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

IMPLANTAÇÃO DO MÉTODO Sm-Nd EM MINERAIS METAMÓRFICOS E SUA APLICAÇÃO EM ROCHAS DA REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

TESE APRESENTADA POR

ELMA COSTA OLIVEIRA

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

Data de Aprovação: **05 / 08 / 2002**

Comitê de Tese:

JEAN MICHEL LAFON (Orientador)

CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

KEI SATO

Belém

Esta Tese é dedicada aos meus pais e minhas irmãs pelo incentivo, compreensão e carinho.

AGRADECIMENTOS

Ao Centro de Geociências e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG) da Universidade Federal do Pará, pela utilização de toda sua infraestrutura.

A CAPES pela bolsa

Ao meu Orientador Prof. Dr. Jean-Michel Lafon pela paciência, sugestões e críticas durante o desenvolvimento desta tese.

Ao Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura pelos ensinamentos na implantação desta metodologia e amizade.

Ao Prof. Dr. Moacir Macambira pela infraestrutura do Pará-Iso

Ao Prof. Dr. Thomas Scheller e Geovane Lamarão pelo auxílio nos cálculos de diluição, realização de isócronas e confecção das fotos.

Ao Prof. Dr. Márcio Pimentel e sua equipe do Laboratório da Universidade de Brasília pela oportunidade do estágio e análises realizadas.

A Simone Gioia pela amizade e auxílio nas análises na UnB.

Ao Prof. Dr. José Augusto pela utilização do forno de microondas.

As bolsistas de iniciação científica Messiana Malato, Roberta Tavares e Keila Teixeira que auxiliaram no tratamento das amostras.

Ao Ariel Pablo pela sua amizade e acompanhamento nas análises.

Ao Valter de Avelar que me auxiliou em todos os momentos de dúvidas durante este trabalho e também pela atenção e amizade.

Aos amigos e colegas de sala pela amizade e por tornarem o ambiente de estudo agradável para a realização desta dissertação: Silva Helena Souza, Valter de Avelar, Marco Antônio Toro.

Aos colegas da Pós-graduação pela amizade.

Aos amigos do Pará-Iso Roberta Florêncio, Rosemary Brabo, Roselene Rocha, Leidiana, Gerson Estumano, Maria Clarindo, Cristiane, Paula, César Chaves.

Ao Alberto pelo mapa cedido.

A minha família pelo carinho, incentivo desde o início ao fim desta dissertação.

A Deus

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES v

RESUMO 1

ABSTRACT 3

1. INTRODUÇÃO 5

2 . OBJETIVOS 7

3. IMPLANTAÇÃO DO PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL Sm-Nd EM MINERAIS 9

3.1. INTRODUÇÃO 9

3.2. DESCRIÇÃO DO PROCEDIMENTO Sm-Nd UTILIZADO NO PARÁ-ISO 9

3.2.1 Procedimento de dissolução em estufa 9

3.2.2. Separação dos elementos Terras Raras 10

3.2.3. Separação dos elementos Sm e de Nd 11

3.2.4. Deposição da amostra no filamento 12

3.2.5. Análises isotópicas do Nd e do Sm no espectrômetro de massa 13

3.2.6. Determinação dos teores de Sm e Nd por diluição isotópica 15

3.2.7. Procedimento utilizado na UnB 17

3.2.7.1. Dissolução das amostras 17

3.2.7.2. Separação química 18

3.2.7.3. Depósito da amostra no filamento 19

3.3. MODIFICAÇÃO DO PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL 19

3.3.1. Descrição dos equipamentos utilizados 20

3.3.2. Primeira seqüência de testes realizados no forno microondas para a modificação do procedimento 23

3.3.3. Segunda seqüência de testes de dissolução das amostras no forno de microondas 25

3.3.4. Procedimento adotado para a dissolução de rochas e minerais em forno microondas no Pará-Iso 27
3.4. CONTROLE DOS BRANCOS EXPERIMENTAIS 29
3.5. AFERIÇÃO DO MÉTODO E CONTROLE ANALÍTICO 31
3.5.1 Resultados dos Padrões 32
3.5.2. Análises em duplicatas na UnB 36
3.6. OBSERVAÇÕES FINAIS SOBRE AS MODIFICAÇÕES DO PROCEDIMENTO 37
4. PRINCÍPIOS DO GEOCRONÔMETRO Sm-Nd EM MINERAIS 38
4.1. INTRODUÇÃO 38
4.2. GENERALIDADES SOBRE O GEOCRONÔMETRO Sm-Nd 38
5. APLICAÇÃO DO MÉTODO Sm-Nd EM MINERAIS DE METAMORFISMO NA REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ 50
5.1. INTRODUÇÃO 50
5.2.CONTEXTO GEOLÓGICO DO ESTADO DO AMAPÁ E DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES 52
5.2.1. Granitóides e migmatitos 55
5.2.2. Terreno metamórfico de alto grau (Complexos granulíticos) 56
5.2.3. Terrenos *Greenstones belts* 57
5.2.4. Granitóides Transamazônicos 58
5.2.5. Resfriamento tardi-Transamazônico e Magmatismo Pós-Transamazônico 60
5.2.6. Potencial Metalogênico 60
5.2.7. Síntese sobre a evolução geológica do Estado do Amapá 61
5.3. O COMPLEXO GRANULÍTICO DE TARTARUGAL GRANDE 62
5.4. O DEPÓSITO DE OURO DE AMAPARI (SERRA DO NAVIO) 64
5.5.DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS SELECIONADAS PARA O ESTUDO GEOCRONOLÓGICO 66
5.6. RESULTADOS ANALÍTICOS 71
5.7. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS 90
6. CONCLUSÕES 96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 99

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 – Colunas de separação de elementos terras raras, em suporte de acrílico 11

Figura 2 – Colunas separação dos elementos Sm-Nd, em suporte de acrílico 12

Figura 3 – Degasificador de filamentos 12

Figura 4 – Depósito de Sm ou de Nd em filamentos de Ta (Tântalo) 13

Figura 5 – Espectrômetro de massa FINNIGAN MAT262 14

Figura 6 – (a) Foto do tambor com 13 amostras depositadas e (b) foto de detalhe do arranjo em filamento duplo de Re-Ta 14

Figura 7 – Diagrama da mistura 1:1 traçador-amostra 16

Figura 8 – Forno de microondas PROVECTO DGT1 100 utilizado na dissolução 20

Figura 9 – Bombas do tipo *BOLA* utilizada para a dissolução das amostras 22

Figura 10 – Diagrama de coeficiente de partição dos ETR em líquidos basálticos (a) e graníticos (b) Rollinson (1993) 40

Figura 11 – Exemplo de datação em rochas totais das vulcânicas do Grupo Paramacá Centro-Oeste da Guiana Francesa (Gruau *et al.* 1985) 42

Figura 12 – Isócrona Sm-Nd para as rochas do Complexo de Americano do Brasil (Gioia 1997) 43

Figura 13 – Isócrona Sm-Nd em minerais dos Gnaisses kinzigíticos Itariri, SP (Picanço *et al.* 1998). Gr: granada, BIO: biotita, PLG: plagioclásio e RT: rocha total) 48

Figura 14 – Mapa geológico simplificado da porção Oriental do Escudo das Guianas (Guiana Francesa e Estado do Amapá, Brasil), após Lima *et al.* (1991). 54

Figura 15 – Mapa geológico da área de Tartarugal Grande no Amapá (João & Marinho 1982b) 63

Figura 16 – Mapa geológico da área de Amapari (Fonte: Mineração Itajobi modificado por Melo 2001) 65

Figura 17 – Diagrama isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com A: Amostras analisadas no Pará-Isso; b: Amostras analisadas na UnB 75
Figura 18 – Diagrama isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com a: Amostras analisadas no Pará-Iso; b: Amostras analisadas na UnB 76
Figura 19 – Diagrama isocrônico dos granulitos félsicos de Tartarugal Grande com a: Amostras analisadas no Pará-Iso; b: Amostras analisadas na UnB 77
Figura 20 – Diagrama isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com a: Amostras analisadas no Pará-Iso; b: Amostras analisadas na UnB 78
Figura 21 – Diagrama isocrônico das amostras de rocha total dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande 81
Figura 22 – Diagrama isocrônico das amostras de rocha total dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande 81
Figura 23 – Diagrama isocrônico das amostras de rocha total e granadas dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande 82
Figura 24 – Diagrama isocrônico das amostras da Mina de Icomi a: Amostras de rocha total; b: Concentrados de granadas e anfibólios 83
Figura 25 – Diagrama isocrônico dos escarnitos do Depósito de Ouro de Amapari com a: amostra analisada no Pará-Iso; b: Amostra analisada na UnB 84
Figura 26 – Diagrama isocrônico do escarnito do Depósito de Ouro de Amapari, amostra analisada no Pará-Isso 85
Figura 27 – Diagrama isocrônico do escarnito do Depósito de Ouro de Amapari, amostra analisada no Pará-Isso 85
Figura 28 – Diagrama isocrônico do escarnito do Depósito de Ouro de Amapari, amostra analisada no Pará-Iso 86
Figura 29 - Diagrama da concentração de Nd com a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ dos concentrados 86
Figura 30 – Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para as rochas arqueanas e paleoproterozóicas do Amapá (amostras analisadas no Pará-Iso) 87
Figura 31 – Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para as rochas arqueanas e paleoproterozóicas do Amapá (amostras analisadas no UnB) 88

TABELAS

Tabela 1 – Resultados das análises de branco total e das colunas de separação de Sm e de Nd 30

Tabela 2 – Dados obtidos de branco total em outros laboratórios de geocronologia 31

Tabela 3 – Valores das análises de BCR-1 obtidos no Pará-Iso 32

Tabela 4 – Comparação Inter-Laboratorial do BCR-1 33

Tabela 5 – Valores obtidos para as análises do La Jolla no Pará-Iso 34

Tabela 6 – Valores de La Jolla obtidos em vários laboratórios 35

Tabela 7 – Resultados das razões isotópicas de $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{145}Nd/^{144}Nd$ e $^{150}Nd/^{144}Nd$ para solução pura de Nd 200ppm utilizando como padrão interno do Pará-Iso 36

Tabela 8 – Concentrações médias de Sm e Nd e razão Sm/Nd segundo Faure (1986) 39

Tabela 9a – Resultados das amostras de rocha total analisadas no Pará-Iso 72

Tabela 9b – Resultados das amostras de rocha total analisadas no Pará-Iso 73

Tabela 10 – Resultados das amostras de rocha total analisadas na UnB 74

RESUMO

A aplicação do método Sm-Nd em rocha total em estudos geológicos tem permitido um grande avanço na investigação dos processos de evolução crustal, uma vez que esta sistemática apresenta algumas características singulares que lhe imprimem determinadas vantagens sobre outros sistemas geocronológicos. O método Sm-Nd tem se mostrado também uma ferramenta eficaz na datação de eventos metamórficos, sobretudo de alto grau, quando utilizado em paragênese mineral de metamorfismo. Com o objetivo de contribuir para o estabelecimento da cronologia detalhada dos eventos magmáticos e metamórficos transamazônicos na região central do Amapá, localizada no extremo sudeste do Escudo das Guianas, o procedimento experimental do método Sm-Nd, implantado no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), foi adaptado para ser utilizado em minerais metamórficos tais como a granada.

As principais modificações consistiram da utilização de bombas *BOLA* de teflon em forno microondas para a dissolução, reduzindo de quinze para quatro dias a duração da etapa de abertura química, e de uma redução dos níveis de contaminação laboratorial com uma melhor purificação dos reagentes utilizados na separação química das amostras. O procedimento de separação química utilizado no Pará-Iso foi o de Kelley *apud* Moura (1992) e Hayward *apud* Moura (1992), implantado no referido laboratório por Oliveira & Moura (1995). A aferição da metodologia foi realizada com padrão internacional de rocha BCR-1 que apresentou concentração de Sm igual a 6,56 ppm e Nd igual a 28,58 ppm e razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512622 ± 28 (1σ) e com padrão La Jolla com razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511843 ± 12 (1σ), utilizando filamento de tântalo (Ta). Além disso, algumas amostras foram analisadas em duplicatas pelo método Sm-Nd no Pará-Iso e no Laboratório de Geologia Isotópica da UnB. O branco experimental forneceu inicialmente um valor em torno de 541 pg e foi progressivamente reduzido para 170 pg para o procedimento com bomba *BOLA* e forno de microondas e para 110 pg quando se utiliza o procedimento com bomba e autoclave em uma estufa por sete dias. Tais níveis de brancos de Nd estão dentro dos valores encontrados em outros laboratórios de geocronologia. Para o Sm, os brancos ficaram em torno de 40pg para o procedimento com bomba e autoclave e 80 pg para bomba *BOLA* em forno de microondas.

A datação Sm-Nd, no Pará-Iso, de granulitos félsicos da área de Tartarugal Grande forneceu idades isocrônicas rocha total (RT) – granada de 2017 ± 12 Ma (2σ) com $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ de 0,509464 ± 46; 1981,6 ± 2,8 Ma com $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ de 0,5094856 ± 57 (2σ) e 2018 ± 2,3 Ma

com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,5094690 ± 33 (2σ). A análise das mesmas amostras na UnB indicou idades de 2037 ± 8,4 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509351 ± 11 (2σ), 1988 ± 11 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,5094821 ± 82 (2σ) e 2013 ± 15 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,5094715 ± 81 (2σ), respectivamente.

