± 40 Ma com Ri = 0,7009 ± 0,0004, em 8 amostras de rocha total. Posteriormente Gastal et al. (1987) obtiveram uma idade Rb-Sr em 6 amostras de rocha total de 2564 ± 63 Ma com Ri = 0,70288 ± 0,00092, sendo este resultado interpretado como idade mínima da cristalização deste corpo.

Macambira & Lancelot (1991a) fizeram o mais recente trabalho geocronológico neste granodiorito e obtiveram uma idade

U-Pb (zircão) de 2874 +9/-10 Ma. Permitindo duas conclusões importantes: (i) os granitóides arqueanos são mais recentes que os gnaisses do Complexo Xingu (~2,97 Ga); (ii) as idades Rb-Sr certamente são reflexos do rejuvenescimento ocorrido no final do arqueano (~2,50-2,66 Ga).

O Tonalito Parazônia foi datado por Montalvão et al. (1988), apresentando uma idade Rb-Sr, de aproximadamente 2400 Ma, interpretada como idade de cristalização. Os mesmos autores realizaram estudos geocronológicos no Trondhjemito Mogno, obtendo uma idade Rb-Sr de 2680 ± 60 Ma com Ri = 0,7017 ± 0,0002, interpretada como idade máxima da época de formação dos trondhjemitos da região. Macambira et al. (1988) trabalhando na associação tonalito-trondhjemítica obtiveram uma idade Rb-Sr em 6 amostras de rocha total de 2614 ± 120 Ma com Ri = 0,7025 ± 0,0005, corroborando assim com as idades obtidas por Montalvão et al. (1984) para estes corpos.

Estão presentes também na região outros corpos arqueanos, entre eles o Monzogranito Mata Surrão e o Monzogranito Xinguara e Granodiorito Cumaru. Hirata et al. (1982) classificaram o Monzogranito Mata Surrão como granito anorogênico, posteriormente Huhn et al. (1988) e DOCEGEO (1988) incluiram este corpo nos domínios de ocorrência do Granodiorito Rio Maria. Duarte et al. (1991) realizaram datações geocronológicas neste corpo e encontraram uma idade Rb-Sr (RT) de 2541 ± 74 com Ri = 0,70149 ± 0,00343 e MSWD = 2,8, podendo a mesma ser interpretada tanto como referente a época de cristalização do corpo, como uma idade rejuvenescida pelo evento termo-tectônico que afetou a região de Rio Maria no final do Arqueano.

O Monzogranito Xinguara localiza-se na porção oeste da cidade de Xinguara e apresenta uma composição predominantemente monzogranítica. É o mais diferenciado granito da região, e apresenta parâmetros de deformação similares aos encontrados no Granodiorito Rio Maria (Macambira et al.,1991). Macambira et al (op.cit.) obtiveram para este corpo uma idade Rb-Sr (RT) de 2528 ± 21 Ma com Ri = 0,70438 ± 0,00037 e MSWD = 2,75.

O Granodiorito Cumaru localiza-se na região da Serra dos Gradaús, a leste da região de Rio Maria. É intrusivo nas seqüências "greenstone belts" do Grupo Gradaús, não apresenta deformação nem metamorfismo, exceto em locais onde é cortado por zonas de cisalhamento. Lafon & Macambira (1990) obtiveram para este corpo uma idade Rb-Sr (RT) de 2543 ± 53 Ma com Ri = 0,70311 ± 0,00034, eliminando assim a possibilidade de uma relação cogenética desse corpo com os granitóides do setor centro-sul do Cráton Amazônico (Granodiorito Parauari, Granodiorito Jamanxim e Granodiorito Juruena), sugerida por Santos & Reis Neto (1982), os quais obtiveram uma isócrona de referência de 1947 Ma para os corpos anteriormente citados.

Na porção sudeste da Região de São Félix do Xingu, Pereira (1992) com base no trabalho de mapeamento detalhado da CPRM/SUREG-Belém e em aspectos petrográficos individualizou o Monzogranito Manelão, na Bacia do Igarapé Manelão e o Granodiorito Ourilândia, na Região de Ourilândia, ambos intrusivos nas formações metavulcanosedimentares do Grupo Tucumã (Macambira & Vale, inédito). Esses corpos são similares aos granitóides encontrados na região de Rio Maria, e presumivelmente junto com o

Grupo Tucumã constituem uma continuacão à oeste das associações granito-"greenstone" do sul da Provincia Mineral de Carajás.

Idades Rb-Sr de 2749 ± 24 Ma com Ri = 0,70279 ± 0,00019 e MSWD = 1,42 e 2677 ± 50 Ma com Ri = 0,70161 ± 0,00022 e MSWD = 5,21, foram obtidas por Lafon et al.(1991) para o Monzogranito Manelão e Granodiorito Ourilândia, respectivamente. Sendo primeiramente interpretadas como referente a cristalização dos corpos, sem destacar a possibilidade delas serem rejuvenescidas, como conseqüência de um eventos tectono-metamórfico atuante na região no final do Arqueano.

GRUPO RIO FRESCO

Esta unidade foi inicialmente reconhecida por Barbosa et al. (1966), através da reunião de um pacote de ardósias, arcósios e andesitos, sem no entanto definir claramente o seu posicionamento estratigráfico. Posteriormente Silva et al. (1974) posicionaram a então "Formação Rio Fresco" (seqüência clástica transgressiva) como unidade basal do Grupo Uatumã e a subdividiram em 2 membros: Azul e Naja. Montalvão & Bezerra (1980) separaram a Formação Rio Fresco do Grupo Uatumã. A evolução da categoria de formação à Grupo Rio Fresco deve-se a Montalvão et al. (1984) e Bezerra (1984), que também elevaram à categoria de Formação os membros Igarapé Azul e Igarapé Naja.

Bonhomme et al. (1982) Apud Cordani et al. (1984) encontraram idades K-Ar variando no intervalo de 1650 à 1550 Ma, nas frações finas de folhelhos manganesíferos anquimetamórficos

desta unidade. Estes resultados foram interpretados como idades mínimas para o anquimetamorfismo superimposto. A idade de deposição ainda é desconhecida, sabe-se apenas que o Grupo Rio Fresco é mais novo que os granitóides arqueanos aos quais recobre e mais antigo que os granitos anorogênicos do Proterozóico inferior que o cortam.

GRANITOS ANOROGÊNICOS

Encontram-se amplamente distribuidos por toda Província Mineral de Carajás numerosas intrusões graníticas anorogênicas, que cortam as rochas do Complexo Xingu, do Grupo Rio Fresco e dos Supergrupos Andorinhas e Itacaiúnas e apresentam-se na forma de "stocks" ou batólitos.

Esses granitos caracterizam um evento de intenso magmatismo anorogênico, não somente no âmbito da Província Mineral da Carajás, mas também extendida a toda Provincia amazônia Central (Dall`Agnol et al. ,1987; Teixeira et al., 1989; Macambira et al., 1990a).

Devido as suas amplas ocorrências na região, essas rochas tem sido abordadas no sentido de se distingüir as diferentes gerações de granitos. Silva et al. (1974) com bases em critérios geocronológicos (restritos), dimensões dos corpos e mineralizações associadas, distinguiram 2 suites graníticas na região: Tipo Velho Guilherme, que seria mais jovem com aproximadamente 1400 Ma e Tipo Serra de Carajás, mais antiga, com aproximadamente 1800 Ma.

Santos & Reis Neto (1982) reuniram os granitos Proterozóicos em diferentes gerações relacionadas ao vulcanismo Uatumã: granitos pré-Uatumã (1900 Ma); granitos vinculados ao magmatismo Uatumã (1800-1700 Ma) e granitos pós-Uatumã (1700-1500 Ma), relacionados à reativação do Evento El Parguaza.

Dall'Agnol et al. (1987) também propuseram uma classificação dos granitos desta área. A classificação mais recente é aquela sugerida por Macambira et al. (1990a) que distinguiram nos domínios da Província Amazônia Central 3 grandes grupos de granitóides distribuidos desde o Arqueano ao Proterozóico Médio: granitóides arqueanos (> 2500 Ma); granitóides de idade transamazônica (± 2000 Ma) e granitos anorogênicos (1900-1400 Ma). Com relação a estes últimos destacam-se 2 grupos: granitos similares aos do Tipo A, os quais encontram-se presentes em toda a porção oriental da Província Amazônia Central (Pojuca, Carajás, Cigano, Seringa, Antônio Vicente e Velho Guilherme) e granitos similares aos do Tipo I Caledoniano, os quais restringem-se a borda leste do Cráton Amazônico (Musa,Jamon e Redenção).

Datações geocronológicas por diversos métodos foram realizadas nestes corpos. Gastal et al. (1987) encontraram para o Granito Musa uma idade isocrônica Rb-Sr de 1692 ± 22 Ma com Ri = 0,70777 ± 0,00046, através de 11 amostras de rocha total. Machado et al. (1991) obtiveram uma idade U-Pb (zircões) de aproximadamente 1880 ± 2 Ma para o mesmo corpo, ao passo que em zircões herdados, foi encontrada uma idade de 3200 ± 200 Ma .

O Granito Jamon foi datado por Dall'Agnol et al. (1984), que encontraram uma idade isocrônica Rb-Sr de 1601 ± 42 Ma,

através de 10 amostras de rocha total, enquanto que Tassinari et al.(1984) apresentaram para o Granito Redenção uma idade Rb-Sr em rocha total de 1350 ± 80 Ma com Ri = 0,7458 ± 0,0064.

Os granitos similares aos do Tipo A apresentaram idades Rb-Sr variando entre 1,6 à 1,7 Ga (Granito Seringa - 1730 ± 58 Ma, Lafon et al. 1988; Granito Velho Guilherme - 1653 ± 14 Ma; Lafon et al. 1991), e idades U-Pb (zircões) em torno de 1,82-1,88 Ga (Granito Carajás - 1820 ± 49 Ma, Wirth et al. 1986; Granito Carajás - 1880 ± 2 Ma, Granito Pojuca - 1874 ± 2 Ma, Granito Cigano - 1885 Ma, Machado et al.,1991). Os resultados U/Pb foram interpretados como referentes a cristalização destes granitos, implicando que as idades Rb-Sr sejam rejuvenescidas, apesar de não apresentarem sinais de terem sido afetadas por um evento termotectônico pós-cristalização.

Atualmente a distinção entre granitos Tipo A e I não é mais aceita, existem várias tentativas de classificar estes granitos, com base em critérios petrográficos, geoquímicos, metalogenéticos e geocronológicos, entretanto nenhuma delas mostrou-se conclusiva.

3.2.1 - Critérios de Seleção das Rochas Analisadas

A seleção das rochas a serem datadas foi baseada tanto em aspectos químicos, no sentido de possibilitar uma maior abrangência da metodologia, quanto em aspectos geocronológicos e geológicos, visando obter interpretações mais conclusivas para dados obtidos com a metodologia Rb-Sr além de suprir a carência de dados geocronológicos em determinadas áreas.

Dessa forma foram selecionados 5 corpos para a aplicação do método Pb-Pb: Granito Velho Guilherme, Monzogranito Mata Surrão, Granulitos Pium (área de Cateté) e Metavulcânicas da Faixa Identidade (Metabasaltos e Metadacitos) como tema deste trabalho.

A idade de cristalização dos granitos anorogênicos da Provincia Mineral de Carajás ainda é um fato polêmico. Dessa forma com o estudo geocronológico Pb-Pb do Granito Velho Guilherme, espera-se verificar o verdadeiro significado da idade obtida por Lafon et al. (1991) de 1653 ± 14 Ma, interpretada como uma reabertura do sistema geocronólogico Rb-Sr e confirmar se a idade de cristalização deste granito está por volta de 1880 Ma, o que corroboraria com as idades U-Pb em zircões encontradas para granitos similares (Carajás, Cigano e Pojuca).

A idade de cristalização das rochas graníticas também ainda é uma incógnita, visto que os dados geocronológicos Rb-Sr disponíveis não são muito conclusivos, face a complexidade da história evolutiva da região. Com a inclusão das rochas granulíticas do Pium (área de Cateté) neste estudo geocronológico Pb-Pb pretende-se obter a determinação da idade de granulitização ou a idade do protólito ígneo, além de permitir uma interpretação mais conclusiva para a idade Rb-Sr de 2018 ± 65 Ma apresentada por Pereira (1992).

Quanto ao estudo do Monzogranito Mata Surrão, objetiva-se comprovar a sua relação com os granitóides associados aos "greenstone belts" do Supergrupo Andorinhas (~ 2.87 G.a), e confirmar se a idade Rb-Sr obtida por Duarte et al. (1991) de 2541 ± 74 M.a é referente a ação de um evento termo-tectônico que

afetou a região de Rio Maria no Arqueano, como foi demonstrado para o Granodiorito Rio Maria.

A Faixa Identidade dispõe apenas de dados geocronológicos Rb-Sr, dessa forma os dados Pb-Pb irão contribuir para um melhor entendimento da área e ratificar ou não a cogeneticidade das rochas metavulcânicas da região.

