



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

**“ESTUDO GEOCRONOLÓGICO E DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DA ÁREA
POJUCA (PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA)”.**

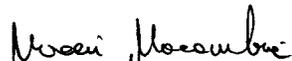
TESE APRESENTADA POR

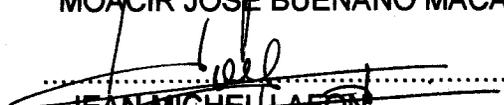
SANDRO ROGÉRIO BALIEIRO DE SOUZA

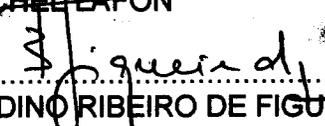
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de **GEOQUÍMICA**.

Data de Aprovação 15 / 03 / 96

Comitê de Tese:


.....
MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA (Orientador)


.....
JEAN MICHEL LAFON


.....
BERNARDINO RIBEIRO DE FIGUEIREDO

BELÉM

AGRADECIMENTOS

Para a elaboração deste trabalho fez-se necessário o apoio de entidades e pessoas, as quais dedico meus sinceros agradecimentos:

-à Universidade Federal do Pará, através do Centro de Geociências, pelo apoio laboratorial, material e financeiro;

-à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) pelo apoio financeiro, através do projeto “Geocronologia da região do Igarapé Pojuca e estudo petrológico e geoquímico do Granito Pojuca”;

-à DOCEGEO, pelo apoio logístico nas etapas de campo, em especial aos geólogos Eduardo Vieira e Sérgio Huhn;

-ao professor Moacir José Buenano Macambira, pela orientação;

-aos professores Jean-Michel Lafon, Thomas Scheller e Candido Moura, pela co-orientação;

-aos professores Netuno Villas e Carlos Albuquerque, pelas informações petrológicas;

-ao geólogo Xafi Jorge João, pelas fotomicrografias;

-aos colegas geólogos Alayde Barbosa, Valter Avelar, Silvia Souza, Marco Horbe e Edielma Farias, pelas informações geológicas prestadas;

-à Leila Sacramento, pela atenção e apoio;

-aos meus pais e irmãos, pelo incentivo;

-aos colegas geólogos Erimar Soares e Cláudio Coimbra, e a todos os meus amigos dos momentos de descontração;

-aos funcionários do Centro de Geociências;

-e a todos que, de maneira direta ou indireta, contribuíram com a elaboração deste trabalho.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. GENERALIDADES.....	5
1.2. LOCALIZAÇÃO.....	5
1.3. OBJETIVOS.....	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1. GENERALIDADES.....	7
2.2. LITOESTRATIGRAFIA.....	7
2.3. DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES.....	11
2.3.1. Complexo Pium.....	11
2.3.2. Complexo Xingu.....	13
2.3.3. Sequências metavulcano-sedimentares.....	13
2.3.4. Sequências sedimentares.....	15
2.3.5. Granitóides deformados.....	15
2.3.6. Granitos anorogênicos do Proterozóico.....	16
2.3.7. Corpos máficos intrusivos.....	16
2.3.8. Discussões sobre os dados geocronológicos.....	17
2.4. DEFORMAÇÕES, METAMORFISMO E HIDROTHERMALISMO.....	18
2.5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	21
2.6. MINERALIZAÇÕES.....	23
3. GEOLOGIA LOCAL	24
3.1. INTRODUÇÃO.....	24
3.2. LITOESTRATIGRAFIA.....	24
3.2.1. Sequência metavulcano-sedimentar (Grupo Igarapé Pojuca).....	24
3.2.2. Sedimentos (Formação Águas Claras).....	24
3.2.3. Granito Deformado Itacaiúnas.....	26
3.2.4. Granito Pojuca.....	27
3.2.4. Corpos máficos intrusivos.....	28
3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	28
3.4. METAMORFISMO.....	29

4. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	30
4.1. INTRODUÇÃO.....	30
4.2. ROCHAS METAVULCÂNICAS.....	30
4.3. GRANITO DEFORMADOS ITACAIÚNAS.....	32
4.4. GRANITO POJUCA.....	36
4.5. ROCHAS METAGABRÓICAS (DIQUES).....	39
5. FUNDAMENTOS DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	41
5.1. INTRODUÇÃO.....	41
5.2. OS ISÓTOPOS DO Pb E O MÉTODO Pb-Pb EM ROCHA TOTAL E MINERAIS.....	41
5.3. OS ISÓTOPOS DO Pb E O MÉTODO Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO.....	44
5.4. OS ISÓTOPOS DE Rb E Sr E O MÉTODO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL E MINERAIS.....	45
6. METODOLOGIA.....	47
6.1. INTRODUÇÃO.....	47
6.2. COLETA DE AMOSTRAS.....	47
6.3. MÉTODO Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO.....	48
6.4. MÉTODO Pb-Pb EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS.....	49
6.5. MÉTODO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL E MINERAIS.....	51
7. DADOS ANALÍTICOS E GEOCRONOLOGIA.....	53
7.1. INTRODUÇÃO.....	53
7.2. ROCHAS METAVULCÂNICAS.....	53
7.2.1. Método Pb-Pb por evaporação em zircão.....	53
7.2.2. Método Pb-Pb em rocha total.....	56
7.3. GRANITO DEFORMADO ITACAIÚNAS.....	59
7.3.1. Método Pb-Pb por evaporaração em zircão.....	59
7.3.2. Método Pb-Pb em rocha total e feldspatos.....	62
7.3.3. Método Rb-Sr em rocha total e minerais.....	66
7.4. GRANITO POJUCA.....	68
7.4.1. Método Pb-Pb por evaporaração em zircão.....	68
7.4.2. Método Pb-Pb em rocha total e feldspatos.....	72
7.5. ROCHAS METAGABRÓICAS (DIQUES).....	75
7.5.1. Método Pb-Pb por evaporação em zircão.....	75

8. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO Pb	77
8.1. INTRODUÇÃO.....	77
8.2. ISÓTOPOS DE Pb E A ANÁLISE DE ZIRCÕES.....	77
8.3. ISÓTOPOS DE Pb: ANÁLISES EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS.....	79
8.3.1. Avaliação dos resultados.....	79
8.3.2. Variações das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	84
8.3.3. Considerações sobre as razões Th/U.....	87
8.3.4. Assinaturas isotópicas do Pb.....	90
9. DISCUSSÕES	92
9.1 INTRODUÇÃO.....	92
9.2. CORRELAÇÕES ENTRE AS ÁREAS POJUCA E SALOBO.....	92
9.2.1. Geológicas.....	92
9.2.2. Metamórficas.....	93
9.2.3. Geocronológicas.....	93
9.2.4. Ocorrências minerais.....	93
9.2.5. Petroológicas e geoquímicas.....	96
9.2.5.1. Metavulcânicas.....	96
9.2.5.2. Granitos.....	97
9.3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA POJUCA.....	99
10. CONCLUSÕES	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1. Mapa geológico da porção norte da Província mineral de Carajás (ARAÚJO & MAIA, 1991; OLIVEIRA et al., 1994, modificado)..... 6
- Figura 2. Mapa geológico da área Pojuca (MACAMBIRA et al., 1990, modificado)..... 25
- Figura 3. Aspectos petrográficos das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca. a) textura subofítica, com ripas de anfibólio. b) plagioclásio totalmente transformado por saussuritização e quartzo recristalizado..... 31
- Figura 4. Aspectos petrográficos do granitóide deformado. a) textura granoblástica. b) zircão em meio a grãos de quartzo recristalizados. c) fraturamentos preenchidos por clorita, epidoto e opacos..... 33
- Figura 5. Aspectos petrográficos do Granito Pojuca. a) fácies clorita-monzogranito. b) fácies álcali-feldspato granito. c) fácies leuco-monzogranito..... 37
- Figura 6. Aspecto petrográfico das rochas metagabroicas (diques), apresentando textura subofítica..... 40
- Figura 7. Zircões de rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca. a) aspectos gerais dos zircões apresentando duas populações. b) zircão metamítico. c) zircão não metamítico..... 54
- Figura 8. Diagrama idade vs. número de blocos de seis (6) razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtido pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão para as rochas metavulcânica do Grupo Igarapé Pojuca..... 55
- Figura 9. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras das rochas metavulcânica do Grupo Igarapé Pojuca..... 57
- Figura 10. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentando a razão Th/U das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca..... 58
- Figura 11. Zircões do Granito Deformado Itacaiúnas. a) aspectos gerais. b) zircões ovóides e fraturados. c) zircão subautomórfico..... 60
- Figura 12. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtido pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão do Granito Deformado Itacaiúnas..... 61
- Figura 13. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a amostra PSM-1M rocha total e feldspatos do granito Deformado Itacaiúnas..... 63

Figura 14. Diagrama Pb-Pb para as amostras em rocha total PSM-1M e PSM-1F, plagioclásio (PSM-1mpl*) e k-feldspato (PSM-1Mkf*) lixiviados.....	64
Figura 15. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentando a razão Th/U do Granito Deformado Itacaiúnas.....	65
Figura 16. Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para a amostra PSM-1M e suas frações minerais do Granito deformado Itacaiúnas.....	67
Figura 17. Zircões do Granito Pojuca. a) aspecto geral; b) zircões geminados; c) zircão subautomórfico.....	69
Figura 18. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação de zircões do Granito Pojuca... ..	70
Figura 19. Diagrama idade vs. número de blocos das razões isotópicas do Pb, obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, para o zircão número dois (2) da Figura 18 (zircão PPJ-118/3).....	71
Figura 20. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para amostras de rocha total e feldspatos do Granito Pojuca	73
Figura 21. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, apresentando a razão Th/U para o Granito Pojuca.....	73
Figura 22. Diagrama idade vs. número de blocos de razões isotópicas do Pb de zircões das rochas metagabroicas (diques).....	76
Figura 23. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os granitos proterozóicos analisados no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa.....	81
Figura 24. Diagramas de discriminação das razões isotópicas do Pb para as amostras da área Pojuca.....	91
Figura 25. Diagrama triangular (QZ- quartzo, KF- álcali-feldspato, PL- plagioclásio) para as amostras dos granitos das áreas Salobo e Pojuca.....	98

TABELAS

Tabela 1. Síntese dos principais dados geocronológicos da porção norte da Província Mineral de Carajás.....	12
Tabela 2. Composição mineralógica modal das amostras do Granito Deformado Itacaiúnas e do Granito Pojuca.....	34
Tabela 3. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb em rocha total para as rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca.....	57
Tabela 4. Resultados das análises obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão para o Granito Deformado Itacaiúnas.....	61
Tabela 5. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos para o Granito Deformado Itacaiúnas.....	63
Tabela 6. Razões isotópicas e teores de Rb e Sr em rocha total e minerais do Granito Deformado Itacaiúnas.....	67
Tabela 7. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão do Granito Pojuca.....	70
Tabela 8. Resultados das análises obtidas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos do Granito Pojuca.....	73
Tabela 9. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão para os diques de rochas metagabroicas.....	76
Tabela 10. Comparação entre as idades, valores de μ e intervalos das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos granitos proterozóicos da Amazônia Oriental.....	80
Tabela 11. Variação das razões isotópicas do Pb das unidades litológicas da área Pojuca envolvidas neste estudo em comparação com rochas de outras regiões.....	85
Tabela 12. Valores das razões Th/U das rochas da área Pojuca comparadas com os de outros reservatórios da Terra.....	88
Tabela 13. Comparação entre os principais eventos térmicos que atingiram as áreas Salobo e Pojuca.....	94

RESUMO

A área Pojuca, localizada na porção norte da Província Mineral de Carajás (sudeste do Estado do Pará - Brasil), apresenta unidades arqueanas como: sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Pojuca, com importantes depósitos de Cu (Au, Ag, Mo); granitóides deformados (Granito Deformado Itacaiúnas); rochas sedimentares da Formação Águas Claras; e diques metagabroicos. O Granito Pojuca é um corpo Proterozóico intrusivo nas rochas arqueanas. Estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica foram desenvolvidos nestas litologias utilizando-se os métodos Pb-Pb por evaporação em zircão, Pb-Pb em rocha total e feldspato e Rb-Sr em rocha total e minerais (todos os resultados calculados com desvios de 2σ).

Nas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca observou-se dois tipos distintos de zircão (metamíticos e não metamíticos). Os zircões metamíticos apresentam alta contaminação de Pb estranho, possivelmente provocada pela ação de fluidos hidrotermais durante eventos térmicos (metamorfismo regional arqueano, intrusões do Granito Deformado Itacaiúnas e do Granito Pojuca). Os zircões não metamíticos não mostraram quantidade de Pb detectáveis pelo espectrômetro de massa. As análises efetuadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos não forneceram bons resultados em consequência da dispersão dos pontos analíticos no gráfico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. No entanto os valores das razões Th/U (2,5) indicaram para as rochas metavulcânicas uma fonte mantélica.

O método Pb-Pb por evaporação em zircão foi aplicado com sucesso no Granito Deformado Itacaiúnas, obtendo-se uma idade de 2560 ± 37 Ma, interpretada como a idade mínima de cristalização dessas rochas. Confirmando para esse corpo uma idade arqueana próxima da obtida anteriormente pelo método Rb-Sr em rocha total (2480 ± 40 Ma), sendo a mesma correlacionada à idade do Granito Antigo Salobo (2573 ± 2 Ma, U-Pb em zircão). As análises pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos não forneceram bons resultados no Granito Deformado Itacaiúnas. As idades obtidas (1597 ± 13 Ma e 2215 ± 86 Ma), indicam uma perturbação do sistema isotópico do Pb, causada possivelmente pela intrusão do Granito Pojuca. Este mesmo evento afetou e rehomogeneizou, em escala dos minerais, o sistema Rb-Sr deste corpo, como indica a idade Rb-Sr em rocha total e minerais (1810 ± 57 Ma).

No Granito Pojuca apenas um zircão possibilitou obter uma idade de 1873 ± 59 Ma, similar à idade U-Pb em zircão anteriormente obtida (1874 ± 2 Ma). Pelo método Pb-

Pb em rocha total e minerais obteve-se para o Granito Pojuca a idade de 1856 ± 23 Ma, interpretada igualmente como a idade de cristalização do corpo. O valor de $\mu = 10,5 \pm 0,32$, bem como as altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, indicam fonte crustal para o magma granítico.

Os zircões das rochas metagabroicas (diques) apresentam-se petrograficamente semelhantes aos zircões metamícticos das rochas metavulcânicas. Não sendo possível obter-se resultados geocronológicos satisfatórios.

Nas rochas analisadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos da área Pojuca verificou-se razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ bastante elevadas. No Granito Deformado Itacaiúnas e no Granito Pojuca essas razões são interpretados como produto do enriquecimento dos magmas-fonte desses granitos nos elementos U e Th. Nas rochas metavulcânicas acredita-se que as altas razões refletem uma contaminação isotópica devido a fluidos hidrotermais associados com as intrusões do Granito Deformado Itacaiúnas e do Granito Pojuca.

Lançando-se as razões isotópicas do Pb nos diagramas de discriminação $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, nota-se que cada unidade estudada ocupa um domínio diferente. Contudo observa-se uma ligeira superposição entre os campos definidos pelas razões isotópicas das rochas metavulcânicas e do Granito Pojuca, podendo indicar uma contaminação das rochas metavulcânicas pelo granito.

ABSTRACT

The Pojuca area is located in the northern portion of the Carajas Province (SE of Para State-Brazil) and shows, as the main archaean unites, the metavolcanic-sedimentary sequence of the Igarape Pojuca Group, which contains important Cu (Au, Ag, Mo) ore deposits; deformed granitoids called Itacaiunas Deformed Granite, and the sedimentary rocks of the Aguas Claras Formation. Intrusive in these archaean unites there are dikes of metagabbro. The Lower Proterozoic is represented by the Pojuca Granite which intrudes the metavolcanic and sedimentary sequences above mentioned. Geochronologic and isotope geochemical studies were carried out on these rocks using the Pb-Pb zircon evaporation, Pb-Pb on whole rock and feldspar, and Rb-Sr on whole rocks and minerals methods.

In the metavolcanic rocks, two types of zircons were identified (metamictic and non metamictic zircons). The metamictic zircons show high contamination by exotic Pb, probably related with hydrothermal fluids that affected these rocks during thermal events (archaean metamorphism, intrusions of the Itacaiunas Deformed Granite and of the Pojuca Granite). The non metamictic zircons do not contain enough Pb to be detected by the mass spectrometer. The Pb-Pb on whole rock and feldspar analyses did not give good results because of the scattering of the analytical points in the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram. The U/Th values (2,5) suggest a mantelic source for the metavolcanic rocks.

The Pb-Pb zircon evaporation method was successfully applied on the Itacaiunas Deformed Granite, giving an age of 2560 ± 37 Ma. This age, which is similar to that of the Old Salobo Granite, is interpreted as a minimum age of crystallization of that rock. The Pb-Pb analyses on whole rocks and feldspar for the Itacaiunas Deformed Granite. In these rocks, the ages of 1597 ± 13 Ma and 2561 ± 30 Ma obtained, suggest a disturb of the Pb isotopic system, probably caused by the intrusion of the Pojuca Granite. This intrusion also affected the Rb-Sr isotopic system on minerals of the Itacaiunas Deformed Granitoid as shows the age obtained (1810 ± 57 Ma).

In the Pojuca Granite, only one zircon gave an age of 1873 ± 59 Ma, which is similar to the age of 1874 ± 2 Ma, published by MACHADO et al. (1991), the others are highly

metamict. The Pb-Pb on whole rock and feldspar method gave an age of 1856 ± 23 Ma for the Pojuca Granite, which is considered as its crystallization age. The value of μ ($10,5 \pm 0,32$) as well as the high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, suggest a crustal source for the granitic magma.

The zircons of the metagabbroic dikes look similar to the metamictic zircons of the metavolcanic rocks. When analyzed by the Pb-Pb zircon evaporation method, the zircons show high deal of exotic Pb, as well as age variations, not giving good geochronological results.

The Pb-Pb on whole rock and feldspar method applied on the Pojuca area shows a large variation of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios. The Itacaiunas Deformed Granite and the Pojuca Granite have high ratios which are interpreted as the result of the enrichment of their magma source in U and Th. In the metavolcanic rocks, it is possible that the high ratios reflect an isotopic contamination due to hidrothermal fluids associated with the intrusion of the Itacaiunas Deformed Granite and Pojuca Granite.

By plotting the Pb isotopic ratios in discrimination diagrams, it is observed that each studied unite defines a different domain. However, there is a small overlapping between the metavolcanics and the Pojuca Granite domains, suggesting a contamination of the metavolcanic rocks by this granitic pluton.

1. INTRODUÇÃO

1.1. GENERALIDADES

A Província Mineral de Carajás, localizada no sudeste do Cráton Amazônico (ALMEIDA, 1978), na Província Amazônia Central (TEIXEIRA et al., 1989), é considerada como uma das principais reservas minerais do Brasil. Nas últimas décadas, esta província vem sendo alvo de inúmeras campanhas de prospecção mineral e pesquisa científica. Atualmente as principais áreas de exploração localizam-se, preferencialmente, no norte da província, na Serra dos Carajás: Mina de N-4 (ferro); Salobo e Pojuca (cobre); Azul (manganês); Serra Pelada, Igarapé Bahia, Águas Claras (ouro); e N-5 (bauxita).

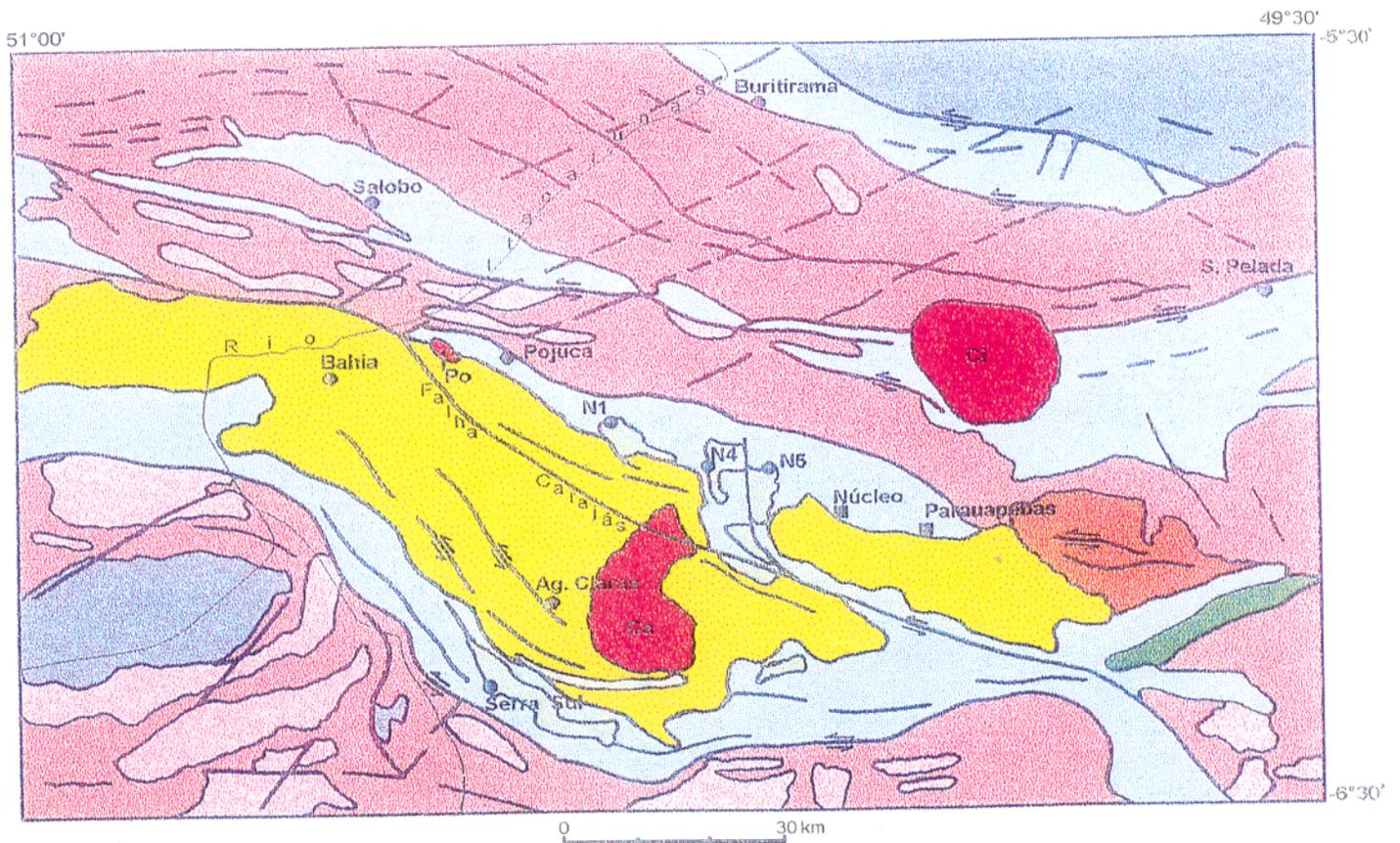
1.2. LOCALIZAÇÃO

A área Pojuca compreende a faixa situada entre a mina N1 e o rio Itacaiúnas (Figura 1). A antiga base de trabalho da DOCEGEO nesta área (desativada) localizava-se 25 km a sudeste da jazida de cobre Salobo e 30 km a noroeste da mina de ferro de N4. Os primeiros trabalhos de prospecção nesta área iniciaram-se em 1976 através de sondagens realizadas pela Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO, 1984). A partir de 1982 as pesquisas concentraram-se no Corpo de minério 4. Os estudos confirmaram a ocorrência, a leste do Corpo 4 (Pojuca 4E), de expressivas mineralizações de cobre, com molibdênio e ouro associados (SAUERESSIG, 1988).

1.3. OBJETIVOS

Nos últimos anos, a área Pojuca tem sido objeto de várias pesquisas tais como: caracterização dos depósitos minerais (DOCEGEO, 1984), mapeamento geológico básico (MACAMBIRA et al., 1990), geologia estrutural e geoquímica dos depósitos minerais (MEDEIROS NETO, 1985), geocronologia (MACHADO et al., 1991), petrologia e geoquímica (WINTER, 1994). Tais estudos contribuíram com importantes informações sobre diversos aspectos da geologia da área. No entanto, ainda se faz necessário trabalhos de detalhes para a melhor compreensão de sua evolução e a integração e correlação de suas litologias com as demais unidades da Província Mineral de Carajás.

Para suprir algumas das necessidades acima apresentadas, principalmente sobre o âmbito da geologia isotópica, neste trabalho os seguintes objetivos foram traçados:



LITOESTRATIGRAFIA

Corpos intrusivos proterozóicos

- Granitos proterozóicos (composição predominantemente monzogranítica: Ca-Carajás; Ci-Cigano; Po-Pojuca).
- Gabro de Santa Inês (gabro leucocrático e anortozítico apresentando metamorfismo incipiente).

Granitóides arqueanos

- Suite Plaquê (granitóides estratóides de composição predominantemente monzogranítica).
- Gnaiss Estrela (suite granítica, deformada e gnaissificada, de composição predominantemente monzogranítica).

Grupo Grão-Pará

- Formação Águas Claras (quartzitos e arenitos com características brechóides, anquimetamorfisados).
- Formação Carajás (BIF's associados a corpos de hematita compacta e camadas jaspilíticas laminadas).
- Formação Parauapebas (metabasaltos dominantes e metadacitos com metamorfismo de fácies xisto-verde a anfíbolitos).

Embasamento

- Complexo Xingu (gnaisses e granitóides infracrustais dominados por tonalitos, granodioritos e monzogranitos).
- Complexo pium (SW) e Suite Bacajá (NE) (granulitos básicos e ácidos com deformações de proto a ultramilonito).

SÍMBOLOS

- contato geológico
- depósito mineral
- falha transcorrente
- falha e fratura
- foliação milonítica
- rio
- cidade

FIGURA 1. Mapa geológico da porção norte da Província Mineral de Carajás (ARAÚJO & MAIA, 1991; OLIVEIRA et al., 1994, modificado).

-fazer um estudo geocronológico e sobre o comportamento dos isótopos de Pb das unidades litológicas da área Pojuca;

-aplicar os métodos Pb-Pb por evaporação em zircão e Pb-Pb em rocha total, para obter-se a idade de cristalização das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca;

-aplicar os métodos Pb-Pb por evaporação em zircão e Pb- Pb em rocha total e feldspatos, para obter-se a idade de cristalização do Granito Deformado Itacaiúnas. Aplicar ainda, o método Rb-Sr em rocha total e minerais para determinar-se a idade do último evento térmico que afetou esta unidade;

-aplicar os métodos Pb-Pb por evaporação em zircão e Pb-Pb em rocha total e feldspatos, para determinar-se a idade de cristalização do Granito Pojuca ;

-aplicar o método Pb-Pb por evaporação em zircão, para obter-se a idade de intrusão das rochas metagabroicas (diques);

-a partir dos resultados geocronológicos obtidos far-se-á correlações entre a área Pojuca e as demais áreas e depósitos minerais da Província Mineral de Carajás;

-finalmente, a partir das razões isotópicas do Pb, determinar as características de geoquímica isotópica das rochas analisadas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

Inúmeros trabalhos de pesquisa geológica foram realizados na Província Mineral de Carajás. Esses trabalhos envolveram, principalmente, pesquisas minerais, caracterizações petrológicas e geocronológicas, bem como simples descrições dos depósitos minerais. Neste item será apresentado uma compilação de vários estudos referentes a litoestratigrafia, geocronologia, eventos deformacionais e metamórficos, evolução geológica e mineralizações da região norte da província (Figura 1). Os tópicos acima discriminados serão apresentados em sub-ítem, com discussão sobre os problemas geológicos.

2.2. LITOESTRATIGRAFIA

Várias propostas de empilhamento litoestratigráfico têm sido lançadas para a Província Mineral de Carajás. Trabalhos pioneiros já apresentavam a estratigrafia de algumas áreas

desta região (BEISEIGEL et al., 1973; SILVA et al., 1974; GOMES et al., 1975). HIRATA et al. (1982) apresentaram a primeira coluna litoestratigráfica integrada para a Província Mineral de Carajás. DOCEGEO (1988) com base em dados geocronológicos, critérios litoestratigráficos e em relações de campo, propõe que na porção norte dessa região há um predomínio de rochas arqueanas, as quais englobam litologias do Complexo Xingu (embasamento) e do Supergrupo Itacaiúnas (sequências metavulcano-sedimentares). Com base em critérios tectono-estruturais, HASUI et al. (1984) propõem que essa região encontra-se em um contexto de articulação de blocos crustais, incluindo-se nesses os domínios estruturais do Cinturão Itacaiúnas. ARAÚJO et al. (1988), ARAÚJO & MAIA (1991) e OLIVEIRA et al. (1994), apresentam a lito-estratigrafia da região englobando as unidades litológicas nos domínios do Cinturão Itacaiúnas. A seguir será discutida a lito-estratigrafia da região com base em estudos diversos.

As rochas mais antigas da Província Mineral de Carajás são os cinturões de *greenstone-belts* que ocorrem na porção sul da província (fora do contexto litológico apresentado na Figura 1). CORDEIRO & SAUERESSIG (1980) foram os primeiros a estudar estas rochas separando-as em duas sequências (grupos Babaçu e Lagoa Seca). Posteriormente DOCEGEO (1988) engloba as unidades compostas por *greenstone-belts* no Supergrupo Andorinhas. Segundo ARAÚJO et al. (1988), todas as rochas supracrustais da porção sul da Serra dos Carajás fazem parte de um compartimento geotectônico que compreende terrenos granito-*greenstone*.

À norte dos terrenos granito-*greenstone* SILVA et al. (1974) definiram o Complexo Xingu como formado por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, migmatizados ou não, os quais representariam o embasamento da porção norte da província. Aos granulitos máficos e enderbitos que ocorrem nessa região (porção SW na Figura 1), HIRATA et al. (1982) denominaram de Complexo Pium. À suíte granulítica semelhante ao Complexo Pium (porção NE na Figura 1), Jorge João et al. apud OLIVEIRA et al. (1994) denominaram de Suíte Bacajá. DOCEGEO (1988) considera clara a relação de intrusão das rochas do Complexo Pium no Complexo Xingu, passando a considerá-las estratigraficamente mais jovens. ARAÚJO et al., (1988) e ARAÚJO & MAIA (1991) consideram essas rochas como porções da crosta inferior soerguidas através de zonas de cisalhamento, sendo mais antigas ou de mesma idade que o Complexo Xingu.

Ao conjunto de rochas que formam as seqüências metavulcano-sedimentares da porção norte da Província Mineral de Carajás, DOCEGEO (1988) denominou de Supergrupo Itacaiúnas, o qual engloba unidades com diferenças litoestratigráficas e metamórficas. Este compreende os grupos: Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama. Outra seqüência metavulcano-sedimentar com características semelhantes as das unidades acima mencionadas, o Grupo Rio Novo, também estaria englobada nas seqüências metavulcano-sedimentares de Bacia Carajás (Jorge João apud ARAÚJO & MAIA, 1991). Segundo Medeiros Filho & Meirelles apud COSTA et al. (1993) o Grupo Rio Novo seria cortado por *sills* máfico-ultramáficos denominados de Complexo Luanga. Para COSTA et al. (1993) as rochas do Grupo Rio Novo e do Complexo Luanga são parte de uma mesma seqüência vulcano-sedimentar, com plutônicas associadas, relacionada à evolução de um sistema transcorrente sinistral (Sistema Cinzento). DOCEGEO (1988) atribui às rochas sedimentares da Bacia Carajás a denominação de Grupo Rio Fresco.

Segundo ARAÚJO & MAIA (1991) as litologias acima mencionadas seriam integrantes do Grupo Grão-Pará (CVRD/CMM, 1972). Este seria formado pelas seguintes unidades: Formação Parauapebas, seqüência metavulcânica onde predominam metabasaltos e metadacitos, com metamorfismo de fácies xisto-verde; Formação Carajás, que corresponde as formações ferríferas bandadas e aos corpos de minério de ferro associados; e Formação Águas Claras, composta por sedimentos com litofácies psamo-pelíticas com contribuição química subordinada.

As seqüências metavulcano-sedimentares da região norte da Província Mineral de Carajás, também já foram discutidas, no aspecto temporal e litoestratigráfico por: MEDEIROS NETO & VILLAS (1984), FERREIRA FILHO & DANNI (1985), GIBBS et al. (1986), DARDENNE et al. (1987), LINDENMAYER (1990), MEIRELLES & DARDENNE (1991), MACHADO et al. (1991) e LINDENMAYER et al. (1994) entre outros.

Alguns corpos granitóides deformados por cisalhamento, de idade arqueana, são encontrados na porção norte da Província Mineral de Carajás. O Gnaiss Estrela (ARAÚJO et al., 1988) é um corpo batolítico que aflora a leste da Serra dos Carajás, intrudido em rochas do Complexo Xingu. É alongado na direção E-W e constituído por rochas de composição granítica a granodiorítica e tonalítica (BARROS et al., 1992). Com características idênticas ao Gnaiss

Estrela, encontra-se aflorante na área Salobo, um granitóide deformado denominado Granito Antigo Salobo. Este apresenta-se foliado, frequentemente milonítico, de composição monzogranítica, alcalino, granulação média-grossa, colocado em condições mesozonais. Mostra características químicas semelhantes aos granitos do tipo A, e aos granitos intra-placa fanerozóicos (LINDENMAYER, 1994). As margens do rio Itacaiúnas, próximo ao depósito de Cu da área Pojuca, MONTALVÃO et al. (1984) identificaram um granito deformado de idade arqueana, com tamanho batolítico e composição monzogranítica, sugerindo a denominação de “Gnaiss Itacaiúnas”. Ao conjunto de corpos granitóides arqueanos de formato tabular, configuração estratóide, apresentando metamorfismo de médio a baixo grau e diferentes taxas de deformação, que ocorrem na região da Serra dos Carajás, ARAÚJO & MAIA (1991) denominam de Suite Plaquê, considerando como formados a partir de anatexia em regime sin-cinemático e *emplacement* em fase sin-colisional.

A sudeste do Gnaiss Estrela ocorre um corpo gabróico, intrusivo no Complexo Xingu e nos sedimentos arqueanos (Formação Águas Claras), denominado de Gabro de Santa Inês (MEIRELES et al., 1984). Corpos máficos, apresentando metamorfismo incipiente, também são encontrados nas áreas Salobo, Pojuca e Bahia. Pouco se conhece sobre esses corpos, embora sejam frequentemente citados, cortando as unidades metavulcano-sedimentares e os sedimentos arqueanos da Bacia Carajás (DOCEGEO, 1988). Para as rochas vulcânicas máficas, deformadas heterogeneamente da Bacia Carajás, ARAÚJO & MAIA (1991) adotam a denominação “máficas do tipo Santa Inês”.

Expressivo magmatismo ácido, de caráter plutônico e ambiência magmático-tectônico anorogênica, pode ser identificado na porção norte da Província Mineral de Carajás. Este associa-se ao regime predominantemente distensivo do Proterozóico Inferior (ARAÚJO & MAIA, 1991), e correlaciona-se aos granitos anorogênicos da Amazônia Brasileira (DALL'AGNOL et al., 1994). Os granitos anorogênicos do Proterozóico que estão presentes nesta região são: Carajás, Jovem Salobo (não aflorante), Pojuca e Cigano (Figura 1).

2.3. DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

A seguir serão apresentados os resultados e interpretações dos estudos geocronológicos e isotópicos anteriormente desenvolvidos na porção norte da Província Mineral de Carajás. Esses estudos possibilitaram a determinação das idades de várias unidades litológicas, bem como a correlação destas com eventos termo-tectônicos ocorridos na região. Uma síntese das idades e interpretações obtidas anteriormente estão expostas na Tabela 1.

2.3.1. Complexo Pium

Segundo as informações lito-estratigráficas e de relações tectono-estruturais, apresentadas no item anterior, o Complexo Pium é uma das unidades litológicas mais antigas da região. RENNE et al. (1988), dataram pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda, rochas granulíticas do Complexo Pium. A idade obtida de 2,7 Ga, é interpretada como datando o metamorfismo granulítico. Ao datarem biotitas e plagioclásios das mesma amostras, obtiveram idades entre 1,9 a 2,1 Ga, interpretadas como marcadoras de um evento termo-tectônico de baixa intensidade associado ao Ciclo Tranzamasônico.