Escarnitos encaixantes do depósito de ouro do Amapari, na Serra do Navio, forneceram idades isocrônicas diopsídio – granada de 2192 ± 69Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509716 ± 74 (2σ), 1975 ± 6 Ma e com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509982 ± 13 (2σ), 1970 ± 3 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i 0,5098601 ± 96 (2σ) e 1148 ± 18 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,510478 ± 19 (2σ). Esses resultados indicam a atuação de um evento metamórfico tardi-transamazônico entre 2,05 – 1,97 Ga na região central do Amapá.

Idades modelo em rochas totais foram também determinadas para diversas litologias das áreas investigadas. Granulitos félsicos da área de tartarugal Grande definiram idades modelo T_{DM} de 3,15–2,79 Ga. Tonalitos e mobilisados félsicos associados, da área de Cupixi forneceram idade modelo T_{DM} de 3,11 Ga e 2,88Ga, respectivamente enquanto que o Granito Itajobi, na Serra do Navio, indicou uma idade modelo T_{DM} de 2,60Ga. Finalmente o granito da região norte do Amapá apresentou uma idade modelo T_{DM} de 2,74Ga. Esses resultados confirmam mais uma vez a existência de segmentos preservados de crosta continental mesoarqueana na região centro-norte do Amapá e da extensão dessas relíquias arqueanas em rochas paleoproterozóicas até a região de fronteira com a Guiana Francesa.

ABSTRACT

The application of the Sm-Nd method in whole-rock in geological studies has allowed a significant progress in the investigation of the processes of crustal evolution, since this systematic presents some singular characteristics that give it certain advantages upon other geochronological systems. The Sm-Nd method has also been shown to be a powerfull tool for dating metamorphic events, in high grade rocks, when it is used metamorphic mineral paragenesis. In order to contribute for the establishment of the detailed chronology of Transamazonian magmatic and metamorphic events in the central area of Amapá, located in the southeast of the Guyana Shield, the experimental procedure of the Sm-Nd method on whole rock, developed in the Isotopic Geology Laboratory of UFPA (Pará-Iso), was adapted to be employed in metamorphic minerals, such garnet.

The main modifications consisted of the use of Teflon *BOLA* bombs in microwave oven for mineral dissolution, reducing from fifteen to four days the duration of the chemical digestion, and reduction of the levels of laboratory contamination with a better purification of the reagents used in the chemical separation of the samples. The procedure of chemical separation used at the Pará-Iso is based on *Kelley's* procedure *apud* Moura (1992) and *Hayward's* procedure *apud* Moura (1992), developed in Pará-Iso by Oliveira & Moura (1995). The calibration of the methodology was accomplished with international standard of rock BCR-1 that presented Sm concentration of 6.56 ppm and Nd concentration of 28.58 ppm and $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio of 0.512622 ± 28 (1σ) and with La Jolla standard with $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio of 0.511843 ± 12 (1σ), using tantalun filament (Ta). Besides, some samples were analyzed in duplicates by the Sm-Nd method at the Pará-Iso and at the Isotope Geology Laboratory of UnB. The value of experimental blank, initially around 541pg, was progressively reduced to 170pg for the procedure with *BOLA* bomb and microwaves oven, and to 110pg when the procedure with bomb and autoclave in a oven for seven days. Such Nd blank levels are within the range of values published by other geochronological laboratories. For Sm, total chemical blank was around 40pg for bomb and autoclave procedure and 80pg for *BOLA* bomb in microwaves oven.

The Sm-Nd dating, at Pará-Iso, of felsic granulite of Tartarugal Grande, furnished whole-rock (WR)-garnet isochronic ages of 2017 ± 12 Ma (2σ) with $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ of 0.509464 ± 46, 1981.6 ± 2.8 Ma with $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ of 0.5094856 ± 57 (2σ) and 2018 ± 2.3 Ma with $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ of 0.5094690 ± 33 (2σ). The analysis of the same samples at UnB indicated ages

of 2037 ± 8.4 Ma with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0.509351 ± 11 (2σ), 1988 ± 11 Ma with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i of 0.5094821 ± 82 (2σ) and 2013 ± 15 Ma with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i of 0.5094715 ± 81 (2σ), respectively.

Skarns of the Amapari gold deposit, at the Serra do Navio area, yielded diopside - garnet isochronic ages of 2192 ± 69Ma with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i of 0.509716 ± 74 (2σ), 1975 ± 6 Ma and with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i of 0.509982 ± 13 (2σ), 1970 ± 3 Ma with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i 0.5098601 ± 96 (2σ) and 1148 ± 18 Ma with ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i of 0.510478 ± 19 (2σ). Those results indicate the existence of late-Transamazonian metamorphic event at about 2.05 – 1.97 Ga in the central region of Amapá.

Model ages in whole-rock were also determined for several units geological of the investigated area. Felsic granulites from Tartarugal Grande area provided T_{DM} model ages between 3.15-2.79 Ga. Tonalite and associated felsic mobilisate, from Cupixi area gave T_{DM} model ages of 3.11Ga and 2.88Ga, respectively while Itajobi granite, from Serra do Navio area, indicated a T_{DM} model age of 2.60Ga. Finally, a granite from north of Amapá furnished a T_{DM} model age of 2.74Ga. Those results confirm the existence of preserved Archean crustal nuclei in the central region of Amapá and the occurrence of Archean relics in Paleoproterozoic rocks up to the French Guyana border.

1. INTRODUÇÃO

O programa de mestrado foi desenvolvido no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA (Pará-Iso) com o objetivo de ampliar o leque de ferramentas geocronológicas assim como o campo de aplicação dessas ferramentas na investigação de eventos metamórficos. A realização dessa tese contou com apoio financeiro dos projetos PROINT/UFPA e CNPq nº 467104/00-0 para o custeio das atividades analíticas, e da CAPES com a bolsa de mestrado. Contou também com a colaboração das estudantes de iniciação científica Messiana Malato e Roberta Tavares. O programa de tese foi vinculado ao projeto PRONEX do Centro de Geociências da UFPA, intitulado "*Magmatismo, Metalogênese e Evolução Crustal da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes*". Finalmente, esse programa de mestrado recebeu também o apoio do Laboratório de Geologia Isotópica da UnB, onde foram realizadas algumas das análises isotópicas apresentadas nesse trabalho.

Os métodos radiométricos atualmente disponíveis no Pará-Iso utilizam os geocronômetros Pb-Pb e U-Pb em rocha total e minerais (zircão, sulfetos), Rb-Sr em rocha total e minerais, Sr em carbonatos e Sm-Nd em rocha total. O procedimento experimental utilizado no Pará-Iso para o método Sm-Nd é aquele desenvolvido por Kelley[1] *apud* Moura (1992) e Hayward[2] *apud* Moura (1992) e implantado por Oliveira & Moura (1995). A aplicação do método Sm-Nd em estudos geológicos tem permitido um grande avanço na investigação dos processos de formação e retrabalhamento da crosta continental, uma vez que esta sistemática apresenta algumas características singulares, ligadas às propriedades geoquímicas dos elementos terras raras, que lhe imprimem determinadas vantagens sobre outros sistemas geocronológicos. No Pará-Iso, o método é utilizado em amostras de rocha total para a obtenção de idade modelo em rochas magmáticas e metamórficas félsicas, visando a determinação do tempo de residência crustal. Entretanto, o método Sm-Nd tem também se mostrado uma ferramenta eficaz na datação de eventos metamórficos, sobretudo de alto grau, quando utilizado em paragênese mineral de metamorfismo.

1 Kelley, W.J. 1980. *Nd isotopic of the massabesic gneiss: southeast New Hampshire*. M.S. Thesis. Durham, University of New Hampshire. 121p.

2 Hayward, J.A. 1983. *Rb-Sr geochronology and the evolution of some paraluminous granites in New Hampshire*. M.S. Thesis. Durham, University of New Hampshire. 108p.

Com a modificação do procedimento empregado atualmente no Pará-Iso no método Sm-Nd para as rochas totais e a implantação do procedimento de análise Sm-Nd em minerais, pretende-se aplicar o mesmo em paragêneses minerais de rochas metamórficas transamazônicas provenientes da região Central do Amapá, localizada no extremo Sudeste do Escudo das Guianas.

A escolha dessa região se deve ao fato da mesma constituir um dos alvos principais das pesquisas realizadas no Pará-Iso nesses últimos anos. Essas pesquisas tem permitido acumular um número significativo de dados geocronológicos, sobretudo pelos métodos Pb-Pb em zircões e Sm-Nd em rocha total, contribuindo para a elaboração de um quadro geológico evolutivo do Estado do Amapá (Lafon *et al.* 1998, 2000, 2001, Avelar *et al.* 2001, Vasquez & Lafon, 2001, Rosa Costa *et al.* 2001). Contudo, a região ainda carece de informações geocronológicas sobretudo quanto a sucessão dos eventos metamórficos ocorridos durante a orogênese transamazônica.

2. OBJETIVOS

O programa de tese visa alcançar dois objetivos principais, sendo que o primeiro objetivo é experimental e o segundo é de cunho geológico. De um ponto de vista experimental, a meta mais importante é a modificação do procedimento analítico do método Sm-Nd em rocha total para sua aplicação em minerais. As modificações envolvem essencialmente mudanças no procedimento de abertura das amostras, utilizando bombas de teflon *BOLA* em forno de microondas para uma dissolução mais eficiente das amostras e uma redução significativa do tempo de abertura química, em relação ao procedimento de abertura para rocha total, empregado até então no Pará-Iso, o qual utiliza bombas de teflon e autoclave em aço, em uma estufa. Tendo em vista que os minerais apresentam em geral concentrações de Sm e Nd inferior às das rochas totais, as modificações envolvem também um controle mais rigoroso e uma redução dos brancos de química através de uma melhor purificação química dos reagentes utilizados na separação química das amostras. A última meta experimental é a aferição da metodologia com padrões internacionais de rocha BCR-1 e La Jolla e com duplicatas de amostras analisadas no Pará-Iso e na UnB, para efeito de comparação entre os dois laboratórios.

Portanto, além da adaptação do procedimento experimental para a análise de minerais, o objetivo desse trabalho é aumentar a produtividade do Pará-Iso em termos de dados Sm-Nd e ter um melhor controle dos níveis de contaminação e dos parâmetros analíticos da metodologia Sm-Nd.

O segundo objetivo, de cunho geológico, visa a obtenção de informações geocronológicas em minerais de rochas metamórficas da região Central do Amapá. Essa região pertence a porção sudeste da Província Maroni Itacaíunas (Tassinari & Macambira, 1999), a qual abrange toda a porção oriental do Escudo das Guianas, desde a Venezuela até o norte dos estados do Pará e do Amapá. A Província Maroni Itacaiúnas (PMI) insere-se em um modelo de evolução do Cráton Amazônico envolvendo a existência de um núcleo de crosta continental preservada e estabilizada desde o Arqueano (Província Amazônia Central-PAC), circundado por faixas móveis proterozóicas, as quais se agregaram ao núcleo arqueano ou retrabalharam porções da crosta arqueana (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Sato & Tassinari, 1997, Tassinari & Macambira 1999). A porção Sudeste da PMI teve a sua evolução metamórfica entre aproximadamente 2,2 - 1,95 Ga, e pode ser dividida em: a) terrenos gnáissicos-granulíticos

b) terrenos granito-greenstone diferenciados do manto durante a orogênese transamazônica (Gibbs & Barron 1993, Van der Haegue *et al.* 1998, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari *et al.* 2000).

Como todo o resto da PMI, a região central do Amapá é constituída essencialmente por complexos gnáissicos-granulíticos e por terrenos granito-greenstones e teve a sua evolução relacionada ao evento transamazônico entre aproximadamente 2,2 e 1,95 Ga. Entretanto, essa região se destaca em relação aos outros setores da PMI pela presença de relíquias arqueanas como "inliers" nas unidades proterozóicas.

Os estudos recentes realizados no estado do Amapá e na Guiana Francesa (Sato & Tassinari 1997, Lafon *et al.* 1998, 2000, Van der Haegue *et al.* 1998, Nogueira *et al.* 2000, Delor *et al.* 2001 a e b, Avelar, em preparação), junto com os dados anteriores (João & Marinho 1982a, Montalvão & Tassinari 1984) permitiram reconstituir a sucessão dos episódios magmáticos transamazônicos e identificar as unidades arqueanas retrabalhadas. Entretanto, a cronologia dos eventos metamórficos carece de estudos geocronológicos mais aprofundados. Sendo assim, foram selecionados dois alvos para a aplicação da geocronologia Sm-Nd em minerais de metamorfismo na região central do Amapá, devido a importância dos mesmos para o entendimento da evolução termo-tectônica transamazônica e pelo fato de apresentarem paragêneses minerais adequadas para este tipo de estudo.

O primeiro alvo consiste de rochas granulíticas félsicas da área de Tartarugal Grande, para as quais idades arqueanas foram obtidas pelos métodos Pb-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total (João & Marinho 1982a, Lafon *et al.* 1998), porém a idade do metamorfismo granulítico ainda permanece uma incógnita. O segundo alvo é constituído por um conjunto de rochas escarníticas, encaixantes do depósito de ouro de Amapari, associado às seqüências de greenstones belt do Grupo Vila Nova, na Serra do Navio. A datação das paragêneses minerais metamórficas de diversas amostras de escarnitos deverá permitir melhor entender as relações cronológicas entre os eventos metamórficos, magmáticos e a formação do depósito de ouro de Amapari. Em particular, pretende-se verificar as crono-correlações entre o metamorfismo dos escarnitos e a colocação de um granito tardi-transamazônico, intrusivo na área e considerado como o responsável pelo metamorfismo dos escarnitos (Melo *et al.*, 2001).