3.3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTUDADAS

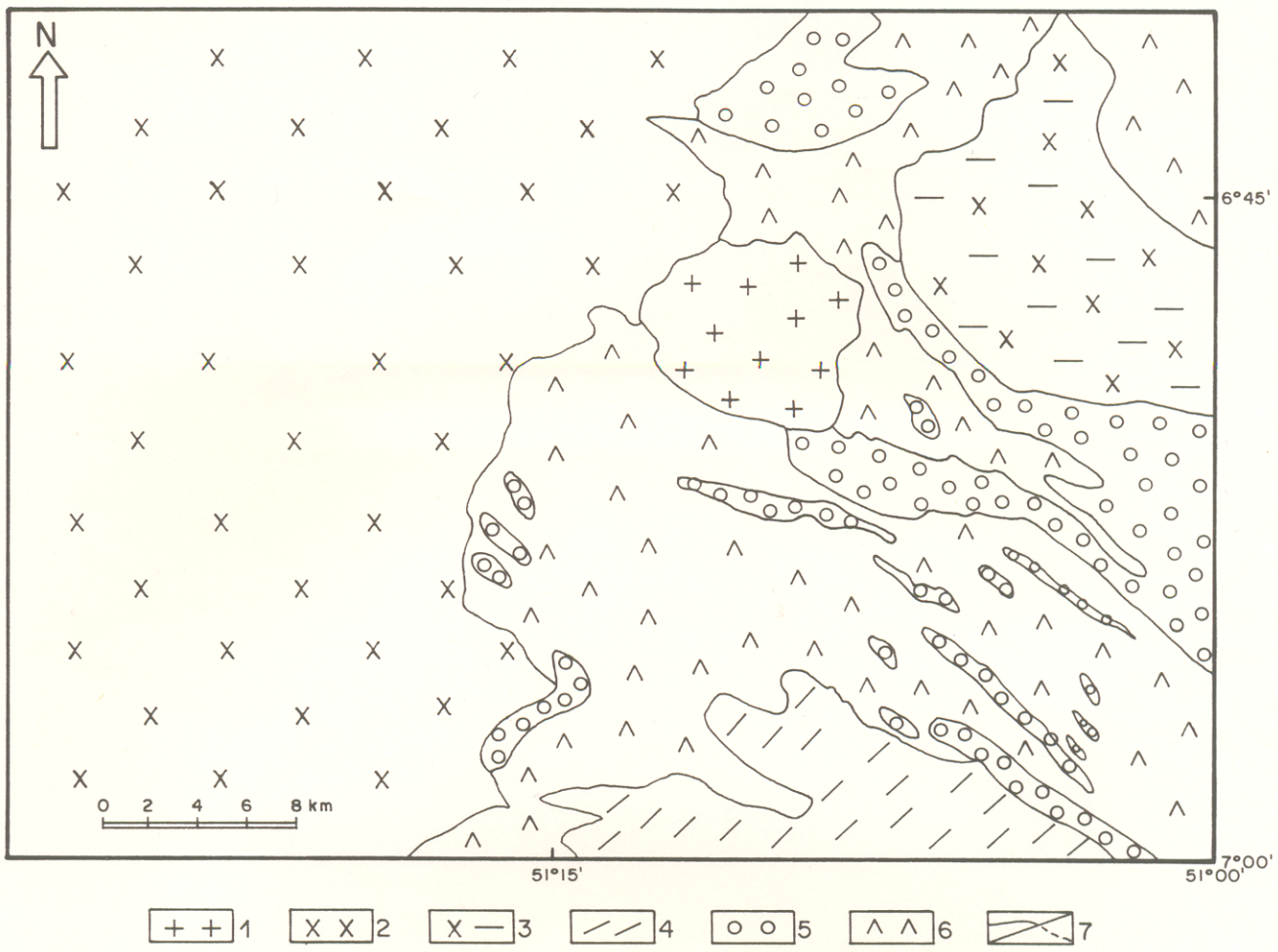
3.3.1 - Granito Velho Guilherme

O Granito Velho Guilherme é um granito anorogênico localizado a 6°48'30" S de latitude e 51°09'50" WGr de longitude (Figura 10), em uma área limite entre a Região de Rio Maria e de São Félix do Xingu (folha SD 22-Y-A), à sudeste da Folha São Félix do Xingu. Aflorando na forma de um maciço arredondado com diâmetro de aproximadamente 8 Km, com características subvulcânicas (Silva et al. 1974), intrusivo nos terrenos granito-"greenstone" na Região de São Félix.

É uma rocha monzogranítica com tendência alasquítica. Macroscopicamente mostra-se ineqüigranular, de granulação média, composta de feldspatos alcalinos, plagioclásio, biotita , quartzo. Tendo como minerais acessórios opacos, fluorita e zircão.

Dall'Agnol et al. (1984) identificaram amostras provenientes das porções leste e sul deste corpo como sendo fundamentalmente leucogranitos com proporções variadas de biotita e granulação heterogênea (fina, média ou fina a média).

Basei (1974) apresentou para esse granito uma idade



1 - Granito Velho Guilherme; 2 - Monzogranito Manelão; 3 - Tonalito Ourilândia; GREENSTONE BELTS (Grupo Tucumã): 4 - Formação Ig. da Pista; 5 - Formação Ig. Abelha; 6 - Formação Ig. Cuca; 7 - Contato Definido/Indefinido.

FIGURA 10 - Mapa geológico da porção sudeste da Folha de São Félix do Xingu, segundo Macambira e Vale (inédito).

convencional Rb/Sr de 1358 ± 50 Ma, sugerindo assim um magmatismo de aproximadamente 1,4 Ga, no entanto esse valor é discutível devido as condições analíticas da época, além de ter sido calculado a partir de apenas uma amostra de rocha total.

Lafon et al. (1991) apresentaram resultados mais conclusivos para a idade deste corpo, já que a isócrona obtida a partir dos pontos experimentais apresentou um bom espalhamento, assim como um baixo valor de MSWD. Foi utilizado um conjunto de 8 amostras de rocha total, para o qual se obteve uma idade de 1653 ± 14 Ma com RI= 0,70823 ± 0,02361 e MSWD = 1,71, sendo a mesma interpretada como idade mínima para a cristalização desse corpo granítico, já que não foram encontradas evidências de metamorfismo e/ou deformações posteriores a cristalização.

A idade encontrada situa-se no intervalo entre as idades Rb-Sr obtidas para outros granitos anorogênicos, principalmente na região de Carajás e Rio Maria, sugerindo que esses granitos sejam provenientes de um único evento magmático. Entretanto nestes mesmos granitos já foi possível evidenciar uma diferença entre as idades U-Pb (cristalizacão) e as idades Rb-Sr (abertura do sistema isotópico), levantando dúvidas sobre o real significado das idades Rb-Sr.

3.3.2 - Monzogranito Mata Surrão

O Monzogranito Mata Surrão localiza-se à sudoeste da cidade de Rio Maria, na folha Marajoara (SB-22-Z-C-V), em uma área compreendida entre as latitudes 7°30'e 7°47' a sul e longitudes

50°08'e 50°24'a oeste. Aflora na forma de pequeno "stock" (aprox. 6 Km) a oeste (aprox. 20 Km) da rodovia PA-150 (Figura 11) Duarte et al.,1991).

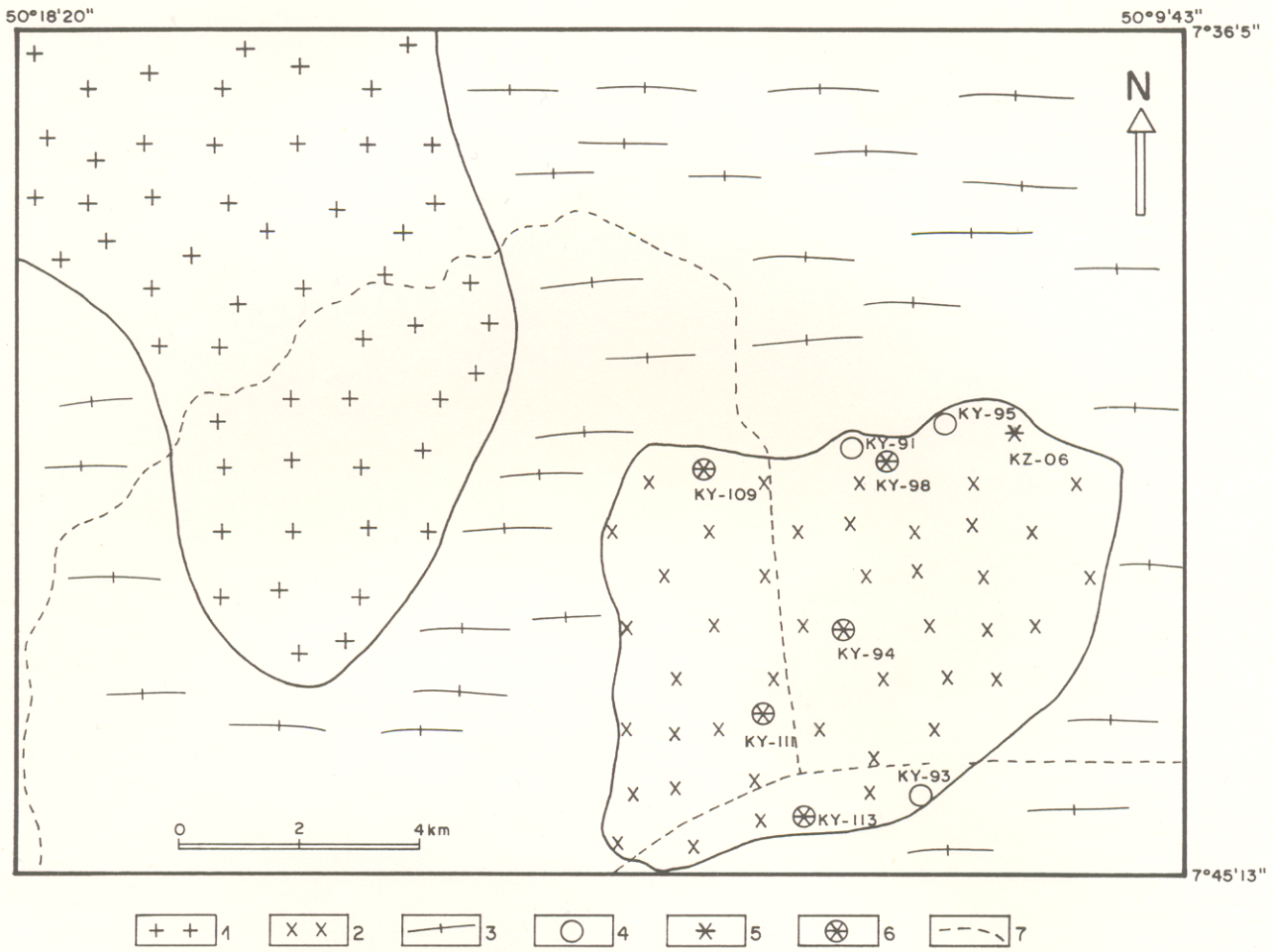
O Gnaisse Tonalitico Arco Verde (Complexo Xingu) é a rocha encaixante a norte e a leste. A oeste e à noroeste esses gnaisses mostram feições migmatíticas e injeção de pegmatitos.

Petrograficamente, o Granito Mata Surrão apresenta-se relativamente homogêneo, sendo composto basicamente por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, tendo a biotita e o epídoto como principais constituintes máficos e allanita, clorita, zircão e apatita como acessórios. Vale ressaltar que o epídoto é um mineral bem presente no corpo e se apresenta na forma de cristais anedrais e raramente euédricos.

A análise estrutural do granito revela a presença de uma deformação heterogênea afetando somente as bordas norte e sul, sendo os efeitos dessa deformação impressos principalmente no quartzo, o qual apresenta recristalização de média a forte, formação de sub-grãos e uma forte extinção ondulante.

As análises modais do Granito Mata Surrão indicam uma predominância de termos monzograníticos, com variações para granodioritos, ambos com baixos teores de máficos (Duarte et al., 1991).

O estudo geocronológico realizado por Duarte et al. (op. cit.) forneceu uma idade Rb/Sr em rocha total de 2541 ± 74 Ma, com RI de 0,71049 ± 0,00343 e uma MSWD de 2,81, sendo a isócrona considerada de boa qualidade devido ao alinhamento e o espalhamento dos pontos experimentais bem como o baixo valor da MSWD.



1 - Granito Banach; 2 - Monzogranito Mata Surrão; 3 - Metatonalito Arco Verde; AMOSTRAS DATADAS: 4 - Metodologia Pb-Pb; 5 - Metodologia Rb-Sr; 6 - Ambas; 7 - Estrada não pavimentada.

FIGURA 11 - Mapa Geológico e distribuição das amostras datadas do Granito Mata Surrão, segundo Duarte et al.,1991 (modificado).

A idade arqueana encontrada para o Granito Mata Surrão sugeriu o enquadramento deste corpo no conjunto de granitóides associados aos "greenstones-belts" do Supergrupo Andorinhas devido a similaridade das idades Rb/Sr encontradas: Granodiorito Rio Maria (2564 ± 63 Ma), Trondhjemito Mogno (2614 ± 120 Ma) e Granito Xinguara (2528 ± 60 Ma). Entretanto a interpretação desta idade continua em aberto, já que tanto ela pode representar a idade de cristalização do corpo, como pode marcar o rejuvenescimento provocado por um evento termo-tectônico que abriu o sistema Rb-Sr, como no caso do Granodiorito Rio Maria para o qual Macambira & Lancelot (1991a) obtiveram uma idade U/Pb (zircões) de 2874 +9/-10 Ma, referente a idade de cristalização deste corpo.

Portanto, apenas com base nos dados Rb-Sr, os quais podem apresentar problemas de reabertura do sistema radiométrico, mesmo em amostras que não apresentam registros de deformações (Beakhouse et al., 1988), não é possível distinguir se o Monzogranito Mata Surrão pertence a um evento magmático distinto do Granodiorito Rio Maria, ou se eles são contemporâneos. Dados geocronológicos Pb-Pb vão viabilizar uma das 2 hipóteses, já que o geocrônometro Pb-Pb é tido como mais resistente a ação de eventos termo-tectônicos, possibilitando assim uma determinação mais segura da idade de cristalização do corpo, posicionando-o melhor no contexto geológico da Região SE do Pará.