Nesta mesma unidade, LAFON et al. (1988) em datações pelo método Rb-Sr em rocha total obtiveram idades de 2556 ± 97 Ma com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70164 \pm 0,00015$ e MSWD = 26,9. Devido a dispersão dos dados analíticos no diagrama isocrônico, os autores não apresentaram interpretações conclusivas para esses resultados, sugerindo que os granulitos sofreram uma história complexa sendo afetados por deformações polifásicas. PEREIRA (1992), reunindo outras amostras às dos autores acima mencionados, obteve idades Rb-Sr em rocha total entre 2,0 e 2,3 Ga, (apresentando, também, dispersão dos pontos), e uma idade Rb-Sr em minerais de 1857 ± 48 Ma com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70246 \pm 0,00014$ e MSWD = 1,83. A partir desses resultados esse autor interpretou que essas rochas sofreram a influência de um evento termo-tectônico que desestabilizou o geocronômetro Rb-Sr, ocorrido, possivelmente, durante a fase distensiva, geradora dos granitos anorogênicos do Proterozóico Inferior (~1,88 Ga). RODRIGUES (1992) datou granulitos do Complexo Pium, pelo método Pb-Pb em rocha total obtendo uma idade de 3044 ± 64 Ma com $\mu = 9,3 \pm 0,58$ e MSWD = 28,72, interpretada como a idade de cristalização destas rochas. No entanto, o elevado valor de MSWD diminui a confiabilidade da isócrona obtida.

Tabela. 1. Síntese dos principais dados geocronológicos da porção norte da Província Mineral de Carajás. 1-GOMES et al. (1975), 2-Cordani apud DOCEGEO (1988), 3-BONHOMME et al. (1982), 4-TASSINARI et al. (1982), 5-MONTALVÃO et al. (1984), 6-WIRTH et al. (1986), 7-FERREIRA FILHO et al. (1987), 8-GONÇALEZ et al. (1988), 9-RENNE et al. (1988), 10-MACAMBIRA et al. (1990), 11-MACHADO et al. (1991), 12-BARROS et al. (1992), 13-PEREIRA (1992), 14-RODRIGUES (1992).

Unidade	Idade	Método	Referência	Interpretação
Granito Cigano	1731 ± 28 Ma	Rb-Sr (RT)	(8)	cristalização
	1883 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	
Granito Carajás	1800 Ma	Rb-Sr (RT)	(4)	idade mínima para a cristalização
	1828 ± 52 Ma	K-Ar (anfíbólio)	(1)	cristalização
	1663 ± 15 Ma	K-Ar (anfíbólio)	(1)	idade mínima para a cristalização
	1820 ± 45 Ma	U-Pb (zircão)	(6)	cristalização
	1883 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	cristalização
Granito Jovem Salobo	1880 ± 160 Ma	Rb-Sr (RT)	(2)	cristalização
Granito Pojuca	1874 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	cristalização
Máficas* do Pojuca	1976 ± 37 Ma	K-Ar (anfíbólio)	(10)	idade mínima (hidrotermalismo)
Grupo Rio Fresco	1543-1660 Ma	K-Ar (RT)	(3)	idade aparente (metamorfismo)
Gnaise Itacaiúnas	2480 ± 40 Ma	Rb-Sr (RT)	(5)	cristalização (retrabalhamento de terrenos antigos)
Granito Antigo Salobo	2573 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	cristalização
Gnaise Estrela	2527 ± 34 Ma	Rb-Sr (RT)	(12)	evento termo-tectônico
Grupo Grão Pará	2758 ± 39 Ma	U-Pb (zircão)	(6)	idade do vulcanismo
	2687 ± 39 Ma	Rb-Sr (RT)	(6)	idade do vulcanismo
	2497 ± 62 Ma	Rb-Sr (RT)	(6)	evento térmico
	2759 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	idade do vulcanismo
Grupo Ig. Bahia	2,27 Ga	K-Ar (anfíbólio)	(7)	estabilização do embasamento
	2577 ± 144 Ma	Rb-Sr (RT)	(7)	idade do vulcanismo
Grupo Ig. Pojuca	2732 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	idade do metamorfismo regional
Grupo Ig. Salobo	2700 ± 300 Ma	Rb-Sr (RT)	(4)	principal evento metamórfico
	1950 Ma	K-Ar (minerais)	(4)	evento Transamazônico
	2739-2742 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	período do metamorfismo regional
Complexo Luanga	2763 ± 6	U-Pb (zircão)	(11)	cristalização
Complexo Xingu	3,2 Ga	K-Ar (RT)	(2)	retrabalhamento de terrenos antigos
	2029 ± 40 Ma	K-Ar (RT)	(2)	ciclo Transamazônico
	2,2-1,75 Ga	Rb-Sr (RT)	(2)	ciclo Transamazônico
	2,2-1,75 Ga	Rb-Sr (RT)	(4)	ciclo Transamazônico
	2859 ± 2 Ma	U-Pb (zircão)	(11)	migmatização
Complexo Pium	2,7 Ga	Ar-Ar (anfíbólio)	(9)	granulitização
	1,9-2,1 Ga	Ar-Ar (bt. e plg.)	(9)	ciclo Transamazônico
	2,0-2,3 Ga	Rb-Sr (RT e min.)	(13)	evento termo-tectônico
	1857 ± 48 Ma	Rb-Sr (minerais)	(13)	evento térmico (granitogênese proterozóica)
	3044 ± 64 Ma	Pb-Pb (RT)	(14)	idade do protólito ígneo

*Corpos metagabroicos na forma de diques da área Pojuca.

2.3.2. Complexo Xingu

Foram determinadas, em rochas do Complexo Xingu, idades Rb-Sr e K-Ar entre 3,28 e 1,92 Ga (SILVA et al., 1974; GOMES et al., 1975; TASSINARI et al., 1982). As idades maiores foram interpretadas como uma idade mínima de cristalização e as menores como a atuação do Ciclo Transamazônico. Nesses trabalhos nota-se uma distância muito grande entre os pontos de coleta das amostras, sendo questionável a correlação litológica (cogeneticidade) das mesmas. Os diagramas Rb-Sr apresentam dispersão dos pontos, e os resultados K-Ar mostram variação de idade e erros elevados. Esses fatores diminuem a confiabilidade dos resultados. As idades obtidas, também podem ser relacionadas à desestabilização isotópica causada por eventos térmicos mais jovens, provavelmente proterozóicos, tal como foi interpretada a idade “rejuvenescida” dos Granulitos Pium por PEREIRA (1992).

Utilizando o método U-Pb em zircão, em leucossomas do complexo Xingu, MACHADO et al. (1991) obtiveram a idade de 2859 ± 2 Ma, interpretada como datando a última migmatização do Complexo Xingu. Neste mesmo estudo outra idade (2851 ± 4 Ma), foi obtida em gnaisses mesocráticos, sendo sugerido que dataria a neoformação ou sobrecrecimento de zircões associados a um hidrotermalismo pós-tectônico de alta temperatura.

2.3.3. Sequências metavulcano-sedimentares

TASSINARI et al. (1982) através do método Rb-Sr em rocha total dataram xistos do Grupo Salobo, obtendo a idade de 2700 ± 300 Ma, com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,717$ interpretada como a idade do principal evento metamórfico que afetou essas rochas. Neste trabalho foram analisadas doze amostras, porém, a idade obtida foi calculada a partir de apenas seis pontos. Os autores sugerem que a dispersão dos pontos analíticos é devido a uma remobilização isotópica causada por um evento termo-tectônico (Ciclo Transamazônico). Os mesmos autores aplicando o método K-Ar em minerais, obtêm idades em torno de 1950 Ma, que representaria o período de estabilização tectônica da região ou fim do Ciclo Transamazônico.

MACHADO et al. (1991) identificaram nos gnaisses e anfibolitos da base do Grupo Salobo duas gerações de zircões. Através do método U-Pb os autores analisaram os zircões da primeira geração que se alinharam à mesma discórdia definida pelos zircões do Complexo Xingu (2851 ± 4 Ma). A partir desses dados esses autores sugeriram que a base do grupo seria um

membro do Complexo Xingu. Em reavaliação destes dados LINDENMAYER (informação verbal) constatou que as rochas datadas a 2851 ± 4 Ma correspondem a gnaisses do embasamento (Complexo Xingu), considerando assim, equivocada a interpretação dada por MACHADO et al. (1991) para os zircões de segunda geração. Os mesmos autores, determinaram idades entre 2739 e 2742 Ma, interpretadas como o período de um evento metamórfico regional. Esta mesma interpretação é dada para a idade de 2732 ± 2 Ma, obtida em zircões de anfibolito da Formação Corpo 4 do Grupo Igarapé Pojuca.

WIRTH et al. (1986) dataram, pelo método U-Pb, zircões de metariolitos da Formação Parauapebas, obtendo a idade de 2758 ± 39 Ma para o vulcanismo do Grupo Grão-Pará. Esta é compatível com a idade Rb-Sr de 2687 ± 54 Ma, com MSWD = 0,98 (excluída uma amostra), obtida pelos mesmos autores, em rochas máficas desta formação. A razão inicial obtida, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7057 \pm 0,0010$, é muito mais alta do que as razões típicas de manto empobrecido para este tempo ($\sim 0,7007$), sugerindo uma contaminação crustal de um magma derivado de fonte mantélica. Outra idade Rb-Sr de 2479 ± 62 Ma, com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7152 \pm 0,0052$ e MSWD = 3,68, foi obtida pelos mesmos autores em metariolitos, sendo interpretada como resultado de uma rehomogeneização parcial do sistema isotópico Rb-Sr destas rochas.

OLSZEWSKI et al. (1989) em análise dos metariolitos do Grupo Grão-Pará pelo método Sm-Nd em rocha total, obtiveram uma isócrona com grande dispersão dos pontos analíticos. Esta sugere uma idade arqueana com razão inicial indicativa de fonte mantélica empobrecida, para este tempo. Fazendo o tratamento dos dados no diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. ϵ_{Nd} concluíram que os magmas originaram-se de fonte mantélica empobrecida seguido de contaminação crustal. No entanto, o pequeno número de dados analíticos diminui a confiança nas interpretações. MACHADO et al. (1991) em análises de zircões de metariolitos da Formação Parauapebas obtiveram uma idade U-Pb de 2759 ± 2 Ma, interpretada como a idade do vulcanismo Grão-Pará.

FERREIRA FILHO et al. (1987) obtiveram em metabasaltos do Grupo Igarapé Bahia duas idades Rb-Sr em rocha total: uma de 2330 ± 120 Ma, considerada sem significado geológico devido a grande dispersão dos pontos analíticos; outra idade de 2577 ± 144 Ma, foi interpretada como a idade de formação das rochas. Para este último resultado uma amostra foi excluída do cálculo da idade e a isócrona foi definida com apenas três pontos, diminuindo a

confiabilidade nos dados obtidos. Os mesmos autores, utilizando o método K-Ar em anfibólios de metabasaltos, obtiveram a idade de 2,27 Ga interpretada como marcando a estabilização do embasamento da Província Mineral de Carajás.

Em amostras de gabros anortosíticos do Complexo Luanga, MACHADO et al. (1991), através do método U-Pb em zircões, determinaram uma idade de 2763 ± 6 Ma para a cristalização desta intrusão.

2.3.4. Sequências sedimentares

BONHOMME et al. (1982) dataram pelo método K-Ar folhelhos manganésíferos da jazida do Azul (área de depósitos hidrotermais inseridas na formação Águas Claras de ARAÚJO & MAIA, 1991). As idades obtidas variam de 1543 a 1660 Ma, sendo interpretadas como resultado de um metamorfismo de baixo grau que afetou essas rochas. As mesmas foram consideradas como “idades aparentes”.

2.3.5. Granitóides deformados

Vários corpos de granitóides deformados têm sido identificados na Província Mineral de Carajás. Ao corpo granitóide aflorante às margens do rio Itacaiúnas (Gnaiss Itacaiúnas), MONTALVÃO et al. (1984) determinou a idade de 2480 ± 40 Ma, com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70720 \pm 0,00023$ e $\text{MSWD} = 0,33$, o alto valor da razão inicial, indica que este corpo se formou a partir do retrabalhamento de rochas mais antigas, que já possuíam longa vida crustal, a idade marcaria este evento. Próximo ao corpo acima mencionado aflora um granitóide, com semelhanças mineralógicas e composicionais, o Granito Antigo Salobo, que possui uma idade de 2573 ± 2 Ma, obtida pelo método U-Pb em zircão por MACHADO et al. (1991) e interpretada como a idade de cristalização do granitóide.

Um outro granitóide deformado (Gnaiss Estrela) foi datado pelo método Rb-Sr em rocha total, por BARROS et al. (1992). A idade obtida de 2527 ± 34 Ma, com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70188 \pm 0,00197$ e $\text{MSWD} = 1,5$, foi interpretada como uma idade mínima, que reflete um evento termo-tectônico que atingiu o corpo. Observa-se que três amostras foram excluídas do cálculo da idade, sem critérios petrográficos que as distinguíssem das demais. A interpretação para

a razão inicial foi comprometida devido alto valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,70188 \pm 0,00197$) do ponto de menor razão das amostras analisadas.

Existem semelhanças composicionais e deformacionais entre os granitóides acima mencionados, no entanto, as idades e as interpretações dos autores são diferentes para os mesmos. As diferenças na idade podem estar relacionadas à diferença entre os métodos geocronológicos aplicados, pois muitos autores têm registrado que o método Rb-Sr em rocha total, apresenta sistematicamente idades mais novas do que as obtidas pelo método U-Pb em zircão, sugerindo que nesses corpos o sistema isotópico Rb-Sr em rocha total possui fechamento posterior ao sistema U-Pb dos zircões da rocha (KROGH & DAVIS, 1973; BEAKHOUSE et al., 1988; BRIDGWATER et al., 1989; MACAMBIRA, 1992). Por outro lado, considera-se também, como hipótese provável para as idades inferiores, obtidas pelo método Rb-Sr em rocha total, a perturbação do sistema isotópico Rb-Sr das rochas por eventos termo-tectônicos posteriores a sua formação.

2.3.6. Granitos Anorogênicos do Proterozóico

Os granitos anorogênicos, inseridos na porção norte da Província Mineral de Carajás apresentam idades geocronológicas bem definidas realizadas pelo método U-Pb em zircão (MACHADO et al., 1991), onde apresentam-se variando entre 1,87 e 1,88 Ga. Essas foram definidas como idades de cristalização dos corpos, correlacionáveis à granitogênese associada a processos tectônicos distensivos, ocorridos nesta região em tempos proterozóicos.

2.3.7. Corpos máficos intrusivos

Estudos geocronológicos têm sido efetuados em alguns corpos máficos intrusivos, relacionados a diques e *sills*, nessa região. MACAMBIRA et al. (1990) obtiveram a idade de 1976 ± 37 Ma, pelo método K-Ar em anfibólio, para um corpo gabróico aflorante na estrada Pojuca-Bahia. Essa idade foi correlacionada, com reservas, ao Gabro de Santa Inês, também sendo considerada como resultante de desestabilização isotópica durante um hidrotermalismo ocorrido durante o Ciclo Transamazônico. O Grupo Salobo também é cortado por rochas básicas de idade K-Ar de 560 Ma (Cordani apud DOCEGEO, 1988). Em análises de diques de diabásio, da região de Carajás, pelo método K-Ar em rocha total, GOMES et al. (1975) determinaram idades entre

225 e 550 Ma, representando períodos de distensão da crosta e vulcanismo associado, no Permo-Triássico e Paleozóico Superior, respectivamente. Provavelmente, corpos intrusivos estão relacionados a eventos que ocorreram desde os tempos arqueanos até o Fanerozóico.

2.3.8. Discussões sobre os dados geocronológicos

Os dados geocronológicos apresentados datam os principais eventos tectônicos, vulcânicos, metamórficos e plutônicos que afetaram a porção norte da Província Mineral de Carajás. Suscintamente pode-se correlacionar algumas idades a eventos relativamente bem definidos nesta região. Interpreta-se que as idade mais antigas, em torno de 2,8 Ga, correspondam a processos magmáticos, metamórficos e tectônicos ocorridos na estabilização do embasamento antigo (rochas do Complexo Xingu, Complexo Pium e Suite Bacajá): As idades em torno de 2,75 Ga datam o vulcanismo do Grupo Grão-Pará. Entre 2,73 e 2,74 Ga ocorreu um evento metamórfico que afetou as rochas desse grupo. A 2,5 Ga verifica-se a colocação de granitóides arqueanos tipo Granito Antigo Salobo. Considera-se que os granito-gnaisses tipo Gnaisse Estrela, Gnaisse do rio Itacaiúnas e da Suite Plaquê provavelmente tiveram seu *emplacemant* entre 2,5 e 2,8 Ga. As idades em torno de 1,88 Ga correspondem à granitogênese proterozóica, associada a processos distensivos da crosta.

Em muitos trabalhos geocronológicos efetuados nesta região através dos métodos K-Ar e Rb-Sr, foram obtidas idades em torno de 2,0 Ga, interpretadas como efeitos de um grande evento termo-tectônico (Ciclo Transamazônico). Utilizando-se a metodologia U-Pb em zircão e com o maior volume de dados geocronológicos obtidos ultimamente, evidencia-se que a porção norte da Província Mineral de Carajás possui uma evolução essencialmente arqueana sendo afetada no Proterozóico por granitos anorogênicos (MACHADO et al. 1991.; LAFON et al. 1992; MACAMBIRA 1992; DALL'AGNOL et al. 1994, entre outros). As idades em torno de 2,0 Ga que foram interpretadas como efeitos do Ciclo Transamazônico, provavelmente refletem a perturbação do sistema isotópico das rochas arqueanas (2,8-2,5 Ga) devido as distensões na crosta e às intrusões de granitóides no Proterozóico (1,88 Ga).

2.4. DEFORMAÇÕES, METAMORFISMO E HIDROTHERMALISMO

As estruturas deformacionais da porção norte da Província Mineral de Carajás apresentam características de um cinturão de cisalhamento dúctil (Cinturão Itacaiúnas), onde são evidenciados dois domínios estruturais distintos; o primeiro, a sul, compreende um sistema imbricado de zonas de cisalhamento representante de uma tectônica essencialmente compressiva; e o segundo, a norte, representa parte de uma grande estrutura em “flôr positiva” ligada a um sistema direcional de caráter sinistral (ARAÚJO et al., 1988 e ARAÚJO & MAIA, 1991). Os mesmos autores descartam a idéia de estrutura sinclinal proposta por BEISIEGEL et al. (1973).

Segundo COSTA et al. (1994), a Província Mineral de Carajás apresenta um arranjo estrutural de compartimentos tectônicos. O Cinturão Itacaiúnas estaria incluído no Compartimento Tectônico Norte. Suas estruturas principais são zonas de cisalhamento que compõem sistemas imbricados e transcorrentes. Zonas de cisalhamento tangenciais representam deslocamentos, que promoveram soerguimentos de porções da crosta inferior. Os sistemas transcorrentes orientam-se nas direções WNW-ESE (Carajás, Cinzento e Castanheira) e N-S (Araraquara), e representam movimentações sinistral e dextral (ARAÚJO et al., 1988; COSTA & SIQUEIRA, 1990; ARAÚJO & MAIA, 1991; COSTA et al., 1993).

No Proterozóico, a província foi afetada por movimentos extensionais que geraram falhas normais e de transferência orientadas respectivamente, nas direções NW-SE e NE-SW. Várias intrusões básicas em forma de *sills* e diques e os granitos anorogênicos estão intimamente relacionados a estes eventos, que também afetaram as coberturas vulcânicas e sedimentares do grupo Grão-Pará (COSTA et al., 1994).

Nas sequências metavulcano-sedimentares (Formação Parauapebas e Carajás) e rochas sedimentares (Formação Águas Claras) da região de Carajás, são registrados efeitos de processos metamórfico-hidrotermais (MEDEIROS NETO, 1984; MEDEIROS NETO & VILLAS, 1985; RIBEIRO, 1989; RIBEIRO & VILLAS, 1990; LINDENMAYER, 1990; BARROS et al., 1994; LINDENMAYER et al., 1994; TEIXEIRA & EGGLER, 1994 e WINTER, 1994).

Os metabasaltos e metadacitos da Formação Parauapebas (Grupo Grão-Pará) apresentam transformações mineralógicas e recristalização inerentes à fácies xisto-verde baixa a alta (ARAÚJO & MAIA 1991). Na área Salobo, três eventos metamórficos sucessivos foram

identificados (LINDENMAYER, 1990; MACHADO et al., 1991; LINDENMAYER et al., 1994). O primeiro, progressivo, de alta temperatura (750°C) e baixa pressão (< 2,5 kbar). Este se deu em um intervalo de 2732 a 2742 Ma. A fonte de calor deste primeiro evento seria um "magma underplating" (LINDENMAYER, 1990). O segundo evento ocorreu à temperaturas entre 650 e 550°C, a uma pressão de 2,5kbar. No terceiro evento, de caráter localizado, verificou-se uma temperatura acima de 370°C, com assembleia mineral característica de fácies xisto-verde. Esses eventos foram de caráter metamórfico-hidrotermal e tiveram lugar na época da colocação dos granitóides de idade proterozóica (1,88 Ga) (LINDENMAYER et. al. 1994).

RÉQUIA et al. (1992) também com estudos de inclusões fluidas nas formações ferríferas da área Salobo, identificaram dois tipos de fluidos (carbônicos e aquosos salinos) que participaram da evolução metamórfico-hidrotermal. Determinam a ocorrência de um primeiro evento metamórfico da fácies anfibolito (no Arqueano), seguido por dois eventos metamórfico-hidrotermais de natureza retrogressiva. Um atingindo temperaturas de 547°C aproximadamente, outro com temperaturas que variaram de 334° a 336°C, sendo estas relacionadas aos últimos estágios do evento retrometamórfico. Estes autores sugerem que os fluidos de natureza salina que estiveram envolvidos nos últimos estágios retrometamórfico originaram-se de intrusões graníticas sin- a tardi-tectônicas na sequência da evolução tectono-termal da Sequência Salobo, ou seja, eventos ocorridos em tempos arqueanos.

WINTER (1994) acredita que as rochas metavulcânicas da área Pojuca (Formação Corpo 4), sofreram três eventos metamórficos. O primeiro de caráter regional, atingiu as fácies xisto verde alto-anfibolito baixo, com pressões entre 5 e 7 kbar e temperaturas em entre 450 e 600°C. A partir desse primeiro pico metamórfico principal, as rochas experimentaram metamorfismo retrógrado. Um segundo evento metamórfico é registrado e relacionado, provavelmente, à colocação de um corpo granítico arqueano similar aos Granito Antigo Salobo (Gnaiss Itacaiúnas?). Finalmente, ocorreu um terceiro evento, provavelmente relacionado a intrusão do Granito Pojuca.

De acordo com RIBEIRO (1989), as rochas da área Bahia não foram, aparentemente, afetadas por metamorfismo regional, sendo, no entanto, registrada intensa alteração hidrotermal, com notável preservação de texturas ígneas e sedimentares primárias. RIBEIRO & VILLAS (1990) concluíram que primeiramente essas rochas foram alteradas

hidrotermalizante a partir da interação entre as lavas basálticas em estado de consolidação e a ação convectiva da água do mar. Consideram também que durante o evento de intrusão dos granitos anorogênicos essa área foi afetada por soluções hidrotermais oriundas dos mesmos. No entanto, SACHS et al. (1993) acreditam que as rochas vulcânicas do Bahia foram hidrotermalizadas em condições de fácies xisto-verde, sendo esta alteração concomitante à fase de mineralização.

TEIXEIRA & EGGLER (1994) mostram através de evidências geoquímicas, que aproximadamente 70% das rochas máficas da Formação Parauapebas sofreram processos de alteração hidrotermal e foram metamorfasadas na fácies xisto verde. Os diques e *sills* de quartzo-diorito, representam um magmatismo posterior àquele da Formação Parauapebas. Dados geoquímicos e variações de isótopos de oxigênio indicam que a alteração hidrotermal se desenvolveu em dois estágios no depósito de ferro N4. O primeiro estágio envolve, provavelmente, líquidos subaquosos durante o Arqueano. O segundo estágio está restrito às zonas de fraturas e afetou os diques e *sills* de composição quartzo-diorítica mais jovens e também rochas mais antigas que já haviam sido alteradas pelo primeiro evento. O segundo evento está, provavelmente, associado ao *emplacement* do Granito Carajás.

A maioria dos autores que estudaram os aspectos estruturais e metamórficos das rochas vulcânicas da Bacia Carajás consideram, portanto, que os principais eventos termo-tectônicos desta região ocorreram durante o Arqueano (atuação do Cinturão Itacaiúnas) e o Proterozóico Inferior (granitogênese anorogênica). Desconsiderando portanto os efeitos de outros eventos como o Ciclo Transamazônico.

2.5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Existem controvérsias marcantes entre alguns estudos a respeito da evolução geológica na região norte da Província Mineral de Carajás. Alguns autores acreditam que um processo de “*rifteamento*” continental ocorrido no Arqueano gerou a Bacia Carajás onde foram depositadas as rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Grão-Pará, tendo como embasamento as rochas do Complexo Xingu (WIRTH et al., 1986; GIBBS et al., 1986; ARAÚJO et al., 1988; OLSZEWSKI et al., 1989; MACHADO et al., 1991; LINDENMAYER, 1990). Contrariamente a esta proposta, (DARDENNE et al., 1987; TEIXEIRA, 1994; TEIXEIRA & EGGLER, 1994), sugerem que a Bacia Carajás teve seu desenvolvimento em um contexto tectônico de arco de ilha.

De acordo com WIRTH et al. (1986), a base do Grupo Grão-Pará seria formada por uma suite vulcânica composta por metabasaltos, andesitos, traquiandesitos e subordinadamente metariolitos. Posteriormente, interpretando as razões isotópicas iniciais do Sr juntamente com valores de ϵ_{Nd} , OLSZEWSKI et al. (1989) concluem que magmas máficos foram derivados de um manto empobrecido em LREE, e que estes possuem quantidades variáveis de material de crosta continental antiga. Baseando-se nestas conclusões, um modelo de *rift* continental tem sido proposto para a Bacia Carajás (LINDENMAYER, 1990). Com base em estudos geocronológicos realizados na Bacia Carajás, MACHADO et al. (1991) sugerem para esta um modelo de bacia intracratônica similar ao proposto para as bacias arqueanas do oeste da Austrália.

Com base nos autores acima mencionados a seguinte evolução pode ser sugerida para a região de Carajás. A 2,85 Ga ocorreu os últimos retrabalhamentos, em fase ductil, das rochas mais antigas da crosta arqueana. Devido a movimentações transcorrentes eixos transtensionais desenvolvem o embaciamento e adelgaçamento da crosta originando a Bacia Carajás. À 2,75 Ga ocorre a extrusão dos primeiros membros do vulcanismo Grão-Pará. Após o vulcanismo, na bacia ocorre a deposição dos sedimentos Águas claras, em condições de águas calmas de ambiente lagunar. Granitóides deformados tipo Granito Antigo Salobo têm sua colocação a 2,5 Ga. Com a progressão dos movimentos transcorrentes há inversão nos eixos de transtensionais para transpressivos e a bacia sofre inversão. A 1,88 Ga movimentos distensivos na crosta possibilitam a colocação dos granitos anorogênicos do Proterozóico.

Baseados na variação dos elementos P, Cr, Zr, Nb, Ti e nos padrões de REE de metabasaltos das áreas de Serra Norte e Bahia, DARDENNE et al. (1988) propõem que o ambiente de *rift* esteja relacionado a processos de subducção para o Grupo Grão-Pará e um distinto contexto de arco de ilha para o Grupo Bahia. MEIRELLES & DARDENNE (1991) evidenciaram que o vulcanismo do Grupo Grão-Pará possui carácter shoshonítico, formado em arco magmático, vinculado a um complexo de subducção arqueano. Corroborando com os autores acima TEIXEIRA (1994) e TEIXEIRA & EGGLER (1994), determinaram, no depósito de ferro N4, que as rochas do Grupo Grão-Pará possuíam afinidades shoshoníticas devido ao seu alto conteúdo em K₂O. Para esses autores, os padrões de REE, LILE e HFSE indicaram que essas rochas estão relacionadas a magmas oriundos de arcos vulcânicos.

Com base em estudos petrológicos e geoquímicos das rochas do Grupo Grão-Pará, TEIXEIRA & EGGLER (1994) propõem a seguinte evolução para a região: duas microplacas entraram em processo de colisão entre 2,8 e 2,6 Ga. A margem ativa (microplaca com rochas do Complexo Xingu), sofre deformações durante o processo colisional. A margem passiva era formada por terrenos granito-*greenstone* (Supergrupo Andorinhas). O processo de subducção de crosta oceânica sob o continente ocorreu a 2,76 Ga com a geração de vulcanismo cálcico-alcálico formando os primeiros membros do vulcanismo Grão-Pará. A subducção em ângulo oblíquo na margem continental ativa estabeleceu um sistema sinistral de zonas de cisalhamento. Movimentos *strike-slip* geraram uma bacia transtensional, que foi preenchida por seqüências vulcano-sedimentares (Grupo Grão-Pará e Bahia). Reativações tardias originaram pequenas bacias *pull-apart* preenchidas por sedimentos clásticos do Grupo Rio Fresco (Formação Águas Claras). O vulcanismo Carajás encerra a 2,73 Ga, em um contexto pré-colisional. Os diques quartzo-dioríticos e *sills*, provavelmente intrudiram durante a fase pós-colisional a 2,60 Ga. Outro fenômeno relacionado a colisão, foi a intrusão do Granito Antigo Salobo (2,57 Ga). Finalmente, em um período entre 1,88 a 1,87 Ga, os terrenos de alto a baixo grau foram intrudidos por plutons graníticos anorogênicos.

2.6. MINERALIZAÇÕES

O conhecimento atual sobre as rochas e depósitos sulfetados associados da Bacia Carajás sugere que ambos foram gerados a partir de atividades vulcanogênicas do Arqueano. Muitos autores acreditam que fluidos hidrotermais, oriundos dos granitos proterozóicos, promoveram a remobilização e concentração das mineralizações nos depósitos (RIBEIRO, 1989; LINDENMAYER, 1990; SACHS et al., 1993; LINDENMAYER et al., 1994; WINTER, 1994). Para esses autores as áreas do Salobo, Pojuca e Bahia possivelmente sofreram a influência destes granitos na remobilização e concentração de seus depósitos minerais de Au, Mo e Ag.

Segundo LINDENMAYER (1990), fenômenos de alteração hidrotermal intensa, aos quais se associam as mineralizações de Au e Mo do Salobo, estão relacionados à granitogênese proterozóica. Entretanto, RÉQUIA et al. (1992) sugerem para estas mesmas mineralizações foram remobilizadas em eventos sin- a tardi-tectônicos ocorridos no Arqueano. Nas mineralizações de Au, Ag e Mo da área Bahia, RIBEIRO (1989) e SACHS et al. (1993) registram a hipótese de influência da granitogênese proterozóica com certa reserva, não descartando a possibilidade das mineralizações terem sua gênese durante o metamorfismo retrógrado ocorrido no Arqueano. WINTER (1994) considera que o metamorfismo retrógrado do Arqueano foi importante para a formação das mineralizações de Cu-Zn, Au e Mo, da área Pojuca, não descartando a possibilidade de remobilização por fluidos mineralizantes oriundos da intrusão de granitos arqueanos e proterozóicos.

Os depósitos de Salobo e Pojuca possuem certa similaridade quanto a geologia da área (grau metamórfico, padrão estrutural), enquanto que os depósitos do Bahia diferenciam-se dessas nesses mesmos aspectos. Seriam os três depósitos oriundos de uma mesma fonte? E teriam sofrido processos similares de remobilização e concentração mineral? As mineralizações de Au, Mo e Ag possuem cogeneticidade e são correlacionáveis cronologicamente? Estas são questões que carecem de maiores estudos para serem completamente elucidadas.

3. GEOLOGIA LOCAL

3.1. INTRODUÇÃO

Na área Pojuca estão inseridas rochas graníticas deformadas (Granito Deformado Itacaiúnas), rochas da sequência metavulcano-sedimentar de Grupo Igarapé Pojuca (DOCEGEO, 1988) e rochas sedimentares da Formação Águas Claras (ARAÚJO & MAIA, 1991). Todo este conjunto é cortado por diques de gabros e diabásios metamorfisados e pelo Granito Pojuca (Figura 2). A seguir serão descritas as principais características geológicas desses terrenos.

3.2. LITOESTRATIGRAFIA

3.2.1. Sequência metavulcano-sedimentar (Grupo Igarapé Pojuca)

Segundo ARAÚJO & MAIA (1991), o Grupo Igarapé Pojuca está inserido em uma sequência metavulcano-sedimentar arqueana que compõem o Grupo Grão-Pará (2759 ± 2 Ma, MACHADO et al., 1991). Essa unidade compreende uma faixa de terreno de forma curva na porção central da área (Figura 2). Constituí-se de meta-sedimentos de composição variada, formações ferríferas, anfibolitos e rochas metavulcânicas básico-intermediárias (DOCEGEO, 1988). Segundo MACAMBIRA et al. (1990), esse grupo compreende basicamente rochas metavulcânicas básico-intermediárias intercaladas com BIF's e anfibolitos, frequentemente exibindo alterações hidrotermais. Em porções dessa sequência onde as rochas mostram-se catacladasas, brechadas e hidrotermalizadas, encontram-se os depósitos de Cu (Au, Ag, Mo) da Formação Corpo 4 (Figura 2) (MACAMBIRA et al., 1990).

3.2.2. Sedimentos (Formação Águas Claras)

Situa-se na porção sul da área Pojuca. Seus afloramentos mostram-se esparsos na área e no leito do igarapé Pojuca. Predominam arenitos cinzentos, de granulação fina a média, composto essencialmente por quartzo (60-90%), biotita e sericita. Localmente ocorrem estruturas primárias preservadas (DOCEGEO, 1984).

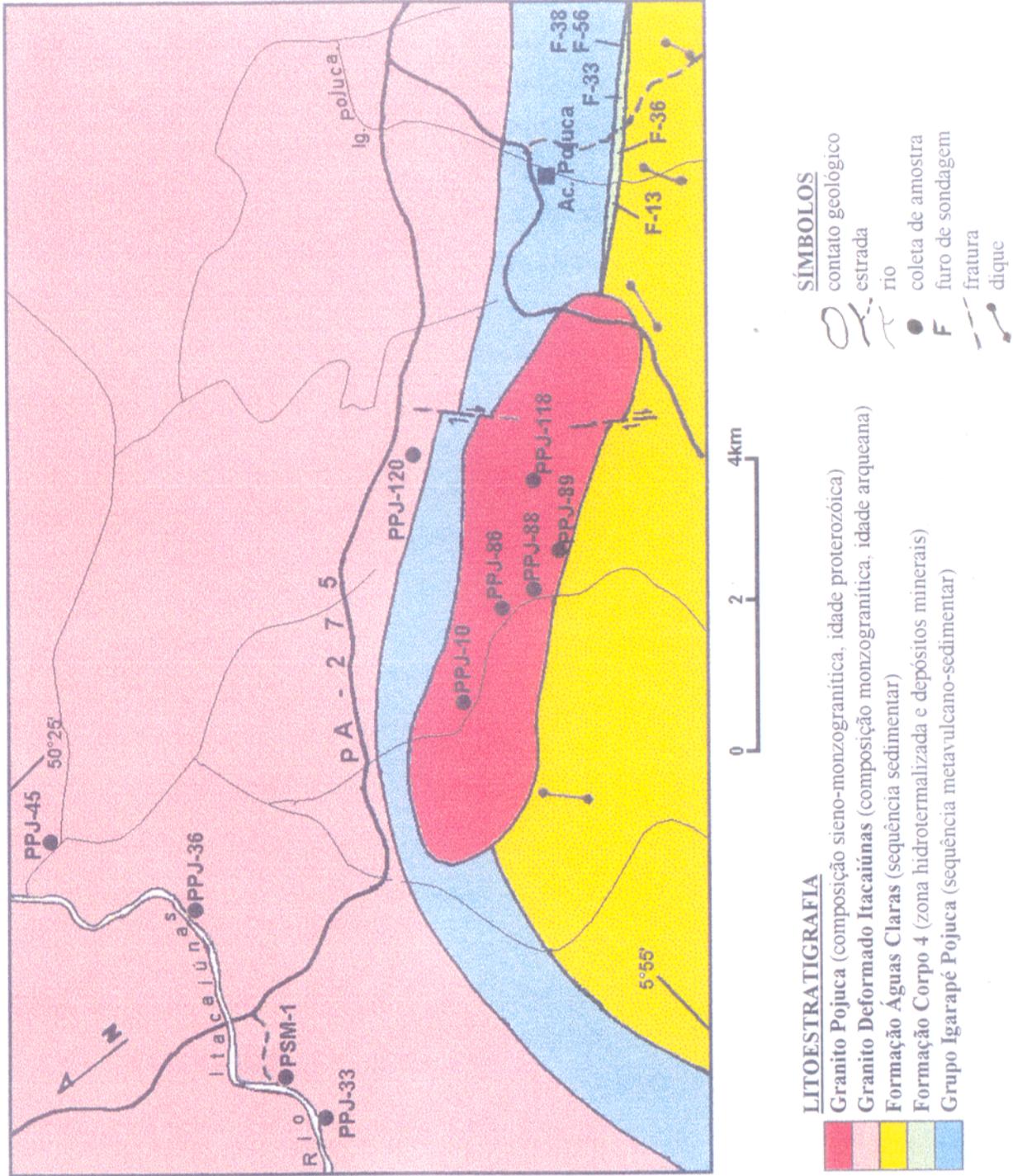


Figura 2. Mapa geológico da área Pojuca (MACAMBIRA et al. 1990, modificado).