Resumindo, pretende-se trazer algumas evidências geocronológicas da existência de um evento termo-tectônico transamazônico na região central do Amapá.

3. IMPLANTAÇÃO DO PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL Sm-Nd EM MINERAIS

3.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo será apresentada uma descrição dos procedimentos experimentais Sm-Nd utilizados em rocha total e sua modificação para implantação do método em minerais no Pará-Iso. As amostras selecionadas para datação Sm-Nd foram previamente processadas (britadas, pulverizadas) pelo estudante de doutorado Valter Gama de Avelar. As fases minerais foram tratadas pelo laboratório de separação mineral do Bureau de la Recherche Géologique et Minière-BRGM/ Serviço Geológico Francês. As amostras de escarnitos do distrito de Amapari foram britadas e pulverizadas na Oficina de Preparação de Amostra do Centro de Geociências da UFPA e as fases minerais purificadas por triagem manual sob lupa binocular pela estudante de iniciação científica Messiana Malato. Para uma parte das amostras, foram realizadas análises em duplicatas no Pará-Iso e na UnB.

3.2. DESCRIÇÃO DO PROCEDIMENTO Sm-Nd UTILIZADO NO PARÁ-ISO

3.2.1 Procedimento de dissolução em estufa

Após a pesagem em bomba de teflon de 50 a 100mg de rocha e a introdução de uma alíquota de *spike* (traçador misto enriquecido em ^{149}Sm e ^{150}Nd) a qual dependerá do teor de Sm e de Nd na amostra, a dissolução da mesma é realizada com ataque ácido de 1mL de HNO_3** concentrado e purificado (bidestilado) e 5mL de HF** concentrado e purificado (bidestilado) na bomba. Em seguida, a bomba é colocada em uma autoclave e levada para estufa a 145°C por 7 dias. Passados os 7 dias, a bomba é retirada da estufa para posterior evaporação da solução em uma chapa a 100°C. Após a evaporação, é realizado uma nova etapa de ataque ácido com 1mL de HNO_3** concentrado e 5mL de HF** concentrado, deixando a bomba fechada na chapa aquecedora por um período de cerca de 12 horas a uma temperatura de 100°C. Após estas 12 horas, a bomba é destampada e a solução é evaporada na chapa a 100°C. Então 3mL de HCl** 6N são adicionados e a solução é levada novamente na chapa a 100°C para evaporação até a secura. A mesma operação é realizada com 3mL de HCl** 2N. Finalmente, 1mL de HCl** 2N é adicionado para dissolver novamente a amostra e transferir a solução para um tubo de centrífuga.

A solução é centrifugada por 20 minutos e, posteriormente, uma alíquota de 0,5mL desta solução é retirada e evaporada até a secura a 100°C. Em geral, o tempo total para o procedimento de dissolução da amostra é de 15 dias. O procedimento de dissolução adotado no Pará-Iso, embora demorado, é eficiente e permite uma dissolução total de todas as fases minerais da amostra de rocha total.

Após a dissolução da amostra, são realizadas as etapas de separação química dos elementos Sm e Nd. O procedimento é diferente daquele utilizado em geral nos laboratórios de geocronologia no Brasil pelo tipo de resina de troca iônica e pelos reagentes utilizados. A separação química é realizada em duas etapas sendo que a primeira, para separação do grupo dos ETRs (elementos terras raras) dos outros elementos, utiliza uma coluna de teflon com resina catiônica e a segunda, para a separação dos elementos Sm e Nd entre si e dos outros ETRs, utiliza uma coluna de teflon com resina aniônica.

3.2.2. Separação dos Elementos Terras Raras

A coluna de teflon com 5mm de diâmetro e 25cm de altura é preenchida com 2mL de resina catiônica Biorad Dowex 50W-x8 (Figura 1). A resina passa por uma limpeza com a introdução de 15mL de HCl** 6N. A limpeza é finalizada através de uma retrolavagem com 10mL HCl** 2N. Posteriormente a resina é condicionada com 5mL de HCl** 2N. A alíquota de 0,5mL de amostra previamente dissolvida em 100μL de HCl** 2N é então introduzida na coluna, seguida de 17,5mL de HCl** 2N. Para a eluição dos ETRs, foram acrescentados 5mL de HNO_3** 3N e os ETRs são coletados na fração seguinte de 6mL de HNO_3** 3N em cadinho de teflon. A solução coletada é evaporada até a secura em uma chapa aquecedora a 100°C. A amostra é dissolvida novamente com 100μL de uma mistura HNO_3** 7N +Metanol** concentrado, para a separação dos elementos Sm e Nd na segunda etapa do procedimento de separação química

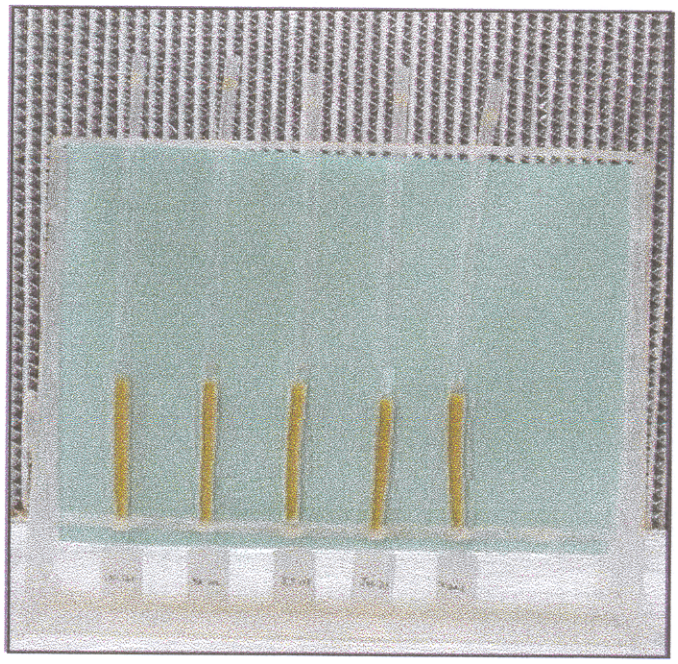


Figura 1 – Colunas de separação de elementos terras raras, em suporte de acrílico

3.2.3. Separação dos elementos Sm e Nd

Os elementos Sm e o Nd são separados dos outros ETRs e purificados por cromatografia de troca iônica em coluna de teflon de diâmetro e altura, similar à coluna precedente, e preenchida com 2mL de resina aniônica Dowex AG1-x4 (Figura 2). A resina passa por uma limpeza com 10mL de HNO_3** 1N através de retrolavagem, e a limpeza é finalizada com 5mL de HNO_3** 1N. Posteriormente, o condicionamento da resina é realizado com a introdução de 10mL de uma mistura HNO_3** 7N+Metanol** concentrado na proporção 4:6. A solução amostra de terras raras seca é dissolvida em 100μL de HNO_3** 7N+Metanol**, previamente condicionada, é introduzida na coluna e 6,9mL da mistura HNO_3** 7N+Metanol** concentrado são acrescentados e descartados. A fração de Sm é coletada em cadinho de teflon com 4mL de HNO_3** 7N+Metanol** concentrado. Posteriormente são adicionados mais 4mL de HNO_3** 7N + Metanol** concentrado, os quais são descartados. A eluição da fração concentrada de Nd é realizada com a adição de 7mL de HNO_3** 7N + Metanol** concentrado. Após esta coleta, 5mL de HNO_3** 1N são adicionados na coluna para a limpeza da resina. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas são evaporadas na chapa a 100°C.

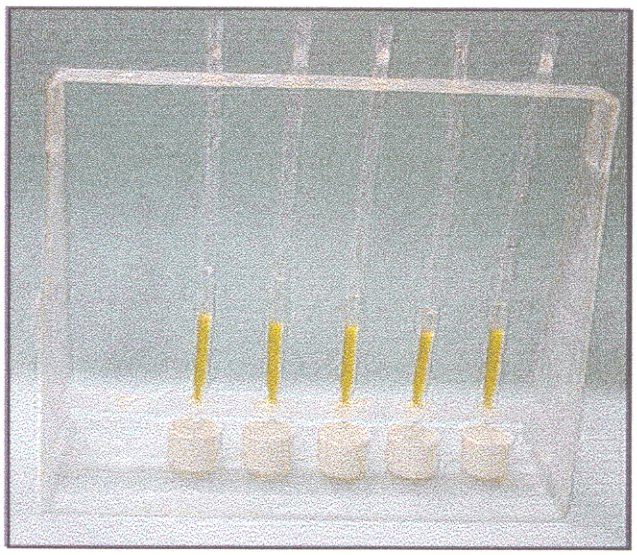


Figura 2 – Colunas de separação dos elementos Sm-Nd, em suporte de acrílico

3.2.4. Deposição da amostra no filamento

Para análise isotópica de Sm e Nd no espectrômetro de massa, são utilizados os arranjos de filamentos duplos Ta-Re, sendo que o filamento de evaporação é de Ta (Tântalo) e o de ionização é de Re (Rênio). Os suportes de filamentos são lixados, lavados com acetona imersos na cuba de ultrasom, lavados novamente com água milli-Q e, finalmente secos em estufa a 50°C. Posteriormente, a fita de Ta é soldada nos suportes de filamento e os mesmos são degasificados para eliminação de impurezas (Figura 3).

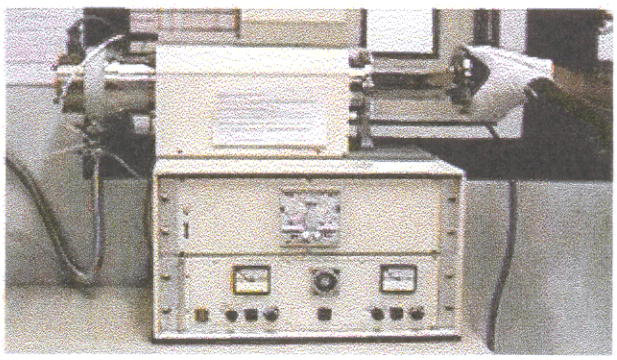


Figura 3 – Degasificador de filamentos

Após a coleta e secura das frações concentradas de Sm e de Nd, 1mL de HNO_3** concentrado é adicionado em cada fração e as soluções são evaporadas na chapa. Então, é depositado 1μL de H_3PO_4 0,1M no filamento de Ta, o qual é aquecido com uma corrente de 0,5A até a secura. São adicionados 1μL de H_3PO_4 0,1M e mais 1μL de HNO_3** 1N no resíduo da amostra para dissolvê-la. Estes 2μL da solução amostra são depositados no filamento aquecido a 0,5A. Posteriormente, a corrente é lentamente elevada até 2,0- 2,2 A para uma secura total do depósito (Figura 4).

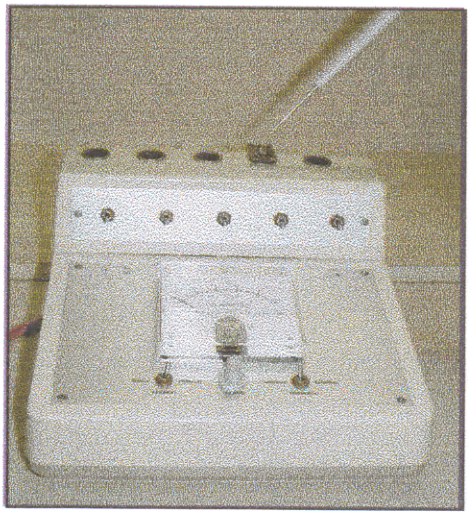


Figura 4 - Depósito de Sm ou de Nd em filamento de Ta (Tântalo)

3.2.5. Análises isotópicas do Nd e do Sm no espectrômetro de massa

As análises isotópicas de Sm e de Nd no Pará-Iso são realizadas em um espectrômetro de massa de termo-ionização da marca FINNIGAN modelo MAT 262 em modo estático (Figura 5), equipado com um sistema de multicoleção, incluindo sete coletores de Faraday e dotado de um tambor para treze amostras (Figura 6). As amostras de Nd e de Sm são analisadas em filamento de evaporação aquecido com uma corrente em torno 1,4A e filamento de ionização com uma corrente em torno 4,1 – 4,2A, com focalização manual no início das análises.

A determinação da composição isotópica do Nd é feita com a análise de dez blocos sucessivos, sendo que em cada bloco são realizadas dez medidas das massas 142, 143, 144, 145, 146, 147 e 150, permitindo a obtenção das razões $^{142}Nd/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{145}Nd/^{144}Nd$,

$^{146}Nd/^{144}Nd$, $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{150}Nd/^{144}Nd$. A razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ é a razão desejada para o cálculo da idade. A razão $^{145}Nd/^{144}Nd$ é a razão de controle. A razão $^{146}Nd/^{144}Nd$ igual 0,7219 é utilizada para a normalização das razões e a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ permite corrigir as interferências do Sm. A razão $^{150}Nd/^{144}Nd$ serve para o cálculo da diluição isotópica. A análise isotópica do Nd para cada amostra tem duração de cerca de 45 minutos.