3.3.3 - Rochas Granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté)

Esta unidade localiza-se na porção noroeste da

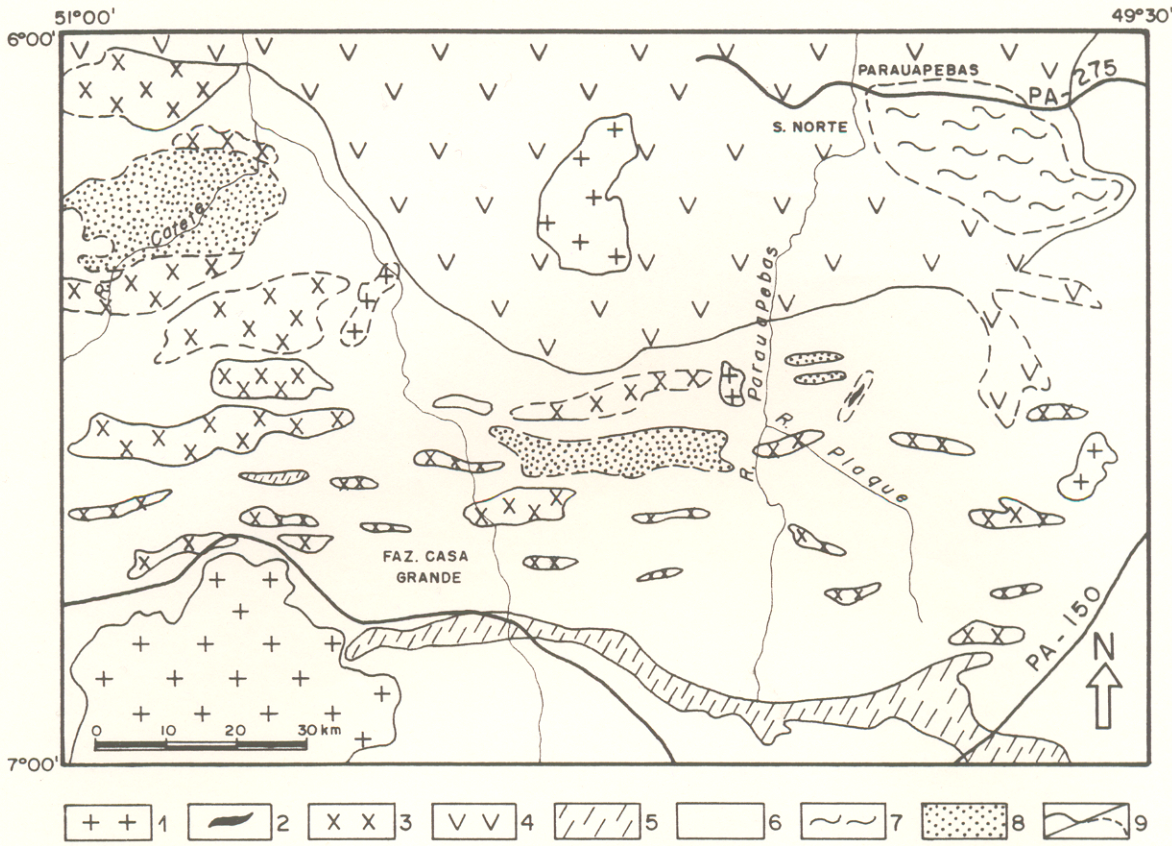
Província Mineral de Carajás, a aproximadamente 200 Km a sudoeste de Marabá, entre os os paralelos 6°10' S e 6°20' N e os meridianos 49°36'30" W e 51° E (Figuras 12 e 13). A delimitação da área foi feita através de fotointerpretação, devido a grande dificuldade de acesso a área inviabilizarem os trabalhos de campo.

É caracterizada pela presença de rochas granulíticas e foi incorporado de maneira informal ao Complexo Pium por Araújo et al.(1988).

Datações $^{40}Ar/^{39}Ar$ realizadas no Complexo Pium (Área do Pium) por Renne et al. (1988) em hornblenda, apresentaram idades superiores à 2,7 Ga para o metamorfismo granulítico. Em biotitas e plagioclásios das mesmas amostras, foram registradas idades variando de 1,9 à 2,1 Ga, sendo as mesmas interpretadas como marcadoras de um evento termo-tectônico de baixa intensidade ($t<500°C$)

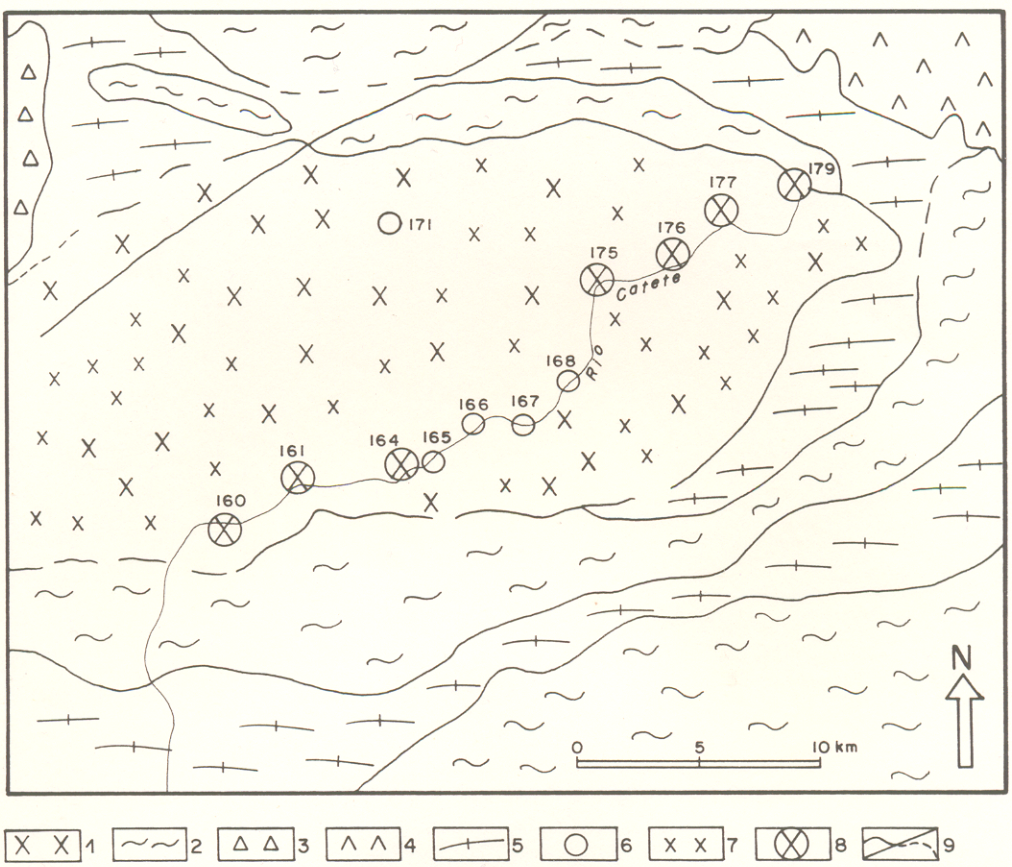
Lafon et al. (1988) utilizando a metodologia Rb/Sr em rocha total (7 amostras), obtiveram para o Complexo Pium uma idade de 2556 ± 97 Ma com Ri = 0,70164 ± 0,00015 e MSWD = 26,9, entretanto o elevado valor de MSWD aliado ao mau espalhamento dos pontos experimentais não permitiu que a idade obtida fosse considerada confiável. Dessa forma foi então realizado um novo cálculo levando em consideração somente as amostras com baixo teor de Rb, a idade encontrada foi de 1894 ± 136 com Ri = 0,70204 ± 0,0001 e MSWD = 3,4. Apesar da boa qualidade da isócrona não foi possível obter uma interpretação conclusiva para a idade obtida.

Pereira (1992) adicionou 3 amostras ao conjunto datado por Lafon et al. (op.cit.), obtendo uma idade de 2325 ± 71 Ma com



1 - Granitos Anorogênicos; 2 - Intrusões Ultramáficas Anorogênicas; 3 - Suite Plaquê; 4 - Grupo Grão Pará; 5 - Grupo Sapucaia; 6 - Complexo Xingu; 7 - Gnaisse Estrela; 8 - Complexo Pium; 9 - Contato Inferidido/Definido.

FIGURA 12 - Mapa Geológico da Serra de Carajás, mostrando a localização do Complexo Pium, segundo Araújo et al. ,1988.



1 - Complexo Pium; 2 - Ortognaisse; 3 - Metaultramáfica; 4 - Metavulcânica Básica; 5 - Complexo Gnaíssico-Migmatítico; AMOSTRAS DATADAS: 6 - Metodologia Pb-Pb; 7 - Metodologia Rb-Sr; 8 - Ambas; 9 - Contato Definido/Indefinido.

FIGURA 13 - Mapa de amostragem litológica dos granulitos do Complexo Pium (Área de Cateté), segundo CPRM (1991).

Ri= 0,70168 ± 0,00015 e MSWD = 35,47, sem conseguir definir melhor uma possível isócrona. O espalhamento dos pontos experimentais permitiu identificar 2 "trends" distintos, um com razões Rb-Sr baixas (0,01-0,08) e outro com razões Rb-Sr elevadas (0,16-0,49), sendo que a idade fornecida pelo conjunto de razões elevadas foi de 2256 ± 262 Ma com Ri = 0,70295 ± 0,00257 e elevado MSWD = 79,26, qualificada, portanto como errócrona.

Pereira (1992) também realizou datações (Rb-Sr) no Granulito Pium (Área de Cateté), obtendo uma idade de 2018 ± 25 com Ri = 0,70397 ± 0,00025 e MSWD = 1,83. Sendo a isócrona obtida considerada confiável, devido a boa precisão analítica sobre a Ri e a idade, associada ao baixo valor de MSWD.

A interpretação desta idade é bastante delicada, podendo ser referente a atuação do evento tectono-metamórfico Transamazônico, ou registrar a reabertura do sistema Rb-Sr durante a fase distensiva que afetou a região no Proterozóico Inferior. Esta última hipótese parece ser a mais provável. A fim de que se possa ter uma conclusão definitiva sobre os efeitos do Evento Transamazônico nesta área, já que é evidente que o sistema Rb-Sr foi reaberto diversas vezes, é de fundamental importância a realização de datações com metodologias que utilizem geocronômetros mais resistentes (Pb-Pb, U-Pb), de modo que se possa identificar a verdadeira idade das rochas. Com esse intuito, Lafon & Macambira (inédito) obtiveram uma idade (preliminar) U-Pb em zircões em torno de 2,85 Ga para o Granulito Pium.

3.3.4 - Metavulcânicas da Faixa Identidade

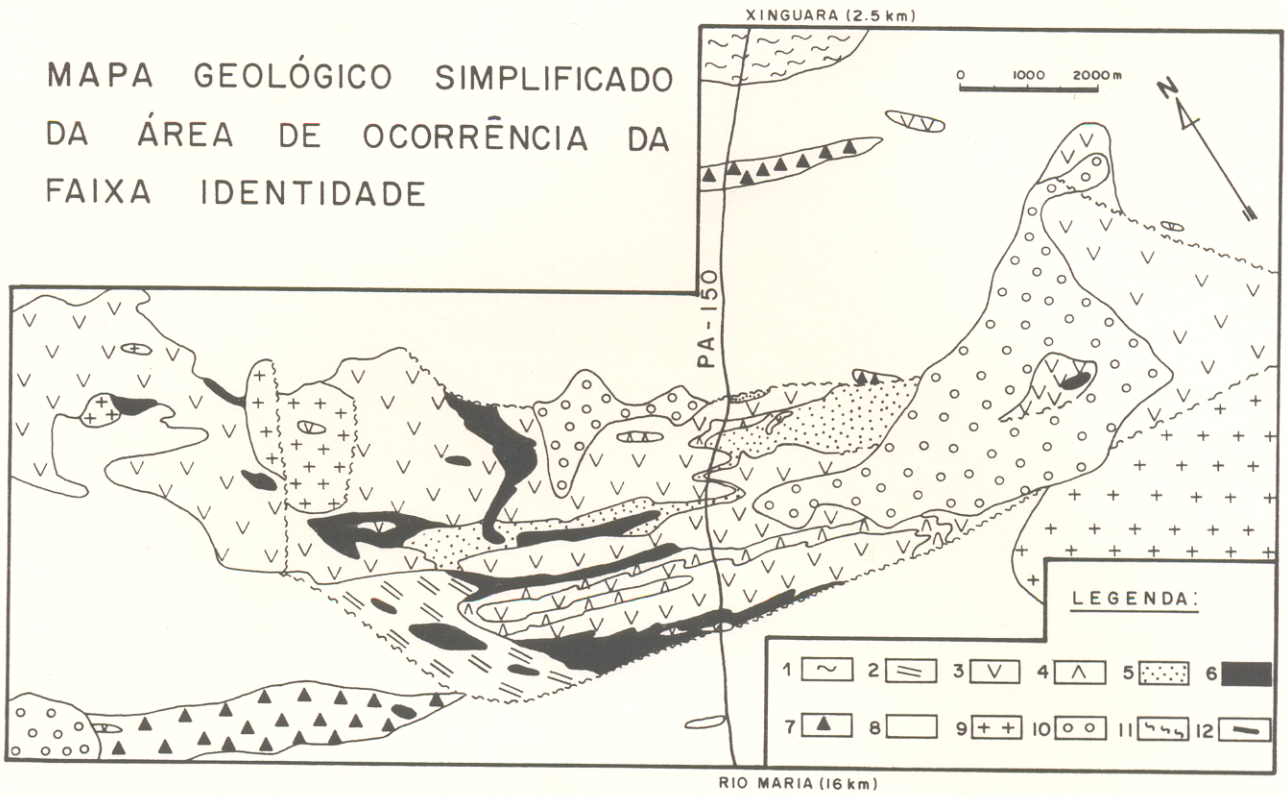
A Faixa Identidade localiza-se no extremo sudeste da Província Mineral de Carajás, limitando-se à sul com a cidade de Rio Maria e à norte com a cidade de Xinguara (Souza, 1990) (Figura 14).

Da base para o topo, essa faixa incluida no Grupo Babaçu, compõe-se de rochas metaultramáficas, com lentes restritas de BIF; derrames basálticos e corpos hipabissais de metadacitos e metagabróides. A Figura 15 mostra o local exato da coleta das amostras utilizadas.

Os metabasaltos presentes na área são de dois tipos, maciços ou almofadados. Os metabasaltos maciços (BAS) são mais abundantes e apresentam forma tabular definida por faixas retilíneas inferiores a 3 cm. Os metabasaltos almofadados (BASP) compõem duas faixas principais segundo o "trend" WNW-ESE, entretanto Souza (1990) preferiu considerar a faixa BASP como sendo um nível contínuo.