3.2.3. Granito Deformado Itacaiúnas

Essa unidade ocupa a porção NNW da área em estudo (Figura 2). Configura um terreno de relevo arrasado, apresentando afloramentos em forma de lageado e blocos nas margens dos rios e igarapés. A textura gnáissica é formada pela alternância de bandas mili a centimétricas onde predominam quartzo-feldspatos e biotita-anfibólio. Grãos de quartzo e feldspatos estirados ou oclares envolvidos por minerais máficos compõem feições de foliação milonítica (MACAMBIRA et al., 1990). Anfibolitos foram observados em mapeamento como fragmentos dentro do conjunto gnáissico, sugerindo enclaves ou corpos lenticulares de dimensões consideráveis. Mineralogicamente constituem-se de plagioclásio bastante sericitizado, quartzo, feldspato potássico (microlina). Os demais minerais (clorita, opacos, epidoto e zircão) ocorrem subordinados (DOCEGEO, 1984).

Afloramentos no rio Itacaiúnas e igarapé Azul, na área Pojuca, são considerados como pertencentes ao Complexo Xingu (DOCEGEO, 1984; MACAMBIRA et al., 1990). MONTALVÃO et al. (1984) sugere que o granito-gnaisse que ocorre às margens do rio Itacaiúnas, próximo a rodovia PA-275 (Figura 2), de idade 2480 ± 40 Ma, represente um domínio litológico separado do Complexo Xingu de idade de 2859 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, MACHADO et al., 1991), propondo-lhe a denominação informal de Gnaisse Itacaiúnas. OLIVEIRA et al. (1994) incluem essas rochas, nos granitóides estratóides que compõem uma unidade litológica denominada de Suite Plaquê. Essa compreende vários corpos granitóides pouco caracterizados em termos deformacionais, geocronológicos, petrológicos e área de ocorrência (item 2.2.). Como não há parâmetros para enquadrar com segurança essa unidade em uma previamente definida, neste estudo será tratada como um granito deformado separado do Complexo Xingu. A denominação de Gnaisse Itacaiúnas proposta por MONTALVÃO et al. (1984) não evidencia que haja porções do corpo que apresentem textura ígnea preservada. Por entender-se que o corpo apresenta dimensões de um batólito, de composição granítica, que sofreu processos deformacionais, no presente trabalho utilizar-se-á para o mesmo a denominação de Granito Deformado Itacaiúnas.

3.2.4. Granito Pojuca

O Granito Pojuca ocorre na forma de um pequeno *stock* alongado na direção NW, na porção central da área, intrusivo nas rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Pojuca e nos sedimentos Águas Claras, às quais não registram efeito térmico significativo (MACAMBIRA et al., 1990). As coroas hornféisicas nas rochas encaixantes e seu caráter isotrópico indicam que sua colocação se deu em condições epizonais (BUDINGTON, 1959). Sua idade de cristalização é de 1874 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, MACHADO et al., 1991).

DOCEGEO (1984), em trabalhos de prospecção mineral, separaram a área Pojuca em quatro corpos (Corpos 1, 2, 3 e 4). Os furos de sondagem nos Corpos 1, 2 e 3 interceptaram a cúpula granítica em contato com a sequência metavulcano-sedimentar. Em áreas onde não afloram, o corpo granítico foi bem delimitado nos levantamentos cintilométricos. Em geral possui textura equigranular média, coloração cinza com tons rosados, com conteúdo de minerais máficos reduzido. Algumas amostras do granito apresentam ação pneumatolítica. Mineralogicamente constitui-se de quartzo, plagioclásio (oligoclásio), álcali-feldspato (ortoclásio micropertítico com pouca microclina), biotita cloritizada. Os minerais acessórios mais comuns são apatita, zircão, titanita, turmalina (schorlita), magnetita, fluorita, epidoto e alanita.

M. A. HORBE (informação verbal) identificou três unidades faciológicas no Granito Pojuca: clorita monzogranito (CM), leucomonzogranito (LM), e álcali-feldspato monzogranito (AFG). Os CM possuem maior distribuição areal, apresentando clorita como varietal, originada pela desestabilização da biotita. Os LM e AFG são restritos ao bordo sudeste do corpo, com granulação fina a média, cor creme rosada e teores restritos de clorita. Nestas porções destaca-se a presença de estruturas pegmatóides e turmalina. Nos AFG a formação de albita e a graisenização incipiente, com formação localizada de topázio, marcam as transformações tardi/pós-magmáticas mais significativas observadas no Granito Pojuca. Na porção central do corpo ocorre biotita com pouca transformação para clorita e menor ação de fluidos nos minerais, constituindo-se na parte menos alterada do granito (SOUZA et al., 1995).

3.2.5. Corpos máficos intrusivos

São comuns na área Pojuca corpos de rochas metavulcânicas discordantes ou acompanhando o acamamento das rochas do Grupo Igarapé Pojuca e da Formação Águas Claras. Possuem granulação fina a média localmente apresentam textura gabróica em porções menos deformadas. Ocorrem esparsamente ao longo de toda a sequência. Provavelmente estão relacionados às diversas fases de vulcanismo da Bacia Carajás (DOCEGEO, 1984).

Segundo MACAMBIRA et al. (1990) dois conjuntos de rochas máficas intrusivas na forma de dique ocorrem na área Pojuca. O primeiro possui composição gabróica, com textura maciça, compostos essencialmente por plagioclásio, anfibólio e piroxênio, sendo correlacionados aos corpos intrusivos tipo Santa Inês. O segundo é constituído por diques de gabro e diabásio de pequena espessura, compostos essencialmente por plagioclásio, piroxênio, biotita e clorita.

3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área Pojuca há evidências de pelo menos duas fases de deformação plástica (MEDEIROS NETO & VILLAS, 1985; DOCEGEO, 1984). Medidas de mergulhos de estruturas planares mostram uma foliação plano axial que mergulha de 60° a 80° para SW (Corpo 4) e 50° a 60° para NE (Corpos 1, 2 e 3). A fase posterior também desenvolveu crenulação, frequentemente observada em testemunhos de sondagem. O tectonismo rúptil é representado por falhamentos NE-SW, com densidade maior entre N30E e N60E (DOCEGEO, 1984).

A fase de dobramento mais antiga é caracterizada por dobras isoclinais, similares, com eixos sub-horizontais, que afetam as feições primárias, imprimindo laminação ou bandamento. Nessa fase gerou-se foliação plano-axial de direção WNW com mergulho forte para SSW. A segunda fase de dobramento caracteriza-se por dobras abertas, paralelas, com plano axial inclinado, afetando a foliação plano-axial. A ausência de estruturas planares penetrativas, associadas sugere que estas duas fases representam um único evento de deformação progressiva. Finalmente zonas miloníticas afetaram as estruturas anteriores, gerando sombra de pressão em granadas oriundas no primeiro evento (MEDEIROS NETO, 1985).

3.4. METAMORFISMO

A sequência metavulcano-sedimentar da área Pojuca apresenta metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibolito, notando-se uma tendência de aumento no grau metamórfico no sentido E-W (DOCEGEO, 1988). O metamorfismo regional, que acompanhou as alterações das rochas da Formação Corpo 4, é caracterizado por rochas a antofilita-cordierita, tendo ocorrido, possivelmente, sob temperaturas entre 550 e 650°C e pressão inferior a 5 kbar. Manifestações magmático-hidrotermais, relacionadas à intrusão do Granito Pojuca, são registradas através da ocorrência de pequenas porções mili a centimétricos de textura aplítica que cortam as rochas metamórficas, obliterando as feições típicas do metamorfismo regional (MEDEIROS NETO & VILLAS, 1985). O metamorfismo termal ocasionado pelo corpo granítico é responsável pela formação de textura tipo “hornfels” e pela formação de biotita a partir de anfibólios (cumingtonita ou hornblenda) das rochas vulcânicas (DOCEGEO, 1984).

Segundo WINTER (1994) três eventos metamórficos ocorreram nas rochas da Formação Corpo 4. O primeiro, de caráter regional, atingiu as fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, com pressões entre 5 e 7 kbar e temperaturas em torno de 450 e 650°C. Após este evento ocorreu um metamorfismo retrógrado, onde o anfibólio das unidades vulcânicas foi parcialmente substituído pela biotita. Essa transformação é resultado do fluxo de fluidos durante o resfriamento regional do cinturão metamórfico. O segundo evento metamórfico de caráter local ocorreu possivelmente durante a colocação de um granito arqueano semelhante ao Granito Antigo Salobo (Granito Deformado Itacaiúnas?) e o terceiro evento, também de caráter local, ocorreu durante a intrusão do Granito Pojuca. Durante esses eventos estabeleceram-se *shear zones*, resultando na extensiva alteração do anfibólio para biotita e, posteriormente para clorita.

Os seguintes dados geocronológicos estão relacionados aos eventos acima mencionados: o metamorfismo regional ocorreu entre 2732-2742 Ma; a intrusão do Granito Antigo Salobo a 2573 ± 2 Ma; e a intrusão do Granito Pojuca a 1874 ± 2 Ma (MACHADO et al., 1991).

4. ANÁLISE PETROGRÁFICA

4.1. INTRODUÇÃO

Serão apresentados neste item as características petrográficas das unidades litológicas estudadas neste trabalho. Foram analisadas amostras das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca, do Granito Deformado Itacaiúnas, das rochas metagabroicas (diques) e do Granito Pojuca. As análises petrográficas foram realizadas em lâminas delgadas utilizando-se microscópio petrográfico e contador de pontos (1500 pontos/lâmina, nas rochas graníticas).

4.2. ROCHAS METAVULCÂNICAS

As amostras PSM-18 (furo F-38), PSM-23 (furo F-38), PSM-29 (furo F-33), PSM-36 (furo F-56), PSM-38 (furo F-38), foram coletadas a partir de furos de sondagem do Corpo 4 (Figura 2). Coletou-se maior quantidade da amostra PSM-29 (furo F-33) (amostra petrograficamente menos alterada) para dela extrair-se zircões. São rochas maciças de coloração cinza-esverdeada, granulação fina, em sua maioria apresentam xistosidade e microfraturamentos. Em análise microscópica as amostras apresentam textura sub-ofítica. São compostas essencialmente por anfibólio (45,7-33,2%), biotita (35,4-28,3%), plagioclásio (<15%), que representam os fenocristais e a matriz é formada por minerais acessórios e produtos de alteração hidrotermal. Os minerais acessórios são: muscovita, pequenos grãos recristalizados de quartzo e opacos; os minerais secundários são representados por epidoto, sericita e clorita. A maioria das amostras apresentam-se intensamente cloritizadas evidenciando um hidrotermalismo acentuado. Nestas amostras as características petrográficas originais dos minerais estão mascaradas pelas alterações (Figura 3 a, b)

Os anfibólios apresentam-se em grãos subédricos de hábito colunar e aspecto fibroso, possivelmente como resultado da alteração de um anfibólio de alta temperatura (hornblenda?) para um de mais baixa temperatura (série tremolita-actinolita). Nos grãos mais alterados observa-se transformações para leucoxênio, com liberação de ferro para formar titanita ou filmes escuros. O plagioclásio ocorre nas zonas intergrãos de anfibólio na forma de grãos corroídos nas bordas e em sua maioria transformados para epidoto, sericita e muscovita lamelar nos núcleos. O quartzo mostra-se em pequenos grãos recristalizados formando veios. Há porções

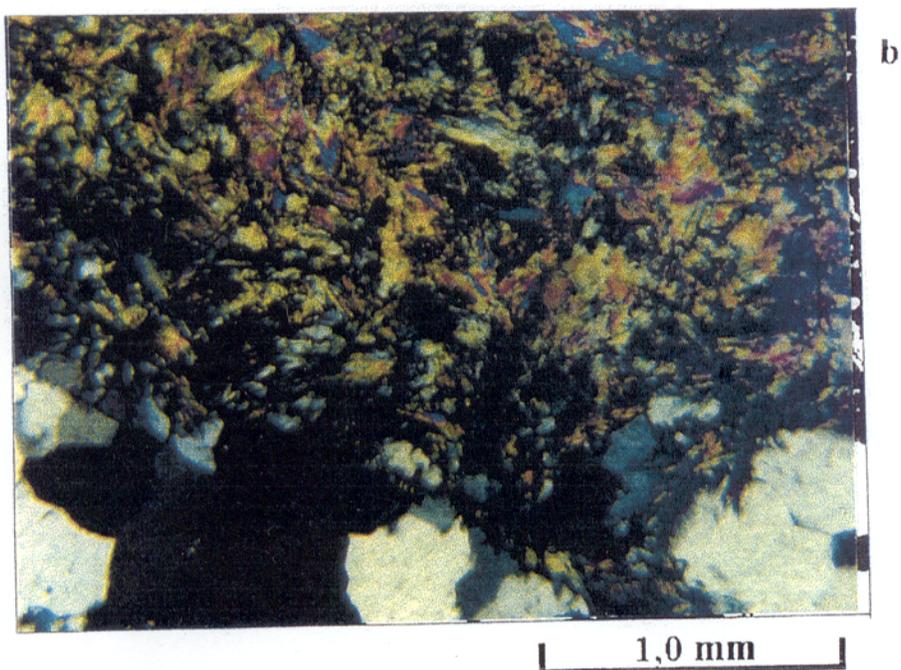
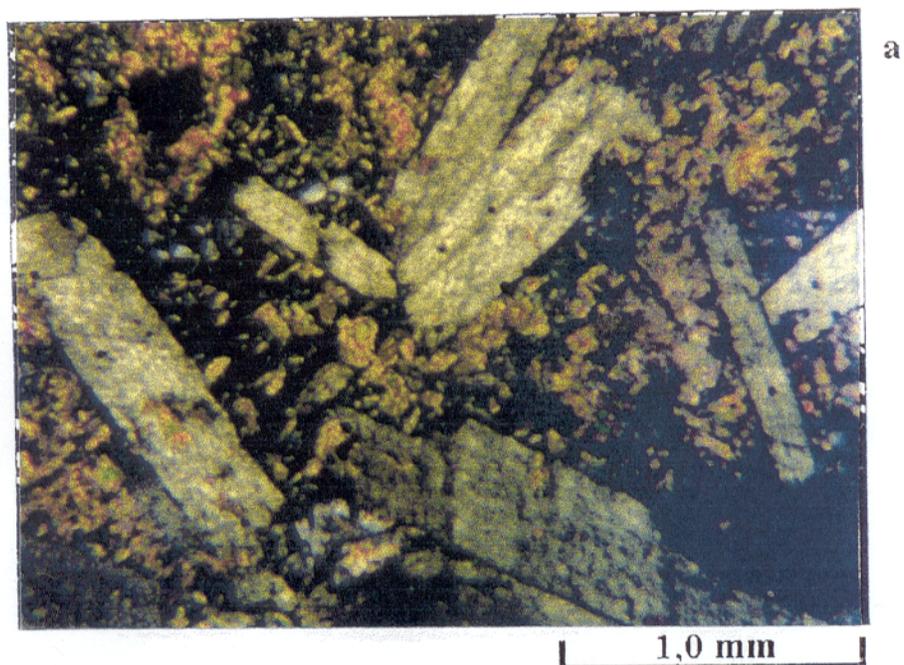


Figura 3. Aspectos petrográficos das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca. a) textura sub-oftica, com ripas de anfíbólio (tremolita-actinolita) envolvidos por massa de sercitas e biotitas de alteração. b) plagioclásio totalmente transformado por saussuritização (porção superior da figura) e, quartzo recristalizado (porção inferior da figura).

da rocha que foram afetadas por processos de alteração que originaram intensa cloritização, e transformação de anfibólio em biotita e desta à clorita, desenvolvendo uma textura acicular.

4.3. GRANITO DEFORMADO ITACAIÚNAS

As amostras PSM-1F e PSM-1M foram coletadas às margens do rio Itacaiúnas (Figura 2). Maiores informações petrográficas sobre o granitóide deformado foram obtidas analisando-se, também, as amostras PPJ-33, PPJ-36, PPJ-45 e PPJ-120, coletadas pelos integrantes do Projeto Pojuca (convênio DNPM - DOCEGEO - UFPa; MACAMBIRA et al., 1990). Macroscopicamente as amostras apresentem a textura de um gnaisse (bandamento), em análise microscópica elas mostram aspectos composicionais e texturais de um granito deformado, pois embora a maioria das amostras apresentem um grau de deformação bastante acentuado (PPJ-33, PPJ-45, PPJ-120, PSM-1F), em outras amostras pode-se observar feições ígneas primárias preservadas (PSM-1M e PPJ-36), tais como plagioclásio com faces cristalinas e maclamento preservado, por vezes apresentando coroas trocadas. No entanto mesmo nestas amostras já são observadas transformações metamórficas as quais serão descritas a seguir.

A maioria das amostras apresenta textura granoblástica e miloníticas (Figura 4 a, b, c). Possuem composição predominantemente monzogranítica e secundariamente sienogranítica (Tabela 2). As amostras analisadas apresentam como minerais essenciais: quartzo plagioclásio, microclina; como a varietais: anfibólio. Ocorrem como acessórios, magnetita, titanita, zircão, apatita, opacos e minerais contendo U e Th como alanita e pirocloro. Nas porções mais alteradas verifica-se a formação de silimanita e estauroлита, Como secundários epidoto, clorita e argilo-minerais. A cloritização é evidenciada em cerca de 0,3 a 4,5% da rocha.

A microclina apresenta-se em porfiroblastos geralmente estirados e bordas arredondadas, com maclamento xadrez típico ou aspecto manchado, forte extinção ondulante e alterações para argilo-minerais e sercicita. Comumente a presença de pertitas gera feições gráficas. Ocorrem inclusões de quartzo e plagioclásio (albita).

Os grãos menos deformados de plagioclásio apresentam composição oligoclásio (An_{25-30}). Os porfiroblastos mais deformados mostram-se estirados, localmente apresentam feições em *kink bands*. As alterações mineralógicas observadas são a sercicitização e a albitização.

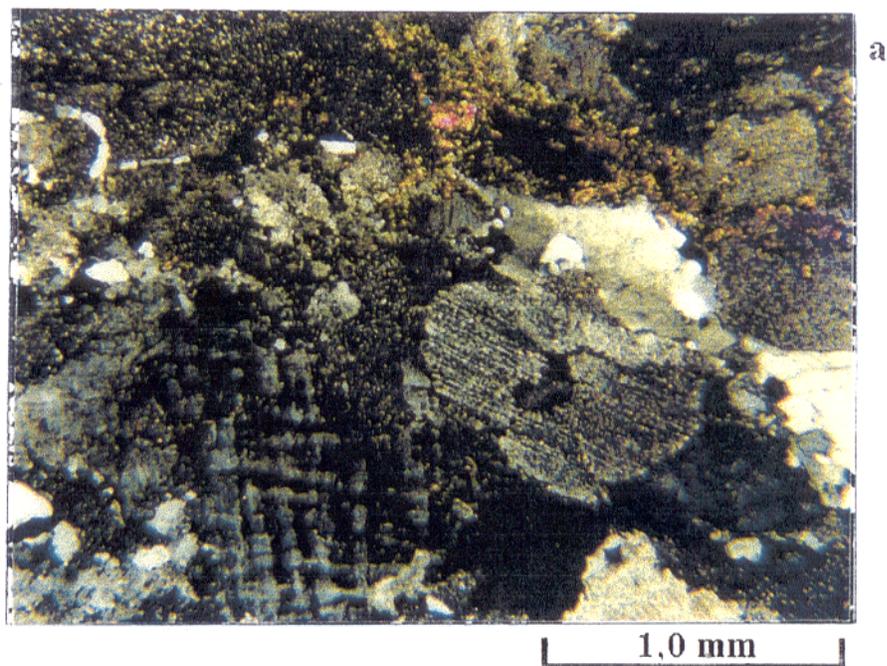


Figura 4. Aspectos petrográficos do Granito Deformado Itacaiúnas. a) textura granoblástica, apresentando grãos anédricos de microclina (com maclamento xadrez), plagioclásio bastante sericitizado, cristais de quartzo recristalizados e minerais de alteração. b) zircão em meio a grãos de quartzo recristalizados. c) fraturamentos preenchidos por clorita, epidoto e opacos. Na porção superior, álcali-feldspato sericitizado, e na porção inferior grãos de quartzo recristalizados.

Tabela 2: Composição mineralógica modal do Granito Pojuca e do Granito Deformado Itacaiunas.

Nº	Amostra	KF	PL	QZ	BT	ANF	MAG	MUSC	CL	EPD
1	PSM-10	49,2	22,1	24,5	0	0	0	0	4	0,2
2	PSM-30	67,4	10,5	20,7	0	0	0	1	0,4	0
3	PPJ-10	38,2	26,5	30,7	0,6	0	0	0	4	0
4	PPJ-118	38,2	33,3	25,5	2,1	0	0	0	0,5	0,4
5	PPJ-86	36,5	31,4	29	0,8	0	0	0	2	0,3
6	PPJ-88	37,1	30,4	27,1	0,7	0	0	0,6	3,5	0,6
7	PPJ-89	39,6	24,2	31,7	1	0	0	0,5	3	0
8	PSM-1M	33,1	29,5	31,8	0	2,3	0,6	0,2	2,5	0
9	PSM-1F	40,2	20	31,5	0	0	2,1	0	6,2	0
10	PPJ-120	25,9	34,2	27,7	0	1	2	4,9	4,2	0,1
11	PPJ-33	35,3	33,7	25,4	0	1	0	0	4,6	0
12	PPJ-36	40,5	21,2	30,3	1,8	0	2,3	1,5	2,2	0,2
13	PPJ-45	35,9	20,1	38,2	0	1,3	0	0	4,5	0

1 a 7 - Granito Pojuca; 8 a 13 - Granito Deformado Itacaiunas.

KF- álcali-feldspato, PL- plagioclásio, QZ- quartzo, MAG- magnetita, MUSC- muscovita, CL- clorita, EPD- epidoto

O quartzo apresenta-se sob duas formas: na forma de porfiroblastos que mostram-se estirados, com forte extinção ondulante, inclusões de apatita e, localmente, formando pontos triplícies; e em pequenos grãos, gerados por cominuição e/ou recristalização, localizados entre os porfiroblastos ou em meio a veios preenchendo fraturas.

O anfibólio apresenta-se bastante alterado, possivelmente provocado por processos hidrotermais que possibilitaram a transformação de anfibólio de alta temperatura (hornblenda?) para um anfibólio de baixa temperatura (tremolita-actinolita). Apresenta também alteração nas bordas onde se formam pequenas ripas de biotita chegando a cloritização.

Os minerais acessórios apresentam-se em grãos isolados ou formando agregados de minerais (apatita, magnetita, opacos, zircão, alanita e pirocloro), enquanto que os minerais secundários ocorrem principalmente preenchendo fraturas na forma de veios (epidoto, clorita, titanita). Os minerais opacos apresentam-se em forma romboédrica localizando-se principalmente em vênulas.

A presença de silimanita e estauroilita em porções do granito indica que as deformações que afetaram o corpo se deram em condições de metamorfismo da fácies anfibolito. Estes minerais em uma paragênese essencialmente granítica sugerem recristalização a partir de um corpo originário um magma peraluminoso. Deformações cisalhantes são representadas por feições de intenso fraturamento e preenchimento por minerais de alteração, bem como por porfiroblastos de quartzo, plagioclásio e microclina estirados, com extinção ondulante. Minerais máficos entre os pórfiros evidenciam a textura milonítica. Com base nas deformações plásticas evidenciadas nas amostras considera-se que o granitóide teve sua colocação em condições mesozonais (classificação de BUDINGTON, 1959) anterior ao cisalhamento, sendo em seguida deformado. A cloritização de anfibólios e sericitização intensa de plagioclásio e k-feldspato indicam alteração por processos hidrotermais.

4.4. GRANITO POJUCA

As amostras PSM-10 (furo F-13) e PSM-30 (furo F-36) foram coletadas a partir de testemunhos de sondagem do Corpo 4 (Figura 2). Assim como nas amostras do Granito Deformado Itacaiúnas, utilizou-se também para a análise do granito, amostras coletadas no Projeto Pojuca (MACAMBIRA et al., 1990): PPJ-10, PPJ-86, PPJ-88, PPJ-89 e PPJ-118.

Em amostra de mão, a rocha apresenta coloração cinza e rosada com granulação grossa e aspecto isotrópico. Ao microscópio possui textura granular hipidiomórfica a xenomórfica seriada, localmente apresentando feições miloníticas. Possui composição sienogranítica, sendo a amostra PSM-30 um leucogranito (Tabela 2). Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato. Os minerais acessórios são zircão, fluorita, alanita, turmalina, topázio e minerais opacos. Os minerais secundários são sericita, muscovita, titanita, argilo-minerais, epidoto, clorita e óxido de ferro (Figura 5 a, b, c). Minerais com altos teores de U e Th são identificados torogumita, periclásio e pirocloro, além de alanita e zircão. Esses minerais foram confirmados em análise de microsonda realizados por R.N.N. VILLAS (informação verbal), sendo os mesmos minerais contém teores elevados de U e Th.

O quartzo ocorre em grãos anédricos, com forte extinção ondulante, contatos irregulares e retilíneos, inclusões de feldspato alcalino, plagioclásio e minerais opacos. Localmente ocorrem grãos recristalizados preenchendo fraturas.

O feldspato alcalino (microclina) comparece em grãos anédricos a subédricos, manchados ou com maclamento xadrez, por vezes apresenta extinção ondulante, maclamento *carlsba* e alterações para argilo-minerais e sericita. Comumente ocorrem feições peritíticas e inclusões de plagioclásio (albita). Quando em contato com o mesmo mineral formam coroas trocadas originando plagioclásio de exsolução. Ao contato com o plagioclásio geralmente ocorrem mirmequitas.

O plagioclásio de composição oligoclásio (An_{13-20}), apresenta grãos anédricos a subédricos, geralmente alterando para sericita, argilo-minerais e epidoto. Apresenta zoneamento normal. No contato com a microclina ocorre albitização e localmente forma textura anti-*rapakivi* (Figura 5 b).

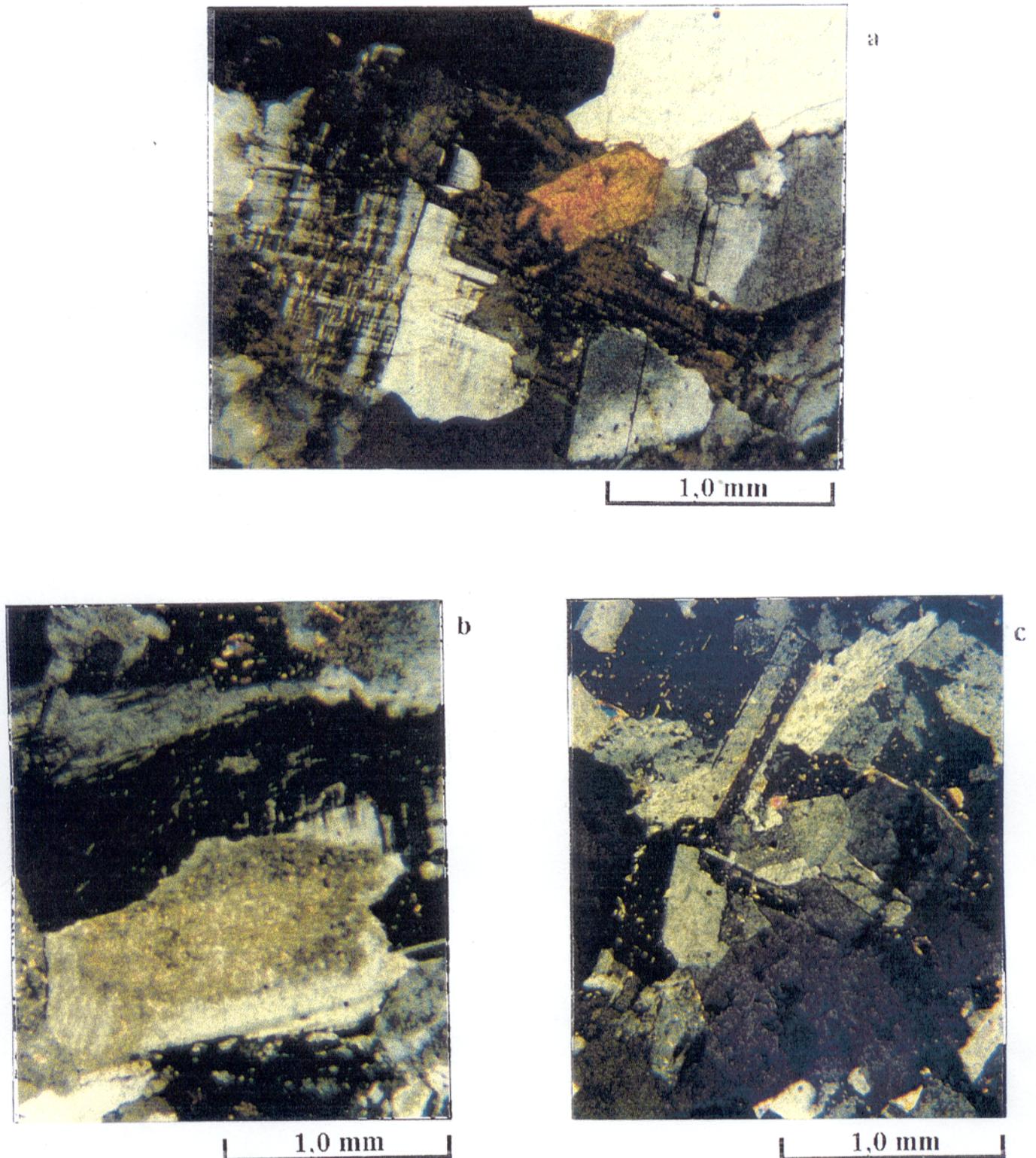


Figura 5. Aspectos petrográficos do Granito Pojuca. a) fácies clorita-monzogranito: no centro, grãos de clorita e alanita subédrica. Ocorrendo também, microclina e plagioclásio zonado. b) fácies álcali-feldspato granito: pórfiros de microclina e plagioclásio com núcleo muito sericitizado e bordas albíticas circundado por microclina, formando textura anti-rapakivi. c) fácies leuco-monzogranito: predomínio de álcali-feldspato e plagioclásio sericitizados.

A clorita ocorre em cerca de 1,2 a 5,5% da rocha. Apresenta-se na forma de palhetas, de cor amarelo-esverdeado a marron-esverdeado até extinção total, desenvolvendo um forte pleocroísmo. Verifica-se a perda de ferro em fraturas, clivagens e nas bordas, associadas ou não à formação de epidoto.

A sericitização dos plagioclásios e k-feldspatos e a cloritização das biotitas indicam a atuação de processos hidrotermais tardi- a pós-magmáticos. Amostras da porção central do corpo apresentam-se menos transformadas, com grãos de biotita e plagioclásio pouco alterados. A estrutura isotrópica indica que a colocação do granito se deu em ambiente anorogênico. A textura porfirítica e a formação de auréola de contato hornféisica nas rochas encaixantes sugere uma colocação em condições epizonais (classificação de BUDINGTON, 1959).

4.5. ROCHAS METAGABRÓICAS (DIQUES)

A amostra PSM-28 (furo F-38) foi coletada a partir de furos de sonda do Corpo 4 (Figura 2), em quantidade suficiente para dela serem extraídos zircões. A rocha possui granulação média a grossa de coloração cinza esverdeada. Ao microscópio mostra textura sub-óptica, e composição gabro-andesítica, constituída de plagioclásio (40%), piroxênio (9%), anfibólio de alteração (13%), anfibólio primário (10%) quartzo (8%) e biotita de alteração (7%). Como acessórios ocorrem opacos (sulfetos), e apatita, e como secundários muscovita e epidoto (Figura 6).

O plagioclásio (labradorita An_{50}) apresenta-se anédrico, com bordas corroídas, zoneamento incipiente e intensa sericitização. Poucos grãos preservam os planos de macla e o hábito original. O piroxênio é menos abundante devido sua alteração para anfibólio e deste para biotita e clorita. O anfibólio mostra-se em grãos anédricos com duas composições, uma apresentando-se como de alta temperatura (hornblenda ou hastingsita?) e outro característico de anfibólios de mais baixa temperatura (série tremolita-actinolita). O quartzo ocorre em grãos anédricos isolados ou preenchendo microfraturas em forma de veios. Biotita cloritizada ocorre como microgrãos esparsos na rocha.

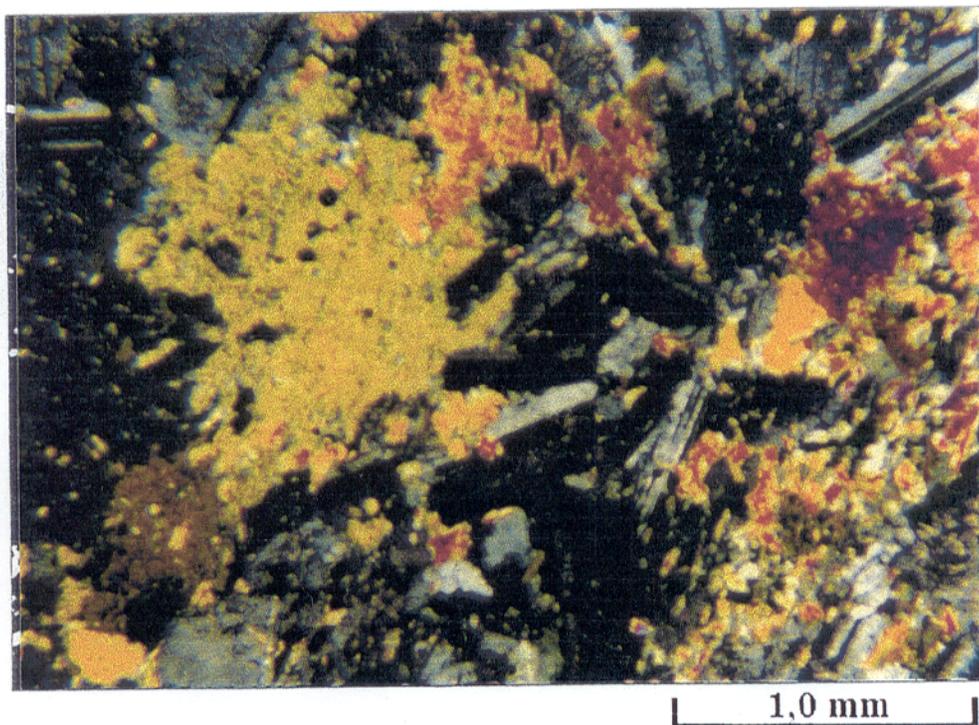


Figura 6. Aspecto petrográfico das rochas metagabroicas (diques). Apresenta textura subofítica. Cristais maiores de piroxênio (alterando para anfíbólio), com formas anédricas, envolvendo cristais de plagioclásio.

5. FUNDAMENTOS DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

5.1. INTRODUÇÃO

A seguir será apresentada uma síntese sobre os fundamentos geoquímicos envolvendo os isótopos radiogênicos utilizados nas metodologias Pb-Pb em rocha total e feldspatos, Pb-Pb por evaporação em zircão e Rb-Sr em rocha total e minerais, seus resultados e interpretações no âmbito da geologia isotópica. Esta síntese bibliográfica foi baseada, principalmente, nos trabalhos de FAURE (1986), KOBER (1986) e GULSON (1986).

5.2. OS ISÓTOPOS DO Pb E O MÉTODO Pb-Pb EM ROCHA TOTAL E MINERAIS

O Pb é um metal do grupo do carbono (IV-B) que apresenta como características: raio iônico = 1,7 Å; Z = 82; eletronegatividade = 1,8; valência = 2⁺, 4⁺, número de coordenação = IV, VI, sendo o elemento pesado mais abundante na crosta terrestre (16 ppm em média).

A aplicação dos isótopos do Pb para desvendar problemas geológicos baseia-se nas diferenças das abundâncias relativas dos quatro isótopos deste elemento nas rochas da crosta (valores médios de: ²⁰⁴Pb = 1,35%; ²⁰⁶Pb = 25,28%; ²⁰⁷Pb = 21,13%; ²⁰⁸Pb = 52,23%). Esses valores podem variar com o decorrer do tempo ou do tipo de rocha, dependendo das razões U/Pb e Th/Pb das mesmas (STACEY & KRAMERS, 1975). Três destes isótopos são radiogênicos, originam-se do decaimento radioativo do urânio e do tório. O ²⁰⁴Pb, embora radioativo é considerado estável, devido a sua meia-vida ser muito elevada ($t_{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos), sendo utilizado como isótopo de referência (Holden & Walker apud FAURE, 1986).