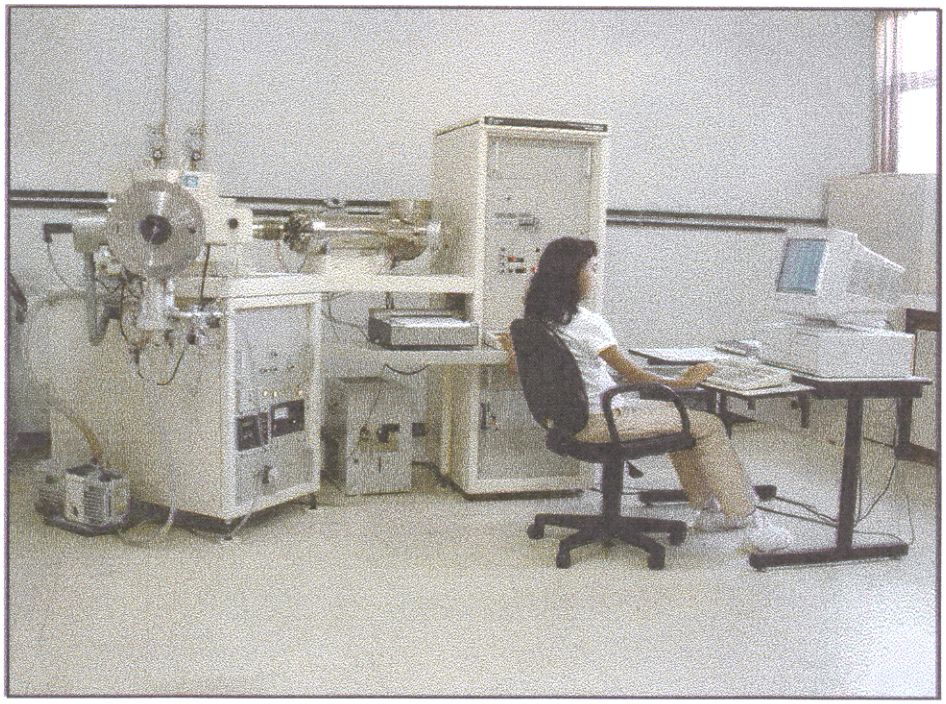


Figura 5 – Espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262

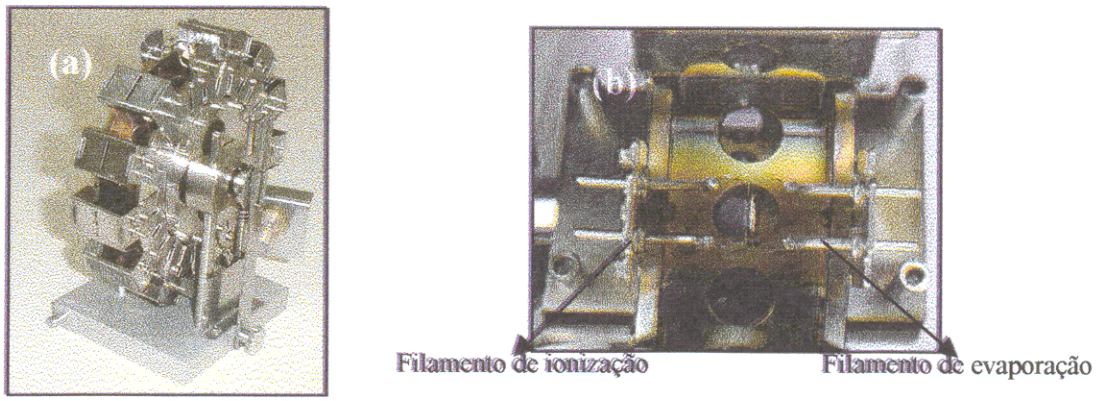


Figura 6 – (a) Foto do tambor com 13 amostras depositadas e (b) foto de detalhe do arranjo em filamento duplo de Re - Ta

Para o elemento Sm, a composição isotópica é determinada com a análise dos isótopos ^{147}Sm, ^{149}Sm ^{152}Sm, ^{154}Sm e ^{155}Gd com dez medidas para cada bloco. No total, cinco blocos de leituras são realizados para a obtenção das quatro razões: $^{149}Sm/^{147}Sm$ é a razão utilizada para o cálculo de diluição isotópica; $^{152}Sm/^{147}Sm$ é razão de referência e corrige o fracionamento; $^{154}Sm/^{147}Sm$ é a razão de controle e $^{155}Gd/^{147}Sm$ corrige a interferência do Gadolínio (Gd). Os resultados isotópicos "brutos", apenas corrigidos da interferência de Sm e Gd são arquivados no computador do espectrômetro. O tratamento matemático e estatístico dos dados são realizados com programas "off line". O algoritmo utilizado foi desenvolvido pelos pesquisadores do Departamento de Ciências Planetária e da Terra do Instituto de Tecnologia de Massachussets utilizado por Moura (1992), sendo e adaptado no Pará-Iso onde é chamado de programa "finres". Nesse programa são efetuadas as correções de fracionamento, a partir de uma razão de referência $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$ e $^{152}Sm/^{147}Sm = 1,7830$, e de traçador em cada leitura. Em seguida, é realizado um teste estatístico de Dixon por bloco, para a eliminação de valores aberrantes. Os valores finais das razões isotópicas e dos respectivos desvios são calculados a partir da média ponderada de todos os blocos, eliminando os blocos que se afastem a mais de $2,5\sigma$ da média. Um parâmetro "H" é calculado, o qual permitirá a correção do efeito do traçador nas razões isotópicas e o cálculo das concentrações de Sm e Nd.

3.2.6. Determinação dos teores de Sm e Nd por diluição isotópica

A determinação das concentrações de Sm e Nd é obtida por diluição isotópica utilizando um traçador (*spike*) misto enriquecido em ^{149}Sm e ^{150}Nd.

A escolha da melhor proporção da mistura traçador-amostra (quando disponha-se previamente das concentrações de Sm e Nd das amostras) é efetuada com o auxílio do diagrama de propagação de erro em função da concentração do elemento na amostra (Figura 7). As curvas da figura 7 representam o aumento do erro em percentagem sobre a concentração dos elementos Nd e Sm em função das concentrações desses elementos na amostra, para uma mistura traçador-amostra de 1:1. Por exemplo, uma amostra com 10ppm de Nd forneceria um resultado com erro de cerca de 0,03% quando misturado com o traçador na proporção de 1:1, e de cerca de 0,005% quando a mistura está na proporção amostra – traçador de 1:10. Portanto, o menor erro ocorre em amostra com concentrações de Nd e Sm abaixo de 10ppm, para as quais o traçador utilizado no Pará-Iso está melhor adaptado. No caso de amostras com concentrações maiores, deve-se baixar a

razão traçador-amostra para que a concentração da amostra fique teoricamente na faixa de menor erro.

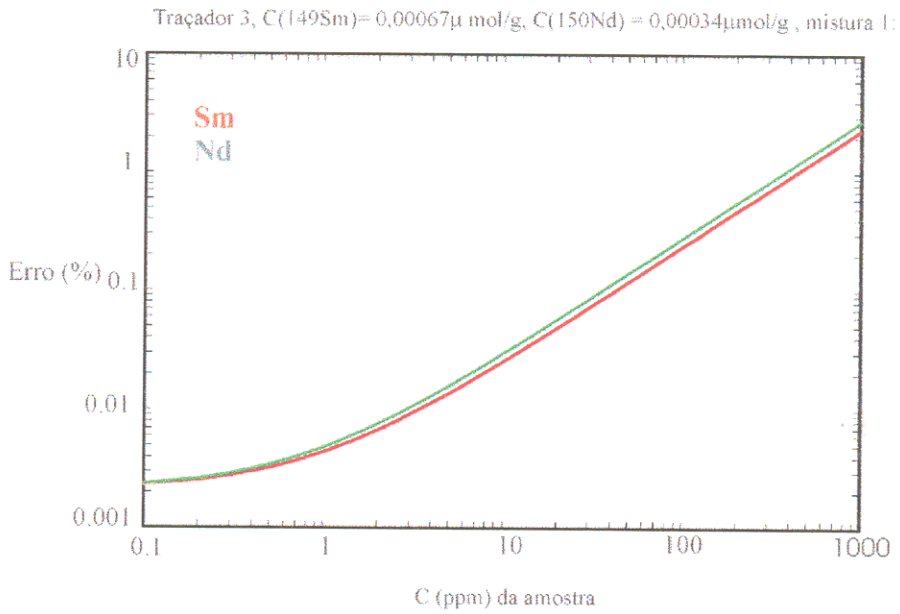


Figura 7 - Diagrama da mistura 1:1 traçador-amostra

O cálculo da diluição isotópica é realizado com um outro programa "off line" do Pará-Iso. As razões isotópicas corrigidas do fracionamento e do traçador são introduzidas, junto com o fator "H" no programa MS-DOS chamado "Formul" que permite determinar as concentrações de Sm e de Nd da amostra, bem como a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ e seu erro. Os dados analíticos são introduzidos no programa ISOPLOT/EX (versão 2.33) de Ludwig (2000) para o cálculo das idades isocrônicas.

3.2.7 Procedimento utilizado na UnB

O procedimento Sm-Nd empregado no Laboratório de geocronologia da UnB é o mais utilizado nos laboratórios de geocronologia, inclusive nos outros laboratórios brasileiros de geocronologia (Sato *et al* 1995, Gioia & Pimentel 2000). O procedimento utiliza também duas etapas de separação química, sendo a primeira para separar o grupo dos ETRs do outros elementos em uma coluna empacotada com resina catiônica, e a segunda etapa em uma coluna com pó de teflon impregnado com ácido di-(2-etilexil) ortofosfórico (HDEHP) para separar Sm e Nd dos outros ETRs. O traçador utilizado também é um traçador misto enriquecido em ^{149}Sm-^{150}Nd. Como foi comentado anteriormente, algumas das amostras foram analisadas em duplicatas na UnB, para efeito de comparação inter-laboratorial dos procedimentos.

3.2.7.1. Dissolução das amostras

Neste laboratório, de acordo com o tipo de amostra, são utilizados três procedimentos distintos de dissolução, os quais são:

- Dissolução em bomba e autoclave de aço em uma estufa a 190°C: As amostras sofrem um ataque ácido com 1mL de HNO_3** concentrado e 3mL de HF** concentrado, seguido de aquecimento em estufa por um dia e posterior evaporação na chapa aquecedora a 100°C.

São adicionados novamente 1mL de HNO_3** concentrado e 4mL de HF** concentrado, seguido de aquecimento em estufa por mais cinco dias a 190°C. Sendo completa a dissolução, prossegue-se com a evaporação em chapa a 100°C. 2mL de HNO_3** concentrado são adicionados e evaporados até à secura. Em seguida, são acrescentados 5mL de HCl** 6N e a bomba é aquecida novamente na estufa por uma noite. Após evaporação até à secura, 1mL de HCl** 2,5N é adicionado para dissolver a amostra. Finalmente, a solução é centrifugada por 5 minutos.

- Dissolução em bomba e autoclave de polipropileno em forno microondas de uso doméstico: As amostras passam por ataque ácido com a adição de 0,5mL de HNO_3** concentrado e de 4mL de HF** concentrado, e são aquecidas em forno microondas por 3 minutos a potência média, previamente calibrada, seguido de evaporação em chapa a 100°C. O resíduo é dissolvido com 1mL de HNO_3** concentrado e evaporado novamente. Após a evaporação, um novo ataque ácido é realizado com 5mL de HCl** 6N, em forno microondas para posterior evaporação até à secura.

A amostra é então dissolvida com 1mL de HCl** 2,5N, transferida para um tubo de polietileno e centrifugada por 5 minutos.

- Dissolução em cadinho Savilex em chapa aquecedora a 90°C: Neste procedimento são utilizados os mesmos ácidos citados acima, com uma pequena diferença de volume. O cadinho fechado permanece por cerca de 5 dias na chapa aquecedora a 90°C e a cada dia o mesmo é imerso em cuba de ultrasom por quinze minutos. Então a solução é evaporada, e a dissolução prossegue com as mesmas etapas citadas nos procedimentos acima, porém a chapa aquecedora é utilizada em todas as etapas de dissolução, em lugar do forno de microondas ou da estufa.

Esse último procedimento, bem como aquele que utiliza bomba e autoclave em estufa são aplicados para a dissolução de amostras mais resistentes ao ataque ácido, tais como granada, diopsídio e etc. No caso das amostras duplicadas na UnB, o primeiro procedimento foi utilizado para a dissolução dos concentrados de granada e diopsídio da amostra de escarnito LM-80. As amostras de rochas totais dos granulitos CA13A, CA13B, CA14A, CA14B, BA14A e BA14B dos ortognaisses CA17A e CA17B, do granito TF01 assim como do concentrado de feldspato da amostra CA14B foram dissolvidos no forno de microondas. Finalmente, os concentrados de granada das amostras CA13A, BA14A, BA14B e CA17B foram dissolvidos em cadinho rosqueado Savilex na chapa aquecedora.

3.2.7.2. Separação química

- Separação de elementos Terras Raras: Nesta separação são utilizadas colunas de quartzo de 5mm de diâmetro e 10cm de altura, preenchida com resina catiônica Biorad Dowex AG 50W-x8. A resina é condicionada com 10mL de HCl** 2,5N e 0,5mL de solução amostra são introduzidos. Posteriormente são adicionados 500µL de HCl** 2,5N, seguido de 7mL de HCl** 2,5N. Os ETRs são recolhidos com 5mL de HCl** 6N e evaporados em chapa a 100°C. A coluna é regenerada com 15 mL de HCl** 6N.