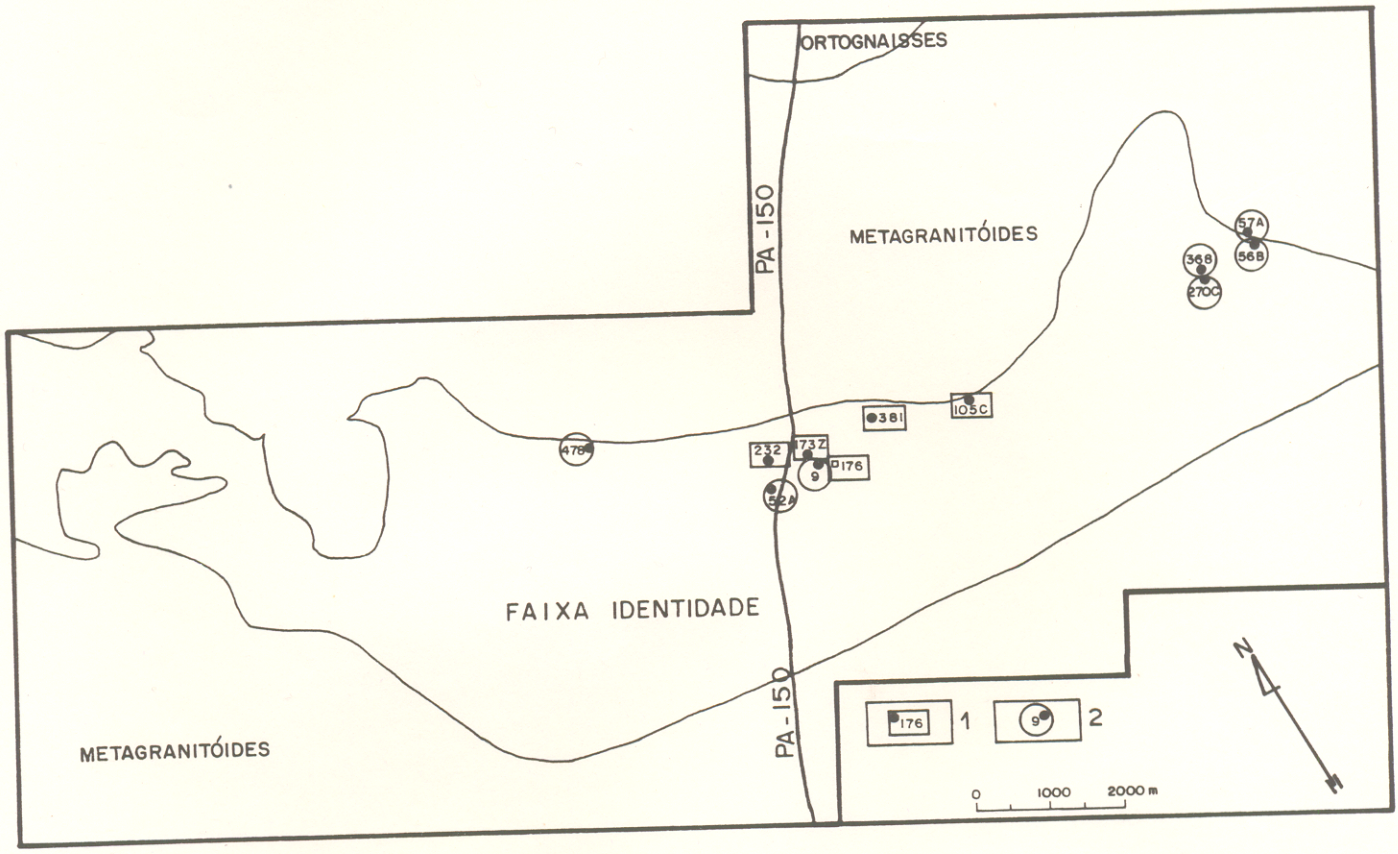
As almofadas apresentam formas e dimensões variadas, que podem ser métricas ou centimétricas, com contornos internos arredondados e contatos bem definidos, ocorrendo ocasionalmente interligações entre almofadas vizinhas. No interior das almofadas são frequentes amigdalas de quartzo e/ou clorita, as quais apresentam formas elípticas (1-10 mm).

De forma geral os minerais principais presentes em ambos os tipos de basaltos são anfibólio (hornblenda - actinolita), epídoto e plagioclásio. Dentre os minerais secundários destacam-se: titanita, quartzo, clorita, opacos e biotita.



1-Terrenos gnáissicos tonalítico-granodioríticos; FAIXA IDENTIDADE: 2-Metaultramáficas, 3-Metabasaltos maciços, 4-Metabasaltos almofadados, 6-Metagabros; METAGRANITÓIDES: 7-Quartzodioritos, 8-Granodioritos, Tonalitos e Trondhjemitos, 9-Leucogranitos; 10-Cobertura laterítica; 11-Contatos estruturais; 12-Pontos de amostragem

Figura 14 - Mapa de localização das Metavulcânicas da Faixa Identidade (Souza,inédito).



AMOSTRAS DATADAS : 1 - Metodologia Pb-Pb; 2 - Metodologia Rb-Sr

Figura 15 - Mapa de amostragem litológica das Metavulcânicas da Faixa Identidade (Souza,inédito).

Os metadacitos localizam-se principalmente na porção central do "greenstone", e ocorrem na forma de corpos alongados na direção E-W. Localmente apresentam-se como fragmentos angulosos em brechas vulcânicas de matriz metabasáltica (Souza, 1990).

Os metadacitos correspondem à intrusões félsicas hipabissais ou subvulcânicas. Sendo predominantemente cinzas, hololeucocráticos à leucocráticos, com texturas médias ou finas.

Souza et al. (no prelo) realizando datações Rb-Sr (RT) apresentaram uma idade de 2579 ± 50 Ma com Ri = 0,70219 ± 0,00029 e MSWD = 1,43 para os metadacitos, a qual foi interpretada como referente ao evento tectonometamórfico reconhecido regionalmente. Poucos são os dados geocronológicos disponíveis para as rochas do Supergrupo Andorinhas, porém os trabalhos de Macambira & Lancelot, (1991a,b) restringem a evolução das seqüências "greenstones" a um período de 100 Ma (2,87-2,97 Ga). Por outro lado as idades Rb-Sr dos granitóides arqueanos podem ter sido rejuvenescidas.

Dessa forma, objetiva-se que os dados Pb-Pb forneçam uma informação geocronológica segura para a evolução das seqüências "greenstones", além de alimentar a discussão sobre as relações genéticas metabasaltos-metadacitos e metadacitos-granitóides.

4 - RESULTADOS ANALÍTICOS: AVALIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO

4.1 - GRANITO VELHO GUILHERME

Foi analisado um conjunto de 11 amostras em rocha total e 2 frações de feldspatos, para o qual obteve-se uma idade iscrônica Pb-Pb de 1874 ± 15 Ma com MSWD = 1,53 e μ_1 = 8,9 ± 0,07 (estágio simples) (Figura 16)(Tabela 08).

Os feldspatos foram analisados primeiramente sem a etapa de "leaching", sem no entanto apresentar resultados coerentes.

A isócrona obtida apresentou é de boa qualidade, sendo a mesma verificada pelo valor do MSWD, bom alinhamento e espalhamento dos pontos no diagrama (feldspatos e rocha total), proporcionando assim um erro baixo sobre a idade obtida.

O diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ confirmou uma fonte comum para as amostras analisadas, já que todas alinharam-se num mesmo "trend". A razão $^{232}Th/^{238}U$ = 2,04 ± 0,13

A idade Pb-Pb de 1874 ± 15 Ma encontrada para o Granito Velho Guilherme foi interpretada como referente a cristalização deste corpo. Esta interpretação se mostra coerente com as idades encontradas para granitos similares do sul do Pará pela metodologia U-Pb em zircões: Granito Musa (1883 -2/+5 Ma - Machado et al., 1991); Granito Central de Carajás (1820 ± 49 Ma - Wirth et al., 1986; 1880 ± 2 Ma - Machado et al., 1991); Granito Cigano (1883 ± 2 Ma - Machado et al., 1991) e Granito Pojuca (1874 ± 2 Ma - Machado et al., 1991).

Dessa forma as idades Rb-Sr encontradas para estes mesmos corpos na faixa de 1,75 - 1,6 Ga : Granito Velho Guilherme

Tabela 08 - Resultados analiticos das amostras em rocha total e feldspatos do Granito Velho Guilherme.

Amostra	$^{206}Pb/^{204}Pb$	sX	$^{207}Pb/^{204}Pb$	sY	$^{208}Pb/^{204}Pb$	sZ
FELD-44D*	23.147	0.023	16.378	0.020	38.842	0.058
FELD-44D	17.583	0.018	15.813	0.019	36.008	0.054
FELD-44F	18.215	0.018	15.880	0.019	36.557	0.055
EMR-91	26.308	0.026	16.857	0.020	42.129	0.063
EMR-93A	27.772	0.028	17.012	0.021	42.978	0.065
EMR-94C	30.957	0.031	17.316	0.021	44.252	0.066
EMR-89A	31.531	0.032	17.414	0.021	46.215	0.069
EMR-94A	31.770	0.032	17.465	0.021	45.445	0.068
EMR-93C	32.328	0.032	17.510	0.021	45.731	0.069
EMR-44F	35.664	0.036	17.880	0.022	46.191	0.069
EMR-44G	35.843	0.036	17.919	0.022	45.796	0.069
EMR-88B	36.136	0.036	17.969	0.022	49.070	0.074
EMR-44D	36.663	0.037	17.990	0.022	47.300	0.071
EMR-85C	37.486	0.038	18.086	0.022	49.000	0.074

* = FELDSPATO SEM SOFRER PROCESSO DE "LEACHING", NÃO INCLUIDO NO CALCULO DA IDADE.

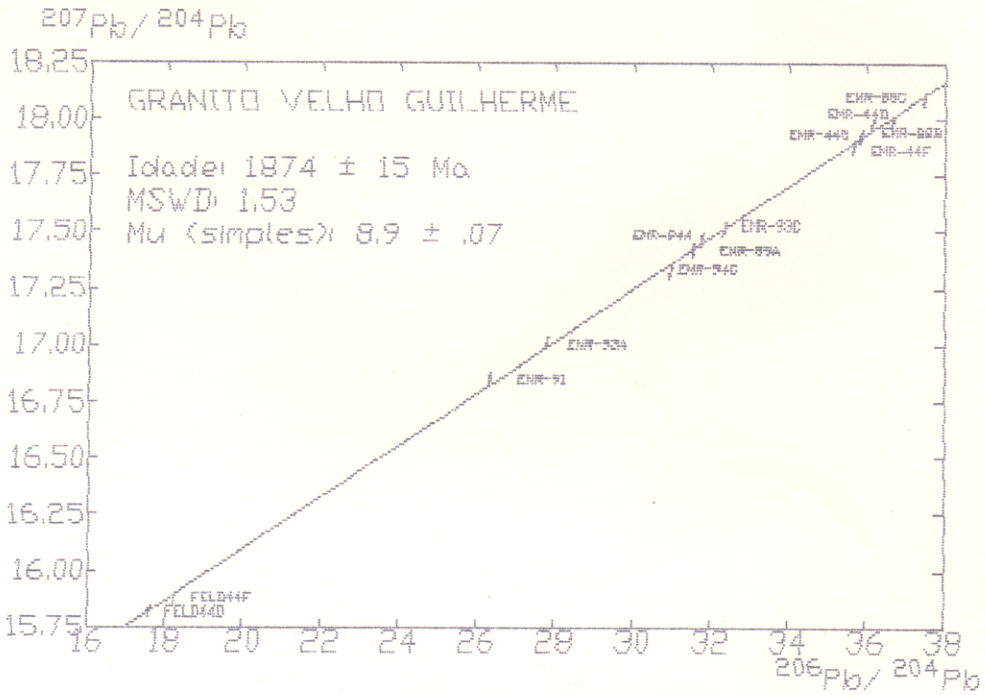


Figura 16 - Diagrama isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ do Granito Velho Guilherme.

(1653 ± 14 Ma - Lafon & Macambira,1990); Granito Musa (1692 ± 22 Ma - Gastal et al.,1987); Granito Jamon (1601 ± 42 Ma); Granito Cigano (1731 ± 28 Ma - Gonçalez et al., 1988); Granito Central de Carajás (1700 ± 45 Ma - Tassinari et al.,1982; 1599 ± 52 Ma - LGI, inédito) inicialmente interpretadas como idades de cristalização, passam agora a ser aceitas como referentes a idade rejuvenescida, provavelmente devido à transformações tardi-pós-magmáticas em rochas com razões Rb/Sr bastante elevadas.

O valor de 8,9 encontrado para o μ, segundo Oversby (1974) Apud Moorbath & Taylor (1980), juntamente com a razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70823 parecem indicar uma importante participação crustal no magma gerador deste granito. Porém as razões isotópicas ($^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$) dos feldspatos não são coerentes com o valor de μ encontrado, evidenciando dessa forma que o Modelo de Simples Estágio não é adequado para explicar a evolução do Pb da fonte deste granito.

4.2 - MONZOGRANITO MATA SURRÃO

Foi analisado um conjunto de 8 amostras em rocha total, o qual apresentou uma idade isocrônica Pb-Pb de 2876 ± 10 Ma com MSWD = 3,71 e μ_1 = 8,2 ± 0,11 (estágio simples)(Figura 17)(Tabela 09).

A qualidade da isócrona não foi comprometida pelo valor relativamente elevado de MSWD e , devido ao excelente espalhamento dos pontos experimentais, que possilbilitou um erro sobre a idade inferior à 0.5 %.

Tabela 09 - Resultados analíticos das amostras em rocha total do Monzogranito Mata Surrão.

Amostra	$^{206}Pb/^{204}Pb$	sX	$^{207}Pb/^{204}Pb$	sY	$^{208}Pb/^{204}Pb$	sZ
KZ-41	21.662	0.022	16.295	0.020	41.607	0.062
KY-96D	23.808	0.024	16.751	0.020	41.565	0.062
KY-98E	25.757	0.026	17.174	0.021	43.699	0.066
KY-113C	29.389	0.029	17.837	0.022	51.330	0.077
KY-94A	32.970	0.033	18.594	0.023	54.870	0.082
KY-93A	38.181	0.038	19.706	0.024	63.535	0.095
KY-111B	44.136	0.044	20.946	0.025	76.234	0.114
KY-109B	46.877	0.047	21.477	0.026	47.395	0.071

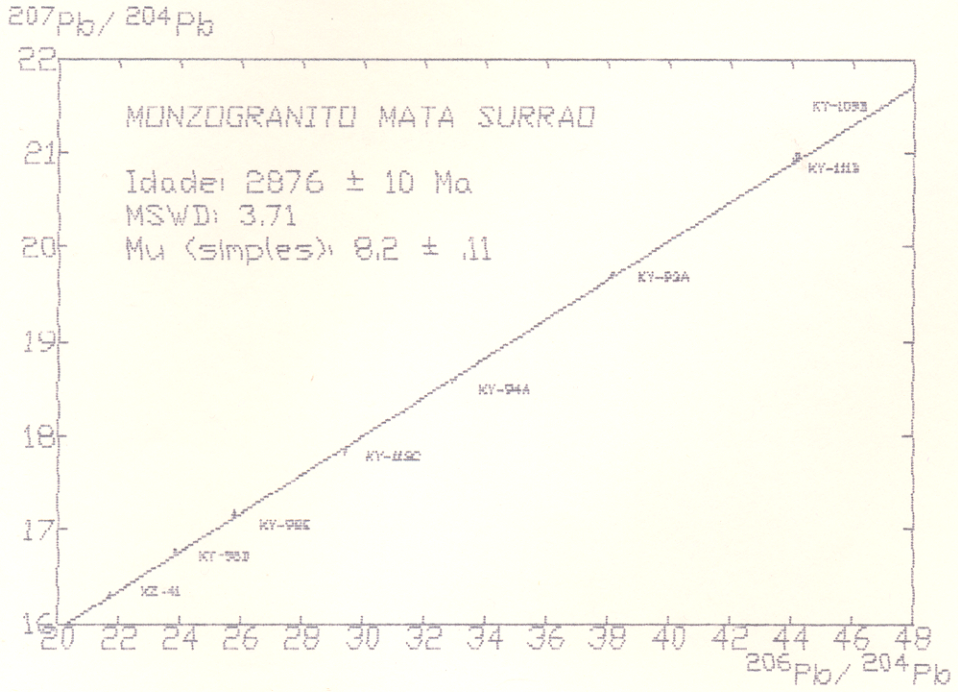


Figura 17 - Diagrama isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ do Monzogranito Mata Surrão.

O diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ evidenciou a diferença de comportamento do Pb nas amostras analisadas, existe um "trend" comum para todas as amostras, exceto a Ky-109B. Essa amostra foi coletada próxima a borda norte, no contato com o Gnaisse Tonalítico Arco Verde e descrita como deformada por Duarte et al. (1991), o que sugere uma não cogeneticidade da amostra (Ky-109B) com as demais amostras datadas. A razão $^{232}Th/^{238}U$ sem excluir nenhuma amostra foi de 0,98 ± 1,17 (Figura 18), excluindo a amostra Ky-109B, o valor passa a ser de 4,93 ± 0,50.

A idade Pb-Pb de 2876 ± 10 Ma obtida para o Granito Mata Surrão foi interpretada como representativa da cristalização do corpo, a mesma veio a corroborar com a idade U-Pb em zircões de 2874 +9/-10 Ma (Macambira & Lancelot, 1991b) obtida para o Granodiorito Rio Maria.

Datações Rb-Sr em rocha total indicaram tanto para o Monzogranito Mata Surrão quanto para outros granitos arqueanos idades variando entre 2,4 e 2,7 Ga: Granodiorito Rio Maria (2564 ± 63 Ma - Gastal et al.,1987; 2660 ± 40 Ma - Montalvão et al.,1988); Trondhjemito Mogno (2614 ± 120 Ma - Macambira et al., 1988; 2680 ± 60 Ma - Montalvão et al.,1988); Monzogranito Mata Surrão (2541 ± 74 Ma - Duarte et al.,1991); Monzogranito Xinguara (2528 ± 21 Ma - Macambira et al., 1988); Granodiorito Cumaru (2543 ± 53 Ma - Lafon & Macambira, 1990); Tonalito Parazônia (2400 Ma - Montalvão et al.,1988).

Com base nestes dados geocronológicos é possível supor que a granitogênese da Região de Rio Maria ocorreu por volta de 2,87 Ga, tendo sofrido posteriormente a ação de um evento termotectônico por volta de 2,5-2,7 Ga, registrado pelas idades Rb-Sr

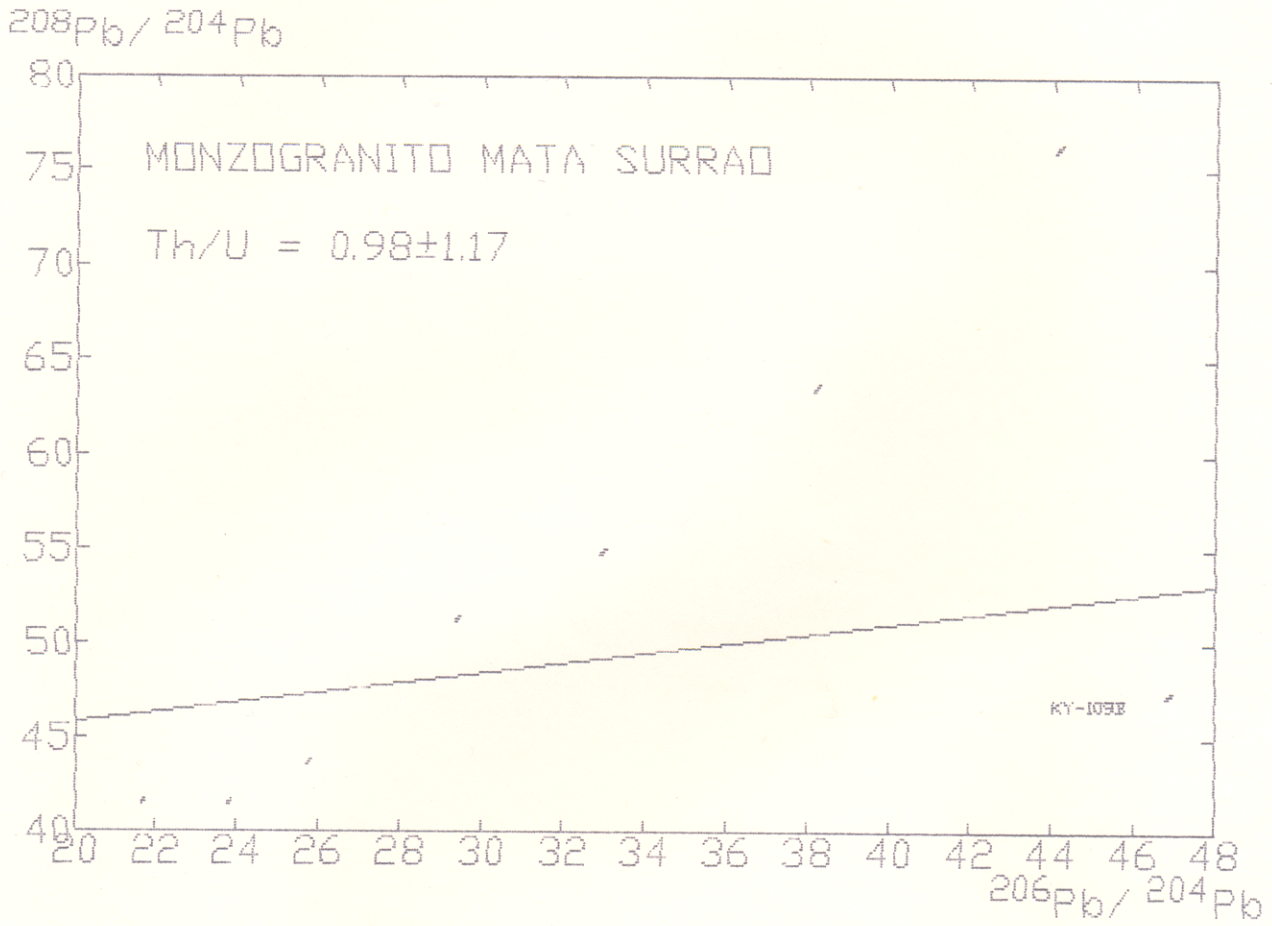


Figura 18 - Diagrama isocrônico $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ do Monzogranito Mata Surrão.

nos granitos da região.

O Monzogranito Mata Surrão é petrograficamente diferente dos demais corpos da região, sendo menos deformado é considerado um granito "stricto sensu", comprovando que o magmatismo ocorrido na área não envolveu somente associações TTG típicas (Trondhjemitos, Tonalitos, Granodioritos).

O valor obtido para μ (8,2) obtido se encontra na faixa limite entre os intervalos admitidos para evolução segundo Manto Superior e Crosta Superior, o que ratificaria de certa forma a origem crustal sugerida pelo elevado valor da razão isotópica inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,71040 ± 0,00343, muito superior ao valor esperado para o manto no final do arqueano (0,701).

A particularidade de uma amostra (KZ-41) analisada por ambas as metodologias geocronológicas (Rb-Sr e Pb-Pb) disponíveis no LGI deve ser destacada. Esta amostra (LGI, dados inéditos) está localizada na borda norte (deformada) do Granito Mata Surrão, no limite com o Ortognaisse Arco Verde, com foliação penetrativa E-W (Duarte et al., 1991). Descrita petrograficamente como gnaisse, apresentou um desalinhamento significativo no diagrama isocrônico Rb-Sr, ao passo que no diagrama isocrônico Pb-Pb a amostra alinhou-se perfeitamente, evidenciando a condição de sistema fechado para os isótopos do Pb.

Não foi possível precisar se a amostra em questão (KZ-41) faz parte do corpo granítico que sofreu a ação de um evento deformacional ou se faz parte do gnaisse encaixante. De toda forma, a resistência do geocronômetro Pb-Pb para esta rocha que sofreu deformação parece comprovada.

4.3 - ROCHAS GRANULíTICAS DO COMPLEXO PIUM (Área de Cateté)

Foi analisada um conjunto 11 amostras em rocha total de granulitos charnoquíticos, o qual apresentou uma idade isocrônica Pb-Pb de 3040 ± 64 Ma com MSWD = 28,72 e μ_1 = 9,2 ± 0,58 (estágio simples) (Figura 19)(Tabela 10).

Teoricamente o não alinhamento dos pontos experimentais é decorrência de dois fatores, erros analíticos ou fatores geológicos. O desalinhamento dos pontos experimentais apresentado por esta isócrona não podem ser atribuidos a erros analíticos, devido as duplicatas das amostras analisadas terem apresentado reprodutibilidade nos resultados, dessa forma acredita-se que o sistema Pb-Pb tenha sido pertubado ou que as amostras não satisfazem os critérios de cogeneticidade. Particularmente a amostra OAR-160 apresentou no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ x $^{206}Pb/^{204}Pb$, um comportamento bastante distinto das demais amostras. O erro sobre a idade obtida foi próximo de 2 %.

No diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ as amostras analisadas não apresentam um alinhamento bem definido, evidenciando uma evolução com razões Th/U bastante variadas para as mesmas. A razão $^{232}Th/^{238}U$ sem excluir nenhuma amostra foi de 1,29 ± 0,94 (Figura 20). As 2 amostras que apresentaram as razões Th/U mais elevadas, mostraram comportamentos bastante distintos, excluindo a aomstra OAR-165, o valor é pouco modificado 1,48 ± 0,28, ao passo que quando se exclui a amostra OAR-171B o valor é bem mais elevado 8,85 ± 1,72.

Tabela 10 - Resultados analíticos das amostras em rocha total das rochas granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté).

Amostra	$^{206}Pb/^{204}Pb$	sX	$^{207}Pb/^{204}Pb$	sY	$^{208}Pb/^{204}Pb$	sZ
OAR-160B*	16.747	0.017	15.992	0.006	36.403	0.055
OAR-164B	14.525	0.015	15.187	0.018	33.936	0.051
OAR-167A	14.987	0.015	15.233	0.018	34.311	0.052
OAR-176A	15.004	0.015	15.272	0.018	34.649	0.052
OAR-166	15.615	0.016	15.325	0.019	36.040	0.054
OAR-161A	15.710	0.016	15.454	0.019	36.197	0.054
OAR-177	15.711	0.016	15.299	0.019	35.233	0.053
OAR-175	15.918	0.016	15.646	0.019	37.105	0.056
OAR-179C	16.399	0.016	15.546	0.019	34.729	0.052
OAR-168D	16.401	0.016	15.579	0.019	35.747	0.053
OAR-165	18.727	0.019	16.170	0.020	44.829	0.067
OAR-171B	24.683	0.025	17.465	0.021	38.554	0.058

* = AMOSTRA NÃO INCLUIDA NO CALCULO DA IDADE.

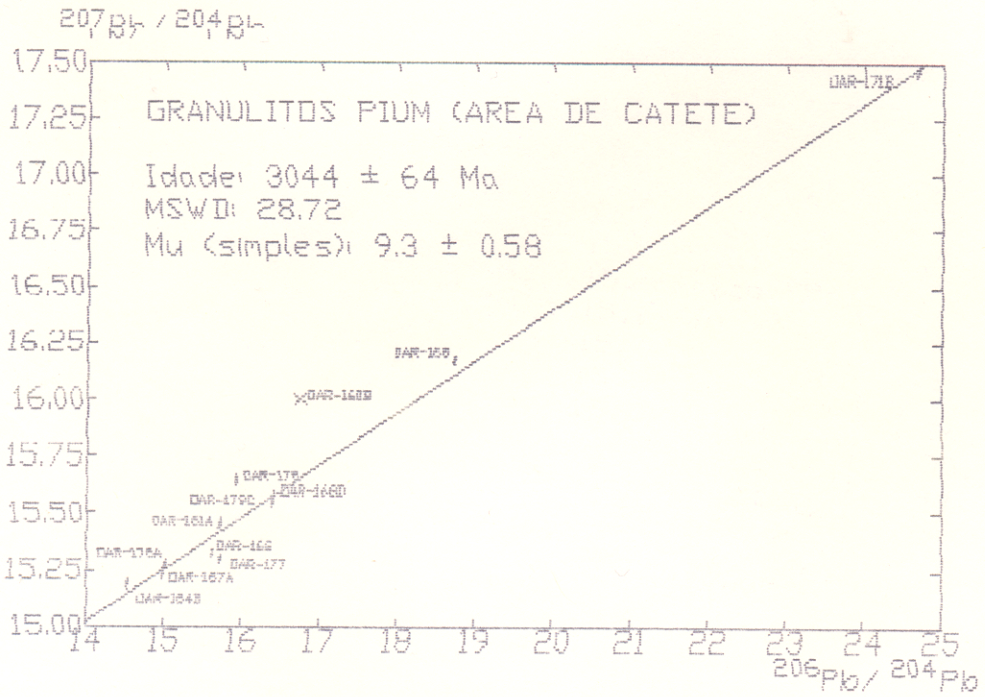


Figura 19 - Diagrama isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ das rochas granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté).