A evolução da composição isotópica do Pb presente em minerais que contêm U e Th pode ser expressa na forma de três (3) equações:

$$\text{I} - \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_h = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_h (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$\text{II} - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_h = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_h (e^{\lambda_5 t} - 1)$$

$$\text{III} - \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_h = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_h (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Onde, h representam as razões isotópicas do Pb no mineral hoje; i representam as razões isotópicas iniciais do Pb; t é o tempo decorrido desde o fechamento do sistema (rocha ou mineral) para o U, Th e Pb; λ é a constante de decaimento. Os valores das constantes de decaimento do ²³⁵U, ²³⁸U e ²³²Th, são respectivamente: $\lambda_5 = 0,98485 \times 10^{-9}$ anos⁻¹; $\lambda_8 = 0,155125 \times 10^{-9}$ anos⁻¹; $\lambda_2 = 0,049475 \times 10^{-9}$ anos⁻¹ (STEIGER & JÄGER, 1977).

A razão isotópica radiogênica do Pb é determinada mediante a divisão da equação II pela I: $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} (e^{\lambda_5 t} - 1)/(e^{\lambda_8 t} - 1)$. Lançando-se as razões obtidas de amostras cogenéticas e não alteradas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pode-se definir um alinhamento, cuja inclinação corresponde a idade geocronológica.

Através da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, definida como μ (mü), é possível inferir a origem dos magmas, pois essa apresenta intervalos de valores relativamente bem definidos nos diferentes níveis da litosfera. Sendo também utilizado para determinar a evolução do Pb na Terra. O valor de μ é obtido através da equação abaixo (IV):

$$(IV) \quad \mu = \frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - a_0}{e^{\lambda_8 T} - e^{\lambda_8 t}}$$

$a_0 = 9,307$, razão isotópica do Pb inicial na Terra ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$);

$T = 4,55 \times 10^9$ anos, idade da Terra;

$\lambda = 0,155125 \times 10^{-9}$ anos⁻¹, constante de decaimento do ^{238}U ;

t = idade obtida;

obs: a equação (IV) refere-se ao modelo de evolução segundo Holmes & Houtermans apud FAURE (1986). A razão $a_0 = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{4,55 \times 10^9 \text{ anos}} = 9,307$ foi determinada por Tatsumoto et al. (apud FAURE 1986).

Obtendo-se o valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de uma amostra, a partir de sua leitura em um espectrômetro de massa, pode-se chegar ao valor aproximado de μ da rocha.

Para a evolução do Pb na Terra existem vários modelos. O modelo de Estágio Simples basea-se na evolução da Terra como um sistema fechado em relação ao geocronômetro Pb-Pb (Holmes & Houtermans apud FAURE, 1986). Assim, todo o Pb comum atual é resultante de misturas de Pb radiogênico, formado em regiões com diferentes valores de μ . Oversby apud MOORBATH & TAYLOR (1980), elaborou uma escala na qual valores de μ entre 7,5 e 8,2 indicam evolução a partir de fonte mantélica, valores entre 8,2 e 12 indicam evolução na Crosta Superior e valores menores que 7,5 indicam evolução na Crosta Inferior.

O modelo de evolução em 2 estágios admite uma idade de referência para a Terra de 4,57 Ga, sugerindo, também, que a média das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ no primeiro estágio foram de 7,19 e 32,11, respectivamente (STACEY & KRAMERS, 1975). Dessa forma ocorreu a evolução isotópica da Terra até à aproximadamente 3,7 Ga. A partir de então desenvolveu-se um extenso processo de diferenciação que deu origem às condições para o

segundo estágio, com novas razões ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9,74$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 37,19$), originando assim, as composições médias do Pb terrestre.

Os modelos de Múltiplos Estágios sugerem que o Pb deve ter sido associado à vários reservatórios com diferentes razões U/Pb e Th/Pb e tempos de residência bastante distintos. Doe & Zartman apud ZARTMAN & DOE (1981), introduzem o modelo de Plumbotectônica para explicar a variação das composições médias dos diferentes domínios ou reservatórios geoquímicos da Terra (Manto, Crosta Inferior, Crosta Superior), nos quais as diferenças isotópicas foram geradas por fracionamento químico e decaimento radioativo. Definiram também um domínio suplementar (Domínio Orogênico) correspondente à uma mistura dos diferentes reservatórios, originado pela ação de processos dinâmicos atuantes nos mesmos.

GULSON (1986) considera cada unidade litológica como um reservatório de Pb distinto na Crosta Terrestre. Nestes reservatórios, a razão inicial ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i pode ser modificada por metamorfismo posterior ou intrusões, ou ambos. Pois, nos minerais e rochas, o Pb inicial varia com o decaimento radioativo (variação isotópica simples), como também por entrada de Pb exótico em eventos metamórficos ou de intrusões (mistura isotópica). A razão ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i e a idade isotópica obtida no segundo caso não têm significado geológico

Ao conjunto de valores de razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, incluindo-se idades e razões U/Pb e Th/Pb), para um dado número de amostras de um mesmo tipo de rocha ou “reservatório” define-se o termo “padrões isotópicos” ou “assinaturas”. Assim, amostras diferentes possuem assinaturas isotópicas diferentes, umas em relação às outras. As assinaturas isotópicas são um instrumento de determinação genética de corpos litológicos, pois reservatórios com características isotópicas semelhantes, possivelmente foram gerados de uma fonte com similaridade isotópica (GULSON, 1986).

Quanto à utilização do método Pb-Pb em frações minerais, o feldspato é o mineral preferencialmente utilizado por oferecer bons resultados, pois em sua cristalização retém Pb e pouquíssimo U e Th, modificando pouco sua composição isotópica com o tempo. É também, utilizado por ser um dos principais minerais formadores de rochas. Quando o feldspato não sofre influência de isótopos de Pb estranhos, a análise do mesmo determina razões isotópicas com valores aproximados da razão inicial. Neste caso, se for comparada a análise de um feldspato que

foi submetido a processos de lixiviação (ver ítem 6.4) com outro não lixiviado ambos irão reproduzir um só ponto no diagrama isocrônico.

Quando o feldspato sofre influência de Pb estranhos oriundo de outros minerais da rocha, ou da desintegração "in situ" de U presente no mineral, as razões isotópicas obtidas possuem valores mais elevados que o da razão inicial. Neste caso, as análises do feldspato lixiviado e não lixiviado irão reproduzir pontos inseridos em uma mesma isócrona, só que a amostra lixiviada tenderá a aproximar-se da razão inicial. Isto porque, o núcleo do feldspato pode preservar a razão isotópica inicial, enquanto que as porções externas e fraturas podem reter Pb, U e Th oriundos de outros minerais da rocha incorporados aos feldspato. O Pb oriundo de outra fonte (exterior a rocha) também podem contaminar a zona externa do feldspato. Quando isto ocorre a análise da fração não lixiviada e lixiviada mostram-se desalinhadas no diagrama isocrônico devido a influência isotópica originada pelo Pb externo à rocha. As frações de feldspatos não lixiviadas, normalmente, produzem uma isócrona basculada com modificação na idade da rocha (LUDWIG & SILVER, 1977; FAURE, 1986; ARNDT & TOLD, 1994; ROLLINSON, 1994).

5.3. OS ISÓTOPOS DO Pb E O MÉTODO Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO

O zircão é um dos minerais mais importantes utilizados em investigações geocronológicas, pois possui as características de ser muito resistente, pobre no elemento Pb, e preservar em sua estrutura cristalina elementos radioativos (principalmente U). Portanto, o zircão é um mineral que se comporta como um sistema fechado e guarda informações isotópicas do tempo de cristalização das rochas. Entretanto, o significado geocronológico, que é obtido através das razões U/Pb de um zircão, pode ser fortemente obscurecido por polimetamorfismo (KOBBER, 1986, 1987; DAVIS et al., 1968; KROGH & DAVIS, 1973).

Um processo que frequentemente danifica a estrutura cristalina de um zircão é o bombardeamento radiativo (metamictização) produzido pelo decaimento radioativo dos elementos radioagênicos de sua estrutura. Esse bombardeamento produz uma zona amorfa que ocupa, desde pequenas áreas do grão em escala sub-microscópica, até dominar todo o cristal. Esta zona metamíctica (onde ocorreu a geração de Pb radiogênico *in situ*) é altamente sensível a eventos metamórficos, mesmo de baixo grau, bem como à descompressão durante o soerguimento das

rochas na crosta (Zartman apud KOBER, 1986). Nos domínios metamíticos do cristal, eventos e processos externos como intrusões, desidratação e lixiviação metamórfico-hidrotermais, produzem perdas de Pb devido a sua baixa energia de ativação (0,1-0,4 eV, Tilton apud KOBER, 1986). Por outro lado nos domínios cristalinos do grão, a retenção do Pb é muito maior (energia de ativação de 2,2-2,5 eV, Mamedov apud KOBER, 1986), só sendo mobilizado em condições de alto grau (> 900° K, Sommerauer apud KOBER, 1986).

O entendimento da diferença de mobilidade do Pb nos domínios cristalinos do zircão é um fator preponderante para fazer a interpretação das razões U/Pb. Esse comportamento dos isótopos do Pb dentro do zircão é utilizado para interpretar os resultados obtidos pelo método de digestão convencional (método U-Pb em zircão). Esta propriedade particular, também serve para fazer a separação analítica do Pb de domínios mais retentivos dos menos retentivos. O aquecimento de um zircão no vácuo (no espectrômetro de massa), em intervalos sucessivos, libera os isótopos do Pb da estrutura do cristal de acordo com a sua energia de ativação. Este fenômeno faz com que a complexa distribuição do Pb, alojado em diferentes domínios estruturais do zircão, possibilite o cálculo da idade dos zircões, a partir da análise das razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (KOBER, 1986).

5.4. OS ISÓTOPOS DE Rb E Sr E O MÉTODO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS

O Rb é um metal alcalino do grupo IA. Seu raio iônico (1,48 Å) é aproximado ao do K (1,33 Å), fazendo com que o Rb substitua o K em minerais formados por este (muscovita, biotita, flogopita, ortoclásio, microclina, argilo-minerais) (FAURE 1986). O Rb possui dois isótopos (^{85}Rb e ^{87}Rb) com abundâncias de 72,16% e 27,83%, respectivamente (Catanzaro et al. apud FAURE, 1986). O ^{87}Rb é radioativo e decai para o ^{87}Sr (estável), por emissão de uma partícula β^- (FAURE, 1986).

O Sr é um membro dos alcalino-terrosos do grupo II-A. Seu raio iônico (1,13Å) é muito maior que o do Ca (0,99 Å), o qual substitui em muitos minerais (plagioclásio, apatita, carbonato de cálcio etc). Esta substituição é restrita devido o íon Sr^{+2} preferir sítios de coordenação octaédrica, enquanto que o íon Ca^{+2} pode preencher sítios de coordenação hexa- e octaédrica. Por outro lado, o íon Sr^{+2} pode substituir o íon K^{+1} , porém esta substituição precisa ser acompanhada da mudança de Si^{+4} por Al^{+3} na estrutura, para preservar a neutralidade elétrica.

O Sr tem quatro isótopos que ocorrem naturalmente ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr , todos estes estáveis. Suas abundâncias isotópicas médias na Terra são 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente. As abundâncias isotópicas do Sr nas rochas da crosta variam devido a formação de ^{87}Sr por decaimento natural do ^{87}Rb . Por isso, a composição de Sr nas rochas ou minerais que contêm Rb depende da sua idade e razão Rb/Sr (FAURE, 1986).

Para se determinar a idade de minerais e rochas pelo método Rb-Sr utiliza-se a seguinte equação: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_h(e^{\lambda t} - 1)$; onde: h é referente a razão no tempo atual; i corresponde a razão inicial; λ é a constante de decaimento do Rb; e t é o tempo de fechamento do sistema Rb-Sr. Adota-se para λ o valor de $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$, que corresponde a meia-vida do ^{87}Rb de $48,8 \times 10^9$ anos (STEIGER & JÄGER, 1977). A equação só será válida se a quantidade de isótopos de ^{87}Rb e ^{87}Sr for modificada apenas pelo decaimento radioativo. Por exemplo, uma suite de rochas cogenéticas de idade t definirá uma isócrona (diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) apenas quando cada membro desta suite possuir a mesma razão inicial e quando as rochas permanecerem como sistema fechado para Rb e Sr durante o tempo t. Se esta condição for alterada por perda ou ganho de Rb e/ou Sr no mineral ou rocha, o valor calculado para t pode indicar a idade de rehomogeneização isotópica, se esta for extensiva e completa para todas as amostras. Por outro lado, caso a rehomogeneização aconteça de forma parcial obter-se-á uma idade sem significado geológico.

6. METODOLOGIA

6.1. INTRODUÇÃO

Três métodos geocronológicos foram utilizados neste trabalho: Rb-Sr em rocha total e minerais, Pb-Pb em rocha total e feldspatos e Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, os quais são aplicados em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). As análises isotópicas foram efetuadas em um espectrômetro de massa ISOMASS VG54E de fonte sólida, com monocolletor. A seguir serão discutidos separadamente os procedimentos de coleta, preparação e separação química de amostras, juntamente com a análise e o tratamento estatístico utilizados para cada tipo de metodologia.

6.2. COLETA DE AMOSTRAS

A coleta de amostras utilizada para a aplicação da metodologia Pb-Pb por evaporação em zircão difere daquela dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb (em rocha total e minerais). No método Pb-Pb por evaporação em zircão é necessário que se tenha uma quantidade de 10 a 20 kg de amostra para rochas félsicas e 20 a 30 kg para rochas máficas. Esta quantidade é necessária para possibilitar a extração de um grande número de zircões, visto que estes se apresentam como mineral acessório nas rochas. Neste trabalho coletou-se em média 20kg de amostra para cada unidade estudada. As amostras podem ser coletadas de rochas frescas, intemperizadas ou mesmo a partir de saprólito. Isto é possível devido o zircão ser um mineral que resiste a processos intempéricos. No entanto, os zircões podem apresentar-se alterados bem como absorver Pb estranho (contaminação) quando atingidos por metamorfismo e hidrotermalismo.

Para os métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e feldspatos, na maioria das vezes, uma amostra de mão é suficiente para a análise. No entanto, principalmente no método Rb-Sr, quando se deseja obter a idade de cristalização de rochas que sofreram processos térmicos é necessário coletar uma quantidade superior a 20 kg de amostra, pois nesses processos o Rb e o Sr sofrem migrações a nível dos minerais, sendo necessário coletar uma grande quantidade de amostra para que esses efeitos sejam desprezíveis em rocha total. Na coleta deve-se selecionar minuciosamente as rochas frescas (sem indícios de intemperismo, zonas de fraturamentos e hidrotermalismo). As amostras devem ser coletadas em pontos diferentes visando obter-se

variações mineralógicas e, conseqüentemente, razões Rb/Sr diferentes na mesma unidade litológica. Para análises Pb-Pb e Rb-Sr em minerais necessita-se apenas de uma amostra para que se possa extrair os minerais, tais como: k-feldspato, plagioclásio, anfibólio, biotita, muscovita etc. A quantidade de amostra será determinada de acordo com a concentração dos minerais de interesse na rocha.

Na área Pojuca ocorreram problemas para uma amostragem criteriosa como requerem os métodos geocronológicos pois, devido ao intenso intemperismo, uma espessa camada de solo se sobrepõe às rochas frescas. Essas em geral só podem ser obtidas a partir de testemunhos de sondagem. Outro problema adicional é conseguir-se amostras dos testemunhos isentas de alterações hidrotermais, um vez que as sondagens foram realizadas nas zonas mineralizadas que sofreram essas alterações.

As rochas do Granito Deformado Itacaiúnas foram as únicas coletadas em afloramento. Obteve-se amostras suplementares desse corpo e do Granito Pojuca a partir da amostragem realizada pelos integrantes do Projeto Pojuca (convênio UFPa-DNPM-DOCEGEO; MACAMBIRA et al., 1990). As amostras das rochas metavulcânicas e metagabroicas foram coletadas a partir de testemunhos de sondagem, avaliando-se (através de lupa de mão) que as mesmas apresentavam-se pouco alteradas. No entanto, através de análise petrográfica observou-se que essas mostravam-se, via de regra, alteradas hidrotermalmente.

6.3. MÉTODO Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO

Este método segue as propostas de KOBER (1986, 1987) com as modificações de OLSZEWSKI et al. (1990) e as adaptações aplicadas por GAUDETTE et al. (1993) na implantação da metodologia como rotina do LGI.

As amostras foram trituradas e pulverizadas, à uma granulometria inferior a 0,250 mm. Em seguida lava-se ou mesmo batea-se, para retirar a porção mais fina da amostra e concentrar os minerais mais densos. Peneira-se, então, o restante em frações que variaram em intervalos de 0,250-0,177mm, 0,177-0,125mm e <0,125mm. Em seguida, faz-se uma separação inicial dos minerais pesados através de elutriação. Através do ímã de mão e do separador magnético de Frantz retira-se, da fração elutriada, os minerais magnéticos e paramagnéticos. Na fração não magnética os minerais mais densos são separados por líquidos pesados (bromofórmio).

Entre os minerais pesados, das amostras tratadas, a maioria constituía-se de grãos de zircão, os quais foram selecionados em lupa binocular. Os grãos foram caracterizados segundo seu tamanho, forma, cor, transparência, grau de metamitização, fraturamentos, inclusões, buscando-se dessa maneira distinguir diferentes populações. Os cristais selecionados para análise apresentavam tamanho entre 0,02 e 0,03mm, com boa transparência, baixo grau de metamitização, poucos fraturamentos e inclusões. Esses foram, então, fixados diretamente sobre um filamento de rênio, em forma de “canao”, e postos para analisar no espectrômetro de massa.

Cada conjunto de seis (6) medidas de razões isotópicas do Pb de um zircão foi definido como um “bloco” de análises. A idade foi calculada a partir da média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Para cada zircão é calculada a média ponderada da idade e o seu desvio padrão. Geralmente excluí-se os “blocos” que fornecem uma idade maior que 2σ (σ é o desvio padrão do “bloco”) afastada da média do zircão ou da média de todos os zircões.

Neste trabalho foram considerados para o cálculo da idade os seguintes parâmetros analíticos: um número maior ou igual a cinco (5) blocos de razões isotópicas ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$); razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} < 0,0004$ para cada bloco e os resultados que não estiverem muito abaixo ou acima do patamar da idade média dos zircões.

6.4. MÉTODO Pb-Pb EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS

O método Pb-Pb em rocha total e em feldspatos segue as técnicas de separação química e concentração dos isótopos de Pb propostas por MANHÈS (1982), com modificações e adaptações aplicadas na implantação do método no LGI por RODRIGUES (1992). Nas análises utilizou-se em média 500 μg de amostra de rocha total e 100 μg para as amostras de feldspatos.

O procedimento químico de separação do Pb presente nas rochas (pulverizadas a 80 mesh), compreende três etapas básicas: abertura química das fases minerais, solubilização do Pb e separação química do Pb, utilizando-se colunas de troca iônica.

Na abertura das fases minerais da rocha introduz-se 5ml de HF (48%), para que a sílica (SiO_2) reaja formando o $\text{H}_2\text{Si}_2\text{F}_6$, que é evaporado. Na abertura química dos feldspatos, varia-se o procedimento, fazendo-se uma limpeza prévia (*leaching*), com HF diluído (1N), para que seja eliminado o Pb estranho que possivelmente foi incorporado às porções mais externas e fraturas do mineral, após sua cristalização.

Para efetuar-se a solubilização dos fluoretos formados na etapa de abertura das fases minerais, introduz-se na amostra 5ml de HBr (8N), deixando em digestão, em cadinho de teflon fechado, 8h a frio e 12h a quente (100°C). Posteriormente abre-se a tampa do cadinho e deixa-se evaporar o ácido. Anteriormente à etapa de separação, utiliza-se 5ml de HBr (0,5N) para diluir o resíduo do cadinho, ficando assim o Pb disponível para ser eluído em meio adequado.

A separação do Pb dos demais elementos da amostra é feita por resina de troca iônica (DOWEX AG 1X8, 200-400 mesh). Utiliza-se uma coluna de separação química (coluna de teflon com 5cm de altura por 2mm de diâmetro), onde se introduz cerca de 1,0cm de resina. Para a análise espectrométrica, dilui-se com sílica gel (0,125N) as soluções de isótopos de Pb e deposita-se em filamentos de rênio. Em seguida é realizada a análise espectrométrica.

As análises são efetuadas através da leitura de aproximadamente 17 blocos de razões isotópicas, com incremento gradativo de temperatura, através do detector Daly (1º bloco) e Faraday (16 blocos) do espectrômetro de massa. A taxa de correção do fracionamento de massa foi determinada a partir de um conjunto de leituras do NBS 982 que determinou um valor de 0,15 ± 0,03% por unidade de massa atômica.

Os resultados geocronológicos são apresentados em diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, com desvio padrão de dois sigmas (2σ). A avaliação estatística do alinhamento dos pontos no diagrama foi realizada com base nos desvios médios quadráticos ponderados (MSWD - Mean Square Weighted Deviation) que fornece o grau de colinearidade dos pontos experimentais. A idade é determinada pelo valor da inclinação da reta e a constante de desintegração do ^{238}U e do ^{235}U usada para o cálculo da idade.

6.5. MÉTODO Rb-SR EM ROCHA TOTAL E MINERAIS

Neste método os teores de Rb e Sr são determinados pelo método de diluição isotópica, que consiste em misturar uma quantidade determinada de amostra (pulverizadas a 80 mesh) com um traçador isotópico misto (solução enriquecida em ^{87}Rb e ^{84}Sr).

Nas análises efetuadas as quantidades ideais de traçador e amostra foram estabelecidas a partir de uma curva de calibração determinada para a rotina deste método no LGI. Em média utilizou-se cerca de 100 μg de amostra de rocha total e 50 μg para as amostras de minerais (plagioclásio, álcali-feldspato e anfibólio), para 250mg de traçador.

No tratamento químico são efetuadas duas etapas distintas: abertura química das fases minerais e separação dos elementos Rb e Sr da amostra. A fase de abertura química consiste de um ataque ácido com 1ml de HF (40%), a quente, durante 4 horas, em cadinho de teflon fechado, sendo em seguida evaporado para a eliminação do Si. Adiciona-se uma mistura de 0,5ml de HNO₃ (65%) e 0,5ml de HClO₄ (70%) para se obter a diluição do resíduo da amostra e a formação de nitratos e cloretos. A seguir a solução é aquecida (100°C) até a secagem total. Dilui-se o resíduo do cadinho com 1,5ml de HCl 2,5N.

A separação dos elementos Rb e Sr é realizada por cromatografia utilizando-se colunas de troca iônica (resina DOWEX AG50x8). Neste processo, após a introdução da amostra na coluna, recupera-se os concentrados de Rb e Sr através da saturação da resina com HCl (2,5N) dentro de intervalos pré-fixados pela calibração. Recolhe-se as soluções enriquecidas em Rb e Sr e evapora-se até a secagem total. O depósito, em filamento de tungstênio, é feito utilizando-se ativador de tântalo.

A análise espectrométrica é efetuada a partir da leitura de 10 blocos de razões isotópicas, com incremento gradativo de temperatura para se atingir o sinal de detecção dos isótopos de Pb, através dos detectores Daly (1º bloco) e Faraday (9 blocos) do espectrômetro de massa. A presença de Rb nas amostras foi monitorada e corrigida pela leitura da massa ^{85}Rb . Os valores das razões isotópicas do Sr foram normalizados por $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ para corrigir o efeito do fracionamento de massa.

Os resultados geocronológicos são apresentados no diagrama isocrônico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, com desvio padrão de um sigma (1σ). O controle estatístico do alinhamento dos pontos experimentais no diagrama isocrônico é realizado a partir dos desvios médios quadráticos ponderados (MSWD - Mean Square Weighted Deviation) que fornece o grau de colinearidade dos pontos experimentais. A idade é determinada pelo valor da inclinação da reta e a constante de desintegração do ^{87}Rb . Os cálculos de regressão obedeceram as teorias de YORK (1969) com a utilização do algoritmo de WILLIAMSON (1968) modificado.

7. DADOS ANALÍTICOS E GEOCRONOLOGIA

7.1. INTRODUÇÃO

Neste item serão apresentados os resultados analíticos obtidos pelos métodos Pb-Pb por evaporação em zircão, Pb-Pb em rocha total e feldspatos e Rb-Sr em rocha total e minerais. Cada unidade litológica será discutida separadamente, sendo apresentado o método que foi aplicado, seus resultados, avaliações e interpretações geocronológicas. A descrição dos zircões analisados pelo método Pb-Pb por evaporação também será apresentada. Os zircões separados foram observados em lupa binocular e ao microscópio. As considerações sobre o comportamento dos isótopos de Pb e comentários sobre as razões Th/U, assim como os valores do μ serão discutidos no capítulo seguinte, sendo apresentados neste apenas os resultados e diagramas, pois será dada ênfase principal as interpretações geocronológicas.

7.2. ROCHAS METAVULCÂNICAS DO GRUPO IGARAPÉ POJUCA

7.2.1. Método Pb-Pb por evaporação em zircão

Na amostra utilizada (PSM-29) verificou-se pouca quantidade de zircões, sendo identificadas duas populações distintas (zircões metamíticos e zircões não metamíticos). Ambas apresentando aproximadamente o mesmo número de grãos: a população de zircões metamíticos apresenta cristais com coloração marron-esverdeado, comprimento entre 0,30 e 0,12mm e largura entre 0,15 e 0,08mm, subautomórficos, opacos, faces corroídas e arestas arredondadas (Figura 7 a,b). Estes zircões apresentam-se muito metamitizados e/ou corroídos. Na população de zircões não metamíticos os cristais mostram-se incolores à amarelados, comprimento entre 0,33 e 0,12mm, largura entre 0,14 e 0,03mm, automórficos, transparentes, brilho adamantino, faces sem alterações, com inclusões de minerais máficos e inclusões fluidas (Figura 7 a,c).

Analisou-se vinte e seis (26) zircões da amostra PSM-29. Destes apenas seis (6) reproduziram resultados no espectrômetro de massa (Figura 8). Através dessa análise observou-se que os zircões metamíticos mostraram-se muito contaminados por Pb estranho (valores das razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima de 0,0004). Em consequência, apenas dois (2) blocos restaram (zircão 6, Figura 8), ficando abaixo do limite mínimo de 5 blocos estabelecido para o cálculo de uma idade. O valor obtido na figura 8 (1943 ± 534 Ma) não tem, portanto, valor estatístico, devido ao

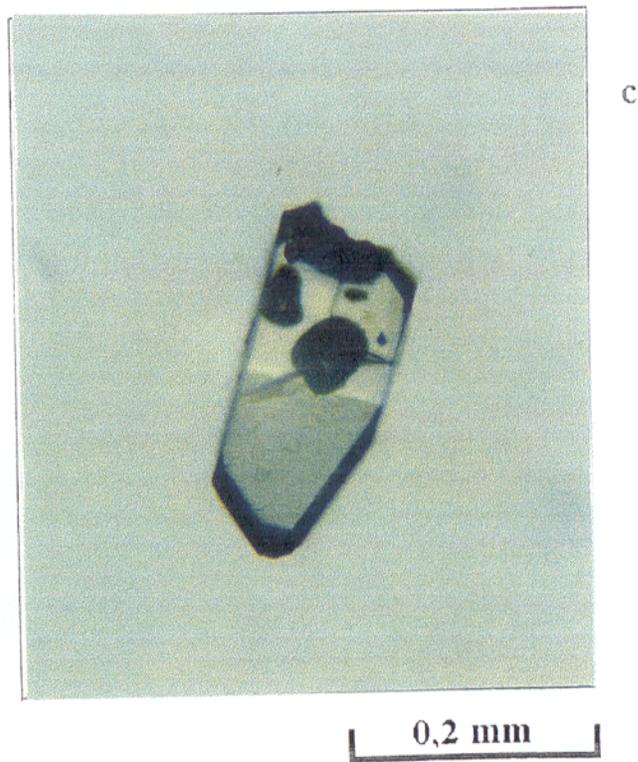
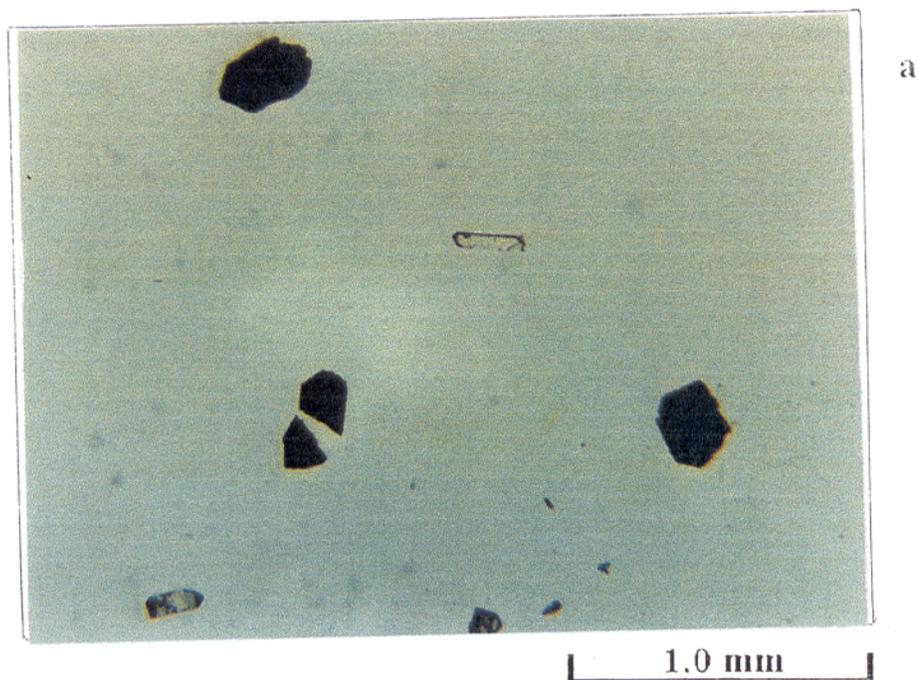


Figura 7. Zircões de rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca. a) aspectos gerais dos zircões apresentando duas populações. b) zircão metamictico, corroído, apresentando sobrecrescimento. c) zircão não metamictico, automórfico, transparente, apresentando inclusões.

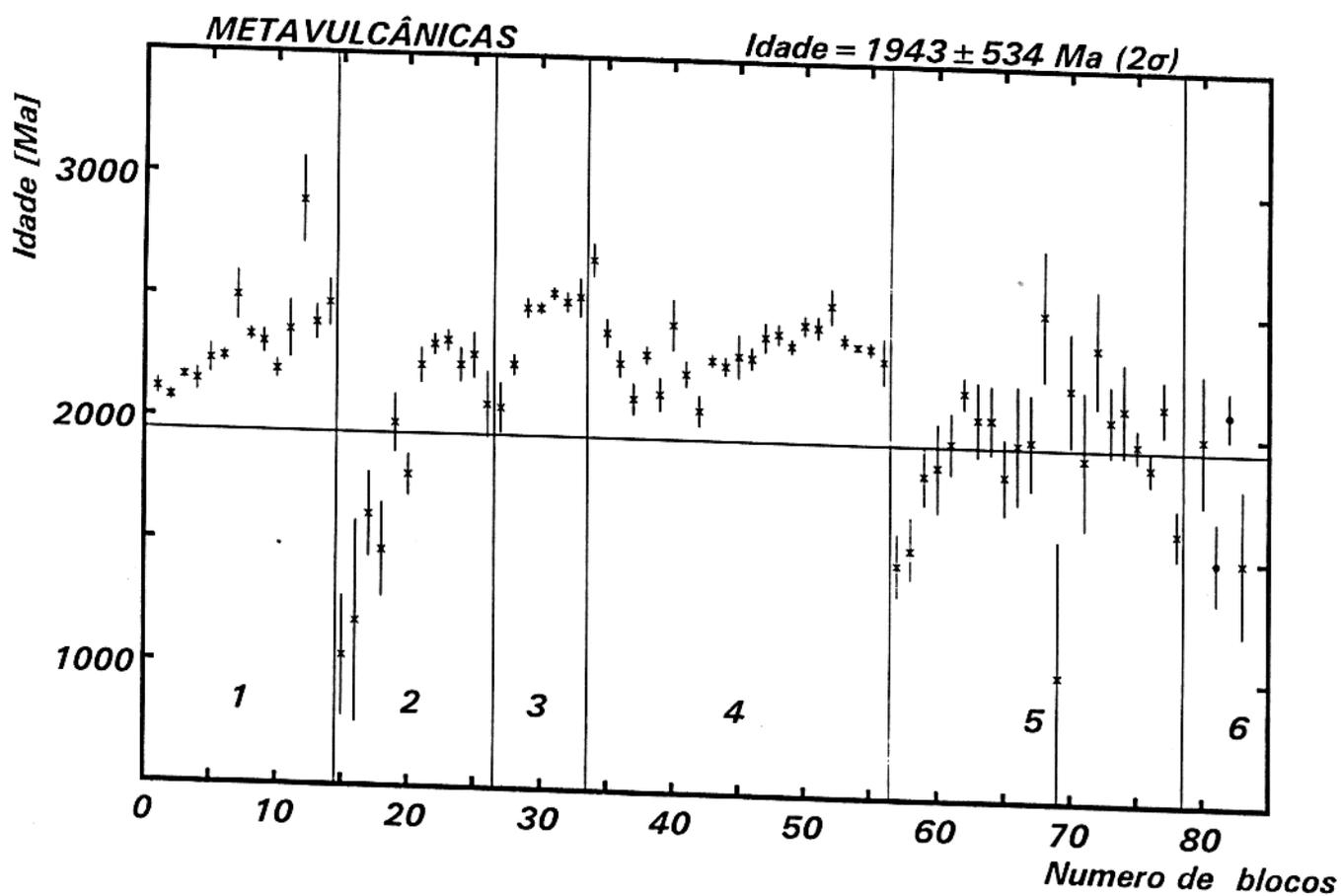


Figura 8. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtida pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões, da rocha metavulcânica do Grupo Igarapé Pojuca. Os blocos cujos valores médios estão representados por "x" apresentam razões $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} > 0,0004$ e não foram consideradas no cálculo da idade.

reduzido número de dados, devendo ser desprovido de sentido geológico. Nos zircões não metamicticos as análises não acusaram Pb suficiente para produzir as leituras rotineiras no espectrômetro de massa.

7.2.2. Método Pb-Pb em rocha total

Foi analisado um conjunto de cinco (5) amostras em rocha total. As razões isotópicas do Pb (Tabela 3), variaram entre 35,43 e 83,02 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 19,20 e 26,31 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e entre 56,59 e 104,29 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Os erros experimentais respectivos a estas razões variaram entre 0,01-0,28%, 0,09-0,29%, e 0,12-0,25%. Os brancos de química nestas análises variaram entre $2,4 \pm 0,75$ e $4,4 \pm 1,4$ ng de Pb.

A dispersão dos pontos analíticos no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, indicada pelo alto valor do MSWD (691,8), impossibilitou a obtenção de uma idade com significado geológico (Figura 9). Acredita-se no entanto, que a idade obtida de 2193 ± 192 Ma, provavelmente é um valor intermediário entre a idade do vulcanismo na Bacia Carajás (~2,7 Ga, OLSZEWSKI et al., 1989, e MACHADO et al., 1991) e a idade da intrusão do Granito Pojuca (~1,87 Ga, este trabalho e MACHADO et al., 1991).

A Figura 10 apresenta a razão $\text{Th}/\text{U} = 2,50 \pm 0,79$ e o comportamento das amostras de rochas metavulcânicas quando lançadas no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A dispersão das amostras sugere perturbação no sistema isotópico do Pb reduzindo a confiabilidade sobre a razão Th/U calculada.