- Separação dos elementos Sm e Nd: A coluna Savilex com dimensões similares às colunas de quartzo, é preenchida com resina LN-Spec que é composta de pó de teflon já previamente impregnado com trocador iônico líquido HEDHP e acrescido de 0,5mL de resina aniônica Bio-Rad. A resina é condicionada com 3mL de HCl** 0,18N. A amostra diluída em 200μL de HCl** 0,18N é transferida para a coluna. Em seguida são acrescentados 600μL de HCl** 0,18N e mais 10mL de HCl** 0,18N, os quais são descartados. O Nd é coletado com 4mL de HCl** 0,3N. Então são adicionados e descartados 2mL de HCl** 0,3N e a fração de Sm é coletada com 3mL de HCl** 0,4N. Após recuperação do Sm, a coluna é regenerada com 10mL de HCl** 6N.

3.2.7.3 Depósito da amostra no filamento

Nas frações concentradas de Sm e Nd secas na chapa a 100°C, foi adicionado 1μL de HNO_3** 50% concentrado em cada uma delas para dissolvê-las. As frações concentradas de Sm e Nd foram depositadas em um filamento de Re (Rênio), aquecido a 0,4A até a secura. Uma vez finalizado o depósito, eleva-se a corrente lentamente até 1,5A. A diferença com o Pará-Iso é que tanto o filamento de evaporação quanto o de ionização são de Re.

As análises das amostras são realizadas em espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262, em modo estático, similar ao utilizado no Pará-Iso. A composição isotópica do Nd e Sm é determinada da mesma forma que no Pará-Iso, sendo que o filamento de evaporação é aquecido com uma corrente de 1,5A e o filamento de ionização com uma corrente de 4A.

3.3. MODIFICAÇÃO DO PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL

Nesse capítulo, são apresentados os diferentes experimentos realizados durante a tese visando a modificação do procedimento Sm-Nd para sua utilização em minerais, a qual consiste principalmente de uma mudança de estufa para um forno de microondas, para a digestão das amostras. Existem diversas formas de proceder à dissolução de amostras de rochas ou minerais para a determinação de terras-raras: (1) por via ácida com frasco aberto (Langmyhr & Paus, 1968), (2) em frasco selado, utilizando bombas de teflon em estufa ou microondas; (3) por fusão alcalina com $LiBO_2$ (Suhr & Ingamells, 1966). O método mais adequado para garantir uma dissolução completa de todos as fases minerais de uma rocha, incluindo as mais refratárias, respeitando as condições de limpeza com níveis de brancos aceitáveis é aquele que utiliza bombas de teflon em autoclave de aço. Entretanto este procedimento torna o tempo de

processamento das amostras bem mais demorado. O uso do forno de microondas pode agilizar a dissolução das amostras, porém é preciso controlar rigorosamente se todas as fases minerais foram totalmente dissolvidas.

Após uma breve apresentação das características dos equipamentos utilizados (tipo de bomba e forno de microondas), serão descritos a seguir as condições experimentais para os testes realizados no forno de microondas e os resultados obtidos. Duas seqüências de testes foram efetuadas, sendo a primeira utilizando os cadinhos de dissolução fornecidos pelo fabricante do forno de microondas e a segunda utilizando as bombas tipo *BOLA* sucessivamente em amostras de rocha total e em concentrados de minerais.

Do 1° ao 5° teste, os experimentos foram realizados no cadinho de Hostaflon do forno de microondas e do 6° ao 10° teste os experimentos foram realizados em bomba *BOLA* de teflon.

3.3.1. Descrição dos equipamentos utilizados

O forno de microondas utilizado para os experimentos foi aquele do Laboratório de Absorção Atômica do Centro de Geociências. Esse equipamento nunca tinha sido utilizado até o momento e foram portanto realizados alguns testes de funcionamento para verificar as condições do equipamento. Trata-se de um forno de marca PROVECTO modelo DGT 100 com potência máximo de 1000 W previsto para uma quantidade de até 8 cadinhos de dissolução em Hostaflon e equipado com um sistema controlador programável (Figura 8).

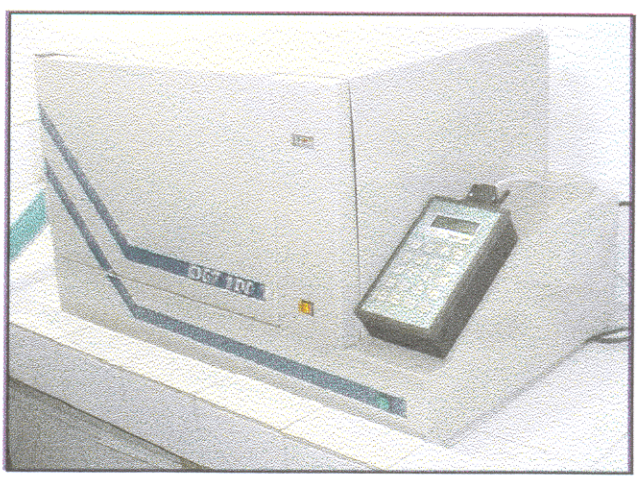


Figura 8 – Forno de microondas PROVECTO DGT 100 utilizado na dissolução das amostras

O módulo de controle desenvolvido pelo fabricante possui um sistema de programação simplificado que permite ao usuário de definir as etapas de potência do sistema de digestão de amostras, executando um programa de até cinco passos controlando os tempos de aquecimento e a potência em cada passo. O sistema facilita a visualização dos erros cometidos durante os passos da programação e as modificações das etapas antes de iniciar a digestão. O forno possui um sistema eletrônico de abertura da porta liberando a abertura após 5 segundos, tempo necessário para que o sistema de exaustão limpe a atmosfera interna do gabinete de digestão e evitando a contaminação do ambiente com possíveis vapores ácidos.

O sistema de digestão é composto de suportes de acrílico com alavancas para fechamento e abertura, camisas de pressão em cerâmica, cadinhos de Hostaflon com tampas e válvulas de pressão com suporte. Os cadinhos de Hostaflon ou as bombas devem ser colocados sempre em números pares para que haja equilíbrio.

De acordo com o fabricante, os cadinhos de Hostaflon são mais resistentes que os de teflon. Têm uma capacidade de 20mL de solução e a quantidade de amostra introduzida varia de acordo com a sua característica. No caso de amostras inorgânicas a quantidade máxima é de 2g enquanto que para amostras orgânicas, a mesma não deve ultrapassar 0,5g.

Apesar do fabricante fornecer cadinhos específicos para a digestão das amostras, preferiu-se utilizar material de teflon para garantir um nível de limpeza adequado.

Para ser utilizadas em forno de microondas, os recipientes de dissolução devem ter como características necessárias de não apresentar nenhuma parte metálica, sobre risco de inviabilizar a dissolução e danificar o equipamento. Portanto, foi escolhido um tipo de bomba totalmente manufaturada em PTFE (TFM) similar ao teflon e fabricado pela Hoechst. Essa bomba de marca Bolhender, modelo *BOLA,* é de fabricação alemã e foi especialmente desenvolvida para a dissolução e hidrólise sob pressão em forno de microondas (Figura 9). Entretanto pode também ser utilizada para dissolução em estufa.

Esse modelo de bomba tem um volume interno de 20 ml e possui um limite de quantidade de amostra de 250mg e um volume de ácido de 3,0mL, para temperatura e pressão máximas de 150°C e 20 bars, respectivamente. Possui uma junta de segurança em PFA em caso de sobre pressão. No Pará-Iso há dois modelos de bomba, com ou sem cadinho interno removível. O modelo com cadinho interno removível tem a vantagem de facilitar a pesagem e a limpeza. Com efeito, apenas essa parte da bomba precisa de uma limpeza mais cuidadosa e demorada enquanto

que o corpo da mesma pode ser limpa com maior rapidez, já que não tem contato com a amostra, e ser imediatamente reutilizada com um outro cadinho interno de reserva. O outro modelo que não tem cadinho interno, deve ser pesado em balanças que suportam peso acima de 200g, já que o corpo da bomba pesa cerca de 208g sem amostra. Além disso, é toda a bomba que deve seguir o processo de limpeza mais cuidadoso e demorado dos cadinhos internos, aumentando os gastos de reagentes e o tempo entre cada utilização.

A escolha desse modelo se deve ao fato do mesmo ter sido utilizado com sucesso no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Ecole Normale Supérieure de Lyon na França, onde são realizadas análises Sm-Nd e Lu-Hf em minerais e rochas de alta pressão por espectrometria de massa com fonte ICP.

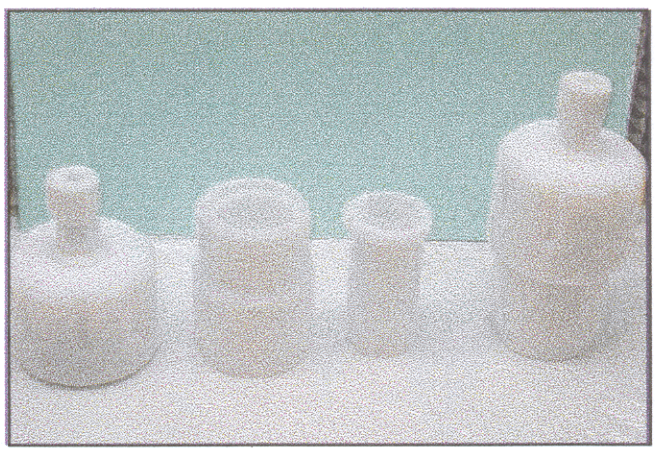


Figura 9 – Bombas do tipo *BOLA* utilizada para a dissolução das amostras

3.3.2. Primeira seqüência de testes realizados no forno de microondas para a modificação do procedimento.

Inicialmente foram realizados os primeiros testes, para verificar o funcionamento do forno de microondas utilizando o cadinho de Hostaflon do mesmo (cadinho de Hostaflon envolvido em um cilindro de cerâmica e colocado numa peça de acrílico). De acordo com o manual, nesse forno de microondas podem ser aplicados diversos tipos de programas para dissolução das amostras.

1º teste: Para o 1º teste, foram introduzidos 100mg da amostra de rocha total de granulito CA14A e adicionados 3mL de HF** e 1mL de HNO_3** concentrado no cadinho de Hostaflon, o qual foi aquecido no forno de microondas em duas etapas de 5 minutos a uma potência de 200W, com um intervalo de 3 minutos para esfriar e mais 3 minutos no final para esfriar o forno antes de sua abertura para a retirada da amostra, totalizando assim 16 minutos no programa de pilotagem do forno. Não foram constatada nenhuma perda de volume e nenhuma evidência de vazamento durante o aquecimento. Entretanto, a amostra não dissolveu totalmente, deixando um resíduo sólido de aproximadamente 30% da quantidade de amostra introduzida.

2º teste: O segundo teste foi realizado nas mesmas condições do 1º teste, utilizando o resíduo da amostra não dissolvida na primeira tentativa, após evaporação dos ácidos e nova introdução da mistura HF + HNO_3. Novamente, a amostra foi dissolvida apenas parcialmente e ainda havia um pequeno resíduo de cerca da metade da amostra. Aproveitou-se deste teste para conferir que o funcionamento do forno correspondia efetivamente às condições incluídas no programa de pilotagem (tempo e potência).

3º teste: O terceiro teste foi realizado utilizando novamente 100mg da amostra de granulito CA14A junto com 3mL de HF** e 1mL de HNO_3** concentrado. Desta vez, o tempo total de análise foi de 36 minutos, dividido em uma primeira etapa de aquecimento de 15 minutos, seguida de 3 minutos de resfriamento, de uma nova etapa de aquecimento de 15 minutos e, por fim, de mais 3 minutos para resfriamento. A potência foi também modificada em relação aos primeiros testes e elevada a 400W. Constatou-se que ainda tinha permanecido um resíduo da

amostra no final do teste. Entretanto, esse resíduo ficou bem menor que aquele observado no segundo teste. A solução com o resíduo foi evaporada na chapa aquecedora a uma temperatura de 100°C. Uma nova mistura dos ácidos HF**+HNO_3** foi novamente introduzida na bomba na mesma proporção e quantidade e a mesma foi colocada novamente no forno de microondas, seguindo os mesmos parâmetros de potência e tempo que na primeira etapa do teste. Obteve-se então uma dissolução total da amostra.

4° teste (confirmação da dissolução total da amostra): Como para os testes anteriores, 100mg de granulito CA14A e 3mL de HF** e 1mL de HNO_3** concentrados foram introduzidos no cadinho Hostaflon e manteve-se rigorosamente as mesmas condições analíticas do teste anterior no forno de microondas (15 minutos a potência de 400W, 3 minutos para esfriar, 15 minutos a potência de 400W e 3 minutos para esfriar). Esse procedimento foi realizado novamente após a evaporação da solução. Constatou-se de novo uma total dissolução da amostra. Nesse teste foi realizado um branco total de dissolução em um outro cadinho de Hostaflon. O qual forneceu valores de 910pg para o Nd e 422pg para o Sm. O valor encontrado do branco foi alto demais, tanto para o Nd quanto para o Sm, para ser aceitável na análise isotópica Sm-Nd de minerais.