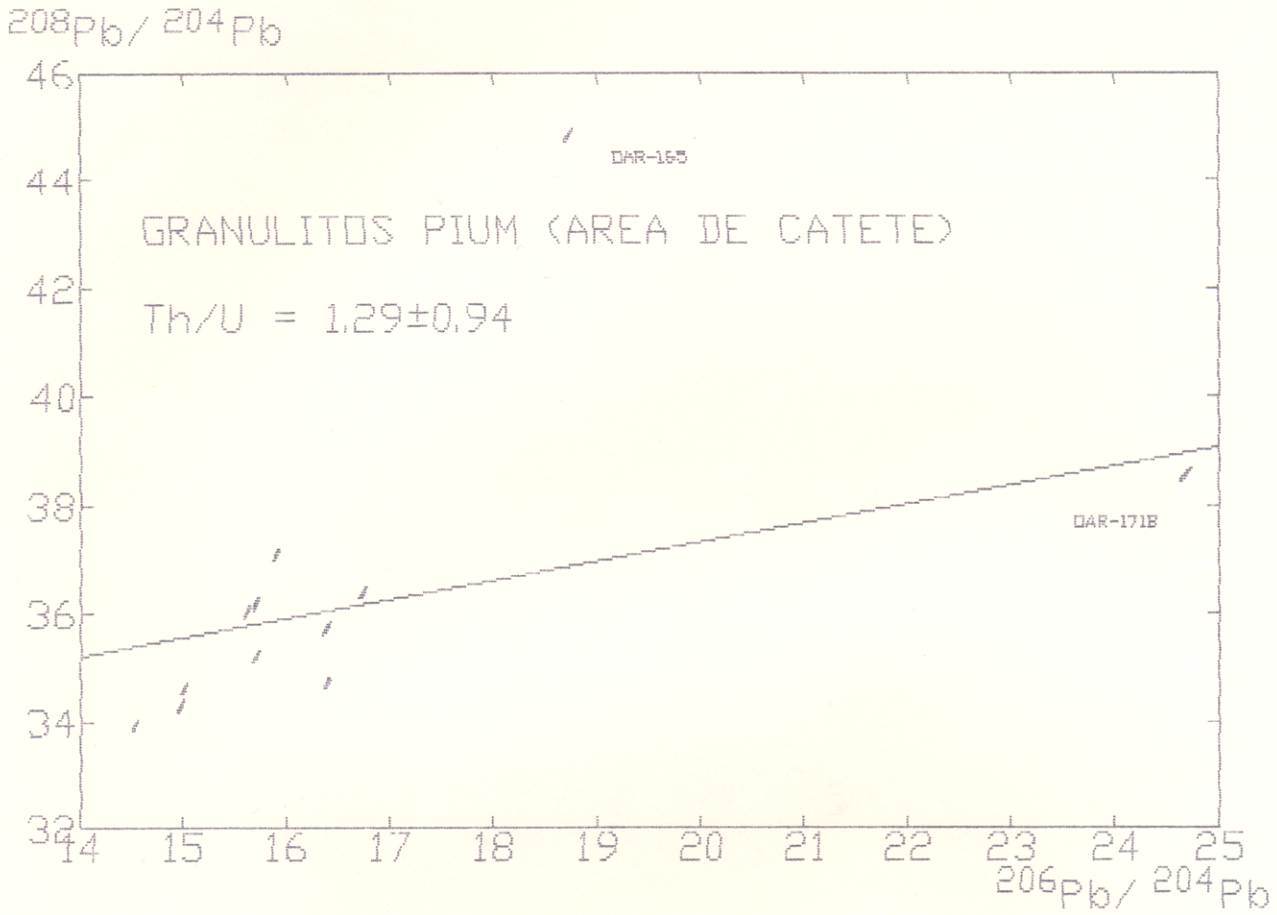


Figura 20 - Diagrama isocrônico $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ das rochas granulíticas do Complexo Pium (Área de Cateté).

A idade Pb-Pb de 3044 ± 64 Ma obtida para os Granulitos do Complexo Pium (Área de Cateté) é uma das mais antigas já encontrada para esta região, podendo a mesma ser interpretada tanto como referente a cristalização do protólito ígneo destes granulitos, predominantemente charnockíticos, quanto a idade do metamorfismo granulítico.

Cada uma das hipóteses implica em interpretações evolutivas completamente distintas. Caso essa idade corresponda à atuação de um evento metamórfico, fica em aberto a possibilidade da crosta ser realmente mais antiga e surgir como possível fonte para os zircões herdados presentes no Granito Musa e nos quartzitos do Grupo Rio Fresco, com idades em torno de 3,2 Ga conforme Macambira & Lancelot (1991b) e Machado et al.(1991).

No entanto, a hipótese que parece ser mais coerente é a que relaciona a idade de 3044 ± 64 Ma com a cristalização dessas rochas, combinando assim com as idades em torno de 2,7 Ga obtidas em anfibólios (Renne et al.,1988), as quais registrariam a granulitizacão. Caso esta hipótese seja verdadeira, a fonte dos zircões de 3,.2 Ga ainda deve ser identificada, devido à crosta continental inferior, da qual os granulitos são representantes, não se mostrar mais antiga do que a crosta representada pelos Ortognaisses Arco Verde na Região de Rio Maria.

Entretanto, é sempre bom ressaltar que o elevado valor de MSWD (28,72) comprometeu a confiabilidade da idade obtida.

A idade Rb-Sr de 2018 ± 65 Ma apresentada por Pereira (1992), que provavelmente registra a reabertura do sistema Rb-Sr em resposta a distensão sofrida pela região entre 2,0 e 2,5 Ga,

foi obtida a partir das mesmas amostras utilizadas neste trabalho. A amostra DAR-160B apresentou-se desalinhada tanto no diagrama Rb-Sr quanto no Pb-Pb. Essa amostra foi coletada nas proximidades do contato com o ortognaisse da Suite Plaquê, o que provavelmente justificaria o seu comportamento anômalo.

Mais uma vez a interpretação do valor de μ (9,2) é problemática, pois essas rochas por serem representativas de crosta inferior, deveriam apresentar valores de μ mais baixos.

4.4 - METABASALTOS DA FAIXA IDENTIDADE

Foi analisado um conjunto de 7 amostras em rocha total, o qual apresentou uma idade isocrônica Pb-Pb de 3408 ± 109 Ma com MSWD = 7,97 e μ_1 = 9,6 ± 1,44 (estágio simples).

O elevado valor do MSWD, o erro sobre a idade (superior a 3 %), além do mau espalhamento dos pontos experimentais prejudicou bastante a qualidade estatística da isócrona (Figura 21)(Tabela 11).

Outro fato importante a ser ressaltado é que a grande dispersão dos pontos experimentais, faz com que a eliminação de alguns destes pontos modifique significativamente a idade obtida, por exemplo, sem a amostra ZMR-57A, a idade passa a ser de 3246 ± 95 Ma e sem a amostra ZRM-56B a idade fica em 3574 ± 39 Ma.

O diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ permite avaliar o comportamento da razão Th/U das amostras analisadas, e a partir da obtenção destas razões ter-se uma indicação da razão Th/U da fonte destes basaltos. As amostras dos metabasaltos apresentaram

Tabela 11 - Resultados Analiticos das amostras de rocha total dos Metabasaltos da Faixa Identidade.

Amostra	$^{206}Pb/^{204}Pb$	sX	$^{207}Pb/^{204}Pb$	sY	$^{208}Pb/^{204}Pb$	sZ
ZRM-32A	14.047	0.014	14.841	0.018	33.780	0.051
Z-9	14.130	0.014	14.903	0.018	33.864	0.051
Z-478	14.185	0.014	14.945	0.018	33.996	0.051
Z-270C	14.478	0.015	14.985	0.018	34.199	0.051
Z-168	14.480	0.015	14.991	0.018	34.227	0.051
ZRM-57A	15.865	0.016	15.452	0.019	35.464	0.053
Z-56B	15.907	0.016	15.357	0.019	35.435	0.053

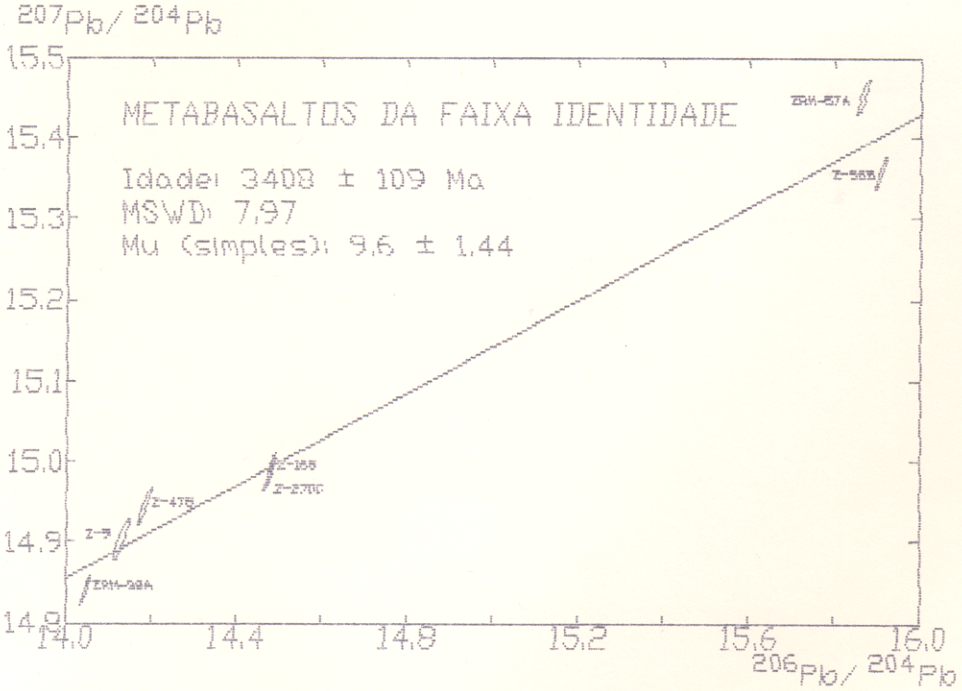


Figura 21 - Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ dos Metabasaltos da Faixa Identidade.

um alinhamento bem definido, permitindo apesar do flagrante desalinhamento apresentado pelo diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 21), determinar para a fonte destas rochas uma razão $^{232}Th/^{238}U$ de 3,37 ± 0,08 (Figura 22).

Enfim a idade obtida para essas rochas não era esperada, já que embora o "greenstone" não houvesse sido diretamente datado, Macambira & Lancelot (1991,a,b) haviam obtido idades em torno de 2,97 Ga para o embasamento regional e 2,87 Ga para as intrusões de granitóides, fazendo com que o "greenstone" localizado estratigraficamente entre estas duas unidades, fosse presumivelmente de idade intermediária entre os valores acima citados.

A idade Pb-Pb de 3408 ± 109 Ma obtida para os Metabasaltos da Faixa Identidade, pode ser interpretada como idade de cristalização desses corpos, no entanto cabe alertar para a má qualidade da isócrona.

O alinhamento dos pontos experimentais no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ acha-se bastante comprometido, evidenciando uma possível reabertura isotópica do sistema Pb-Pb em determinadas amostras (ZRM-56B e ZRM-57B), em contraste com o diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ que um bom alinhamento.

O desalinhamento das amostras ZRM-56B e ZRM-57B, classificadas como "hornfels" e coletadas nas proximidades dos contatos dos metabasaltos com os granitóides arqueanos, aparentemente reflete uma contaminação crustal no magma gerador destes metabasaltos, provavelmente no momento da intrusão dos granitoides. Entretanto a exclusão destas amostras provoca um aumento muito grande

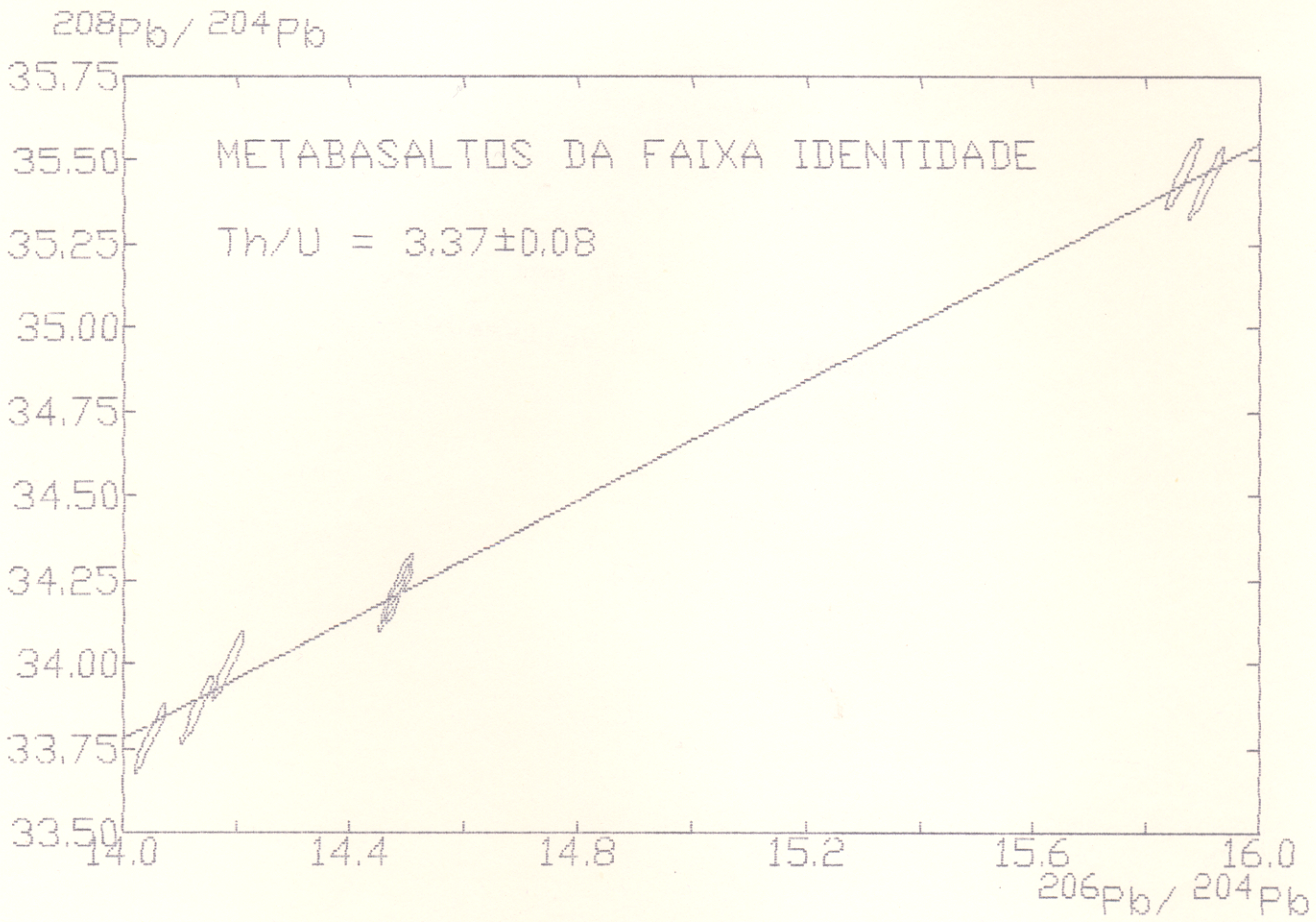


Figura 22 – Diagrama Isocrônico $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ dos Metabasaltos da Faixa Identidade.

no erro da idade obtida, devido a falta de espalhamento dos pontos experimentais.