Tabela 3. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb em rocha total para as rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sX	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sY	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sY
PSM-38	35.4360	0.1000	19.2007	0.0563	57.9970	0.1500
PSM-36	38.6400	0.0300	20.0213	0.0192	69.2660	0.0860
PSM-23	58.2780	0.1280	22.5000	0.0535	87.4890	0.1970
PSM-29	60.2980	0.0770	21.8946	0.0323	56.5990	0.1140
PSM-18	83.0200	0.0850	26.3124	0.0310	104.2970	0.1500

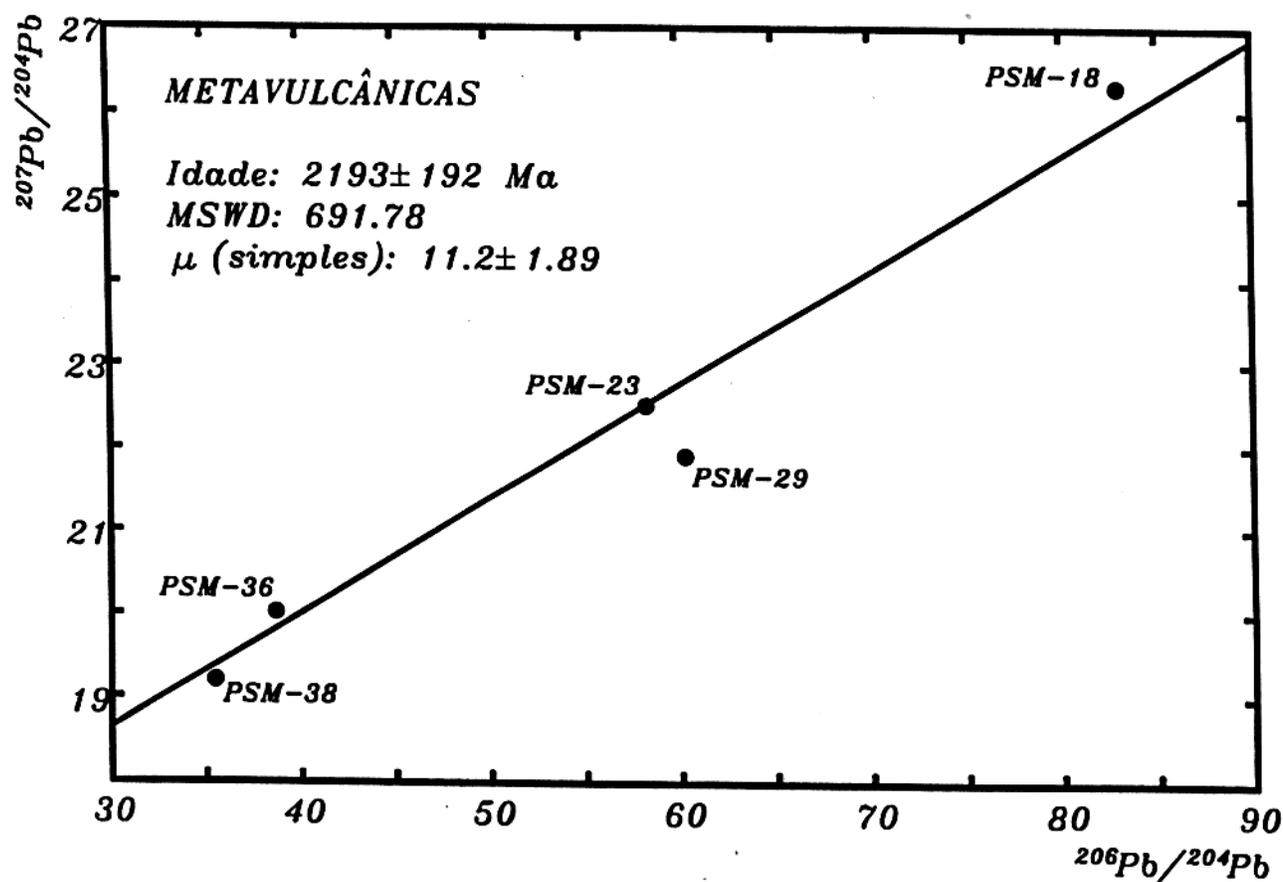


Figura 9. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras das rochas metavulcânica do Grupo Igarapé Pojuca.

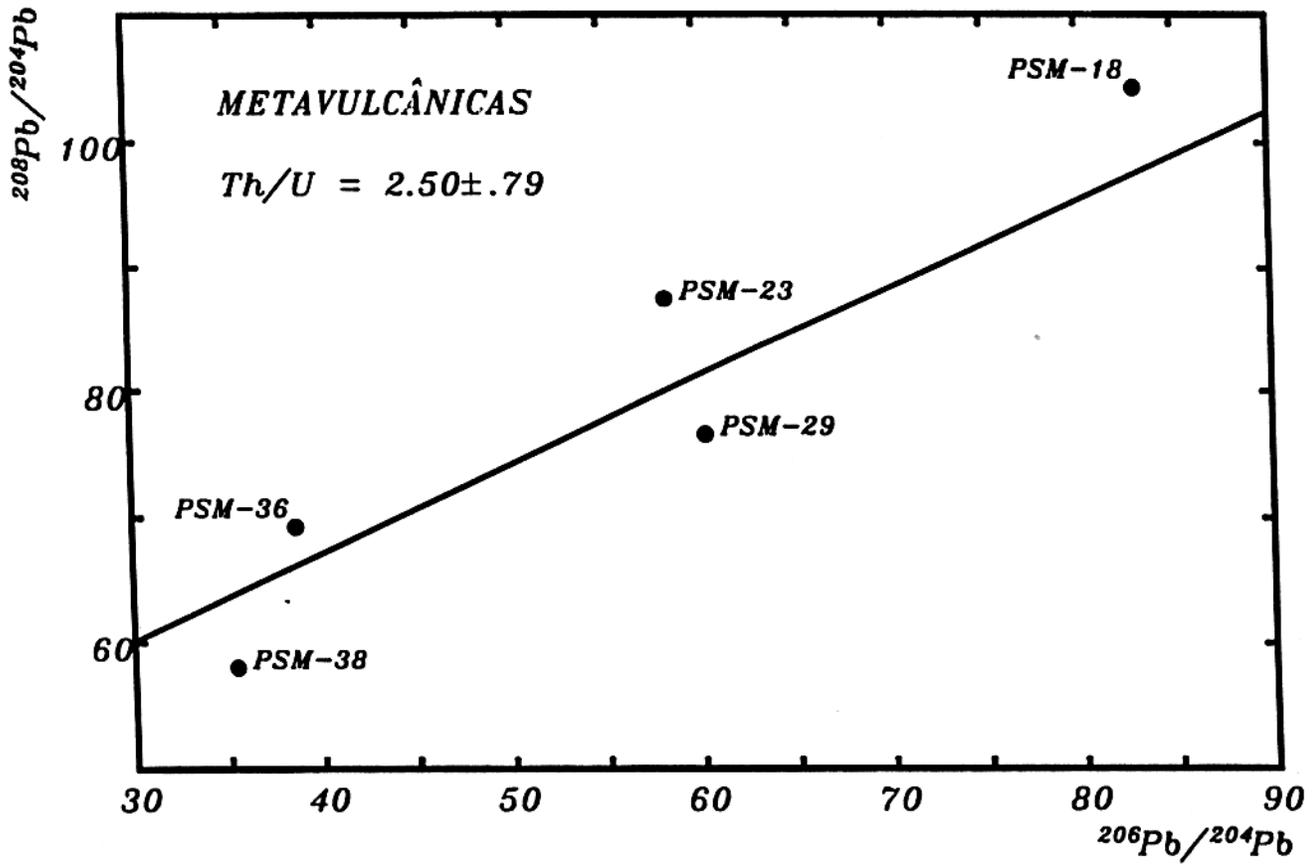


Figura 10. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentando a razão Th/U das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca.

7.3. GRANITO DEFORMADO ITACAIÚNAS

7.3.1. Método Pb-Pb por evaporação em zircão

Um total de vinte e sete (27) zircões do Granito Deformado Itacaiúnas foi analisados de amostras de diferentes pontos de coleta (Figura 2). Desses, dezenove (19) análises foram obtidas. Os zircões apresentam-se com poucas diferenças, dependendo da amostra. As diferenças são principalmente relativas ao grau de alteração (metamitização e corrosão) e quanto ao número de zircões na rocha. As amostras PPJ-36, PPJ-33, PSM-1M e PSM-1F, contêm os zircões mais preservados (menos metamíticos) e em maior quantidade, relativamente às amostras PPJ-45 e PPJ-120. A amostra PPJ-36 apresentou a maior quantidade de zircão e os menos metamíticos. Entretanto, na amostra PPJ-45 ocorre o inverso. Os zircões mais preservados apresentam-se com coloração amarelo-castanho à castanho-avermelhado, automórficos a subautomórficos e ovóides, com comprimento de 0,33 a 0,12mm e largura de 0,15 a 0,05mm, brilho adamantino, transparente, faces lisas, arestas arredondadas, forte zoneamento, fraturas mais evidentes nas bordas, por vezes preenchidas por óxido de ferro. Ocorrem inclusões de minerais máficos bem como de inclusões fluídas próximo aos núcleos (Figura 11). Os zircões metamíticos foram desprezados.

Após a seleção das melhores análises, oito (8) zircões foram utilizados no cálculo da idade final (Tabela 4). Os zircões de números 5 e 6 na figura 12 apresentam erros elevados. Neste caso, a análise se deu com instabilidade no sinal de detecção dos isótopos do Pb. Essa instabilidade possivelmente se deve aos baixos valores do sinal de dectação do Pb, verificado nessa análise, no espectrômetro de massa. Esse comportamento é considerado portanto, como um erro analítico. A idade obtida de 2560 ± 37 Ma (Figura 12) é interpretada como a idade mínima de cristalização dessas rochas. Esta idade é correlacionável à idade do Granito Antigo Salobo de 2573 ± 2 Ma (método U-Pb em zircão, MACHADO et al. 1991), aflorante na área Salobo, a aproximadamente 15km de distância do Granito Deformado Itacaiúnas. Essa idade também é considerada similar, dentro do limite de erro, àquela obtida pelo método Rb-Sr em rocha total (2480 ± 40 Ma) por MONTALVÃO et al. (1984) neste mesmo corpo. A diferença entre as idades provavelmente se deve ao fato de que o método Rb-Sr em rocha total geralmente apresenta idades inferiores às obtidas a partir de zircões (como já foi mencionado anteriormente no item 2.3.4.).

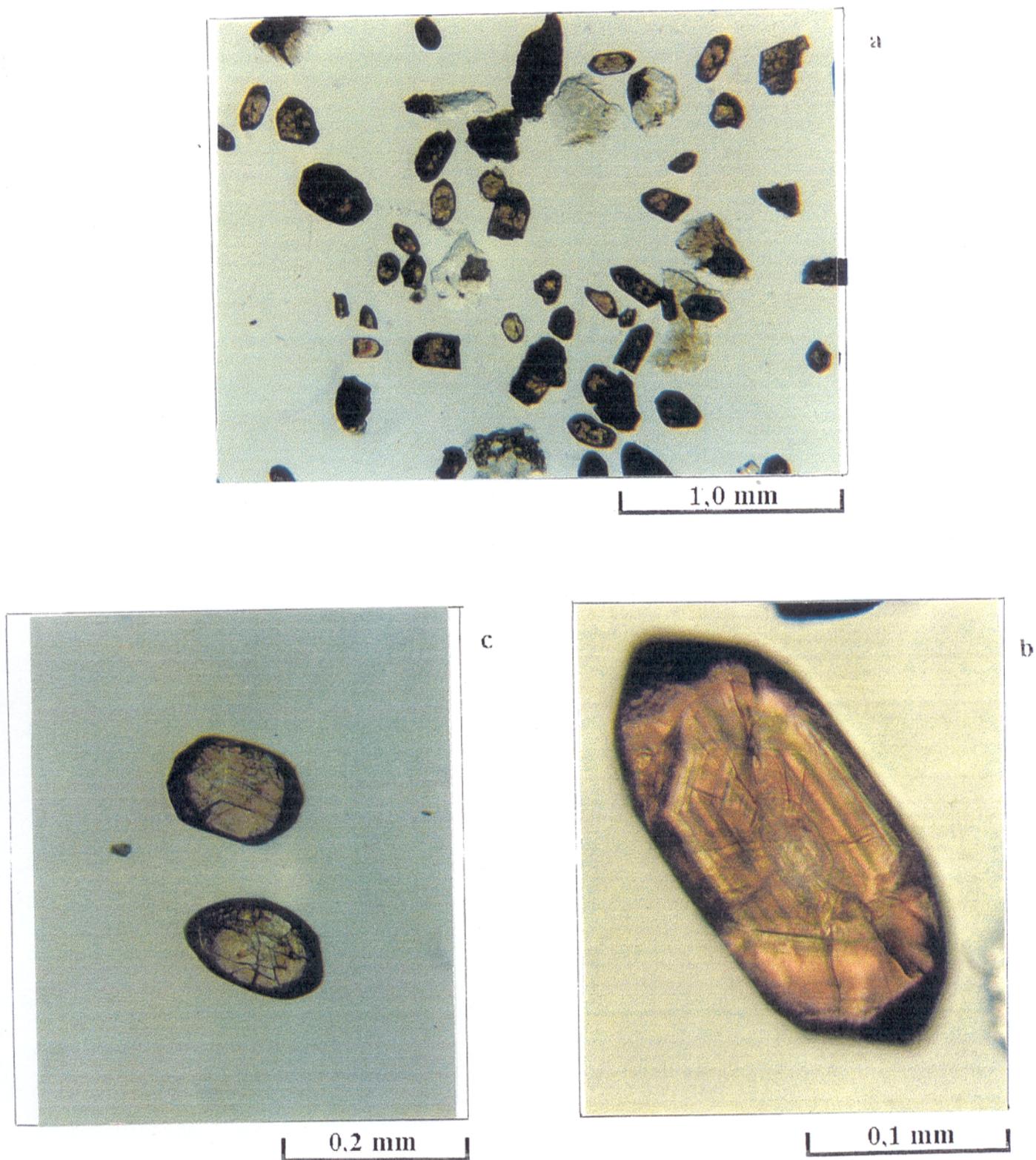


Figura 11. Zircões do Granito Deformado Itacaiúnas. a) aspectos gerais dos zircões. b) zircões ovóides e fraturados com boa transparência. c) zircão sub-automórfico, com núcleo definido, zonado, arestas arredondadas, transparente e pouco corroído.

Tabela 4. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão para o Granito Deformado Itacaiúnas.

Zircão	Nº de blocos	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
PSM-1F/3	26	0.169549 ± 0.000764	2555 ± 15
PSM-1F/4	20	0.174038 ± 0.000404	2595 ± 08
PPJ-33/4	6	0.161814 ± 0.003537	2482 ± 75
PPJ-120/1	6	0.172617 ± 0.001223	2584 ± 24
PPJ-120/2	7	0.157486 ± 0.000984	2430 ± 20
PPJ-36/1	9	0.175786 ± 0.001869	2617 ± 73
PPJ-36/3	23	0.164192 ± 0.000662	2501 ± 14
PPJ-36/4	8	0.169207 ± 0.000667	2550 ± 13

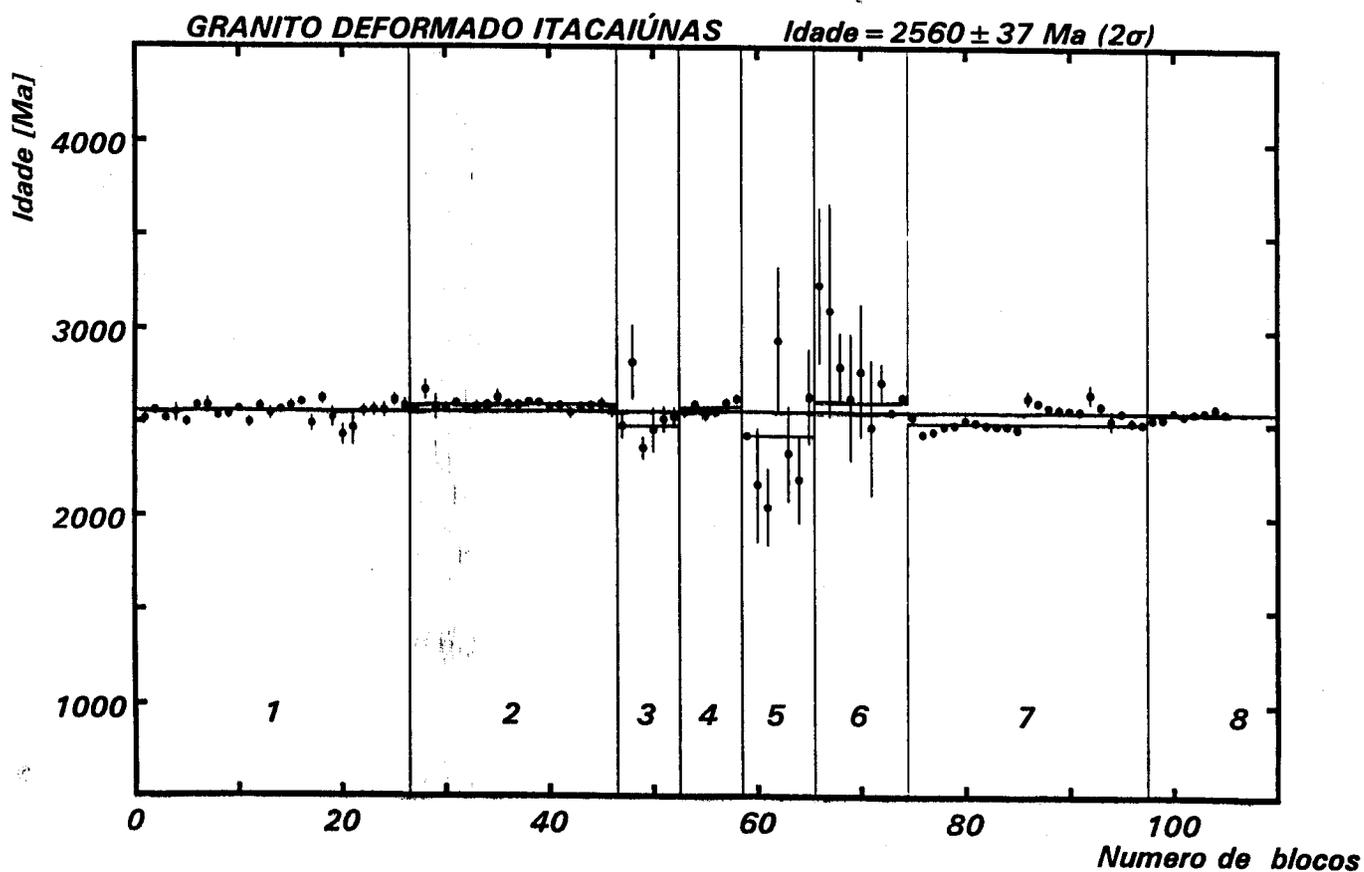


Figura 12. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtido pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, do Granito Deformado Itacaiúnas.

7.3.2. Método Pb-Pb em rocha total e feldspatos

A partir da amostra PSM-1M (composição monzogranítica) e da amostra PSM-1F (composição sienogranítica) extraiu-se frações de k-feldspato e plagioclásio para análise pelo método Pb-Pb. Os valores das razões isotópicas do Pb (Tabela 5) variaram entre 120,77 e 703,75 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 34,87 e 64,93 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e entre 156,46 e 478,56 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Os erros experimentais respectivos a essas razões variaram entre 0,13-0,29%, 0,14-0,29%, e 0,15-0,31%. Os brancos de química nessas análises variaram entre $7,2 \pm 1,3$ e $2,4 \pm 0,74$ ng de Pb.

A idade calculada pela regressão dos pontos analíticos dos feldspatos (plagioclásio e k-feldspato) não lixiviados e rocha total da amostra PSM-1M, foi de 1597 ± 13 Ma, com MSWD = 3,77 e $\mu = 33,7 \pm 0,33$ (Figura 13). No entanto, esse resultado não é compatível com a idade ora encontrada pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão (2561 ± 30 Ma). Após a lixiviação dos feldspatos obteve-se a idade de 2099 ± 27 Ma, com MSWD = 22,09 e $\mu = 18,8 \pm 0,89$ (Figura 13). Essa idade é maior que a anterior, no entanto, seu valor ainda difere do encontrado pela análise em zircões. Nas análises dos k-feldspatos e plagioclásio do Granito Deformado Itacaiúnas nota-se que as amostras não lixiviadas apresentam uma isócrona basculada (1597 ± 13 Ma) em relação às amostras lixiviadas (2099 ± 27 Ma, Figura 13). Ambas idades não possuem significado geológico. Interpreta-se que a rocha sofreu processos de contaminação de Pb radiogênico externo, que alteraram a composição isotópica dos feldspatos. Acredita-se que o principal agente que propiciou esta contaminação foi a intrusão do Granito Pojuca.

Mais uma amostra foi adicionada a análise Pb-Pb em rocha total para o Granito Deformado Itacaiúnas (PSM-1F). A idade obtida de 2215 ± 86 Ma, a partir das amostras de rocha total (PSM-1M E PSM-1F) juntamente com as amostras de feldspatos lixiviados (PSM-1Mpl*, PSM-1Mfk*), é maior que as anteriores, no entanto, a dispersão dos pontos analíticos não dá confiabilidade a isócrona como atesta seu MSWD = 628,93 que é muito elevado (Figura 14). O comportamento dessas amostras no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentam grande dispersão (Figura 15 a) apresentando uma razão Th/U = $2,09 \pm 1,51$. Esse comportamento é interpretado como resultado de perturbação do sistema isotópico do Pb na rocha. Utilizando-se apenas a amostra PSM-1M e suas frações de feldspatos lixiviados (PSM-1Mfk* e PSM-1Mpl*) obtém-se alinhamento entre os pontos analíticos e uma razão Th/U = $6,47 \pm 0,18$ (Figura 15 b).

Tabela 5. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos para o Granito Deformado Itacaiúnas. Rocha total: PSM-1M e PSM-1F. Feldspatos lixiviados: PSM-1Mpl* (plagioclásio) e PSM-1Mfk* (k-feldspato). Feldspatos não lixiviados: PSM-1Mpl (plagioclásio) e PSM-1Mfk (k-feldspato).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sX	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sY	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sY
PSM-1Mpl	120.7700	0.2400	39.1776	0.0831	156.4600	0.3600
PSM-1Mpl*	127.4330	0.2950	34.8896	0.0942	178.0490	0.4336
PSM-1Mfk	164.0200	0.4000	43.6180	0.1124	167.9300	0.4000
PSM-1Mfk*	193.8840	0.3090	43.8451	0.0772	306.1410	0.5220
PSM-1M	292.8670	0.5730	56.5471	0.1186	478.5640	1.3080
PSM-1F	338.7900	0.4600	64.9377	0.1018	344.4700	0.5330

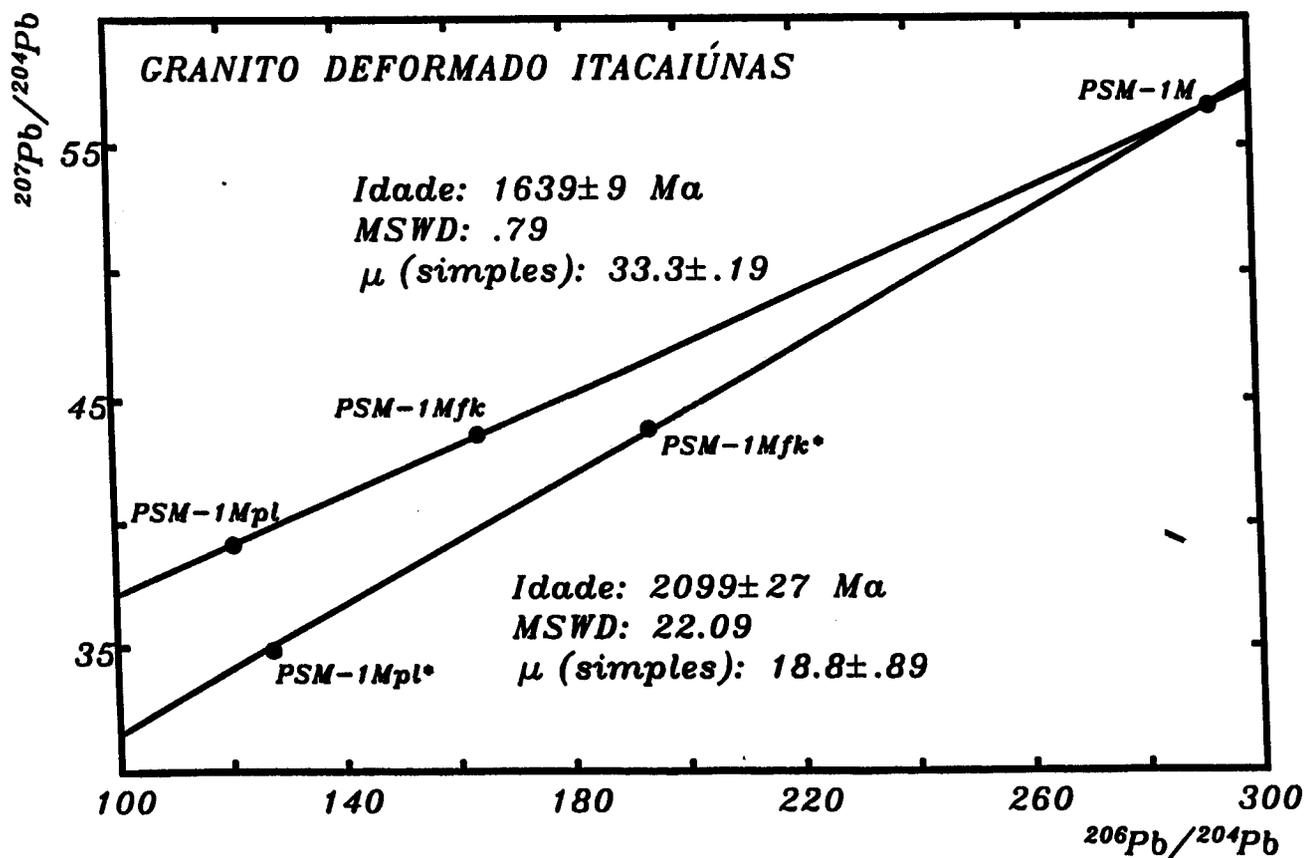


Figura 13. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a amostra PSM-1M rocha total e feldspatos do Granito Deformado Itacaiúnas. Feldspatos lixiviados (PSM-1Mfk* e PSM-1Mpl*); feldspatos não lixiviados (PSM-1Mfk e PSM-1Mpl). fk- álcali-feldspato, pl- plagioclásio.

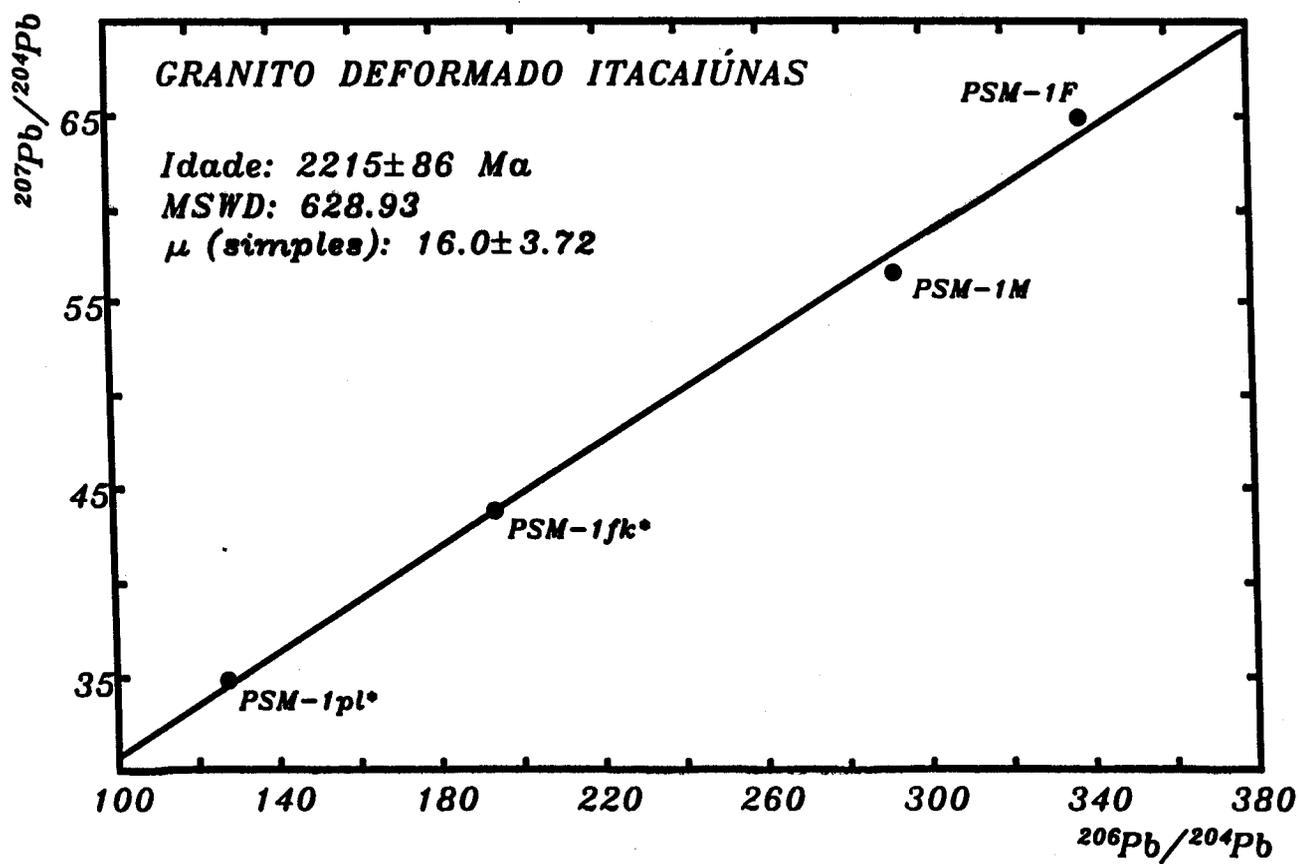


Figura 14. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras PSM-1M e PSM-1F de rocha total e, feldspatos lixiviados PSM-1Mpl* (plagioclásio) e PSM-1Mkf* (álcali-feldspato).

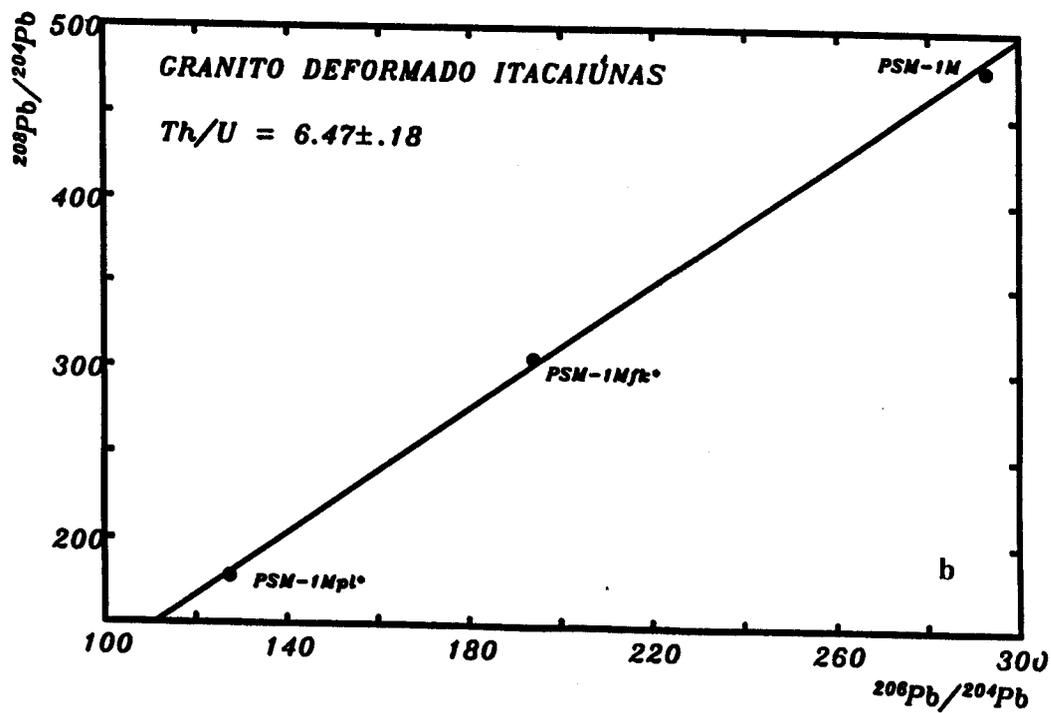
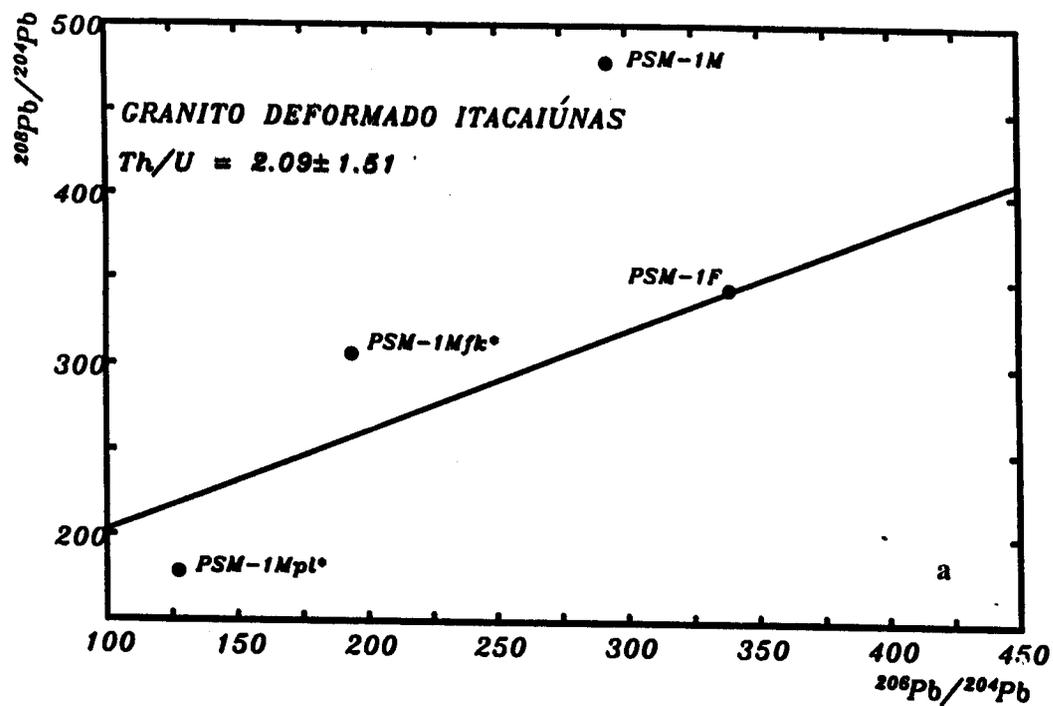


Figura 15. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentando a razão Th/U do Granito Deformado Itacaiúnas. a) todas as amostras analisadas. b) amostra PSM-1M e suas frações de feldspatos lixiviados PSM-1Mfk* (álcali-feldspato) e PSM-1Mpl* (plagioclásio).

7.3.3. Método Rb-Sr em rocha total e minerais

A amostra PSM-1M foi selecionada para esta análise. Dela foram extraídas frações minerais de anfibólio, plagioclásio e k-feldspato. Os teores de Rb variaram entre 21,54 e 147,0 ppm e de Sr entre 92,1 e 131,1 ppm. As razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,401 e 3,892, enquanto que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,804429 e 0,825688. Os erros experimentais para estas razões variam entre 1,24-2,0% e 0,005-0,02%, respectivamente (Tabela 6). Os desvios analíticos permaneceram entre 1,2% a 2,2% para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e 0,012% a 0,006% para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os brancos de química no período das análises foram de 20,84ng para o Rb e de 15,86ng para o Sr. Esses valores são altos, tendo-se que considerar um erro analítico relativamente maior para o cálculo da idade, que diminui a confiabilidade nos resultados. Entretanto quando os pontos analíticos foram lançados na reta isocrônica o espalhamento dos pontos foi bom, diminuindo assim, o efeito deste erro.

Quando lançados em diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 16) os pontos analíticos fornecem uma isócrona com um ponto desalinhado (amostra PSM-1Mfk, fração mineral de k-feldspato). Retirando do cálculo essa amostra, obteve-se a idade de 1810 ± 57 Ma (2σ), com $\text{MSWD} = 0,60$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,75692 \pm 0,00069$. A isócrona é considerada de boa qualidade em virtude da pouca dispersão e bom espalhamento dos pontos analíticos, como indica o baixo valor de MSWD.

A idade encontrada pelo método Rb-Sr em rocha total e feldspatos (1810 ± 57 Ma), evidencia o último evento térmico que afetou a rocha (FAURE, 1986; HRADETZKY & LIPPOLT, 1993). Essa idade, obtida no Granito Deformado Itacaiúnas, possui correlação com a idade de intrusão do Granito Pojuca (1874 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, MACHADO et al., 1991). O desalinhamento verificado para a amostra de k-feldspato (PSM-1Mfk) deve-se a característica particular deste mineral que, segundo os autores acima mencionados, consegue reter o Rb mas possui sítios frágeis para reter o Sr. Assim, esse elemento facilmente escapa da rede cristalina do mineral em eventos termais, causando a diminuição da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação aos outros minerais e à rocha total. Pelos resultados obtidos, considera-se que o evento térmico relacionado à intrusão do Granito Pojuca provocou uma perda considerável do ^{87}Sr do k-feldspato dessas rochas, determinando desta forma o deslocamento do ponto analítico no diagrama Rb-Sr (Figura 16).