5° teste (teste em concentrados de granada): Nesse teste foram utilizados 100mg de um concentrado de granada proveniente da amostra de granulito BA14B, aos quais foram acrescentados 3mL HF** e 1mL de HNO_3** concentrados no cadinho Hostaflon. Desta vez o tempo de aquecimento foi encurtado porém a potência foi aumentada. O tempo total de dissolução no forno foi de 17 minutos incluindo uma primeira etapa de aquecimento de 6 minutos a uma potência de 400W, um período de 3 minutos para esfriar, uma segunda etapa de aquecimento de 5 minutos de duração com uma potência de 700W e 3 minutos para o resfriamento final. Observou-se que o concentrado de granada não tinha sido totalmente dissolvido, ficando uma quantidade significativa de grãos parcialmente digerido. Sem evaporação da solução, a bomba Hostaflon foi reintroduzida no forno para uma nova seqüência de aquecimento com duração total de 40 minutos. O tempo das duas etapas de aquecimento foi ampliado para 15 minutos, deixando 5 minutos para o resfriamento do forno. Na primeira etapa, a potência foi mantida em 400 W enquanto que na segunda foi aumentada para 800 W. Desta forma, o concentrado de granadas ficou totalmente dissolvido, entretanto a peça de acrílico que

garante a vedação do cadinho de Hostaflon dentro de seu *container* de cerâmica ficou danificada, tornando o cadinho inutilizável para futuras dissoluções. O problema foi decorrente do uso de uma potência excessiva na segunda etapa de aquecimento (800W) a qual provocou pressão e temperatura acima do limite de resistência da peça de acrílico. Além disso, suspeitou-se que as dificuldades encontradas para a dissolução da amostra eram devidas à granulometria dos grãos de granada que prejudicou a dissolução total dos cristais.

3.3.3 Segunda seqüência de testes de dissolução das amostras no forno de microondas

Nessa segunda série de testes, o uso dos cadinhos de Hostaflon fornecidos pelo fabricante foi abandonado devido aos problemas de limpeza do material e à fragilidade do mesmo nas condições exigidas para a dissolução das amostras. O novo conjunto de testes foi realizado com as bombas de dissolução tipo *BOLA*, em amostras de rocha total e de concentrado de granadas.

6° teste (dissolução de rocha total): No 6° teste, foram introduzidos na bomba *BOLA* 100mg da amostra de granulito CA14A, junto com 3mL de HF** e 1mL de HNO_3** concentrados. As condições de tempo e potência do forno de microondas foram as mesmas que no teste n°4, ou seja, 15 minutos a uma potência de 400W, 3 minutos para esfriar, 15 minutos a uma potência de 400W e 3 minutos para esfriar. Essa seqüência foi repetida após a evaporação da solução e a introdução da mesma quantidade da mistura HF** + HNO_3**. Com este procedimento a amostra de rocha total foi totalmente dissolvida.

7° teste (dissolução de rocha total): Nesse teste foi repetido exatamente o mesmo procedimento que no teste n°6, utilizando também 100mg da mesma amostra de rocha total. Após as duas etapas de ataque ácido HF** + HNO_3**, a amostra tinha sido totalmente dissolvida. Entretanto foi realizada uma etapa suplementar de dissolução introduzindo 3mL de HCl** 6N após evaporação da solução HF** + HNO_3** e aplicando as mesmas condições no forno de microondas. Essa etapa suplementar foi acrescentada para reproduzir as mesmas condições de dissolução que aquelas utilizadas na digestão em bomba tipo PARR na estufa e garantir a total dissolução da amostra.

8° teste (dissolução de concentrado de granada): Desta vez, 100mg do concentrado de granadas da amostra BA-14B foram utilizados com a mesma mistura de 1mL de HF** e 3mL de HNO_3** na bomba *BOLA* em condições similares às dos dois testes anteriores. Depois das duas etapas de ataque ácido com a mistura HF**+HNO_3** constatou-se que a dissolução foi apenas parcial havendo ainda um pequeno resíduo. Suspeitou-se novamente que os problemas de dissolução foram relacionados a granulometria dos cristais já que os mesmos não tinham sido previamente pulverizados. Sendo assim, não foi realizada a última etapa de dissolução com HCl** 6N, a qual provavelmente não teria resolvido o problema.

9° teste (dissolução de concentrado de granada): No 9° teste, o concentrado de granadas foi previamente pulverizado em gral de ágata e, posteriormente, foram introduzidos na bomba 100mg do concentrado pulverizado com 3mL de HF** e 1mL de HNO_3** concentrados. As condições de tempo e potência foram mantidas e as duas etapas de dissolução foram realizadas. Após a segunda etapa de dissolução, ainda parecia ter ficado um resíduo pequeno da amostra. A solução foi evaporada, e foi realizada a etapa com os 3ml de HCl** 6N. Após a nova seqüência de dissolução no forno de microondas, a solução ficou límpida e a amostra totalmente dissolvida.

10° teste (dissolução de concentrado de granada): Nesse último teste, além dos 100mg do concentrado de granada da amostra BA-14B foram também introduzidos 100mg do traçador. As três etapas de dissolução foram realizadas em condições estritamente similares às do teste anterior. A amostra foi totalmente dissolvida e, em seguida, foi analisada no espectrômetro de massa para a determinação das razões isotópicas de Nd e Sm.

Os testes tendo fornecidos resultados satisfatórios, foram realizadas as dissoluções com este procedimento das amostras de rochas totais e minerais investigadas nesse trabalho. São elas amostras de granulitos félsicos (CA13A, CA13B, CA14A, CA14B), de um ortognaisse tonalítico (CA17A), de um veio anatéctico (CA17B), de um granito de anatexia crustal (TF01), de um granada-quartzo-biotita xisto (T06), de um sienogranito (B102b), bem como de concentrados de granada das amostras de granulitos BA14A, BA14B, CA13A, dos concentrados de diopsídio e de granada de rochas escarníticas (LM-59,60, 79 e 80). No caso da amostra BA14B, os feldspatos também foram analisados assim como, as frações de feldspato, anfibólio e granada do xisto T06.

Os resultados analíticos são apresentados no capítulo 5, junto com a discussão dentro do contexto geológico.

3.3.4. Procedimento adotado para a dissolução de rochas e minerais em forno de microondas no Pará-Iso.

São descritos a seguir todas as etapas do procedimento padrão adotado para a dissolução de rochas e minerais com as bombas *BOLA* no forno de microondas, em função dos resultados dos testes realizados.

Uma quantidade em torno de 100mg de amostra de rocha ou de concentrado de minerais e misturada a uma quantidade de traçador, geralmente na faixa de 100 mg de traçador ^{149}Sm-^{150}Nd no cadinho interno da bomba de dissolução. No caso de concentrado de minerais, os mesmos são pulverizados em gral de ágata.

Uma primeira etapa de dissolução é realizada com 1mL de HNO_3** concentrado e 3mL de HF** concentrado, no forno de microondas por 36 minutos, dividida em 15 minutos a uma potência de 400W, 3 minutos para esfriar, 15 minutos novamente a uma potência 400W e 3 minutos para esfriar.

A solução é evaporada em uma chapa aquecedora a 100°C, e 1mL de HNO_3** e 3mL de HF** concentrados são adicionados novamente para a segunda etapa de dissolução no forno de microondas com a mesma rotina de aquecimento.

Após resfriamento, a solução é novamente evaporada na chapa a 100°C. São então adicionados 3mL de HCl** 6N e as bombas são introduzidas no forno de microondas para a terceira etapa de dissolução nas mesmas condições de aquecimento.

Após evaporação à 100°C, 3mL de HCl** 2N são introduzidos e evaporados até a secura, o resíduo sólido é dissolvido com 1mL de HCl** 2N e a solução é centrifugada por 20 minutos. Uma alíquota de 0,5mL desta solução é retirada e evaporada a 100°C e novamente dissolvida com 100 µl de HCl** 2N para ser em seguida introduzida na coluna de separação. O resto da solução é guardado para ser utilizado em caso de problemas com a amostra durante a separação química ou a análise isotópica no espectrômetro de massa.

Limpeza do material utilizado no procedimento experimental

♦Os cadinhos de Hostaflon: foram colocados em água régia diluída em chapa aquecedora a 50°C por 12 horas seguido de água milli-Q por 2 horas. Posteriormente foram adicionados HNO_3 50% a 50°C por 12 horas e finalmente acrescentados água milli-Q e aquecidos por 2 horas.

♦Bombas *BOLA:* é realizada inicialmente uma limpeza com acetona PA, e as bombas são colocadas posteriormente em um béquer com HNO_3 50% PA por 12 horas a 50°C e água milli-Q por 2 horas. Uma segunda etapa de limpeza é realizada com HCl 50% PA por 12 horas seguido de água milli-Q por 2 horas. A terceira etapa é a limpeza interna da bomba a qual é realizada em estufa a 145°C por uma noite, com a adição de 3ml de HF** e 5 gotas de HNO_3** concentrados. Na quarta etapa adiciona-se 3mL de HCl ** concentrado e a bomba e levada novamente na estufa a 145°C por 12 horas. Essa última etapa é realizada duas vezes.

♦Bombas tipo PARR: as bombas são limpas com acetona e lavadas com água milli-Q. Em seguida são deixadas em um detergente Extran 50% na chapa a 50°C por 12 horas. Depois de lavadas com água milli-Q, as mesmas são colocadas em água régia 50% por 12 horas. Esta etapa é repetida mais uma vez. As bombas são enxaguadas e colocadas em HNO_3 50% a 50°C por 12 horas. Após esta etapa, adiciona-se água milli-Q e as bombas são aquecidas a 50°C por 12 horas. A limpeza interna é realizada com adição na bomba de 3mL de HF** e levada para a estufa a 145°C. Esse mesmo procedimento é repetido posteriormente com 3mL de HCl ** concentrado. Os cadinhos de separação são lavados da mesma forma que as bombas do tipo PARR, com exceção da etapa de limpeza interna.

♦ As ponteiras de pipetas utilizadas neste procedimento são lavadas com HCl** 2N em chapa aquecedora a 50°C por 12 horas e enxaguadas com água milli-Q por 12 horas.

Preparação dos ácidos

♦Os reagentes HNO_3, HCl e Metanol utilizados na dissolução das amostras, separação química e depósito são mono e bidestilados em sub-boiler de quartzo. O HF utilizado na dissolução é purificado duas vezes por destilação isotérmica em um sistema inteiramente de teflon.

3.4. CONTROLE DOS BRANCOS EXPERIMENTAIS

Análises de brancos de química foram realizadas com a finalidade de estimar a contaminação introduzida durante o procedimento químico habitual. Este branco é realizado repetindo o procedimento sem a presença da amostra, e é analisado em conjunto com as amostras, permitindo assim determinar a quantidade de Nd e Sm introduzidos como contaminação ao longo do procedimento analítico. O nível do branco varia de acordo com a pureza dos reagentes, a quantidade de reagente utilizado no procedimento e as condições de limpeza do laboratório. Então, todos os reagentes utilizados foram destilados, a limpeza dos frascos e bombas de teflon é rigorosa e a H_2O utilizada é a H_2O milli-Q. Até o momento não havia sido efetuado nenhum controle de branco no Pará-Iso. Portanto, nesse trabalho tornou-se necessário a determinação do branco total de Nd e de Sm durante o procedimento analítico.

O branco total do procedimento experimental utilizado no Pará-Iso foi obtido colocando-se uma quantidade em torno de 10 µl de traçador misto ^{149}Sm-^{150}Nd em uma bomba *BOLA* e fazendo todas as etapas de dissolução no forno de microondas, separação química e depósito no filamento. Foi determinado também um branco exclusivamente para as etapas de separação química dos elementos Sm e Nd. Os resultados são apresentados na tabela 1.

O primeiro branco total, que corresponde ao branco do procedimento desta metodologia, foi relativamente alto, com valor em torno de 541pg para o Nd e de 422 pg para o Sm, sugerindo problema de limpeza da bomba de dissolução *BOLA*, já que a mesma era utilizada pela primeira vez. Gioia (1997) obteve valor alto de branco de Nd (385 pg) e sugeriu também problema de limpeza de material. Em uma segunda tentativa, realizada com a mesma bomba e nas mesmas condições os níveis de brancos foram reduzidos por mais da metade tanto para o Nd (240pg) quanto para o Sm (110pg), confirmando que o valor elevado do primeiro branco era relacionado ao nível de limpeza da bomba. Uma terceira tentativa foi realizada, novamente com a mesma bomba e nas mesmas condições e o valor do branco total foi reduzido para 170pg de Nd e 80pg de Sm. Para o procedimento experimental utilizando a dissolução em bomba tipo PARR na estufa, um branco total de 110pg de Nd e 40pg de Sm foi obtido. É provável que os valores de branco para as bombas *BOLA* baixem, após as limpezas sucessivas das mesmas. Para a etapa de separação química dos elementos Nd e Sm, os brancos determinados foram de 40, 60 e 50pg para o Nd, em três tentativas sucessivas e de 30 pg para o Sm nas três tentativas, mostrando-se portanto bastante constante. Todos esses resultados foram obtidos depois de ter acrescentado uma

etapa de destilação no procedimento de purificação dos reagentes utilizados na dissolução e na separação. Para as amostras analisadas no laboratório de geocronologia da UnB, o branco total foi de 243pg para o Nd.

Para efeito de comparação dos resultados dos brancos de Nd obtidos no Pará-Iso, foi realizado um levantamento na literatura quanto aos valores de branco de Nd alcançados em outros laboratórios. De acordo com a Tabela 2, os brancos estão no intervalo de 10 a 500pg. Os valores dos brancos experimentais de Nd obtidos no Pará-Iso são aceitáveis, uma vez que estes valores estão dentro deste intervalo como mostra a Tabela 1.