O elevado valor de μ (9,6) para este tipo de rocha não é usual, podendo então ratificar a hipótese de contaminação crustal, no entanto o erro de 1,42 sobre o valor de μ é elevado demais para uma interpretação genética segura destes corpos.

A razão $^{232}Th/^{238}U$ de 3,37 ± 0,08, calculada utilizando todos as amostras,inclusive ZRM-56B e ZRM-57B. é coerente com os valores esperados para rochas básicas dos "greenstone belts" e características de manto empobrecido (Dupré et al., 1984).

4.5 - METADACITOS DA FAIXA IDENTIDADE

Foi analisado um conjunto de 5 amostras em rocha total, o qual apresentou uma idade isocrônica Pb-Pb de 2944 ± 88 Ma com MSWD = 31,52 e μ_1 = 8,2 ± 0,70 (estágio simples). Apesar do elevado valor de MSWD, erro sobre a idade de aproximadamente 4 % e do reduzido número de amostras disponíveis, a idade obtida para os metadacitos é relativamente bem definida face ao bom espalhamento dos pontos experimentais (13,5-22,5) nas razões isotópicas (Figura 23)(Tabela 12).

O diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ não apresentou nenhuma característica anômala e a razão $^{232}Th/^{238}U$ foi de 3,62 ± 0,44.

A idade Pb-Pb de 2944 ± 88 Ma obtida para os Metadacitos da Faixa Identidade foi interpretada como idade de cristalização, sugerindo assim a não cogeneticidade dos metabasaltos e metadaci-

Tabela 12 - Resultados analíticos das amostras em rocha total dos Metadacitos da Faixa Identidade.

Amostra	$^{206}Pb/^{204}Pb$	sX	$^{207}Pb/^{204}Pb$	sY	$^{208}Pb/^{204}Pb$	sZ
ID-176	13.910	0.014	14.695	0.018	33.372	0.050
Z-232	15.096	0.015	14.825	0.018	33.550	0.050
173-Z	15.523	0.016	14.990	0.018	33.769	0.051
Z-105C	17.147	0.017	15.462	0.019	34.913	0.052
Z-381	23.035	0.023	16.604	0.020	42.018	0.063

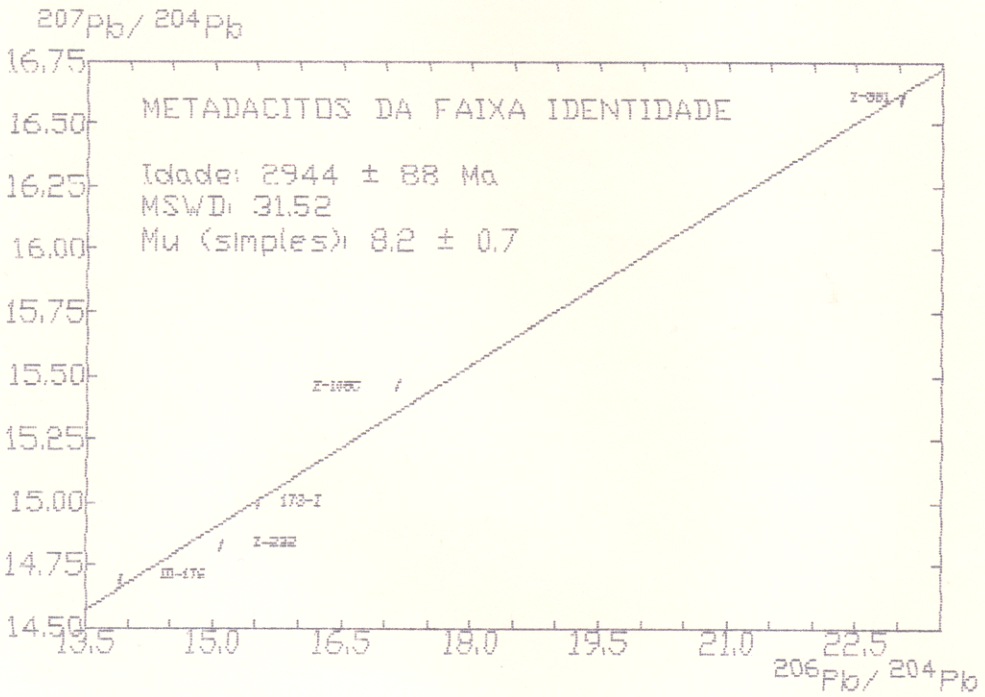


Figura 23 - Diagrama Isocrônico $^{207}Pb/^{204}Pb$ X $^{206}Pb/^{204}Pb$ dos Metadacitos da Faixa Identidade.

tos da Faixa Identidade. Essa idade é perfeitamente compatível com os dados já disponíveis para o "greenstone belts" da Região de Rio Maria (Macambira & Lancelot, 1991a,b). Embora seja necessário dizer que a isócrona foi obtida a partir de um número reduzido de amostras.

Os dados Pb-Pb permitiram estabelecer uma evolução diferente para as rochas metavulcânicas da Faixa Identidade, já que a idade dos metadacitos (2944 ± 88 Ma) mostrou-se bem mais jovem do que a obtida para os metabasaltos (3408 ± 109 Ma).

A hipótese dos metadacitos serem os equivalentes vulcânicos dos trondhjemitos da Região de Rio Maria, foi sugerida por Souza (1990) com base em critérios petrográficos. Agora com os dados Pb-Pb essa hipótese foi ratificada, além de poder ser extrapolada para os outros granitóides arqueanos da região de Rio Maria, devido a idade U-Pb em zircões de 2874 +9/-10 Ma (Macambira & Lancelot, 1991a) para o Granodiorito Rio Maria e a idade Pb-Pb de 2872 ± 10 para o Monzogranito Mata Surrão serem idêntica a idade Pb-Pb encontrada para este corpo.

Os dados Pb-Pb confirmaram também, que a idade Rb-Sr de 2579 ± 58 Ma apresentada para os metadadacitos (Souza et al., no prelo), é representativa de um evento termotectônico.

Embora com base em poucas amostras, uma origem mantélica pode ser sugerida para os metadacitos, respaldado no valor de μ (8,2), bem como no baixo valor da razão isotópica inicial de 0,70219.

5 - CONCLUSØES

O objetivo principal deste trabalho foi alcançado, visto que a metodologia geocronológica Pb-Pb em rocha total e minerais separados (feldspatos) acha-se implantada no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFPa.

A técnica experimental adotada, devido a ter se revelado a mais adequada ao LGI foi a desenvolvida por Manhes (1982), onde a quantidade de amostra é da ordem de 500 mg para rocha total e 200 mg para feldspato e a abertura química das fases minerais foi feita com HF 48% bidestilado e HBr (8N e 0,5N) bidestilado. A separação química do Pb é baseada na cromatografia de resinas de troca iônica (DOWEX AG 1X8,200-400 mesh, aniônica com forma iônica Cl^-), sendo o condicionamento da resina feito com HBr 0,5N bidestilado e a eluição do Pb com HCl 6N destilado.

O nível de contaminação do Pb oscilou entre 1,5 e 2,0 ng, ficando assim em níveis aceitáveis para a quantidade de amostra analisada (aproximadamente 5 µg de Pb).

Os erros (médios) nas razões isotópicas $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$, utilizando-se o espectrômetro de Massa VG ISOMASS 54E com monocoletor foram de 0,10 %, 0,12 % e 0,15 %, respectivamente. O fator de discriminação de massa, obtido experimentalmente, a partir de análises sistemáticas de soluções padrões NBS-981 e NBS-982, foi de 0,0015 ± 0,0003 por unidade de massa atômica, sendo esse fator bastante significativo para o erro final dos pontos experimentais.

A metodologia e a técnica analítica adotada no LGI foi

aplicada em diversos tipos de rochas como granitos, granulitos ácidos e rochas metamórficas básicas (basaltos) e félsicas (dacitos), a fim de se poder avaliar a eficiência da metodologia em rochas de composições químicas bastante diferentes. Do ponto de vista analítico, todas as rochas analisadas apresentaram bom nível de qualidade na determinação das razões isotópicas.

Os melhores resultados foram conseguidos com granitos, onde obteve-se comprovadamente a idade de cristalização. Em outros tipos de rocha, os resultados não necessariamente reflitiram o momento da formação, mas foram coerentes de certa forma com a geologia regional.

Os dados obtidos neste trabalho possibilitaram grandes avanços importantes no estudo da evolução da Provincia Mineral de Carajás, já que até agora a maioria dos dados disponíveis tinham sido obtidos através da metodologia Rb-Sr, que apesar da enorme contribuição para o melhor entendimento da região, deixaram em abertos problemas polêmicos que exigiam elucidação.

O granito anorogênico Velho Guilherme, localizado na região de Tucumã, apresentou uma idade Pb-Pb de 1873 ± 15 Ma, sendo esta interpretada como referente a cristalização do corpo, à semelhança dos diversos granitos anorogênicos da região como Granito Central, Granito Cigano, Granito Musa, e Granito Pojuca que se formaram durante um evento magmático bastante restrito no tempo, entre 1,87 à 1,89 Ga atrás.

Dessa forma as idades Rb-Sr, que indicavam para estes granitos idades em torno 1,6-1,75 Ga passam a ser interpretadas como idades rejuvenescidas, provavelmente devido às migrações do

^{87}Sr radiogênico pós-cristalização. A diferença entre as idades apresentadas pelas metodologias Pb-Pb e U-Pb (zircão) em relação as idades Rb-Sr é bastante significativa, no caso do Granito Velho Guilherme a diferença é da ordem de 200 Ma, inviabilizando assim as possibilidades de resfriamento lento e/ou a diferença das temperaturas de fechamento dos sistemas geocronológicos (U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr).

Os granulitos do Complexo Pium (Área de Cateté) registraram uma idade Pb-Pb de 3044 ± 64 Ma, sendo esta relacionável com a cristalização do protólito ígneo desses granulitos, demonstrando assim a existência da crosta inferior da região de Carajás há pelo menos 3,0 Ga.

O Monzogranito Mata Surrão, localizado na região de Rio Maria, indicou uma idade Pb-Pb de cristalização de 2876 ± 10 Ma, contemporânea portanto do Granodiorito Rio Maria. Comprovando dessa forma a reabertura do sistema Rb-Sr a aproximadamente 2,5-2,7 Ga atrás em decorrência da ação de um evento tectono-metamórfico que afetou toda a região.

Outra dúvida esclarecida com os dados Pb-Pb, foi quanto a granitogênese arqueana da Região de Rio Maria. Foi possível mostrar que o magmatismo ocorrido por volta de 2.8 - 2.9 Ga não envolveu somente associações tipo TTG, mas inclui também plutons de composição monzogranítica.

Os Metadacitos da Faixa Identidade apresentaram uma idade Pb-Pb (RT) de cristalização de 2944 ± 88 Ma, a qual foi interpretada como idade de cristalização. A idade obtida, apesar do alto erro, mostra-se de acordo com os valores esperados para os

"Greenstones Belt", entre 2,87-2,97 Ga. A idade Rb-Sr (RT) de 2579 ± 58 Ma (Souza et al., 1992) passa aser interpretada como de rejuvenescimento. Além disso, estes resultados favorecem a existência da relação genética sugerida por Souza (op.cit.), entre os dacitos e os trondhjemitos, feita com base em semelhanças petrográficas dos constituintes essenciais.

Outro fato que deve merecer destaque é a similaridade entre os valores de μ obtidos para os Metadacitos (8,2 ± 0,70) e para o Monzogranito Mata Surrão (8,2 ± 0,11), que ratificam a idéia de uma fonte única para estes corpos.

Os Metabasaltos da Faixa Identidade apresentaram uma idade Pb-Pb de 3408 ± 109 Ma, cuja interpretação suscita várias dúvidas. Caso a mesma seja interpretada como referente à cristalização, torna-se obrigatória uma revisão cronoestratigráfica da região, já que o valor esperado era de aproximadamente 3,0 Ga. No entanto a dispersão apresentada pelos pontos experimentais aliada ao MSWD elevado (7,97) e a um valor de μ de 9,6 ± 1.44, são indicativos de um possível processo de contaminação por parte dos granitóides arqueanos vizinhos, inviabilizando assim a interpretação dos resultados Pb-Pb em termos geocronológicos e genéticos. Porém, os metabasaltos apresentaram uma razão Th/U de 3,37 ± 0,08, que de acordo com Dupré et al. (1984) é característica de manto empobrecido.

Finalizando, a integração dos resultados geocronológicos apresentados neste trabalho aos dados já existentes sobre a Província Mineral de Carajás, permite confirmar que, a evolução geológica principal, bem como a estruturação desta Província, ocorreu

em torno de 2,5-3,0 Ga, o que corresponde ao principal período de formação da Crosta Juvenil e ao arranjo tectônico da região. Os dados Pb-Pb reforçam também a existência de um evento magmático de grande intensidade por volta de 1,87-1,88 Ga, o qual afetou toda a porção oriental da Província Amazônica Central.

As perspectivas de estudos geocronólogicos semelhantes na Amazônia são bastante promissoras, já que a metodologia Pb-Pb revelou-se bastante competente na obtenção de idades de cristalização, com faixas de erros muito próximas as obtidas pela metodologia U-Pb (zircão), permitindo também a reinterpretação das Rb-Sr disponíveis para a região.

A metodologia Pb-Pb por ser mais rápida, mais barata e menos sensível a contaminação irá completar a gama de metodologias que servirão como ferramentas na elucidação da origem e desenvolvimento das rochas da Região Amazônica que são bastante propícios por serem bastante antigas (Pré-Cambriano).

6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALTHOFF,F.J.; DALL'AGNOL,R.; SOUZA,Z.C. 1991. Região de Marajoara -Se do Pará: Prolongamento dos Terrenos Arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento ? In: SIMP. GEOL. AMAZ.,3,Belém,1991.**Anais** ... Belém, SBG.p.130-141.

ARAÚJO,O.S.B.; MAIA,R.G.N.; JOÃO,X.S.J. ; COSTA,J.B.S. 1988. A Megaestrutura Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATAMER.,7.Belém, 1988. **Anais** ... Belém, SBG. p.324-338.

BARBOSA,O.; RAMOS,J.R.A.; GOMES,F.A.; HEMBOLD,R. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia.** Rio de Janeiro. DNPM, Div.Geol.Mineral. 36p. (Monografia 19).