Tabela 6. Razões isotópicas e teores de Rb e Sr em rocha total e minerais do Granito Deformado Itacaiúnas. Rocha total (PSM-1M), anfibólio (PSM-1Manf), plagioclásio (PSM-1Mpl, k-feldspato (PSM-1Mfk).

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	sX	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	sY
PSM-1Manf	21.54	156.2	0.401	0.005	0.767359	0.000199
PSM-1M	57.13	92.1	1.811	0.027	0.804429	0.000114
PSM-1Mpl	86.19	131.1	1.920	0.034	0.806384	0.000042
PSM-1Mfk	147.00	110.5	3.892	0.078	0.825688	0.000060

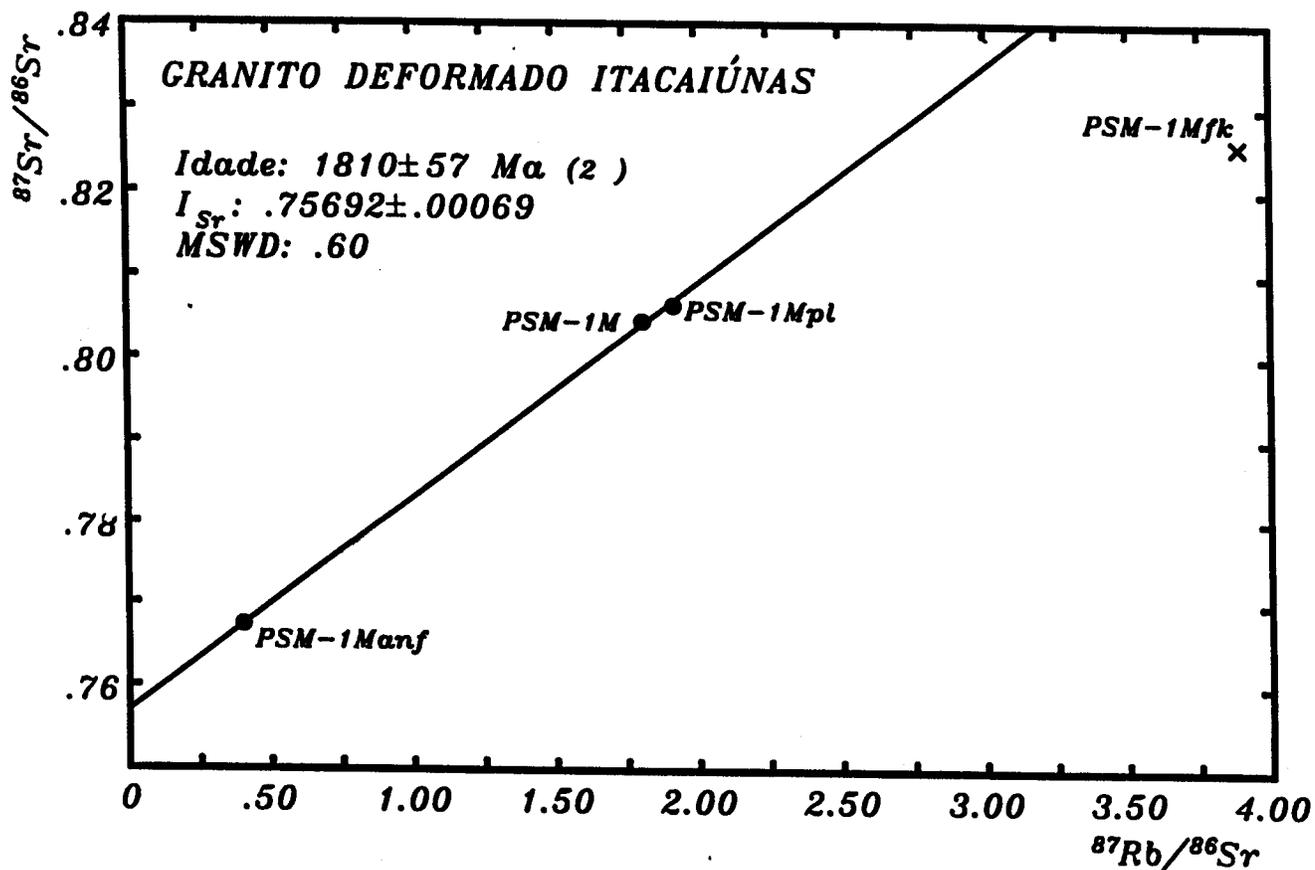


Figura 16. Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a amostra PSM-1M e suas frações minerais do Granito Deformado Itacaiúnas. O ponto analítico da amostra PSM-1Mfk não foi incluído no cálculo da idade.

7.4. GRANITO POJUCA

7.4.1. Método Pb-Pb por evaporação em zircão

Foram analisados vinte e oito (28) zircões de amostras coletadas em pontos diferentes da área, de afloramentos do Granito Pojuca. Quinze (15) zircões forneceram resultados analíticos no espectrômetro de massa. Os zircões do Granito Pojuca apresentam-se com coloração variando de branco a incolor, amarelo-esverdeado e castanho claro a escuro, com comprimento entre 0,28 e 0,08mm e largura entre 0,17 e 0,04mm, automórficos a subautomórficos, com pouco brilho, translúcidos a opacos, com muitas fraturas por vezes preenchidas por óxido de ferro. Mostram faces corroídas e arestas arredondadas, e comumente ocorrem geminação e sobre crescimento (Figura 17). As amostras PPJ-118 e PPJ-10 (porção aflorante do corpo, Figura 2) contêm zircões mais preservados, principalmente em relação aos das amostras coletadas a partir de testemunhos de sondagem (PSM-10 e PSM-30), que são consideradas como porções do corpo petrologicamente mais evoluídas, sendo, portanto, afetadas por fluidos tardi-magmáticos, os quais provavelmente alteraram a estrutura cristalina dos zircões.

Após a seleção dos resultados analíticos, sete (7) zircões foram utilizados para o cálculo da idade, os demais apresentavam-se com elevada contaminação ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$) e/ou um número inferior a cinco blocos de análise de razões isotópicas. A Tabela 7 apresenta os resultados envolvidos nesse cálculo. No diagrama idade vs. número de blocos analíticos, os zircões mostram idades bastante variadas (Figura 18). Nesse diagrama não foi utilizado o critério de eliminação de análises com valores muito acima ou abaixo da idade média (1460 ± 160 Ma). O diagrama foi apresentado dessa forma para possibilitar a visualização da variação de idades entre os zircões do mesmo corpo. O erro elevado e a variação de idades apresentada no diagrama, não dá confiabilidade à idade média obtida, sendo essa desconsiderada para interpretações geológicas.

Dentre os zircões analisados, apenas um cristal, da porção central do Granito Pojuca (amostra PPJ-118/6, zircão número 2 da Figura 17), determinou a idade de 1873 ± 59 Ma (Figura 19), correlacionável à idade obtida por MACHADO et al. (1991) para o mesmo granito pelo método U-Pb em zircão (1874 ± 2 Ma). Dentre os demais grãos, destaca-se o zircão número 1 da Figura 17, que apresenta a idade de 2973 ± 505 Ma. Esse resultado, possivelmente indica

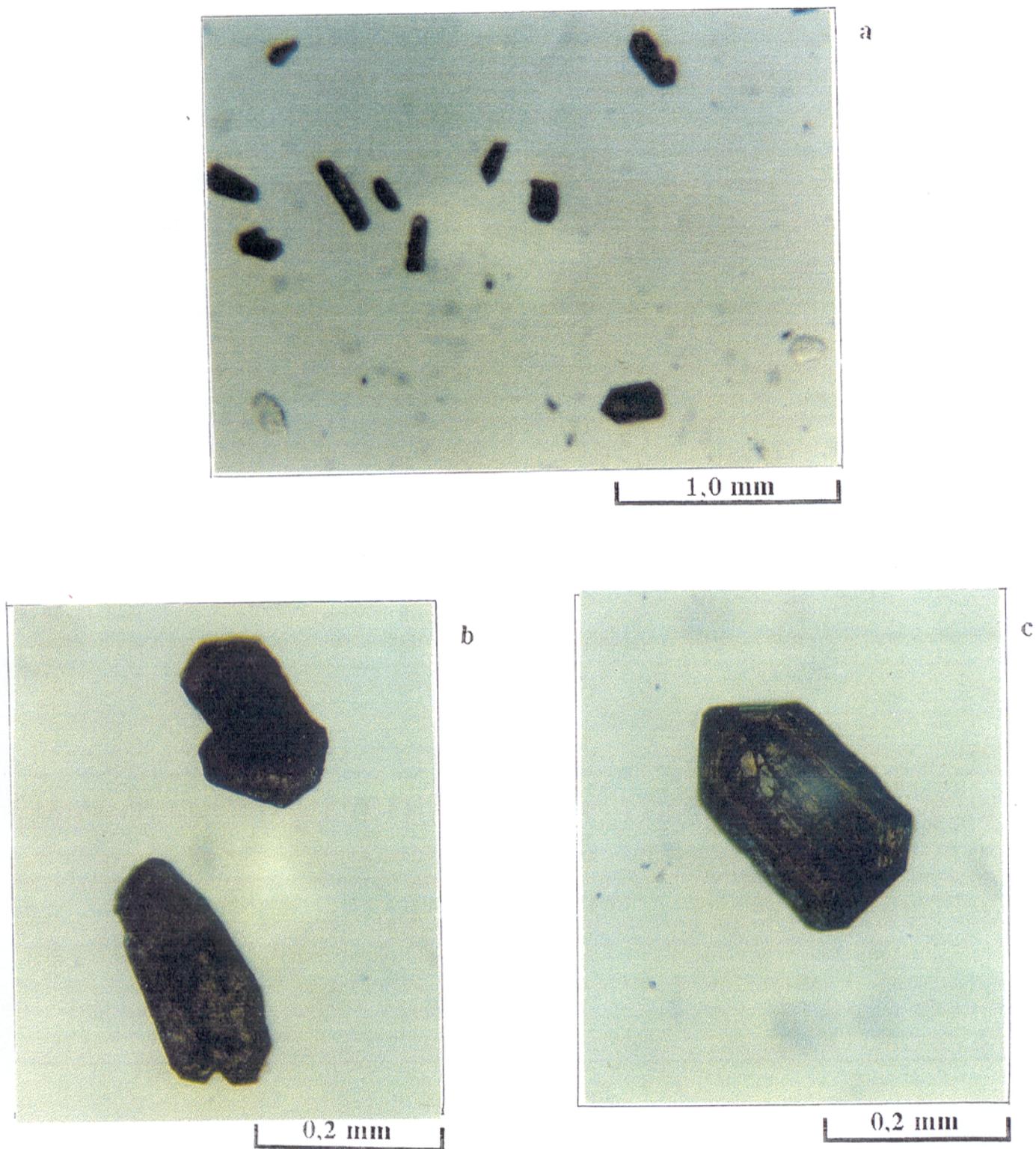


Figura 17. Zircões do Granito Pojuca. a) aspectos gerais. b) zircões geminados, com sobrecrescimento incipiente. c) zircão subautomórfico, zonado, fraturado, pouco transparente, corroído e metamórfico.

Tabela 7. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão do Granito Pojuca.

Zircão	Nº de blocos	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
PPJ-118/3	5	0.206894 ± 0.019173	2972 ± 272
PPJ-118/6	8	0.114409 ± 0.001860	1874 ± 59
PPJ-10/2	5	0.052171 ± 0.000598	1472 ± 25
PPJ-10/4	8	0.081387 ± 0.001521	1240 ± 76
PSM-10/1	7	0.077559 ± 0.001376	1143 ± 69
PSM-10/2	5	0.083822 ± 0.002686	1304 ± 130
PSM-10/3	7	0.088072 ± 0.000935	1385 ± 41

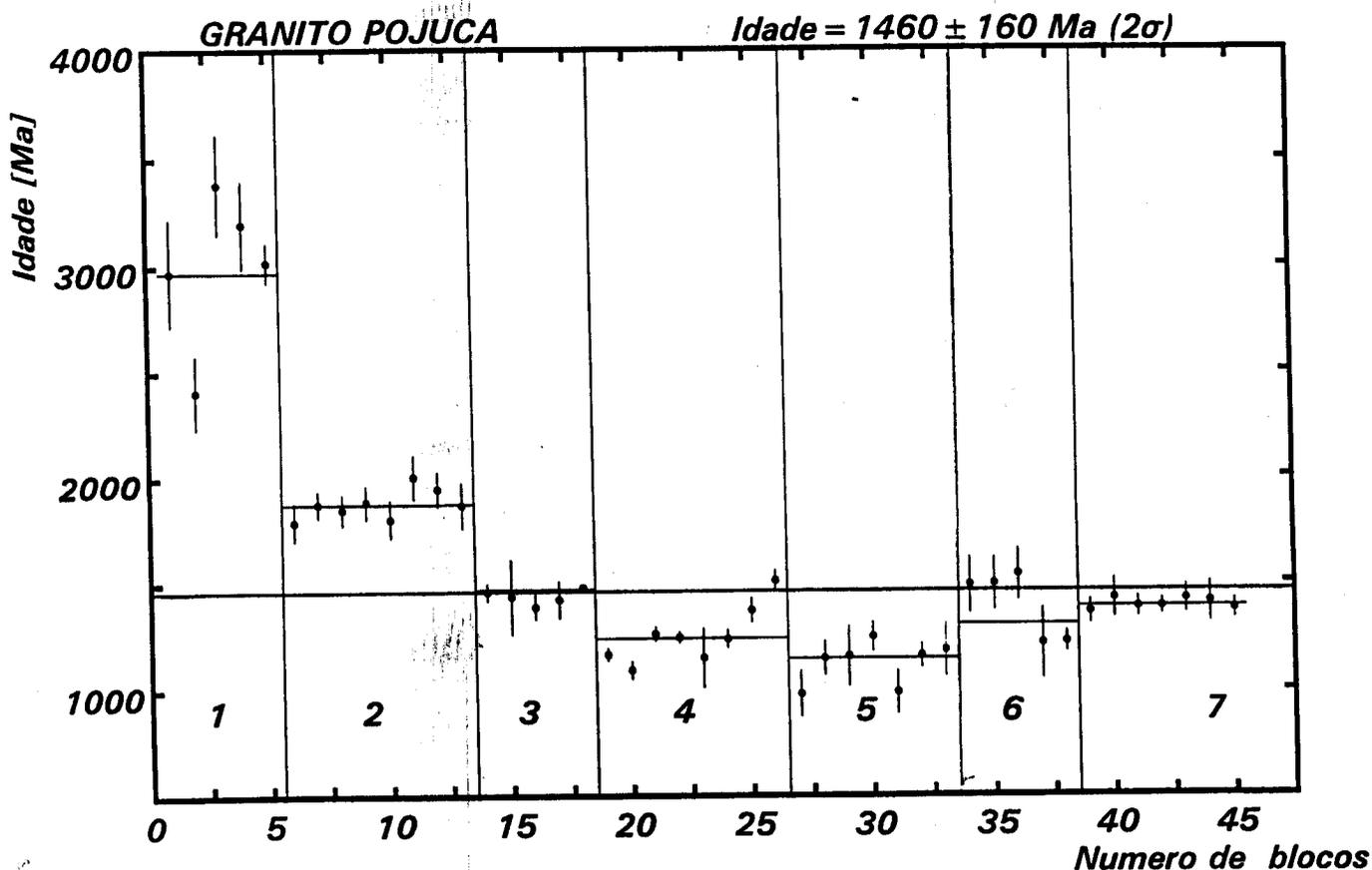


Figura 18. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, para o Granito Pojuca. A idade média não tem significado geológico.

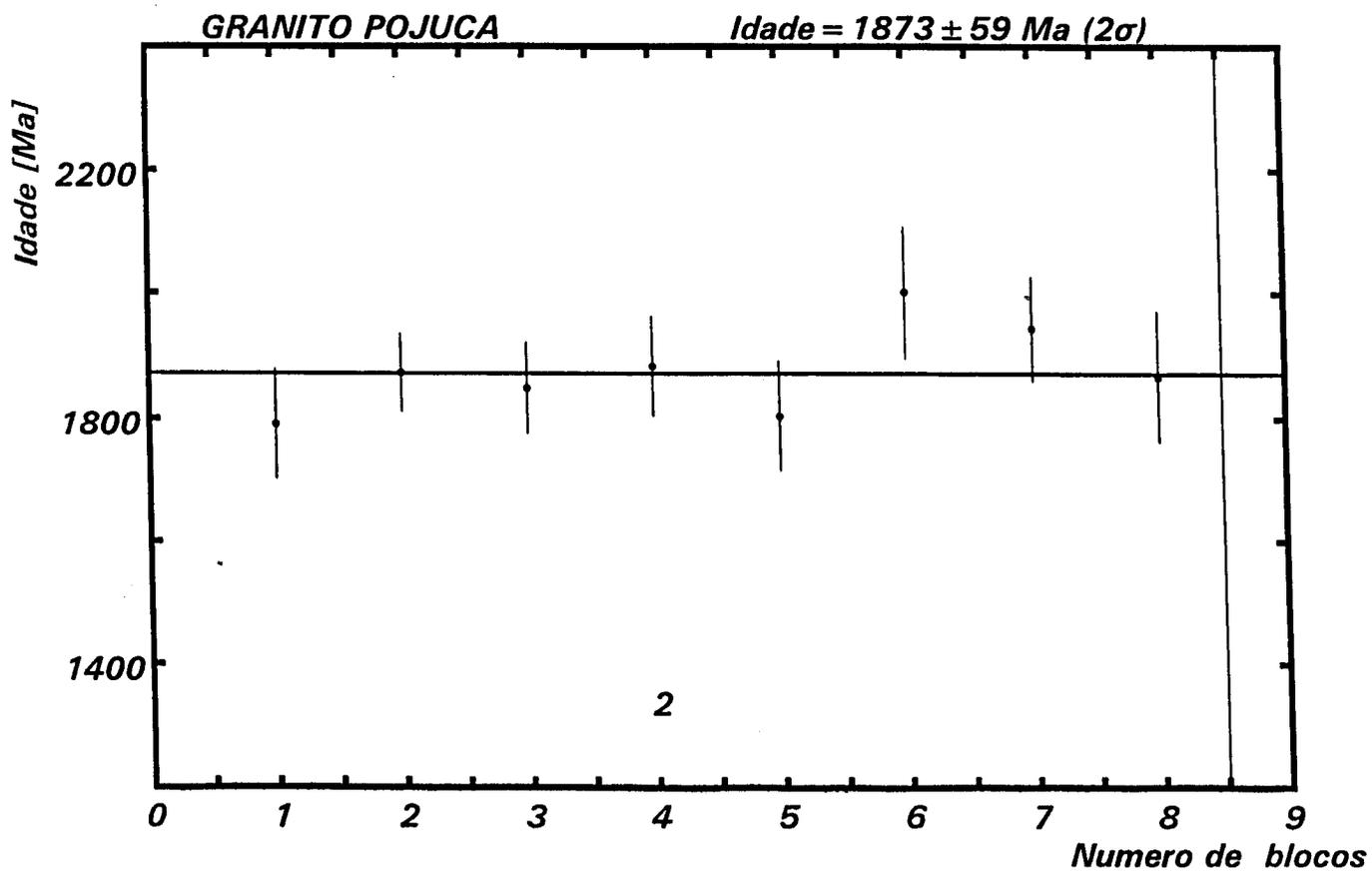


Figura 19. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, para o zircão número dois (2) da Figura 18.

uma contaminação do magma granítico por rochas mais antigas. A idade é interpretada como oriunda de um zircão herdado, de rochas arqueanas encaixantes. Os outros grãos apresentam idades inferiores a 1,8 Ga, são interpretadas como produto da perda de Pb por lixiviação e/ou metamitização, com contaminação por Pb externo .

7.4.2. Método Pb-Pb em rocha total e feldspatos

Foram analisadas cinco (5) amostras em rocha total coletadas em locais distintos do corpo (Figura 2). Da amostra PSM-10RT foi extraído e lixiviado o feldspato para ser analisado. A idade isocrônica obtida foi de 1856 ± 23 Ma, com $MSWD = 18,62$ e $\mu = 10,5 \pm 0,32$ (estágio simples) (Tabela 8, Figura 20.).

Considera-se uma isócrona de boa qualidade, pois, mesmo que o valor de $MSWD$ seja alto, o espalhamento dos pontos analíticos no diagrama, proporciona um erro baixo sobre a idade obtida. Os brancos de química neste período situaram-se entre $4,4 \pm 1,4$ e $2,4 \pm 0,74$ ng. As razões isotópicas do Pb variaram entre 24,46 e 136,36 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 17,59 e 30,22 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e entre 42,29 e 118,44 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Os erros experimentais respectivos a esses valores variaram entre 0,08%-0,36%, entre 0,09-0,36%, e entre 0,12-0,16%. O diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresenta as amostras dispersas e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 1,91 \pm 0,33$ (Figura 21 a). A dispersão pode indicar perturbação do sistema isotópico do Pb do granito e/ou contaminação do magma granítico por rochas encaixantes. Utilizando-se apenas a amostra PSM-10 e sua fração de feldspato não lixiviado (PSM-10fk) e lixiviado (PSM-10fk*) observa-se um alinhamento entre as amostras e a razão $\text{Th}/\text{U} = 2,26 \pm 0,06$ (Figura 21 b).

A idade de 1859 ± 25 Ma encontrada para o Granito Pojuca é interpretada como a idade de cristalização do corpo, essa é semelhante, dentro do limite de erro, a idade obtida pelo método U-Pb em zircão de 1874 ± 2 Ma (MACHADO et al., 1991) e também é coerente com as idades dos granitos proterozóicos da porção norte da Província Mineral de Carajás, Granito Carajás (1880 ± 2 Ma) e Granito Cigano (1883 ± 2 Ma), obtidas pelos autores acima mencionados.

Tabela 8. Resultados das análises obtidas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos do Granito Pojuca. Feldspato lixiviado (PSM-10fk*), feldspato não lixiviado (PSM-10fk), rocha total (PPJ-86, PPJ-10, PPJ-118, PSM-10RT).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sX	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sY	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	sY
PSM-10fk*	24.4600	0.0900	17.5997	0.0760	42.2900	0.0700
PSM-10fk	55.8650	0.1970	21.1772	0.0918	61.3689	0.1829
PPJ-86	61.9470	0.0670	21.7322	0.0289	60.2270	0.0910
PPJ-10	110.7700	0.1180	27.1041	0.0332	118.4400	0.1500
PPJ-118	112.2100	0.1460	27.4461	0.0398	83.1600	0.1340
PSM-10RT	136.3610	0.1140	30.2205	0.0288	115.6530	0.1476

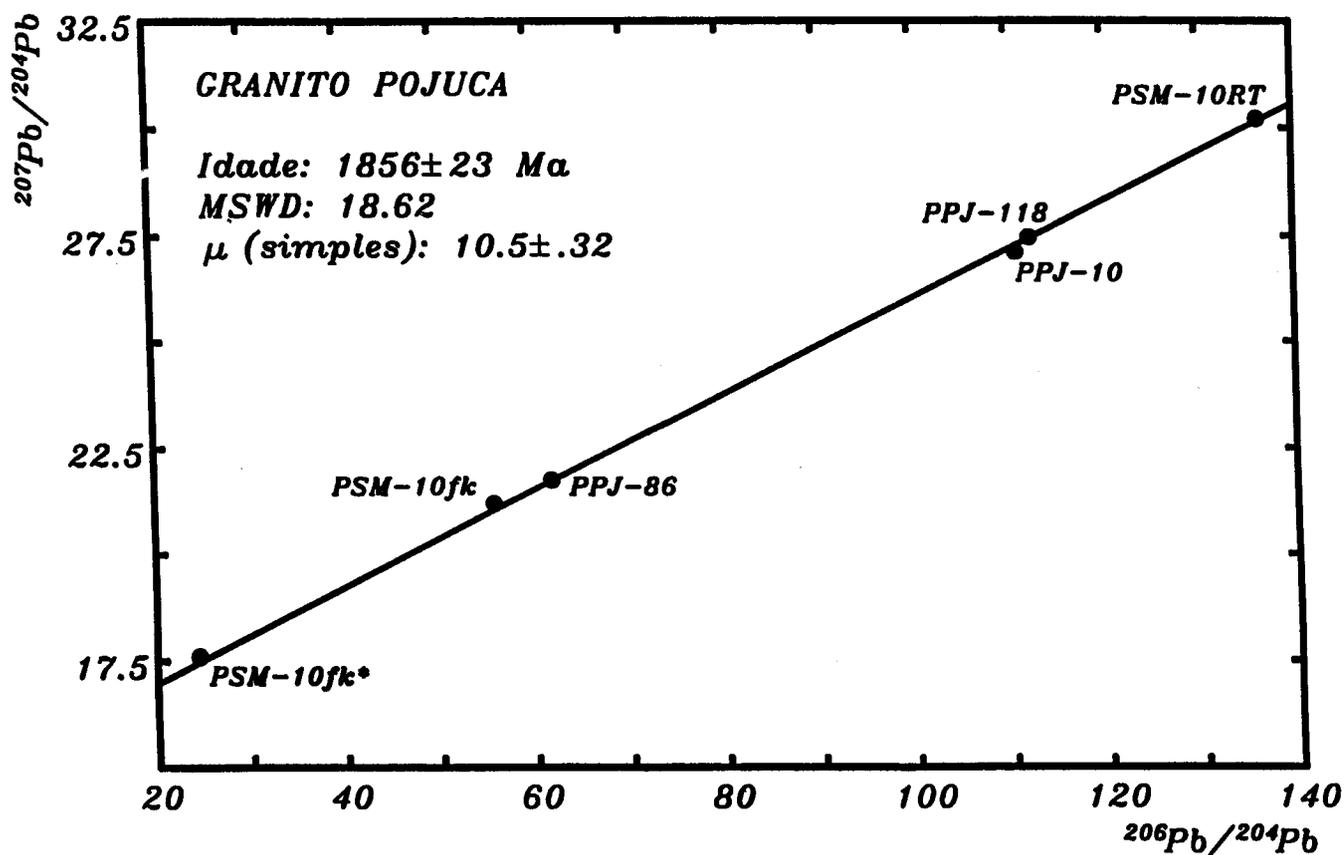


Figura 20. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para amostras de rocha total e feldspatos lixiviado (PSM-10fk*) e não lixiviado (PSM-10fk.) do Granito Pojuca.

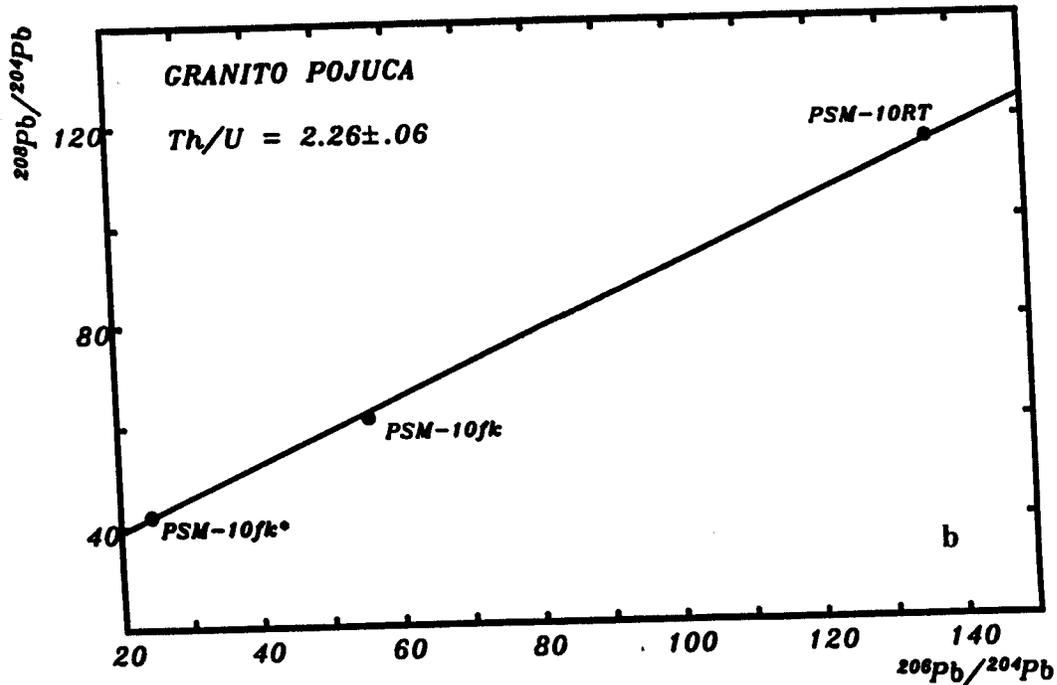
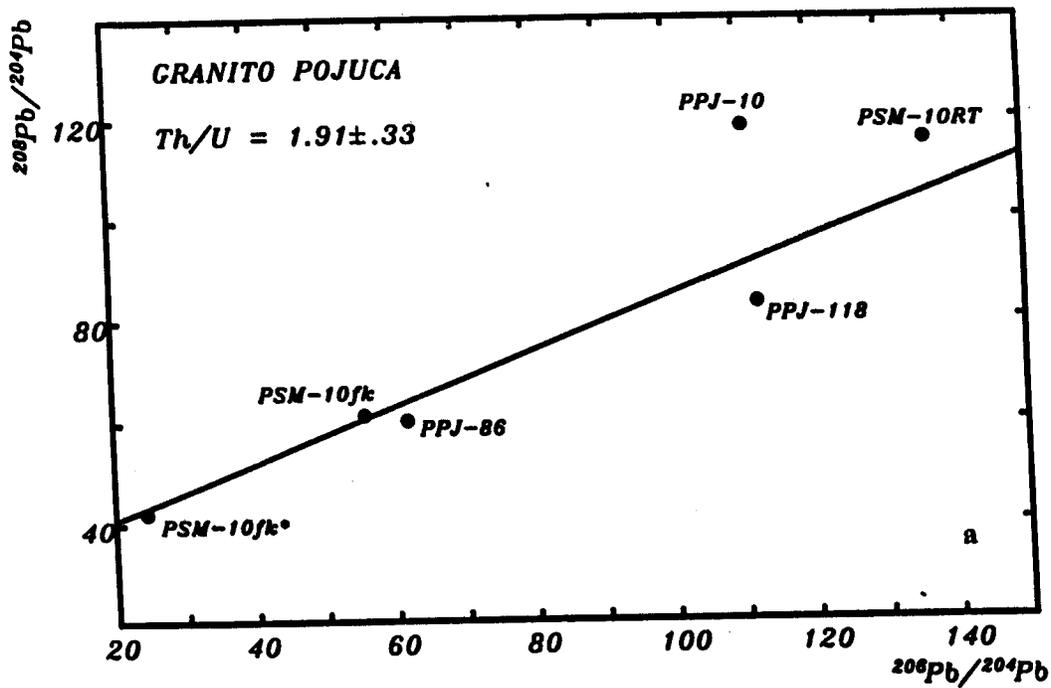


Figura 21. Diagrama $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{208}Pb/^{204}Pb$, apresentando a razão Th/U para o Granito Pojuca. a) todas as amostras analisadas. b) amostra PSM-10RT e suas frações de álcali-feldspatos lixiviado (PSM-10fk) e não lixiviado (PSM-10fk*).

7.5. ROCHAS METAGABRÓICAS (DIQUES)

7.5.1. Método Pb-Pb por evaporação em zircão

Nesta unidade utilizou-se apenas a metodologia Pb-Pb por evaporação em zircão aplicada na amostra PSM-28. Essa amostra foi considerada pobre em zircões, pois nela a abundância nesse mineral é inferior a apresentada pela amostra PSM-29 (metavulcânica do Grupo Igarapé Pojuca) que continha poucos grãos de zircão. De um total de vinte e dois (22) zircões, apenas seis (6) possibilitaram análise no espectrômetro de massa. Os zircões das rochas metagabróicas possuem características semelhantes às aquelas apresentadas anteriormente pelos zircões metamíticos das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca. São zircões de coloração marron-esverdeado, comprimento entre 0,30 e 0,12mm, largura entre 0,15 e 0,08mm, subautomórficos, opacos, faces corroídas e arestas arredondadas.

Na Tabela 9 constam os resultados analíticos obtidos para os zircões das rochas metagabróicas. Na Figura 22 observa-se o comportamento dos grãos no diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Nota-se que as idades variaram de 1855 ± 21 Ma a 2538 ± 24 Ma. Esta variação e o erro muito elevado obtido para a idade média dos grãos não permite a definição de um patamar representativo de idade geocronológica e a idade média obtida (2128 ± 266 Ma) não possui significado geológico. Acredita-se que os zircões das rochas metagabróicas, sofreram alterações semelhantes às sugeridas para os zircões das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca, ou seja, que eles foram afetados por processos de metamitização e corrosão hidrotermal os quais provavelmente perturbaram o seu sistema isotópico. Considerando-se também que a idade de 2538 ± 24 Ma (zircão número 2 da Figura 22) pode ser considerada como uma idade mínima para a cristalização dessas rochas, representativa da idade de intrusão dos diques metagabróicos da área Pojuca. Porém esta hipótese carece de estudos complementares para que seja confirmada.

Tabela 9. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão das rochas metagabroicas (diques).

Zircão	Nº de blocos	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
PSM-28/1	5	0.119793 ± 0.001631	1956 ± 48
PSM-28/4	18	0.167736 ± 0.001189	2538 ± 24
PSM-28/5	9	0.113330 ± 0.000643	1855 ± 21
PSM-28/11	5	0.143335 ± 0.004698	2281 ± 110
PSM-28/17	7	0.129664 ± 0.001474	2096 ± 40
PSM-28/23	5	0.128100 ± 0.002228	2076 ± 61

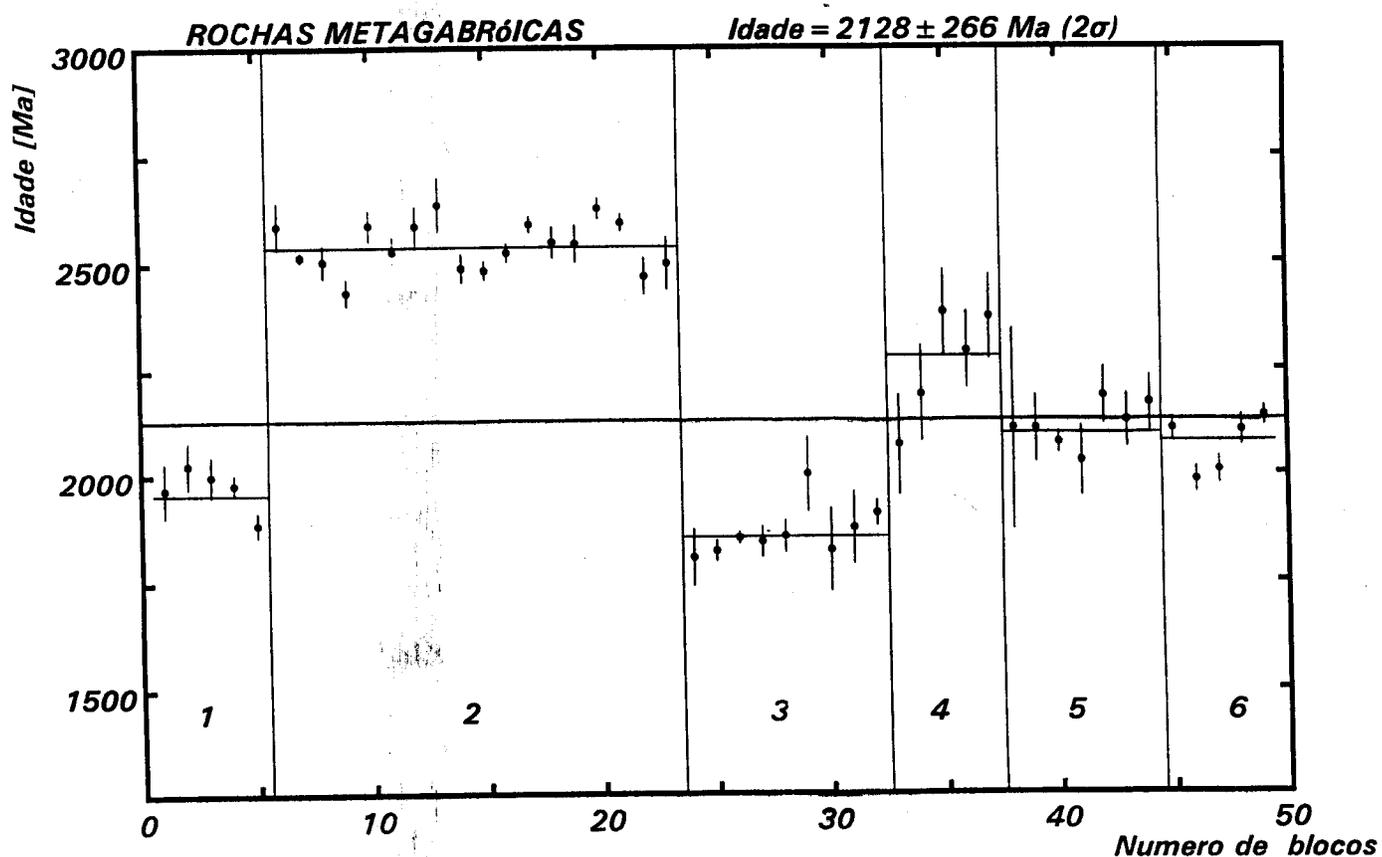


Figura 22. Diagrama idade vs. número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, das rochas metagabroicas (diques).

8. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO Pb

8.1. INTRODUÇÃO

Neste item serão apresentados aspectos relativos ao comportamento dos isótopos do Pb nas unidades litológicas inseridas neste estudo. As variações das razões isotópicas, processos de contaminação e efeitos de mistura serão discutidos para os sistemas U-Th-Pb, considerando-se o método analítico utilizado.

8.2. ISÓTOPOS DO Pb E A ANÁLISE EM ZIRCÕES

Resultados geocronológicos satisfatórios foram obtidos em zircões do Granito Deformado Itacaiúnas (idade 2560 ± 37 Ma). Nessas rochas os zircões analisados estavam bem preservados e sua estrutura cristalina possibilitou o sucesso da aplicação do método Pb-Pb por evaporação em zircão. Nos zircões das outras unidades litológicas, nota-se variações de idade e muita contaminação por Pb estranho ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$). Isto acontece, possivelmente, devido a alterações na estrutura cristalina do zircão. Processos de corrosão dos grãos por fluidos hidrotermais, ou mesmo por eventos metamórficos e hidrotermais, bem como a metamitização natural do grão pelo decaimento radioativo de U e Th propiciam perda ou ganho de Pb. A entrada de Pb estranho na estrutura do cristal causa variações nas razões isotópicas do Pb e geralmente provoca uma diminuição na idade (DAVIS et al., 1968; KROGH & DAVIS, 1973; KOBER, 1986, 1987;).

A cristalização de zircões com inclusões de outros minerais ou de fluidos, torna frágil a estrutura cristalina dos grãos, podendo contribuir de forma significativa para o aumento de Pb estranho nos cristais. Esses zircões tornam-se susceptíveis a perda de Pb radiogênico facilitado pelo processo de metamitização (defeitos na estrutura cristalina do zircão a partir do decaimento do U e Th), podendo causar uma diminuição na idade obtida. A cristalização de zircões em magmas originalmente empobrecidos em U e Th e zircões mais jovens que 100 Ma, com pouco Pb radiogênico, são fatores que podem dificultar a análise (KOBER, 1986).

As alterações observadas petrograficamente nos zircões do Granito Pojuca, como corrosão e sobrecrescimento, podem indicar processos tardi-magmáticos como mobilização de fluidos hidrotermais que, conseqüentemente, causaria a perturbação dos isótopos de Pb do cristal. Tendo-se que considerar que as alterações das faces cristalinas também podem ser

provocadas por um comportamento friável das partes externas do zircão devido a intensa metamitização. Provavelmente, ambos processos ocasionaram a lixiviação (perda de Pb) e contaminação dos zircões (entrada de Pb estranho).

Em análise petrográfica das rochas metavulcânicas, bem como dos metagabros, também foi observado a corrosão e o sobrecrecimento dos grãos de zircão. Em análise ao espectrômetro de massa, os zircões dessas amostras apresentaram-se com grande contaminação por Pb estranho. Considera-se que as perturbações no sistema isotópico do Pb desses zircões evidenciam a metamitização natural, considerando-se também corrosão por fluidos a partir de uma zona hidrotermal (Formação Corpo 4).

Tanto nas amostras do Granito Pojuca como nas rochas metavulcânicas considera-se que a metamitização propiciou a abertura do sistema isotópico do Pb dos zircões. No entanto as rochas metavulcânicas são arqueanas, e foram afetadas por deformações cisalhantes, sofrendo a influência de fluidos hidrotermais durante eventos térmicos arqueanos e proterozóicos, nelas provavelmente os processos corrosivos (hidrotermais) e metamíticos foram mais intensos que os sofridos pelas rochas graníticas. Assim explica-se a maior alteração nos zircões das rochas metavulcânicas relativamente aos zircões do Granito Pojuca.

Nos zircões não metamíticos das rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca as análises não registraram Pb suficiente para reproduzir o cálculo da idade. Nesses não há evidências petrográficas de processos corrosivos e metamíticos. Considera-se como hipótese mais provável para o aparecimento desses zircões a cristalização dos mesmos a partir de um magma pobre em U e Th, onde ocorreu o desenvolvimento de cristais com baixos teores nesses elementos (consequentemente possibilitando pouca metamitização). Considera-se também que esses grãos estiveram em porções da rocha preservadas da ação corrosiva dos fluidos hidrotermais. Desta forma, explica-se a baixa resposta ao espectrômetro de massa e o seu aspecto cristalino pouco alterado.

8.3. ISÓTOPOS DO Pb: ANÁLISE EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS

8.3.1. Avaliação dos resultados

No Granito Pojuca foi possível obter-se resultados geocronológicos satisfatórios através do método Pb-Pb em rocha total e minerais (idade de 1859 ± 34 Ma). O valor de μ de $10,5 \pm 0,32$ (estágio simples), sugere uma gênese em Crosta Superior para esta unidade (Oversby apud MOORBATH & TAYLOR, 1990). As altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ corroboram com a hipótese de geração magmática a partir de fonte da Crosta Superior enriquecida em U e Th (ROLLINSON, 1994).

No Granito Pojuca as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentam grandes variações e valores muito acima daqueles encontrados em outros corpos graníticos proterozóicos do SE do Cráton Amazônico (Redenção), do Cinturão Araguaia (Cantão e Serrote) e do norte do Maciço Mediano de Goiás (Lageado), analisados no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa (Tabela 10, Figura 23). As altas razões isotópicas de Pb do Granito Pojuca sugerem para este corpo, um enriquecimento em U e Th, relativamente aos demais corpos graníticos acima mencionados.

O valor de μ (10,5) encontrado é superior aos apresentados pelos demais granitos proterozóicos listados na tabela 10. O valor acima da média dos outros granitos pode indicar uma diferença de quimismo nas porções da Crosta de onde foi gerado o Granito Pojuca em comparação com os demais. Como o valor do μ corresponde à razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e como o Granito Pojuca apresenta essa razão superior às encontradas nos outros granitos proterozóicos pode-se evidenciar um provável enriquecimento em ^{238}U em relação ao ^{204}Pb em comparação com os outros corpos graníticos.

No entanto o valor do μ de cada amostra não é obtido pela leitura direta da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Esse valor depende principalmente da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (obtida por análise no espectrômetro de massa) e da idade da rocha (equação IV, item 5.3), e então, a partir desses parâmetros, determina-se uma inclinação para a reta isocrônica. Como já foi observado, as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ no Granito Pojuca são mais elevadas que nos outros granitos, isso pode determinar um valor mais alto para o μ desse granito. Se as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ refletirem um enriquecimento em ^{238}U , como tem sido interpretadas, então a proposta de diferença de quimismo entre os granitos, principalmente com relação ao ^{238}U , é verdadeira.

Tabela 10. Comparação entre as idades, valores de μ e intervalos das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos granitos proterozóicos analisados pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFFa: , Velho Guilherme, Lageado, Redenção, Cantão, Serrote e Pojuca. 1-RODRIGUES (1992), 2-BARRADAS (1992), 3-BARBOSA et al. (no prelo), 4- SOUZA (em preparação), 5- Este trabalho.

Granitos Proterozóicos	Idade	μ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Velho Guilherme (1)	1874 \pm 15 Ma	8,9 \pm 0,07	23,14 - 37,48	16,37 - 18,08	41,60 - 47,39
Lageado (3)	1999 \pm 32 Ma	8,2 \pm 0,10	16,74 - 25,43	15,38 - 16,46	35,90 - 38,58
Redenção (2)	1870 \pm 70 Ma	8,1 \pm 0,22	15,02 - 22,61	15,10 - 15,95	35,42 - 49,27
Cantão (4)	1670 \pm 155 Ma	8,9 \pm 17	24,58 - 38,80	16,56 - 18,03	52,12 - 90,48
Serrote (4)	1657 \pm 46 Ma	8,9 \pm 0,17	16,25 - 18,09	15,52 - 15,72	36,08 - 39,78
Pojuca (5)	1860 \pm 25 Ma	10,5 \pm 0,34	24,46 - 136,36	17,59 - 30,22	42,29-118,44

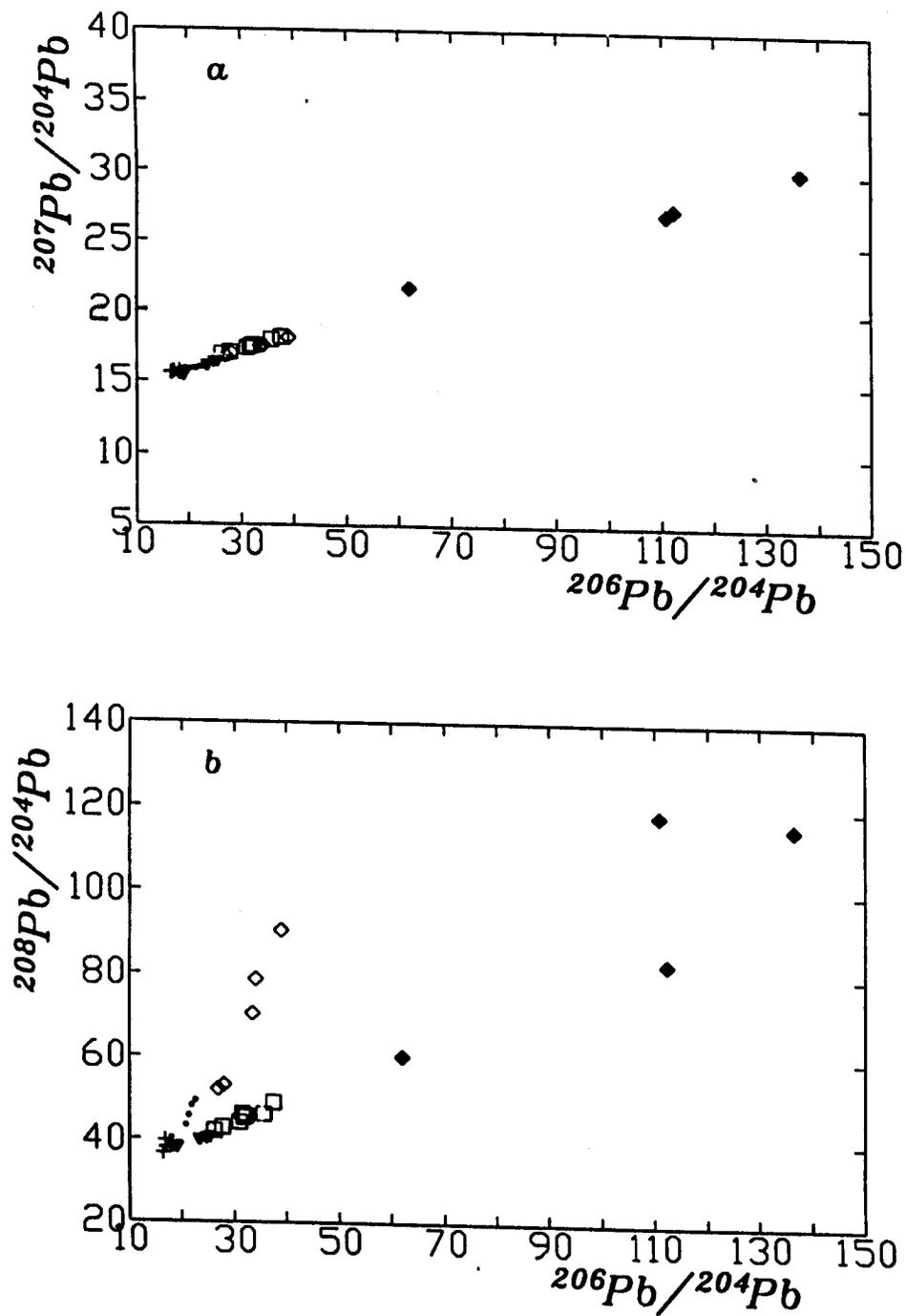


Figura 23. Diagramas (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os corpos graníticos proterozóicos analisados pelo método Pb-Pb no Laboratório de geologia Isotópica da UFPa.

- ◆ -Pojuca (este trabalho)
- -Lageado (BARRADAS, 1992)
- ◇ -Cantão,
- -Velho Guilherme (RODRIGUES, 1992)
- ▽ -Redenção (BARBOSA et al., no prelo)
- + -Serrote (SOUZA, em preparação)

Através do método Pb-Pb em rocha total e feldspatos não foi possível obter-se uma idade coerente para o Granito Deformado Itacaiúnas e para as rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca, pois nas análises efetuadas, verificou-se grande dispersão dos pontos analíticos. Fatores distintos podem estar relacionados a esse comportamento nessas unidades. As rochas metavulcânicas estiveram sob a atuação de processos hidrotermais e a eventos polimetamórficos onde provavelmente ocorreu a perturbação do sistema isotópico do Pb. Quanto ao Granito Deformado Itacaiúnas, o mesmo sofreu processos deformacionais intensos além de apresentar elevadas razões dos isótopos de Pb, tornando-o um corpo sensível a perturbações em seu sistema isotópico (LUDWIG & SILVER, 1977; ARNDT & TOLD, 1994).

Nas rochas metavulcânicas a perturbação do sistema isotópico do Pb deve-se a influência direta da zona de cisalhamento e ao por vários eventos metamórfico-hidrotermais. É provável que a intrusão do Granito Deformado Itacaiúnas (Arqueano), bem como a intrusão do Granito Pojuca (Proterozóico), corpos considerados enriquecidos em U e Th, modificaram o sistema isotópico do Pb dessas rochas devido a efeitos de mistura. Considera-se que a idade de 2193 ± 192 Ma sem sentido geológico, representando uma idade intermediária entre eventos arqueanos e proterozóicos.

O Granito Deformado Itacaiúnas possui estrutura propícia para a remobilização de isótopos, visto que, é um corpo milonitizado, localizado próximo a zona de influência deformacional de eventos cisalhantes (*shear zone* da área Salodo e da área Pojuca, ou mesmo da Falha Carajás), e também por apresentar elevadas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, as quais apresentam valores superiores aos encontrados para o Granito Pojuca.

A intrusão do Granito Pojuca, provavelmente, foi um evento que propiciou a mobilização dos isótopos de Pb do Granito Deformado Itacaiúnas. Isso é verificado pela idade apresentada pelo método Rb-Sr em rocha total e minerais (1810 ± 57 Ma), bem como pelo “rejuvenescimento parcial” das idades Pb-Pb em rocha total e feldspatos (Figura 13). Como foi comentado no capítulo anterior, nas análises do k-feldspato e plagioclásio desse corpo, as amostras não lixiviadas apresentaram uma isócrona basculada (1597 ± 13 Ma) em relação às amostras lixiviadas (2099 ± 27 Ma). Tais valores são interpretados como resultado de uma reabertura sem rehomogeneização total do sistema isotópico do Pb devido a intrusão do Granito Pojuca. Não se descarta, também, a possibilidade de ter ocorrido uma perturbação do sistema isotópico do Pb do Granito Deformado Itacaiúnas em outros eventos de menor relevância (por exemplo em reativações, da falha Carajás), visto que a rocha mostra-se como um sistema isotópico susceptível a perturbações.

8.3.2. Variações das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

O Granito Deformado Itacaiúnas, o Granito Pojuca e as rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ altas. Esse comportamento pode estar relacionado a fontes magmáticas enriquecidas em ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th (WILTON, 1991; McNAUGHTON et al., 1993). A tabela 11 apresenta uma comparação entre os valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas nas amostras da área Pojuca e as de rochas estéreis e de galenas enriquecidas em Th e U de outras regiões da Terra.

Análises petrográficas revelam minerais de U e Th nas amostras, tanto no Granito Deformado Itacaiúnas como no Granito Pojuca. O Granito Deformado Itacaiúnas é correlacionável geocronológica e petrologicamente ao Granito Antigo Salobo e possui características petrológicas e deformacionais semelhantes ao Gnaiss Estrela, ambos são corpos granitóides deformados arqueanos localizados na porção norte da Província Mineral de Carajás. No Granito Antigo Salobo LINDENMAYER et al. (1994) registram um enriquecimento em Th (29-40ppm). FERREIRA & SERFATY (1988) registraram no Gnaiss Estrela teores anômalos de U e Th (900ppm para Th e 147ppm para U, em média). Embora a maioria dos granitos gerados na Crosta possuam teores médios de U entre 4-4,8ppm e de Th entre 12-17ppm, deve-se lembrar, para efeito de comparação, que esses corpos são granitos do tipo A, sendo, portanto, bastante evoluídos e comumente apresentam teores de U e Th bastante variados.

Considerando-se que haja correlações geoquímicas entre o Granito Deformado Itacaiúnas, o Granito Antigo Salobo e o Gnaiss Estrela, estima-se que os valores elevados das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, encontrados para o Granito Deformado Itacaiúnas relacione-se a uma fonte magmática enriquecida em U e Th, em relação ao Pb. A possibilidade de contaminação crustal posterior a cristalização é, assim, descartada ou esse processo atuou de forma discreta, insignificante diante do enriquecimento primário.

Em análises de microsonda nas amostras do Granito Pojuca registrou-se a presença de minerais de U e Th tais como: torogumita, periclásio e alanita (R.N.N. VILLAS, informação verbal). No Granito Jovem Salobo, LINDENMAYER et al. (1994) registram enriquecimento em tório, bem como mineralizações de U (uraninita), relacionadas aos veios graníticos, desse corpo, que cortam as formações ferríferas na área Salobo.

Tabela 11. Intervalos das razões isotópicas do Pb das unidades litológicas da área Pojuca envolvidas neste estudo(1) em comparação com rochas de outras regiões. (2)ROLLINSON (1994); (3)ARNDT & TOLD (1994); (4)WILTON (1991); (5)McNAUGHTON et al (1993). Ref- Referências bibliográficas.

UNIDADE LITOLÓGICA	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ref
Granitos Arqueanos				
<i>Granitoide deformado (área Pojuca)</i>	127,43 - 338,79	34,87 - 64,50	178,05 - 478,56	(1)
Crosta Superior Arqueana	15,64 - 33,96	14,56 - 18,89	34,76 - 53,00	(2)
Galena (zona mineralizada em Th e U)	14,89 - 762,02	14,99 - 126,80	34,50 - 36,7	(4)
Leucogranito Arqueano	15,13 - 20,73	14,91 - 15,93	34,62 - 36,91	(3)
Granitos Proterozóicos				
<i>Granito Pojuca</i>	24,46 - 136,36	17,59 - 30,22	42,29 - 118,44	(1)
Granito Bobbenjaankop	19,37 - 87,02	15,90 - 20,64	38,60 - 98,09	(5)
Batólito Wathaman	15,09 - 15,89	15,06 - 15,17	34,82 - 36,16	(3)
Comp. Tonalito-migmatítico	15,50 - 16,92	15,19 - 15,34	35,11 - 36,10	(3)
Rochas vulcânicas				
<i>Metavulcânicas (Grupo Ig. Pojuca)</i>	35,43 - 83,02	19,20 - 26,31	57,99 - 104,29	(1)
Tipo N-MORB (Atlântico)	18,28 - 18,50	15,45 - 15,43	87,20 - 38,00	(3)
Basaltos (Hawaii)	17,83 - 18,20	15,44 - 15,48	37,69 - 37,86	(3)
Andesito (Oeste USA)	18,82 - 19,91	15,57 - 15,62	38,45 - 38,65	(2)

A correlação entre o Granito Jovem Salobo e o Granito Pojuca é evidente no contexto geológico, geocronológico, mineralógico e possivelmente geoquímico. Sendo assim, considera-se que as altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do Granito Pojuca, provavelmente, estejam relacionadas ao enriquecimento primário deste corpo em U e Th, relativamente a Pb. A possibilidade de ter ocorrido contaminação do magma que originou o Granito Pojuca pelo Granito Deformado Itacaiúnas também pode ser considerada, visto que a interação isotópica existente entre as duas unidades é verificada pelos isotopos de Pb e de Rb e Sr. No entanto as características geoquímicas de colocação de magma, em condições epizonais, com pouca influência nas encaixantes, e a geração de minerais de U e Th no Granito Pojuca sugerem um enriquecimento primário nesses elementos.

Os eventos termo-tectônicos ocorridos na área desde tempos arquenos até fanerozóicos bem como os processos hidrotermais influenciaram nas transformações mineralógicas das rochas metavulcânicas. Provavelmente esses fatores favoreceram a desestabilização do sistema isotópico do Pb nessas rochas. Segundo WINTER (1994), as rochas metavulcânicas da Formação Corpo 4 apresentam baixos teores de U, Th e Pb (em média Th=2ppm, U=1ppm e Pb=3ppm). Em geral as rochas vulcânicas (basaltos e toleítos) são relativamente mais empobrecidas em U e Th que rochas graníticas (FAURE, 1986; ROLLINSON, 1994). No entanto, as metavulcânicas da área Pojuca apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elevadas e com grande variação de valores em relação às rochas vulcânicas arqueanas de outras regiões (Tabela 11). Provavelmente este comportamento se deve a processos de contaminação e mistura isotópica (GULSON, 1986), e estão relacionados a intrusão do Granito Deformado Itacaiúnas e do Granito Pojuca. Isso pode explicar os teores ligeiramente mais elevados de U, Th e Pb verificado em algumas amostras de rochas da zona mineralizada da Formação Corpo 4, que segundo WINTER (1994) apresentam teores de U=4ppm, de Th=8ppm e de Pb=5ppm.

Acredita-se que as rochas metavulcânicas originaram-se a partir de um magma empobrecido em U, Th e Pb, sendo posteriormente contaminadas por fluidos hidrotermais oriundos da intrusão dos granitos ricos em U e Th, os quais, causaram o enriquecimento nesses elementos e com o passar do tempo, modificaram as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pelo decaimento radioativo.

8.3.3. Considerações sobre as razões Th/U

Todas as amostras das diferentes unidades analisadas apresentam-se dispersas no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Neste diagrama quando as amostras desenvolvem um alinhamento pode-se determinar um critério de cogeneticidade e evolução isotópica comum para as amostras. No caso apresentado pelas amostras em estudo, um alinhamento não é verificado. No Granito Deformado Itacaiúnas e no Granito Pojuca a dispersão dos pontos analíticos é interpretada como efeito das variações nas razões isotópicas do Pb, devido a um enriquecimento em Th e U. Nas rochas metavulcânicas acredita-se que a contaminação isotópica é o principal fator para essa dispersão.

Na Tabela 12, compara-se as razões Th/U obtidas nas rochas da área Pojuca com as de outros reservatórios de Pb da Terra. Nas rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca o valor obtido para a razão Th/U ($2,50 \pm 0,59$) está dentro do intervalo estabelecido para magmas gerados no Manto Superior (N-MORB). Essa informação corrobora com as considerações geoquímicas obtidas por WINTER (1994) de gênese magmática a partir de fonte mantélica para essas rochas. Podendo-se também, correlacionar geneticamente essas às outras rochas vulcânicas da Bacia Carajás que formam o Grupo Grão-Pará as quais são consideradas oriundas de fonte mantélica (GIBBS et al., 1986; MACHADO et al. 1991; LINDENMAYER et al., 1994; entre outros). Embora tenha-se que mencionar que a dispersão das amostras diminui a confiabilidade dos dados ora obtidos.

No Granito Deformado Itacaiúnas a dispersão dos pontos analíticos no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ conduzem a uma razão Th/U ($2,09 \pm 1,51$) (item 7.3.2., Figura 15 a), que é um valor inferior a média das razões dos granitos gerados em Crosta Superior. No entanto o mesmo possui altos valores das razões isotópicas do Pb, sendo ainda semelhante aos granitos tipo A, bastante evoluído (indicativo de gênese em Crosta superior). Acredita-se que a dispersão dos pontos analíticos ocorreu devido a perturbação no sistema isotópico do Pb vinculada aos altos teores de U e Th nessas rochas. No mesmo diagrama os pontos analíticos do Granito Pojuca mostram-se dispersos apresentando a razão Th/U = $1,91 \pm 0,33$, (item 7.4.2., Figura 21 a), que, segundo a Tabela 12 seria indicativo de fonte mantélica. No entanto nesse corpo as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mostram-se elevadas e juntamente com o valor de $\mu = 10,5$ determinam para o corpo uma fonte em Crosta Superior.

Tabela 12. Valores das razões Th/U das rochas da área Pojuca comparadas com os de outros reservatórios da Terra. (1) Este trabalho. (2) ARNDT & TOLD (1994)

Reservatório	Th/U
Granito Pojuca (1)	1,91
Granito Deformado Itacaiúnas (1)	2,09
Metavulcânicas (Grupo Ig. Pojuca) (1)	2,50
N-MORB (2)	2 - 3
Arco de ilha vulcânico (2)	1 - 3
Basaltos de ilha oceânica (OIB) (2)	~4
Granitóides de Crosta Superior e sedimentos (2)	~3,8
Granulitos (Crosta Inferior) (2)	14 - 16

Para eliminar os efeitos da dispersão dos pontos analíticos, verificada nas amostras dos granitos, lançou-se no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apenas uma amostra de cada corpo e suas frações de feldspatos. No Granito Pojuca verifica-se um bom alinhamento para a amostra PSM-10 e suas frações de feldspatos (PSM-10fk e PSM-10FK*), obtendo-se uma razão $\text{Th}/\text{U} = 2,26 \pm 0,06$ (item 7.4.2.; Figura 21 b), que é maior que a anteriormente obtida porém mostrando-se relativamente baixa para um granito gerado em Crosta Superior. No Granito Deformado Itacaiúnas verifica-se um bom alinhamento para a amostra PSM-1M e suas frações de feldspatos lixiviados (PSM-1fk* e PSM-1pl*). A razão $\text{Th}/\text{U} = 6,47 \pm 0,18$ (item 7.3.2.; Figura 15 b) mostra-se muito acima das apresentadas por granitos gerados em Crosta Superior.

Segundo ROLLINSON (1994) na cristalização de magmas graníticos o U e Th enriquecem nas porções mais evoluídas, sendo que o Th sofre um ligeiro empobrecimento relativamente ao U por ser um elemento mais incompatível. Sendo assim, em um magma granítico, as razões Th/U diminuem das fases menos evoluídas para as mais evoluídas. Chatter & Muecke apud ROLLINSON (1994) evidenciam que as razões Th/U diminuem com o aumento da diferenciação magmática em suites granitóides, no entanto em algumas porções da suite granitóide estudada ocorreu um comportamento inverso.

A amostra do Granito Pojuca (PSM-10) ora lançada no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é uma amostra da porção mais evoluída desse corpo, (composição alcali-sienogranítica). Por outro lado a amostra PSM-1M do Granito Deformado Itacaiúnas possui características mineralógicas de porções menos evoluídas desse corpo (composição monzogranítica). Esse comportamento evidencia a diferenciação de U e Th em fácies diferentes de um corpo granítico tal qual o comentario dos autores acima mencionado.

Segundo Goodman apud FERREIRA & SERFATY (1988) as razões Th/U em granitóides é aproximadamente 3, entretanto pode variar desde um valor inferior a 1 até valores superiores a 10. Como se sabe Th e U podem coexistir dentro de alguns minerais (zircão, por exemplo), como também existem minerais de Th associados ou não a U (monazita, alanita) e minerais de U praticamente sem Th (uraninita). Já que a repartição desses minerais não é uniforme na rocha, é normal encontrar-se valores variados para a razão Th/U (FERREIRA & SERFATY, 1988). Esses autores registraram uma razão $\text{Th}/\text{U}=6,1$ no Gnaiss Estrela muito próxima daquela obtida no Granito Deformado Itacaiúnas (6,47).

8.3.4. Assinaturas isotópicas do Pb

Lançando-se os dados analíticos do granitóide deformado, do Granito Pojuca e das rochas metavulcânicas em diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Figura 23 a, b, c, d), pode-se discriminar os campos para os padrões isotópicos (assinaturas isotópicas) destas unidades (GULSON, 1986). A assinatura do Granito Deformado Itacaiúnas define um campo distinto entre as assinaturas do Granito Pojuca e das rochas metavulcânicas. Entre estas duas últimas unidades nota-se uma afinidade maior entre o comportamento dos isótopos do Pb (superposição dos domínios), sugerindo uma maior contaminação isotópica das rochas metavulcânicas pelo Granito Pojuca em relação ao Granito Deformado Itacaiúnas. Considerando-se que esta hipótese seja verdadeira, pode-se sugerir que a intrusão do Granito Pojuca, com porções bastante enriquecidas em fluidos hidrotermais, além de causar a contaminação isotópica nas rochas metavulcânicas também influenciou bastante na geração, remobilização e concentração das mineralizações. Devendo-se observar que o sistema isotópico do Pb no Granito Pojuca permaneceu praticamente intacto desde sua formação, enquanto que o das rochas metavulcânicas foi sensivelmente perturbado.

Através dos diagramas das Figuras 24a e 24b, evidencia-se claramente que as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do Granito Deformado Itacaiúnas são muito maiores que as do Granito Pojuca, sugerindo seu maior enriquecimento em U e Th.

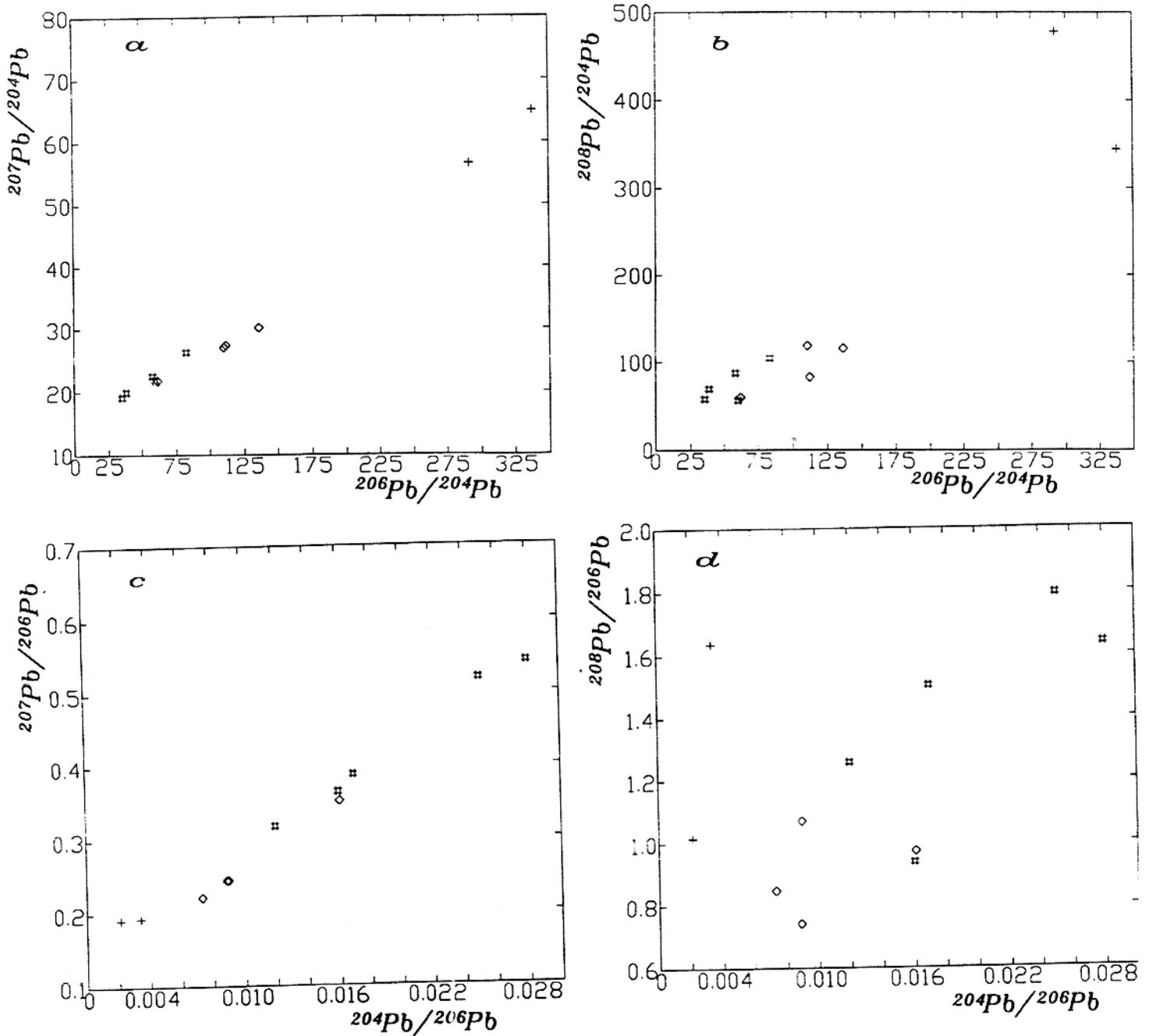


Figura 24. Diagramas de discriminação das razões isotópicas do Pb para as rochas da área Pojuca. a) diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b) diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; c) diagrama $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; d) diagrama $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

+ -Granito Deformado Itacaiúnas ◇ -Granito Pojuca # -metavulcânicas

9. DISCUSSÕES

9.1. INTRODUÇÃO

Neste item serão apresentadas as correlações existentes entre as áreas Pojuca e Salobo, como também será proposto um modelo de evolução geológica para a primeira. As correlações serão tratadas sobre os aspectos geológicos, petrológicos, geocronológicos, geoquímicos e de ocorrências minerais. Essas correlações e a evolução geológica serão baseadas em estudos anteriormente desenvolvidos nessas áreas corroborados pelos dados geocronológicos e isotópicos obtidos neste trabalho.

9.2. CORRELAÇÕES ENTRE AS ÁREAS POJUCA E SALOBO

9.2.1. Geológicas

Nas áreas Salobo e Pojuca ocorrem depósitos minerais de Cu (Au, Mo, Ag), alojados em sequências metavulcano-sedimentares. Embora ocorra uma faixa de terreno com granitos e gnaisses de idade arqueana separando as duas sequências e seus depósitos minerais, em muitos trabalhos geológicos realizados na região da Serra dos Carajás foram citadas as semelhanças geológicas, metamórficas e deformacionais existente entre as duas áreas. HIRATA et al. (1982) reuniram as rochas metavulcano-sedimentares de ambas as áreas em um mesmo conjunto litológico denominado de Sequência Salobo-Pojuca ou Sequência Salobo (Farias & Saueressig apud ARAÚJO & MAIA, 1991). Com base em diferenças deformacionais e metamórficas entre as duas áreas, DOCEGEO (1988) desmembrou a sequência nos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca, propondo um empilhamento estratigráfico no qual as rochas do grupo Igarapé Salobo estariam na base, sendo sotopostas pelas rochas do grupo Igarapé Pojuca e sobrepondo-se a estas o Grupo Grão-Pará, no topo da sequência. ARAÚJO & MAIA (1991) propõem que todas as rochas metavulcânicas da Bacia Carajás fazem parte de um mesmo conjunto litológico, denominado de Grupo Grão-Pará, sendo geradas em um mesmo evento vulcânico. As rochas metavulcânicas das áreas Salobo e Pojuca são integrantes desse vulcanismo. São rochas que sofreram a influência de processos tectônico-deformacionais transcorrentes e metamorfismo regional, bem como, intrusões de corpos graníticos (Granito Deformado Itacaiúnas e Granito Antigo Salobo) no Arqueano. No Proterozóico ambas as áreas foram atingidas por processos distensivos da Crosta e intrudidas por corpos graníticos (Granito Pojuca e Granito Jovem Salobo).

9.2.2. Metamórficas

No item 2.3. comentou-se as principais características dos eventos metamórficos regionais e locais que atingiram as áreas Pojuca e Salobo. A síntese dessas informações baseam-se, principalmente, nos estudos de LINDENMAYER (1990), RÊQUIA et al. (1992) e LINDENMAYER et al. (1994) para a área Salobo e de WINTER (1994) para a área Pojuca. Ocorrem algumas diferenças de opiniões quanto aos eventos causadores do metamorfismo e, conseqüentemente, sobre a natureza dos fluidos mineralizantes em ambas as áreas. A Tabela 13 apresenta um quadro resumido das principais características desses eventos nas áreas Salobo e Pojuca. A diferença principal entre os autores é relacionada ao segundo evento metamórfico. Na área Pojuca WINTER (1994), acredita que este evento relacione-se à intrusão de um corpo granítico arqueano (Granito Deformado Itacaiúnas?). Na área Salobo RÊQUIA et al. (1992) também sugere que um evento retrometamórficos o correlacionado ao corridos na área Pojuca foi causado por inclusões graníticas sin- a tardi-tectônicas durante as deformações ocorridas no Arqueano. Para LINDENMAYER et al. (1994) esse evento relaciona-se à intrusão do Granito Jovem Salobo de idade proterozóica.