Tabela 1 – Resultados das análises de branco total e das colunas de separação de Sm e de Nd

Amostra	Sm (pg)	Nd (pg)
Branco total n°1 (bomba *BOLA + forno microondas*)	422	541
Branco total n°2 (bomba *BOLA + forno microondas*)	110	240
Branco total n°3 (bomba *BOLA + forno microondas*)	80	170
Branco total (bomba tipo Parr + estufa)	40	110
Branco Separação Sm – Nd tentativa n° 1	30	40
Branco Separação Sm – Nd tentativa n° 2	30	60
Branco Separação Sm – Nd tentativa n° 3	30	50

Tabela 2 - Dados obtidos de branco total em outros laboratórios de geocronologia.

Laboratório/Instituição	Branco Nd (pg)	Condições experimentais	Referências
Tucson (USA)	80	Bomba[1]	Patchett & Ruiz 1987
Un. de Rennes (França)	500	Bomba[1]	Tourpin *et al.* 1991
Harvard (USA)	20	Savilex[2]	Getty *et al.* 1993
Un. de Viena (Austria)	<300	Bomba[1]	Thöni & Miller 1996
Un. de Viena (Austria)	<100	Savilex[2]	Thöni & Jagoutz 1992
Max Planck Inst. (Alemanha)	340	Savilex[2]	Möller *et al.* 1998
Un. Tübingen (Alemanha)	30	ni[3]	Kröner *et al.* 1996
Denver (USA)	50-100	Bomba[1]	Li 1994
RSES (Austrália)	25 –100	Bomba[1]	Zhao & McCulloch 1995
RSES (Austrália)	< 50	Bomba[1]	Sun *et al.* 1995
PML (Japão)	10	Bomba[1]	Makobo & Nakamura 1995
Um. de Rennes (França)	180	Savilex[2] e bomba[1]	Chavagnac & Jahn 1996
Un. of Michigan (USA)	30	Bomba[1]	DeWolf *et al.* 1996
UnB (Brasil)	74 –144	Bomba[1] e Savilex[2]	Gioia 1997
Un. P. Sabatier (França)	70	Bomba[1]	Paquette *et al.* 1994
Un. Of Alabama	25	Savilex[2]	Stowell & Goldberg 1997
Washington	51	Bomba[1]	Sorensen & Wilson 1995

1.Dissolução em bomba em estufa, 2.Dissolução em cadinhos Savilex em chapa aquecedora, 3. não informado

3.5. AFERIÇÃO DO MÉTODO E CONTROLE ANALÍTICO

Para a aferição do método e controle das análises isotópicas no espectrômetro de massa, foram realizadas análises isotópicas de padrões internacionais de concentração e de composição isotópica perfeitamente conhecidas. As análises destes padrões foram necessárias para testar e avaliar a confiabilidade da aplicação da metodologia em rochas de composição desconhecida Além disso, amostras de rochas e de minerais foram analisados em duplicatas no Laboratório de Geocronologia da UnB.

3.5.1 Resultados dos Padrões

Os padrões utilizados foram o padrão BCR-1 (Basalto USGS), o padrão La Jolla e uma solução padrão interno do Pará-Iso. O BCR-1 é um dos padrões de rocha mais utilizado para comparação interlaboratorial da composição e das concentrações de Nd e Sm. Portanto, foram realizadas as análises deste padrão durante este trabalho utilizando uma quantidade de 100mg do BCR-1 misturado com 100mg do traçador misto. As análises isotópicas no espectrômetro foram realizadas nas mesmas condições que para as amostras de rochas. Foram realizadas cinco análises sucessivas do padrão BCR-1. Os resultados, apresentados na tabela 3, mostram que os valores obtidos para as concentrações de Sm e Nd foram bastante reprodutíveis. Quanto à composição isotópica do Nd, os valores obtidos para a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ oscilaram entre 0,512573 ± 12 (1σ) e 0,512669 ± 10 (1σ). A média dessas cinco análises forneceu uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512622 ± 28 (1σ) e concentrações de Nd = 28,58 e de Sm = 6,56. Apesar de terem fornecidos alguns valores um pouco baixos para a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ (análises n°1 e 2) os resultados obtidos para o padrão BCR-1 no Pará-Iso foram satisfatório, já que os resultados estão dentro dos valores encontrados em outros laboratórios como mostra a Tabela 4 e, em particular, com os valores fornecidos pelo outros laboratórios brasileiros (Kawashita & Tassinari 1991; Gioia 1997).

Tabela 3 – Valores das análises de BCR-1 obtidos no Pará-Iso

Análises	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (1σ)
1	6,51	28,38	0,512596 (5)
2	6,60	28,78	0,512573 (12)
3	6,62	28,58	0,512657 (18)
4	6,50	28,60	0,512669 (10)
5	6,59	28,54	0,512634 (4)
Média	**6,56**	**28,58**	**0,512622 (28)**

Tabela 4 – Comparação Inter-laboratorial do BCR-1.

Laboratório	Equip.	Comp. Isot. $^{143}Nd/^{144}Nd$	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Referências
(UFPa)	**MAT 262[1]**	**0,512622 (28)**	**28,58**	**6,56**	**Este trabalho**
UnB (Brasil)	MAT 262[1]	0,512647 (8)	28,73(13)	6,53 (2)	Gioia 1997
IG-USP (Brasil)	Isomass 354[2]	0,512662(29)	28,52	6,53	Kawashita & Tassinari, 1991
PML (Japão)	ni.	0,512630(3)	ni.	ni.	Makobo & Nakamura,1995
RSES (Austrália)	MAT 261[1]	0,512653(5)	ni.	ni.	Sun *et al.* 1995
St. Petersburg	MAT 261[1]	0,512663(9)	28,45	6,487	Arzamastev *et al.* 2000
Oslo	MAT 261[1]	0,512631(8)	ni.	ni.	Wang *et al.* 1998
Kobe (Japão)	ni.	ni.	28,8	6,72	Nakamura 1974
Oxford (Inglaterra)	ni.	ni.	29,3 (14)	6,67	Hooker *et al.* 1975
Tübigen (Alemanha)	MAT262[1]	0,512633 (6)	28,84 (4)	6,59 (1)	Kröner *et al.* 1996
China	MAT 261[1]	0,512627	ni.	ni.	Li *et al.* 2000
China	VG 354[2]	0,512643	ni.	ni.	Fu *et al.* 2002
Mainz (Alemanha)	ni.	0,512647	ni.	ni.	Ito *et al.* 1987

1: Finnigan; 2: VG – Micromass, 3. não informado

Para as análises do padrão La Jolla, foram realizadas 12 análises no período entre junho de 2000 e janeiro de 2002. As razões isotópicas de $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram determinadas a partir de 100 leituras isotópicas e são apresentadas com desvio de 1σ. Os valores obtidos se encontraram no intervalo entre 0,511749 ± 20 e 0,511883 ± 5, sendo a maioria dos valores acima de 0,5118. A partir dessas medidas, um valor médio foi calculado e forneceu uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511843 ± 12 (Tabela 5). Esse valor é considerado satisfatório e garante a exatidão analítica das razões isotópicas do Nd obtidas no Pará-Iso, apesar das análises terem sido realizadas utilizando um filamento de Ta para de evaporação em lugar de um filamento de Re, com na maioria dos outros laboratórios. Na Tabela 6, os resultados do Pará-Iso são comparados com os valores publicados em outros trabalhos, que realizaram análises em filamento de Re.

Tabela 5 - Valores obtidos para as análises do La Jolla no Pará-Iso

Data	**$^{143}Nd/^{144}Nd$**
14/06/00	0,511829 (2)
29/08/00	0,511835 (11)
29/08/00	0,511749 (20)
30/10/00	0,511793 (9)
22/12/00	0,511806 (5)
21/02/01	0,511860 (4)
20/04/01	0,511847 (4)
24/06/01	0,511854 (7)
08/08/01	0,511883 (5)
05/09/01	0,511877 (6)
04/12/01	0,511861 (4)
03/01/02	0,511849 (4)
Média	**0,511843 (12)**

Tabela 6 – Valores de La Jolla obtidos em vários laboratórios.

Laboratório	La Jolla	Equipamentos	Condições Operacionais	Referência
UFPa	**0,511843(12)**	**Finnigan MAT 262**	**Estático**	**Esta tese**
Austria	0,511845	Finnigan MAT 262	ni.	Thöni & Miller 1996
RSES	0,511872	Finnigan MAT 261	Estático	Zhao & McCulloch 1995
Rennes	0,511854	Finnigan MAT 262	Semi-dinâmico	Chavagnac & Jahn 1996
China	0,511842	Finnigan MAT 262	Estático	Li *et al.* 2000
Tucson	0,511858	VG ISOMASS 354	Estático	Patchett & Ruiz 1987
PML	0,511840	ni.	Estático	Makobo & Nakamura 1995
UnB	0,511835	Finnigan MAT 262	Estático	Gioia 1997
USP	0,511848	VG ISOMASS 354	Estático	Sato *et al.* 1995
Rennes	0,511878	CAMECA	Coletor único	Tourpin *et al* 1991
Denver	0,511860	ISOMASS 54R	ni.	Li 1994
Michigan	0,511855	VG ISOMASS 354	Estático	DeWolf *et al.* 1996
ANU	0,511873	Finnigan MAT 261	Estático	McDonough & McCulloch 1987
USA/UM	0,511858	VG ISOMASS	ni.	Mezger *et al.* 1992
Washington	0,511813	ni.	ni.	Sorensen & Wilson 1995
S. Bárbara	0,511850	Finnigan MAT 261	Estático	Cousens *et al.* 1990
MAINZ	0,511848	Finnigan MAT 261	Estático	Voshage *et al.* 1988

ni: não informado

Foram realizadas as análises de uma solução pura de Nd, padrão de referência interno do Pará-Iso durante o desenvolvimento deste trabalho. Com base nos resultados das análises deste padrão em arranjo de filamento duplo Ta-Re (Tabela 7), os valores médios obtidos para as razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{145}Nd/^{144}Nd$ e $^{150}Nd/^{144}Nd$ foram de 0,511744 ± 10, 0,348399 ± 5 e 0,236433 ± 29, respectivamente. Estes valores obtidos foram considerados satisfatórios para esta análise, uma vez que foram compatíveis com os valores publicados em Wasserburg *et al.* (1981) para as razões $^{145}Nd/^{144}Nd$ e $^{150}Nd/^{144}Nd$ que são 0,348417 e 0,236418.

Tabela 7 - Resultados das razões isótopicas de $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{145}Nd/^{144}Nd$ e $^{150}Nd/^{144}Nd$ para solução pura de Nd 200ppm utilizado como padrão interno do Pará-Iso (As razões estão normalizadas para a razão $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$).

Data	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{145}Nd/^{144}Nd$	$^{150}Nd/^{144}Nd$
20/02/00	0,511745 (2)	0,348406 (1)	0,236470 (2)
23/02/00	0,511744 (2)	0,348391 (1)	0,236450 (3)
14/04/00	0,511707 (11)	0,348420 (10)	0,236455 (7)
14/06/00	0,511730 (5)	0,348401 (2)	0,236473 (4)
16/08/00	0,511748 (4)	0,348403 (2)	0,236467 (3)
29/08/00	0,511766 (6)	0,348379 (5)	0,236430 (3)
30/10/00	0,511769 (9)	0,348385 (4)	0,236445 (4)
21/12/00	0,511761 (5)	0,348407 (3)	0,236455 (5)
23/12/00	0,511733 (5)	0,348378 (4)	0,236574 (18)
21/02/01	0,511733 (3)	0,348412 (2)	0,236512 (4)
19/04/01	0,511760 (6)	0,348374 (6)	0,236435 (4)
21/06/01	0,511747 (10)	0,348377 (4)	0,236464 (8)
04/12/01	0,511785 (35)	0,348458 (15)	0,236396 (13)
06/12/01	0,511750 (5)	0,348403 (2)	0,236457 (3)
Média	**0,511744 (10)**	**0,348399 (5)**	**0,236433 (29)**

3.5.2. Análises em duplicatas na UnB

Para efeito de comparação entre os procedimentos de ambos os laboratórios foram realizadas análises em duplicatas de algumas amostras já mencionadas anteriormente. A reprodutibilidade das análises de rocha total foi bastante satisfatórias, porém algumas diferenças foram observadas no caso das análises de minerais entretanto, essas diferenças nos resultados das análises no Pará-Iso e na UnB são consideradas de origem geológica (heterogeneidade das granadas). Esses resultados serão discutidos com mais detalhes no próximo ítem resultados analíticos do capítulo 5.

3.6. OBSERVAÇÕES FINAIS SOBRE AS MODIFICAÇÕES DO PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL

Um dos principais objetivos dessa tese era a implantação do procedimento Sm-Nd em minerais com a modificação do procedimento utilizado em rocha total. Após vários testes realizados no forno de microondas. Esse objetivo foi alcançado com sucesso, visto que o tempo de dissolução de amostra foi reduzido de 15 dias para 4 dias e o procedimento garante a dissolução dos minerais com eficiência. Os valores dos brancos totais experimentais de Nd diminuiram progressivamente até um valor de 170pg para a bomba *BOLA* em forno microondas e 110pg para a bomba e autoclave em estufa por sete dias. Os brancos das colunas de separação Sm-Nd ficaram em torno de 60-40pg de Nd, sendo satisfatórios para este procedimento que utiliza resina aniônica. O valor do branco para a bomba e autoclave, foi menor apesar de utilizar um maior volume de ácidos na dissolução por já se encontrar em uso há algum tempo, enquanto que na bomba *BOLA* é utilizado um volume menor de ácidos na dissolução, mas começou a ser empregada recentemente nesse procedimento e ainda precisa de limpezas sucessivas para alcançar seu nível mais baixo de branco.