BASEI,M.A.S. 1974. Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. In: CONG. BRAS. GEOL.,28.Porto Alegre, 1974. **Anais** ... Porto Alegre, SBG. v.6, p.287-298.

BEAKHOUSE,G.P.; McNUTT,R.H.; KROGH,T.E. 1988. Comparative Rb-Sr and U-Pb zircon geocronology of late-post tectonic plutons in Winnepeg River Belts, north western Ontario, Canada. In: **Chem. Geol.**(Isot. Geosc. Sect.) 72:337-351.

BEZERRA,P.E.L. 1984. Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares proterozóicas do Craton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã.(Amazônia Legal). In: CONG. BRAS. GEOL.,33,Rio de Janeiro,1984. **Anais** ... Rio de Janeiro,SBG.v.5, p.2125-2138.

CORDANI,U.G.; TASSINARI,C.G.G.; KAWASHITA,K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre as províncias tectônicas. **Ciências da Terra**, 9:6-11.

CORDANI,U.G.; TASSINARI,C.C.G.; TEIXEIRA,W.; BASEI,M.A.S.; KAWASHITA,K. 1979. Evolução Tectônica de Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONG.GEOL. CHILE,2, Santiago,1974. **Actas** ... Santiago. p.137-148.

CORDEIRO,A.A.C. 1982. Geologia preliminar da Região de Andorinhas. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,1,Belém,1982. **Anais** ... Belém, SBG. v.1, p.45-49.

CORDEIRO,A.A.C. & MARTINS,L.P.B. 1984. Ocorrências de Pillow Lavas no Greenstone Belt de Andorinhas - Pa. In : CONG. BRAS. GEOL., 33,Rio de Janeiro,1984. **Resumos, Breves Comunicações, Cursos, Excursões e Mesas Redondas** ... Rio de Janeiro. SBG. p.148-149.

CORDEIRO,A.A.C. & SAURESSIG,R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONG. BRAS. GEOL.,31,Camboriú,1980. **Resumos** ... Camboriú. SBG. BOL. 2, 344p.

CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) 1991. **Serra de Carajás, Folha SB-22-Z-A, Estado do Pará.** Brasília. DNPM/CPRM.136p.

CUMMING,G.L. & RICHARDS,J.R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. **Earth Planet. Sci. Lett.** 28 : 155-171.

CUNHA,B.B.C.; POTIGUAR,L.A.T.; IANHEZ,A.C.; BEZERRA,P.E.L.; PITHAM,J.H.L.; SOUZA Jr,J.J.; MONTALVÃO,R.M.G.; SOUZA,A.M.; HILDRED,P.R.; TASSINARI,C.C.G. 1981. Geologia. In: BRASIL Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22 - Tocantins.** Rio de Janeiro p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

DALL'AGNOL,R.; BITTENCOURT,J.S.; JORGE JOÃO,X.S.; MEDEIROS,H.; COSTI,H.T.; MACAMBIRA,M.J.B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian Region: a review. **Rev. Bras. Geoc.**, 17 (4) :382-403.

DALL'AGNOL,R.; SCHUCKMANN,W.K.; BASEI,M.A.S.; SCHELLER,T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços e maciços granitos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SIMP. GEOL. AMAZ.,2, Manaus, 1984. **Anais...** Manaus, DNPM. p.59-74.

DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Provincia Mineral de Carajás . In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. **Província Mineral de Carajás litoestratigrafia e principais depósitos minerais.** Belém, CVRD-SBG. p.11-54. Anexo aos Anais.

DUARTE,K.D.; PEREIRA,E.D.; DALL'AGNOL,R.; LAFON,J.M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão - Sudoeste de Rio Maria (Pa). In: SIMP. GEOL. AMAZ.,3,Belém,1991. **Anais** ... Belém, SBG.p.7-20.

DUPRé,B.; CHAUVEL,C.; ARNDT,N. 1984. Pb and Nd isotopic study of two archean komatiitic flows from Alexo, Ontario. **Geoch. Cosmoch. Acta.** 48: 1965-1972.

ENCYCLOPEDIA OF GEOCHEMISTRY AND ENVIRONMENTAL SCIENCES. 1972 . Dowden, Hutchinson & Ross,Inc. 1321p.

FAURE,G. 1986. **Principles of Isotope Geology.** Santa Barbara, London, John Wiley.464p.

GASTAL,M.C.P.; MACAMBIRA,M.J.B.; MEDEIROS,H.; DALL'AGNOL,R. 1987. Idades e Geoquímica Isotópica Rb/Sr do Granito Musa e Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. **Geochim. Brasil.**, 1(2): 247-259.

GONÇALEZ,M.G.B.; DALL'AGNOL,R.; VIEIRA,E.A.P.; MACAMBIRA,M.J.B.; DELA SENTA,N. 1988. Geologia do Maciço Anorogênico Cigano, vale do rio Paraupebas-PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 35,Belém, 1988. **Anais** .... Belém , SBG. v.3, p.1132-1146.

HALL,K.S. 1972. Lead Poisoning. **Environm. Sci. Technol.**,Londres,6 : 31-35.

HIRATA,W.K.; RIGON,J.C.; KADEKARU,K.; CORDEIRO,A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,1, Belém, 1980.**Anais** ... Belém. SBG. p.100-110.

HUHN,S.R.B.; SANTOS,A.B.S.; AMARAL,A.F.; LEDSHAN,E.J.; GOUVEA,J.L. ; MARTINS,L.P.B.; MONTALVÃO,R.M.G.; COSTA,V.G. 1988. Terreno granito-"greenstone" da Região de Rio Maria, sul do Pará. In : CONG. BRAS. GEOL.,35, Belém, 1988. **Anais** ... Belém, SBG. v.3, p.1438-1452.

ISSLER,R.S. 1977. Esboço geológico e tectônico do Cráton do Guaporé. **Rev. Bras. Geoc.**, 7:177-211.

KRAUSKOPF,K.B. 1985. **Introduction to Geochemistry.** New York. Internation Student Edition. 617p.

KROGH,T.E. 1973. A low contamination method of hidrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopics ages determinations. **Geoch. Cosmoch. Acta**,37:485-494.

LAFON,J.M. & MACAMBIRA,J. 1990. Age Archéen de la Granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús,Pará,Brésil). **C.R. Acad. Sci. Paris**, 310,II, :1635-1641.

LAFON,J.M.; MACAMBIRA,M.; SCHELLER,T. 1988. Estudo Geocronológico Rb/Sr do Maciço Granítico da Serra da Seringa e dos Granulitos da Serra do Pium (Pa).Belém, FADESP/CPRM. 23p. Relatório final.

LAFON,J.M.; PEREIRA,E.D; MACAMBIRA,E.M.B.; VALE,A.G.; BARRADAS,J. A.S. 1991. Geocronologia Rb-Sr da Região de São Félix do Xingu - Resultados preliminares. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3,Belém,1991. **Anais** ... Belém.SBG, p.21-31.

LUDWIG,W.R. 1980. Calculation of uncertanties of Pb-U isotope data. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 46:212-220.

MACAMBIRA,M.B. & LANCELOT,J. 1991a. História Arqueana da Região de Rio Maria, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,3,Belém, 1991. **Anais** ... Belém, SBG. p.59-69.

MACAMBIRA,M.B. & LANCELOT,J. 1991b. Em busca de um embasamento arqueano da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ.,3, Belém, 1991. **Anais** ... Belém, SBG. p.49-58.

MACAMBIRA,M.B.; LAFON,J.M.; BARRADAS,J.A.S. 1991. Le granite de Xinguara, térrain d'un magmatisme monzogranite dans lárchéen de l'Amazonie Orientale, Brésil, **C. R. Acad. Sci. Paris**, 313 : 781-785..

MACAMBIRA,M.B.; LAFON,J.M.; DALL'AGNOL,R.; COSTI,H.; JOÃO,X.S.J. 1990a. Geocronologia e Granitogênese da Província Amaz%onia Central Brasileira: Uma revisão. **Rev. Bras. Geoc.** 20(1-4) : 258-266.

MACAMBIRA,M.B.; LAFON,J.M.; LANCELOT,J.; BARRADAS,J.A.S.; BARBOSA, A.A. 1990b. Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da Região de Rio Maria (Pa). In: CONG. BRAS. GEOC. ,36,Natal,1990. **Resumos** ... Natal, SBG. p.168-170.

MACAMBIRA,M.B.; LANCELOT,J; LAFON,J.M. 1990c. Evolution des granitoides Pré-Cambriens de la Région de Rio Maria (Sudest Amazonie, Brésil). D'aprés les donnés U-Pb, Rb-Sr et K-Ar. In: Réunion des Sciences de la Terre, 113,Grenoble, 1990. **Resumé** M-83.

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

MACHADO,N.; LINDENMAYER,Z.; KROGH,T.E.; LINDENMAYER,D. 1991. U/Pb geocronologie of archean magmatism an embasement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield , Brasil. **Precambrian Research**, 49:329-354.

MACHADO,N.; LINDENMAYER,D.; LINDENMAYER,Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. **Anais** ... Belém, SBG-DNPM. p.339-347.

MANHES,G. 1982. **Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb.Contribution à la chronologie initiale du systeme solaire.** Paris, Université de Paris VII.294p. (Thèse du Doctorat d'Etat).

MANHES,G.; MINSTER,J.F.; ALLèGRE,C.J. 1978. Comparative Uranium-Thorium-Lead and Rubidium-Strontium study of the Saint Séverien amphoterite: consequences for early solar system chronology. **Earth Planet. Sci. Lett.** 39:14-24.

MEDEIROS, H. 1987. **Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará.** Belém, UFPa. Centro de Geociências. 104p. (Tese de Mestrado).

MONTALVÃO,R.M.G. & BEZERRA,P.E.L. 1980. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônico (parte da Amazônia Legal Brasileira). **Rev. Bras. Geoc.**, 10:1-27.

MONTALVÃO,R.M.G.; TASSINARI,C.C.G.; BEZERRA,P.E.L. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de Rio Maria , Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, sul do Pará (Distrito Carajás-Cumarú). In: CONG. BRAS. GEOL.,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 trondhjemíticos da Região de Rio Maria, Sul da Serra de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. **Anais ...** Belém, SBG. v.3, p.1478-1487.

MOORBATH,S. & TAYLOR,P.N. 1980. Evidências isotópicas para o crescimento continental no Pré-Cambriano.In : CONG. BRAS. GEOL.,Bol.,31,Camboriú, 1980. **Anais ...** Camboriú, S.B.G. v. 6, p.25-63.

PEREIRA,E.D. 1992. **Uma contribuição à evolução geológica da parte Oriental de Província Amazônia Central através da Geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás e Região de São Félix do Xingu.** Belém,UFPa-Centro de Geociências.128p. (Tese de Mestrado).

QUAGLIANO,J.V. & VALLARINO,L.M. 1973. **Chemistry.** Miami. Prentice Hall. 855p.

RENNE,P.R.; ONSTOTT,T.L.; JOÃO,X.S.J. 1988. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Paleomagnetic results from the Guapore Shield: Further Implications for the Nature of Middle-late Proterozoic Mobile Belts of Gondwanaland. In: CONG. LATAMER. GEOL.,7, Belém, 1988.**Anais** ... Belém, SBG.p.348-362.

ROSHOLT,J.N; ZARTMAN,R.E.; NKOMO,I.T. 1973. Lead Isotope Systematics and Uranium Depletion in the Granite Mountains Wyoming. **Geol. Soc. Am. Bull.** 84(3):989-1002.

SANTOS,J.O.S. & REIS NETO,J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1984. **Anais** ... Salvador, SBG. v.1, p.339-348.

SILVA,G.G.; LIMA,M.I.C.; ANDRADE,A.R.F.; ISSLER,R.S.; GUIMARÃES,G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins. In: BRASIL. DNPM. PROJETO RADAM.**Folha SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins.** Rio de Janeiro. p.1-143. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

SOUZA,Z.S. 1990. **Mapeamento Geológico, Petrografia e Evolução Estrutural do "Greenstone Belts" de Identidade, Região de Xinguara - Rio Maria, SE do Pará.** Belém ,UFPa. Centro de Geociências. 98p.(Exame de Qualificação de Doutorado).

SOUZA,Z.S.; LAFON,J.M.; SACHETT,C.R. **Geocronologia Rb-Sr dos Metadacitos e Riolitos do "Greenstone belt" da Faixa Identidade.** (NO PRELO).

SOUZA,Z.S.; MEDEIROS,H.; ALTHOFF,F.J.; DALL'AGNOL,R. 1990. Geologia dos terrenos granito-"greenstone" arqueanos da Região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL.,36, Natal,1990. **Anais** ... Natal,SBG.v.6,p.2913-2928.

SOUZA,Z.S.; SANTOS,A.B.; LEDSHAN,E.J.; MARTINS, L.B.B.; HUHN,S.R. B.; COSTA,V.G. 1988. Feições geológicas e estruturas do "greenstone belts" de identidade da Região de Xinguara - Rio Maria, sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL.,35,Belém, 1988. **Anais** ... Belém, SBG. v.3, p.1453-1467

STACEY,J.S. & KRAMERS,J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth Planet. Sci. Lett.**,26(2):207-221.

STEIGER,R.H. & JAGER,E. 1977. Subcommission on geocronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmocronology. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 36(3):359-362.

TASSINARI,C.C.G. & BASEI,M.A.S. 1980. Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da Serra do Tapirapé-Mato Grosso. In: CONG. BRAS. GEOL.,31,Camboriú,1980. **Resumos** ... Camboriú, SBG. v.5, 2744-2751.

TASSINARI,C.C.G.; HIRATA,W.K.; KAWASHITA,K. 1982. Geological Evolution of the Serra dos Carajas,Para,Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 12(1/3):263-267.

TASSINARI,C.C.G.; SIGA Jr.,O.; TEIXEIRA,W. 1984. épocas Metalogéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL.,33,Rio de Janeiro,1984. **Anais** ... Rio de Janeiro. SBG. v.6, 2963-2977.

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

TEIXEIRA,W.; TASSINARI,C.G.C.; CORDANI,U.G.; KAWASHITA,K. 1989. A review of the geocronology of the Amazonian Craton, Tectonic Implications. **Precambrian Research**. 42: 213-227.

WIRTH,K.R.; GIBBS,A.K.; OLSZEWSKI Jr,W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará,Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**,16:195-200.

YORK,D. 1969: Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. **Earth Planet. Sci. Lett.** 5:320-324.

ZARTMAN,R.E. & DOE,B.R. 1981. Plumbotectonics - The Model. **Tectonophysics**, 75: 135-162.