9.2.2. Geocronológicas

Os dados geocronológicos anteriores e os ora apresentados neste trabalho confirmam semelhanças nas idades de atuação dos eventos térmicos e hidrotermais que afetaram as áreas Pojuca e Salobo e estão relacionados ao metamorfismo regional e de colocação dos granitóides. As principais idades geocronológicas comuns entre as duas áreas são: a idade do evento metamórfico regional que atingiu as sequências metavulcano-sedimentares entre 2732 e 2742 Ma; as idades do Granito Antigo Salobo e do granitóide deformado da área Pojuca de 2,55 Ga; as idades do Granito Jovem Salobo e do Granito Pojuca em torno de 1,8 Ga.

9.2.3. Ocorrências Mineraiis

As ocorrências mineraiis nas áreas Salobo e Pojuca possuem semelhanças por serem depósitos de Cu com Au, Ag, Mo associados, alojados principalmente em formações ferríferas, sendo que os mineraiis sulfetados da área Pojuca são mineralizações de Cu (Au, Mo e Ag) em

Tabela 13. Comparação entre os principais eventos térmicos que atingiram as áreas Salobo e Pojuca.

Área Pojuca (WINTER, 1994)	Área Salobo (LINDENMAYER et al. 1994)
<p>1º evento metamórfico progressivo regional temperatura: 450-600° C pressão: 5-7 kbar idade: 2732-2742 Ma correlação: pico do metamorfismo regional; mineralizações primárias de Cu</p>	<p>1º evento metamórfico progressivo regional temperatura: 750° C pressão: 2,5 kbar idade: 2732-2742 Ma correlação: pico do metamorfismo regional; mineralizações primárias de Cu</p>
<p>2º evento metamórfico regressivo, hidrotermal, localizado temperatura: 400° C pressão: ? idade: 2,5 Ga correlação: intrusão granítica arqueana; mineralizações de Au, Mo, Ag</p>	<p>2º evento metamórfico regressivo, hidrotermal, localizado temperatura: 650-550° C pressão: 2,5 kbar idade: 1,8 Ga correlação: intrusão do granito Jovem Salobo; mineralizações de Au, Mo, Ag</p>
<p>3º evento metamórfico progressivo regional temperatura: 300° C pressão: ? idade: 1,7 Ga correlação: intrusão do Granito Pojuca</p>	<p>3º evento metamórfico regressivo, hidrotermal temperatura: 370° C pressão: ? idade: 1,7 Ga correlação: intrusão do Granito Jovem Salobo</p>

OBS: ná área Salobo RÊQUIA et al. (1992) determinou para o 2º evento metamórfico a temperatura de 547°C e para o 3º evento temperaturas em torno de 334° a 366°C relacionados a eventos sin- a tardi-tectônicos ocorridos no Arqueano.

ambos depósitos, estejam intimamente relacionadas as formações ferríferas hospedeiras, estando as mesmas ligadas a uma origem sedimentar exalativa que possibilitou a origem de mineralizações polimetálicas. Posteriormente as mineralizações estiveram sujeitas a eventos polimetamórficos de caráter hidrotermal os quais promoveram a remobilização e a concentração de Au, Mo e Ag. Acredita-se que o minério seja oriundo da própria rocha encaixante que formou expressivos depósitos com a atuação do hidrotermalismo.

Considera-se que tanto o Granito Deformado Itacaiúnas como o Granito Pojuca foram gerados a partir de magmas bastante evoluídos, ricos em fluidos hidrotermais. As análises petrográficas confirmam esta hipótese pelo registro de minerais como alanita, topázio, turmalina, e minerais com elevados teores de Th e U, nas fácies mais evoluídas de ambos os granitos. Baseando-se nestas evidências, conclui-se que a intrusão do Granito Deformado Itacaiúnas assim como a do Granito Pojuca, podem ter sido fundamentais na formação das mineralizações de Au, Mo e Ag da Formação Corpo 4.

Considerando-se que a colocação do Granito Deformado Itacaiúnas se deu em condições mesozonais pré- a sin-cisalhamento, pode-se cogitar uma menor influência das fases hidrotermais deste corpo nas rochas encaixantes e possivelmente na formação das mineralizações, em relação ao Granito Pojuca, de colocação anorogênica, em condições epizonais. Segundo R.N.N. VILLAS (informação verbal), a intrusão de plutons, nestas condições, propicia maior interação entre o corpo intrusivo e a rocha encaixante devido, principalmente, à fragmentação da rocha encaixante e da diferença de gradiente térmico entre ambas. Um outro fator a ser considerado é a menor distância entre o Granito Pojuca e a zona mineralizada, em relação ao Granito Deformado Itacaiúnas, isto também pode ser levado em consideração para justificar sua maior influência na remobilização das mineralizações. Os diagramas de discriminação utilizando os isótopos de Pb também sugerem uma maior interação entre as rochas metavulcânicas e o Granito Pojuca.

Com base em análises de inclusões fluidas e relações entre os veios graníticos e as mineralizações associadas WINTER (1994) sugere que, um corpo idêntico ao Granito Antigo Salobo pode ter contribuído bastante na remobilização e concentração das mineralizações de Au, Mo e Ag, em um estilo *porphyry-copper*, mesmo sem mencionar que próximo aos depósitos minerais da Formação Corpo 4 aflora um corpo granitóide deformado de idade arqueana. Por

outro lado R.N.N VILLAS (informação verbal), em análises de inclusões fluidas, determinou que a salinidade dos fluidos hidrotermais presentes nas rochas metavulcânicas do Grupo Pojuca são muito ricas em Ca e Na, chegando a conter fluidos essencialmente cálcicos e, portanto, desconsidera para estes uma origem a partir de magmas graníticos, sugerindo uma gênese a partir das próprias rochas vulcânicas.

Neste trabalho considera-se que além de eventos retrometamórficos ocorridos no Arqueano como diminuição dos gradientes térmicos durante o metamorfismo regional e intrusão do Granitóide Deformado Itacaiúnas, bem como a intrusão do Granito Pojuca no Proterozóico, influenciaram na gênese das mineralizações de Au, Mo e Ag da área Pojuca. Acredita-se que só será possível definir qual dos eventos acima atuou com maior eficácia na mobilização e concentração das mineralizações a partir de um maior volume de dados geoquímicos das rochas encaixantes (vulcânicas) e de suas mineralizações e dos corpos intrusivos. Estudos envolvendo geoquímica dos isótopos radiogênicos do Pb ou de isótopos estáveis do oxigênio, das mineralizações em comparação com as unidades litológicas da área Pojuca poderão ser utilizados com sucesso para desvendar a evolução metalogenética dessa área.

9.2.5. Petroológicas e geoquímicas

9.2.5.1. Metavulcânicas

Em termos de elementos móveis, as rochas metavulcânicas da região da Serra dos Carajás são geralmente enriquecidas em K, Fe, Ba e Rb em relação aos toleitos tipicamente arqueanos. Comparado com os basaltos tipicamente arqueanos e com outros metabasaltos da região de Carajás, os metabasaltos da Formação Corpo 4 (Grupo Igarapé Pojuca) configuram um enriquecimento em Rb e K e empobrecimento em Ca, Ti e Sr (WINTER, 1994).

Usando dados de elementos imóveis, maiores e traços das metavulcânicas da Formação Corpo 4, WINTER (1994) demonstra que esses litotipos são de composição basáltica a basáltico andesítica, comparáveis geoquimicamente em termos de elementos imóveis e traços (Ni, Ce, Cr e Zr) com os basaltos do Grupo Grão-Pará. Razões de elementos traços, juntamente com a razão Y/Nb entre 2 e 6 indicaram que essas rochas são basaltos toleíticos intraplaca arqueanos. No entanto, em diagramas de discriminação de elementos maiores ocorre uma ambiguidade, localizando-se em campos representativos de toleitos intraplaca e de arcos vulcânicos.

Complementarmente, o enriquecimento em LREE é indicativo de erupções continentais em uma bacia extensional.

Segundo LINDENMAYER et al. (1994) os anfíbolitos do Salobo apresentam composição basáltico toleítica, são enriquecidos em LILE, ocupando o mesmo campo dos basaltos sub-alcinos das vulcânicas Grão-Pará, sugerindo mesma gênese magmática para essas rochas. O alto teor de K, bem como o enriquecimento em outros elementos incompatíveis, tais como Rb, Ba, Zr e REE dos anfíbolitos pode ser original, uma vez que esta é uma característica química das rochas basálticas continentais, ou pode ser devido a alterações hidrotermais posteriores. Se o segundo caso for verdadeiro, a semelhança existente entre os anfíbolitos do Grupo Igarapé Salobo e as vulcânicas do Grupo Grão-Pará implicaria em alterações hidrotermais de caráter regional. Ocorre também empobrecimento em Sr que, mesmo que não seja característico de rochas basálticas, parece ser comum a todas as rochas basálticas de Carajás.

9.2.5.2. Granitos

O Granito Antigo Salobo possui composição predominantemente monzogranítica, apresentando zircão e alanita como acessórios. Apresenta-se foliado, com textura milonítica a protomilonítica que se estende por suas rochas encaixantes indicando uma colocação pré- a sin-cisalhamento. A falta de efeitos metamórficos de contato junto com a presença de finos veios pegmatíticos indicam que esse corpo foi colocado em condições mesozonais (LINDENMAYER et al., 1994). Os mesmos aspectos composicionais e deformacionais além da idade são observados no Granito Deformado Itacaiúnas na área Pojuca. Uma comparação mineralógica modal entre os granitóides das áreas Salobo e Pojuca pode ser observada na Figura 25. Com base nessas semelhanças sugere-se que ambos granitos possuem uma mesma gênese magmática comum ou bastante similar. Podendo-se considerar, também, que o Granito Deformado Itacaiúnas possua extensão lateral em sub-superfície com o Granito Antigo Salobo.

O Granito Jovem Salobo (Proterozóico) possui a forma de um *sill*, encaixado em uma zona de cisalhamento situada dentro de gnaisses do embasamento, próximo ao contato com formações ferríferas. Possui composição quartzo-sienítica, apresentando zircão e alanita como principais acessórios. A estrutura isotrópica neste granito indica que o mesmo foi colocado pós-cisalhamento, enquanto que a textura porfirítica, junto com presença de auréolas metamórficas

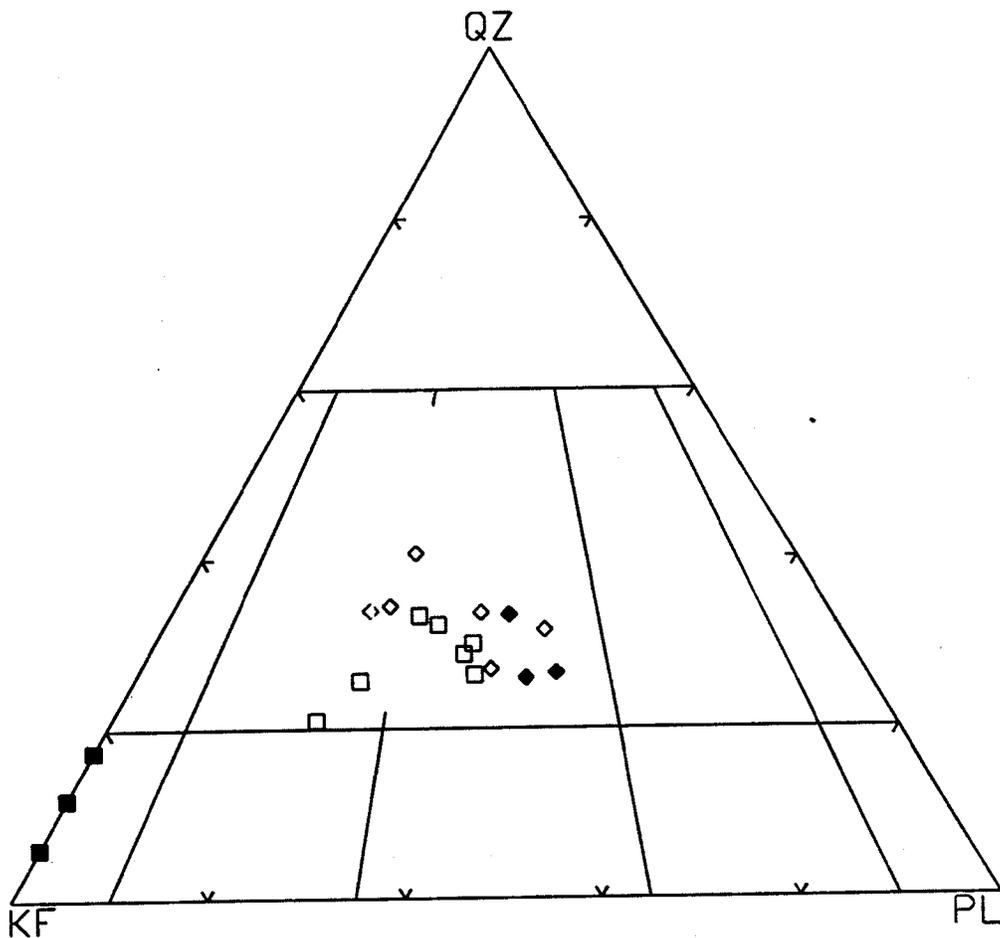


Figura 25. Diagrama triangular (QZ- quartzo, KF- álcali-feldspato, PL- plagioclásio), para as amostras dos granitos das áreas Salobo e Pojuca.

□ -Granito Pojuca

■ -Granito Jovem Salobo

◇ -Granito Deformado Itacaiúnas

◆ -Granito Antigo Salobo

indicam que o corpo se colocou em condições epizonais (LINDENMAYER et al., 1994). O Granito Pojuca possui características petrológicas e idades geocronológicas semelhantes ao Granito Jovem Salobo. Tem a forma de um *stock*, apresenta composição monzo-sienogranítica a alcali-sionogranítica. Na Figura 25 observa-se que as amostras de ambos granitos estão em domínios diferentes, isto ocorre devido o plagioclásio do Granito Jovem Salobo ser considerado por LINDENMAYER et al. (1994) como albita primária, enquanto que o plagioclásio tipo albita do Granito Pojuca foi considerado como alteração de oligoclásio.

Os granitos Antigo e Jovem Salobo embora possuam composição mineralógica distinta, porém quimicamente possuem bastante semelhança. São alcalinos, exibem enriquecimento em K, Rb e Th, comparado com Nb, além de enriquecimento em Ce. Apresentam anomalia negativa de Ba e um aumento generalizado nos valores normalizados de Yb até o Rb. Ambos granitos possuem características dos granitos intra-placa (LINDENMAYER et al., 1994). Embora não se dispondo de dados químicos para os granitos da área Pojuca, as diversas similaridades existentes com os da área Salobo permite supor que eles tenham quimismo e origem semelhantes.

9.3. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA POJUCA

Segundo HASUI et al. (1984) e HASUI et al. (1993) a evolução geológica da Província Mineral de Carajás no final do Arqueano está relacionada a um evento de colisão oblíqua de segmentos continentais, de pelo menos 250 Ma de duração, caracterizado pela alternância de movimentos tangências e direcionais. Ao norte da província, ocorreram distensões na crosta arqueana com instalação de um *rift* continental, o qual originou a Bacia Carajás. A geração do magmatismo na bacia se deu por subida de isothermas e diminuição de pressão no manto superior (magmatismo *underplating*), enquanto que o extravazamento ocorreu através de falhamentos profundos (GIBBS et al. 1986; LINDENMAYER et al. 1994).

A área Pojuca compreende a borda norte da Bacia Carajás. As unidades litológicas e as deformações ali encontradas sugerem que as rochas mais antigas que formam o embasamento da área, estiveram sob atuação dos processos acima mencionados. Terrenos representantes dos gnaisses do Complexo Xingu sofreram processos deformacionais a aproximadamente 2,85 Ga (estabilização do embasamento, MACHADO et al., 1991).

No Arqueano ocorreu rompimento da crosta através de falhamentos que atingiram o Manto Superior. O sistema de falhas produzido permitiu a subida de grandes quantidades de magma básico, em ambiente de águas profundas. Localmente, a interação basalto-água do mar, resultou em propilitização, espilitização e argilização das assembléias magmáticas (MEDEIROS NETO, 1985). Os derrames ocorreram a aproximadamente 2,76 Ga (MACHADO et al. 1991). Durante este período as rochas experimentaram um alto gradiente térmico, enquanto que processos tectônicos originaram falhamentos e zonas de cisalhamento direcionais, que posteriormente, através da percolação de fluidos, originaram a mineralização primária de Cu da Formação Corpo 4 (MEDEIROS NETO, 1985). Entre 2,74 e 2,73 Ga as sequências vulcano-sedimentares da área Pojuca e diques associados sofreram extensivo metamorfismo retrógrado.

Os sedimentos que ocorrem na porção sul da área Pojuca correlacionam-se aos depósitos sedimentares gerados em bacias *pull-apart* da Formação Águas Claras, que se sobrepõem às sequências metavulcano-sedimentares deformadas do Grupo Igarapé Pojuca. Provavelmente alguns diques máficos que cortam as rochas metavulcânicas e sedimentares da área, estejam relacionados aos últimos termos do vulcanismo na Bacia Carajás, sendo intrudidos aproximadamente entre 2,6 e 2,7 Ga (MACAMBIRA, M.J.B. informação verbal).

Nas fases mais tardias da deformação ocorreu, ainda, a fusão de porções da Crosta Superior gerando o Granito Deformado Itacaiúnas a 2,55 Ga. Esse evento pode ter contribuído bastante com remobilizações das mineralizações primárias de Cu e concentração das mineralizações de Au, Mo e Ag, observadas na Formação Corpo 4. No Proterozóico Inferior ocorreu a distensão da Crosta e as intrusões graníticas tais como o Granito Pojuca, a 1,87 Ga. Considera-se que esse evento, também contribuiu bastante na gênese das mineralizações de Au, Mo e Ag da Formação Corpo 4.

10. CONCLUSÕES

A seguir serão apresentadas as conclusões obtidas neste trabalho a partir dos estudos de geocronologia e geoquímica isotópica, com suas interpretações.

Nas rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Pojuca, encontrou-se duas populações de zircões: zircões metamíticos e não metamíticos. Nos zircões metamíticos o método Pb-Pb por evaporação em zircão não determinou um patamar de idade. Acredita-se que o elevado grau de metamitização e a corrosão dos zircões por fluidos hidrotermais propiciaram a perturbação dos isótopos de Pb nesses zircões. Nos zircões não metamíticos não foi possível obter-se uma idade devido o Pb radiogênico dos zircões estar abaixo do nível de detecção do espectrômetro de massa. Pelo método Pb-Pb em rocha-total e feldspatos, as rochas metavulcânicas mostram uma dispersão muito grande dos pontos analíticos, determinando um modelo de mistura isotópica. Possivelmente fluidos hidrotermais lixiviaram essas rochas e causaram a perturbação de seu sistema isotópico. Esta lixiviação, tanto dos zircões como da rocha como um todo, deve ter ocorrido principalmente nos eventos de intrusão do Granito Deformado Itacaiúnas e do Granito Pojuca.

Obteve-se no Granito Deformado Itacaiúnas a idade Pb-Pb por evaporação em zircão de 2560 ± 37 Ma, interpretada como a idade mínima de cristalização do mesmo. Esta não é compatível com a idade de 2851 ± 2 Ma, interpretada por MACHADO et al. (1991) como a última migmatização sofrida pelas rochas do Complexo Xingu na região da Serra dos Carajás. Por outro lado, é correlacionável com a idade de cristalização do Granito Antigo Salobo de 2573 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, MACHADO et al., 1991). A idade encontrada a partir dos zircões do Granito Deformado Itacaiúnas retifica a idade Rb-Sr em rocha total (2480 ± 40 Ma) obtida nesse mesmo corpo por MONTALVÃO et al. (1984). Acredita-se que o Granito Deformado Itacaiúnas é um corpo que foi colocado em condições mesozonais, sendo afetado por deformações sin-cisalhantes relacionadas ao retrabalhamento do Cinturão Itacaiúnas. É um corpo intrusivo nas rochas do embasamento antigo (Complexo Xingu) com gênese, provável, a partir de anatexia de crosta superior arqueana. A intrusão do Granito Pojuca foi o último evento térmico que afetou esse corpo. Esse evento está bem determinado através do comportamento dos isótopos do Rb, Sr e Pb.

A idade Rb-Sr em rocha total e minerais do Granito Deformado Itacaiúnas de 1810 ± 57 Ma é considerada como uma idade rejuvenescida pela intrusão do Granito Pojuca. Os

resultados obtidos pelo método Pb-Pb em rocha total e minerais mostraram idades intermediárias entre a obtida através da análise dos zircões (2560 ± 37 Ma) e a apresentada pelo método Rb-Sr. Análises das amostras de feldspatos lixiviados e não lixiviados indicaram a abertura do sistema isotópico do Pb no Granito Deformado Itacaiúnas.

No Granito Pojuca obteve-se a idade de 1856 ± 23 Ma pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos, interpretada como a idade de cristalização do corpo. Essa idade é similar, dentro do intervalo de erros, a idade obtida por MACHADO et al. (1991) para o mesmo corpo (1874 ± 2) e às idades dos demais granitos proterozóicos da Província Mineral de Carajás ($\sim 1,88$ Ga). Pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão apenas um grão do Granito Pojuca apresentou a mesma idade de 1873 ± 59 Ma obtida anteriormente por MACHADO et al. (1991). Os demais grãos mostraram-se excessivamente corroídos originando erros elevados devido a contaminação por Pb estranho. As corrosões dos grãos, pode ter ocorrido devido a atuação de fluidos tardi-magmáticos na cúpula granítica e a metamictização dos zircões.

Nas rochas metagabroicas (diques), os zircões mostraram-se bastante metamicticos e/ou corroídos, tal como os zircões das rochas metavulcânicas. A análise Pb-Pb por evaporação em zircão, revelou nestas rochas, grãos com elevada contaminação por Pb estranho, fato que impossibilitou uma boa análise. No diagrama idade vs. número de blocos, observa-se uma idade de 2538 ± 24 Ma, sendo considerada como uma “idade mínima” para a intrusão dos diques gabroicos. Idades menores estão relacionadas a processos de intensa metamictização com posterior contaminação dos zircões.

As análises isotópicas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos revelam que as rochas da área Pojuca possuem elevadas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. No Granitóide Deformado Itacaiúnas e no Granito Pojuca, essas razões são interpretadas como efeito da produção de Pb radiogênico em um reservatório enriquecido em U e Th, em relação ao Pb. Petrograficamente esta hipótese é confirmada pela presença de minerais de U e Th, de geração primária, nessas rochas.

Com base nas análises químicas efetuadas por WINTER (1994), acredita-se que a fonte magmática das rochas metavulcânicas fosse empobrecida em U, Th e Pb. Interpreta-se que os valores elevados e variados das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, obtidos nessas

rochas, sejam consequência da contaminação causada por fluidos hidrotermais, oriundos da intrusão dos granitos enriquecidos em U e Th.

Nas rochas metavulcânicas o valor da razão $\text{Th/U} = 2,5$, indica uma fonte mantélica, considerando também, os efeitos de contaminação. O valor da razão $\text{Th/U} = 6,47 \pm 0,18$ obtido de uma amostra de porção pouco evoluída do Granito Deformado Itacaiúnas sugere uma gênese em crosta superior, com empobrecimento de U relativamente a Th, nesta porção do corpo. Em uma amostra da porção mais evoluída do Granito Pojuca o valor obtido $2,26 \pm 0,06$ foi interpretado como enriquecimento de U em relação ao Th nesta porção do corpo.

O Granito Deformado Itacaiúnas possui as características de um corpo colocado em condições mesozonais sob influência do Cinturão Itacaiúnas (Domínio Transcorrente). As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são mais elevadas nesse corpo que no Granito Pojuca, sugerindo um enriquecimento em U e Th provavelmente maior. Assim considera-se que esse seja originário de um magma mais evoluído que aquele. Com base nesses aspectos, sugere-se que o Granito Deformado Itacaiúnas teve uma influência direta nas suas rochas encaixantes. Sendo essa hipótese válida, possivelmente a intrusão do Granito Deformado Itacaiúnas teve grande influência na geração das mineralizações secundárias de Au, Mo e Ag da zona hidrotermalizada (Formação Corpo 4).

No entanto, através de diagramas de discriminação, as razões isotópicas do Pb do Granito Pojuca mostram superposição com as das rochas metavulcânicas, indicando que a intrusão desse corpo teve maior influência nas rochas metavulcânicas, comparativamente ao Granito Deformado Itacaiúnas. Ademais, a ligação espacial entre as duas unidades e a zona mineralizada são muito claras. Nesse caso, a intrusão do Granito Pojuca, estaria intimamente relacionada à gênese das mineralizações secundárias da Formação Corpo-4.

Com base nas evidências disponíveis, prefere-se considerar, neste trabalho, que ambas as intrusões promoveram remobilizações isotópicas na zona hidrotermal, com influência de fluidos ricos em elementos voláteis e mineralizantes, tendo um papel primordial na gênese das mineralizações secundárias de Au, Mo e Ag. Relações genéticas mais conclusivas só serão possíveis com um estudo geoquímico mais apurado, relacionado às próprias mineralizações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e de São Francisco comparadas com seus homólogos do hemisfério norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais.*, Recife, SBG. v.1, p. 2393-2407.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: **Folha SB-22-Z-A. Serra dos Carajás; Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Estado do Pará. Cap. 1, Brasília, DNPM/CPRM, p. 17-50.**
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. *Anais.* Belém, SBG, v.1, p.324-338.
- ARNDT, N.T. & TOLD, W. 1994. Formation of 1.9 Ga-old Trans-Hudson Continental Crust: Pb isotopic data. *Chem. Geol.*, 118: 9-26.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.G. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Estado do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Bol. Mus. Pará. Emílio Goeldi.* (no prelo).
- BARRADAS, J.A.S. 1992. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (Região de Porto Nacional - Monte do Carmo).** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 110p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1992.

- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. 1992. Geologia e Geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela. Curionópolis, PA. **Bol. Mus. Pará. Emílio Goeldi (Ciências da Terra)**, 4: 85-104.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, Geoquímica e Transformações Metamórfico-Hidrotermais. **Acta Geológica Leopoldensia**, 40: 31-70.
- BEAKHOUSE, G.P.; MCNUTT, R.H.; KROGH, T.E. 1988. Comparative Rb-Sr and U-Pb zircon geochronology of late to post-tectonic plutons in the Winnipeg River Belt, Northwestern Ontario, Canada. **Chemical Geology**, 72: 337-351.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.** 3: 215-242.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.N.F.; THOMAZ FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. **Prec. Res.**, 18(1-2): 103-118.
- BRIDGWATER, D.; ROSING, M.; SCHIOTTE, L. 1989. The effect of fluid-controlled element mobility during metamorphism on whole rock isotope systems, some theoretical aspects and possible examples. **Fluid Movements - Element Transport and the composition of the Deep Crust**. Kluswer Academic Publishers. Copenhagen. 277-289p.
- BUDINGTON, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. **Bull. of the Geol. Society of America**, 70 (6): 671-748.

- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA CHILENO, 2., Santiago, 1979. *Actas*. Santiago. p.137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAUERESSIG, R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, SC, 1980. *Resumos*. Camboriú, SC, SBG, p.344.
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. 1990. Transtensão e transpressão ao longo do lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). *Rev. Bras. Geoc.*, 20(1/4): 234-238.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO, X.S.J.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; FILHO, J.I.C.P.; NEVES, A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da Região Sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Resumos*. Belém, SBG. p.314-317.
- COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; ARAÚJO, O.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J. 1993. Evolução lito-estrutural da Região de São Félixdo Xingu - Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc*, 12.(2). (no prelo).
- CVRD/CMM. 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., Belém, 1972. *Anais*. Belém, SBG. p.78-80.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. proterozoic Anorogenic in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50: 113-138.

- DARDENNE, M. A.; FERREIRA, F.; MEIRELLES, M. A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás, District, Brazil. IN: IGCP-204 Project. Precambrian evolution of the Amazonian region, Carajás, 1987. Final meeting of the working group. **Extended abstracts**. p. 40-50.
- DAVIS, G.L.; HART, S.R.; TILTON, G.R. 1968. Some effects of contact metamorphism on zircon ages. **Earth Planetary Science Letter**, 5: 27-34.
- DOCEGEO 1984. **Projeto Cobre Carajás Pojuca**. Belém. V. 4. (Relatório de Pesquisa).
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anexo aos Anais**. Belém, SBG. p.11-56.
- FARIAS, N.F. & SAUERESSIG, R. 1982. Jazida de cobre Salobo 3 A. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p.61-73.
- FAURE, G. 1986. **Principles of Isotope Geology**. 2 ed. Santa Babara, London, John Wiley. 589p.
- FERREIRA FILHO, C.F. & SERFATY, S. 1988. Resultados preliminares de alguns elementos-traços no Granito Parauapebas (Estrela), SE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.3. p.1118-1131.
- FERREIRA FILHO, C.F. & DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG. v.3, p.34-47.

- FERREIRA FILHO, C.F.; CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; DANNI, J.C.M. 1987. Geochronology of the Bahia Prospect copper deposit. Carajás Province - Brazil. In: Final meeting of the working group - IGCP. Ext. Abst. Carajás, p.32-9.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb, no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPa: metodologia e primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., São Paulo, 1993. Anais. São Paulo, SBGq, v.2, p.236-237.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2): 201-211.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás area, northern Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 939-942.
- GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R. VIEIRA, E.A., MACAMBIRA, M.J.B. SENTA, N.D. 1988. Geologia do maciço Cigano, vale do Rio Parauapebas, Pa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. Anexos aos Anais. Belém, SBG. v.3, p.1132-1146.
- GULSON, B.L. 1986. *Lead Isotopes and Mineral Exploration*. New York, Elsevier Science Publishers. 254p.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseado em dados geofísicos e geológicos. *Revista de Geociências*, São Paulo. 13(2): 463-497.

HASUL, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios Para o Modelo Geotectônico. In: SYMPOSIUM DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. *Anais. Manaus, SBG.* v.2, p.129-147.

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

HRADEZKY, H. & LIPPOLT, H. 1993. Generation and Distribution of Rb/Sr Whole-Rock Isochrons-Effects of Metamorphism and Alteration. *Eur J. Mineral*, (5): 1175- 1193.

KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 93: 482-490.

KOBER, B. 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigation using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 96: 63-71

KROGH, T. E. 1973. A Low Contamination Method of Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopics Ages Determinationa. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 37:485-494.

KROGH, T. E. & DAVIS, G.L. 1973. The effect of regional metamorphism on U-Pb systems in zircon and a comparison with Rb-Sr systems in the same whole rock and its constituent minerals. Radiometric age determinations. In: *Carnegie Institute. Washigton Yearb*, 72: 601-610.

- LAFON, J. M. & MACAMBIRA, M. J. B. 1992. Evolução da Província Mineral de Carajás com base em novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Res. Exp.**, São Paulo, SBG, v.2, p. 174-175.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, E.B.; SCHELLER, T.; GARCIA, R. 1988. **Relatório sobre o estudo geocronológico Rb-Sr do Maciço Granítico da Serra da Seringa e dos Granulitos da Serra do Pium (PA)**; relatório final. Belém. Conv. FADESP/CPRM, 23p.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. **Salobo, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism**. Canadá, Universited Western Ontario, 407p. Thesis (Ph.D).
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S; BOCALON, V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões do depósito de cobre do Salobo, Carajás. **Acta Geológica Leopoldensia**, 40:153-183.
- LUDWING, K.R. & SILVER, L.T. 1977. Lead-isotope inhomogeneity in Precambrian igneous k-feldspars. **Geochemica et Cosmochimica Acta**, 41: 1457-1471.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. **Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca**; relatório final. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 150p. 4 mapas.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. **Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et Croissance de la Croûte Continentale dans L'Amazonie du Sud-Est; Exemple de la Région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil**. Tese (Doutorado). Univ. Montpellier II. 212p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Prec. Res.**, 49:329-354.

- MANHÈS, G. 1982. **Developpement de L'ensemble Chronométrique U-Th-Pb. Contribution à La Chronologie Initiale do System Solaire.** Paris, Universaire. Paris, Université de Paris VII. 294 p. Thèse (Doctorat d'etat).
- MACNAUGHTON, N.J.; POLLARD, P.P.; GROVES, D.J.; TAYLOR, R.G. 1993. A long-lives hydrothermal system in Busheveldt Granites at the Zaaiplets Tin Mine: lead isotope evidence. **Economic Geology**, 88: 27-43.
- MEDEIROS NETO, F. A. & VILLAS, R.N.N. 1984. Caracterização litoestratigráfica da Sequência Pojuca e sua correlação com o Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: REUN. SOC. BRAS. PROG. CIENC., 36., São Paulo, 1984. **Res. Exp.**
- MEIRELLES, E. M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG, v.5, p. 2164-2174.
- MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 21(1): 41-50.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, sul do Pará (Distrito Carajás-Cumarú). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2757-2766.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. 1980. Evidências isotópicas para o crescimento continental no pré-Cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais.** Camboriú, SBG. v.6, p.25-63.

OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. 1994. **Folha SB-22-X-C. Serra pelada;** Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Belém, CPRM. 220p. (Levantamento de recursos naturais).

OLSZEWSKI, W.J.; GAUDETTE, H.E.; CREATHAM, M.M. 1990. 207Pb/206Pb ages from the Chain lakes massif, NW Maine, using single grain direct thermal ionization. In: Annual Meeting NE. **Section Geol. Soc. of America**, 27., Syracuse, p. 61.

OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.G. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental vulcanism and rifting. **Prec. Res.**, 42:229-254.

PEREIRA, E.D. 1992. **Contribuição à evolução geológica da parte Oriental da Província Amazônia Central, através da geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás Região de São Félix do Xingu, Pa.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 120p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1992.

RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; JORGE JOÃO, X.S. 1988. 40Ar/39Ar and paleomagnetic results from the Carajás region on the Guaporé shield. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Resumos.** Belém, SBG, p.395.

RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P.; FIGUEREDO, B. 1994. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Resumos.** Belém, SBG, p.368-371.

- RIBEIRO, A.M.R. 1989. **Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização da área Bahia, Serra dos Carajás - Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 134p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1989.
- RIBEIRO, A.M.R. & VILLAS, R.N.N. 1990. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da sequência Bahia, Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais.** v.3, p. 1193-1204.
- RODRIGUES, M.S.E. 1992. **Implantação da Metodologia Pb-Pb em Rocha Total: Exemplos de aplicação na Província Mineral de Carajás (Pa).** Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 128p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1992.
- ROLLINSON, H.R. 1994. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.** England, Longman Scientific & Technical. 352p.
- SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; FIGUEREDO, B.R. 1993. The Igarapé Bahia Deposits, District of Carajás, northern Brazil: hydrothermal alteration and mineralization. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., São Paulo, 1993. **Anais.** São Paulo, SBGq, v.2, p. 182-185.
- SAUERESSIG, R. 1988. Depósito de cobre e zinco do Corpo Quatro, Pojuca; In: Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anexo aos Anais,** SBG, p.115-119.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: BRASIL. Projeto RADANBRASIL. **Geologia da folha SB-22, Araguaia e parte da SC-22, Tocantins.** Rio de Janeiro, DNPM/MME. 143p. (Levantamentos de recursos naturais).

- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; HORBE, M.A. 1995. Geochronological and isotopic evidences of the influences of the paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposits, Carajás, Brazil. In: IGCP. Symposium on rapakivi granites and related rocks. Ext. Abst. Belém. p.76.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. **Earth and Planetary Science Letters**, 26: 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977. Subcomission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- end Cosmochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, 36(3): 359-362.
- STRECKEISEN, A. 1976. To Each Plutonoc Rock Its Proper Name. **Earth Science Reviews**, 12: 1-33.
- TASSINARI, C. C. G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. 1982. Geological Evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 12 (1/3): 263-267
- TEIXEIRA, J.B.G. 1994. **Petrology, geoquemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil.** The Pennsylvania State University. Thesis (Doctor of Philosophy).
- TEIXEIRA, J.B.G. & EGGLER, D.H. 1994. Petrology, geoquemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. **Acta Geológica Leopoldensia**, 40: 71-114.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology the Amazonian Craton; tectonic implications. **Prec. Res.**, 42:213-227.

- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least Squares Fitting of a Straight Line. **Can. J. Phys.**, 56:1945-1947.
- WILTON, D.H.C. 1991. Metallogenic and tectonic implications of Pb isotope data for galena separates from the Labrador Central mineral Belt. **Economic Geology**, 86: 1721-1736.
- WINTER, C.J. 1994. **Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil.** University of Southampton. Thesis (Doctor of Philosophy).
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite. **Rev. Bras. Geoc.**, 16: 195-200.
- YORK, D. 1967. Least-Squares Fitting of a Straight Line. **Can. J. Phys.**, 44:1079-1086
- 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. Plumpotectonics - The Model. **Tectonophysics**, 75: 135-162.