A aferição da metodologia realizada com o padrão de rocha internacional e La Jolla foi satisfatória, já que os dados obtidos neste trabalho apresentam boa reproducibilidade e precisão e se encontram dentro dos valores obtidos em outros laboratórios. O procedimento também foi comparado através de análises em duplicatas de algumas amostras já mencionadas, as quais serão discutidas posteriormente.

4. PRINCÍPIOS DO GEOCRONÔMETRO Sm-Nd EM MINERAIS

4.1. INTRODUÇÃO

Nesse capítulo, serão apresentadas as características geoquímicas dos elementos Sm e Nd seguido dos princípios e das generalidades sobre o funcionamento do geocronômetro Sm-Nd. A determinação de idades isocrônicas e da idade modelo será discutida. Em seguida, será dado ênfase a geocronologia Sm-Nd em minerais na datação do metamorfismo e, finalmente, alguns comentários sobre temperatura de fechamento do geocronômetro Sm-Nd serão apresentados.

4.2. GENERALIDADES SOBRE O GEOCRONÔMETRO Sm-Nd

O Samário (Sm) e o Neodímio (Nd) pertencem ao grupo dos lantanídeos chamados também de elementos terras raras (ETR) de características químicas muito similares. Os lantanídeos são divididos em terras raras leves (que vai do La ao Tb) e terras raras pesados (que vai do Dy ao Lu), sendo que o Sm e Nd pertencem aos terras raras leves. Ocorrem em vários silicatos formadores de rochas, fosfatos e minerais carbonáticos (Faure, 1986). O Sm e Nd possuem sete isótopos (144,147,148,149,150, 152 e 154) e (142,143,144,145,146,148 e 150). A desintegração radioativa ocorre através do isótopo ^{147}Sm, o qual decai por emissão de uma partícula alfa para o isótopo ^{143}Nd com uma constante de decaimento (λ) de $6,54 \times 10^{-12}$ ano^{-1} correspondendo a uma meia vida de 106 Ga.

$$^{147}_{62}Sm \rightarrow ^{143}_{60}Nd + \alpha$$

Os ETRs formam íons com uma carga +3 e o raio iônico diminui com o aumento do número atômico, variando de 1,15Å para o Lantânio (57) a 0,93Å para o Lutécio (71). Por apresentarem forte densidade de carga e um elevado número atômico, não se difundem com facilidade no estado sólido, resultando em pouca mobilidade em rocha total. Entretanto, nos minerais, pode ocorrer uma redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais durante processos de recristalização metamórfica. Os ETRs, sobretudo os ETRs leves, ocorrem em concentração elevada em vários minerais economicamente importantes, tais como bastnaesita ($CeFCO_3$), monazita ($CePO_4$) e cerita ($(Ca, Mg)_2 (Ce)_8 (SiO_4)_7.3H_2O$) (Faure, 1986). Podem também ocorrer em quantidade relativamente elevada como elementos traços em minerais acessórios tais como a

apatita, zircão, alanita e também em alguns dos minerais principais das rochas silicatadas como, por exemplo, anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio, K-feldspato ou biotita (Tabela 8).

Tabela 8 – Concentrações médias de Sm e Nd e razão Sm/Nd em minerais segundo Faure (1986)

Minerais	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
Olivina	0,07	0,36	0,190
Clinopiroxênio	3,34	9,09	0,367
Anfibólio	6,03	17,3	0,347
Biotita	37,0	171,5	0,215
Granada	1,17	2,17	0,539
Monazita	15,0	88,0	0,17
Apatita	223	718	0,311
Feldspato	3,77	26	0,140
Plagioclásio	0,541	1,85	0,292

A similaridade química relativa dos elementos Sm e Nd resultam em um fracionamento bastante limitado na natureza, e consequentemente as variações isotópicas do Nd produzidas por processos geológicos são bastante reduzidas em relação, por exemplo ao Sr. (Faure, 1986).

De acordo com Faure (1986), as concentrações de Sm e Nd nos silicatos formadores de rochas aumentam na seqüência em que estes cristalizam a partir do magma, de acordo com as séries de reações de Bowen. Sendo assim, crescem em séries consistindo de olivina, piroxênio, anfibólio, biotita e no caso dos feldspatos, aumentam do plagioclásio até o K-feldspato. Entretanto, as razões Sm/Nd variam muito pouco de 0,1 a 0,3 nas rochas e de 0,1 a 0,5 em minerais. A distribuição dos elementos terras raras em minerais depende de seus respectivos coeficientes de partição entre fase líquida e mineral. A figura 10, mostra o comportamento dos diversos minerais e seus respectivos coeficientes de partição quando cristalizam a partir de um magma de composição basáltica (a) e de composição félsica (b). Dentre os minerais, a granada apresenta a maior diferença entre os coeficientes de partição do Nd e do Sm resultando na maior razão Sm/Nd (Tabela 8).

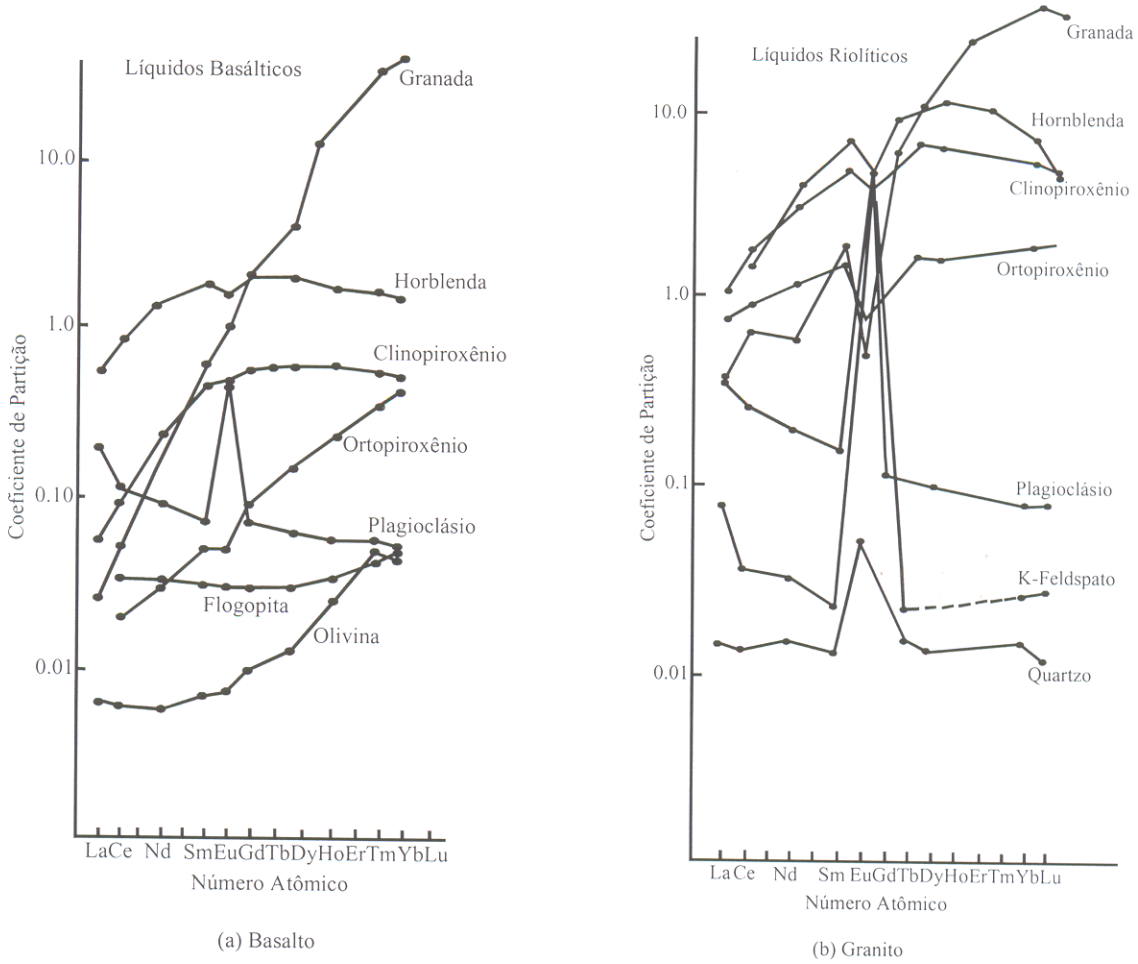


Figura 10- Diagrama de coeficiente de partição dos ETR em líquidos basálticos (a) e granitícos (b) Rollinson (1993)

Datações Isocrônicas em rocha total e minerais: Idades de cristalização

As determinações das idades pelo método Sm-Nd são usualmente realizadas pela análise de concentrados de minerais ou em rocha total através de isócronas e idade modelo em rocha total. O princípio das isócronas Sm-Nd é o mesmo daquele utilizado para as isócronas Rb-Sr e dos outros geocronômetros (Re-Os, Lu-Hf). O cálculo da idade isocrônica a partir do decaimento do ^{147}Sm para o ^{143}Nd é realizado segundo a equação

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{atual} = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial} + (^{147}Sm/^{144}Nd)_{atual}(e^{\lambda t} - 1)$$

As isócronas Sm-Nd são normalmente determinadas em rochas básicas e ultrabásicas, as quais apresentam geralmente maiores razões Sm/Nd permitindo variações isotópicas suficientes para uma datação. Ademais, este tipo de rocha é normalmente difícil de ser datado por outros métodos geocronológicos por apresentar composição química inadequada (por exemplo para o método Rb-Sr) ou concentrações de minerais insuficientes (por exemplo para o método U-Pb em zircão). As isócronas Sm-Nd são adequadas para a determinação da idade de cristalização deste tipo de rocha. O sistema Sm-Nd, quando empregado em rocha total, é considerado como geralmente resistente aos efeitos do metamorfismo e possibilita a determinação da idade de cristalização magmática mesmo quando as rochas sofreram um evento termo-tectônico posterior a sua cristalização. A grande estabilidade geoquímica dos elementos Sm e Nd permitem acrescentar nas isócronas de rocha total, os dados de concentrados de minerais separados das mesmas para melhorar o espalhamento dos pontos analíticos no diagrama isocrônico, já que as variações das razões Sm/Nd em minerais podem ser maiores que nas rochas totais. Em geral são utilizados concentrados de clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio, mica e granada, quando presente na rocha.

O problema de datação em rocha total reside em determinar se as rochas são cogenéticas e tem a mesma razão inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$. Esse problema é menos severo em rochas antigas (sobretudo arqueanas), onde é esperada uma variação menor da razão inicial em suítes de rochas ígneas. Qualquer dispersão que se observe numa isócrona de rocha total deve ser analisada criticamente, pois pode gerar um erro na determinação da idade e na razão inicial da rocha (DePaolo, 1988).

Um exemplo de datação Sm-Nd em rocha total é apresentado na Figura 11 e mostra os resultados das análises isotópicas de diversas amostras de komatiitos, toleitos e andesitos dos greenstones da região centro-oeste da Guiana Francesa (Gruau *et al.* 1985). A idade de 2110 ± 90 Ma indica a idade de formação das rochas e foi a primeira evidência geocronológica da idade paleoproterozóica dos terrenos granito-greenstones da Província Maroni-Itacaíunas.

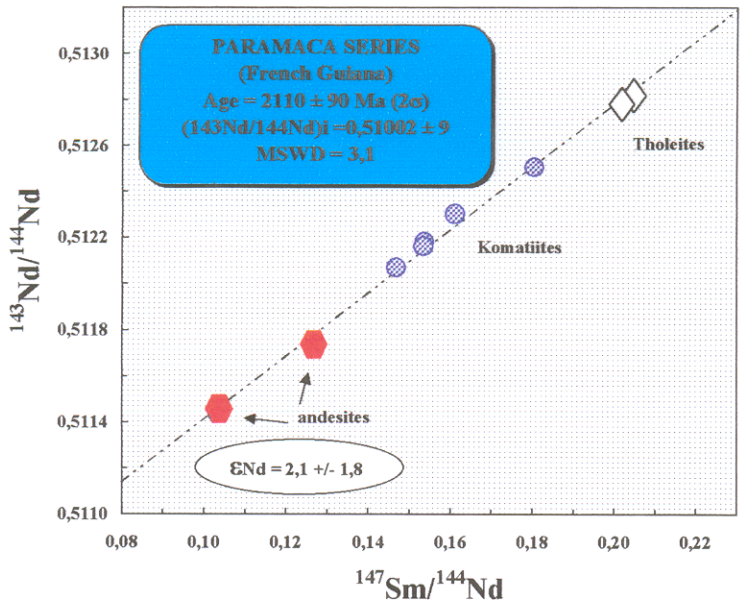


Figura 11- Exemplo de datação em rochas totais das vulcânicas do Grupo Paramacá Centro-Oeste da Guiana Francesa (Gruau *et al.* 1985)

Um outro exemplo de isócrona Sm-Nd em rocha total é apresentado na Figura 12, mostrando a datação de rochas máficas e ultramáficas do Complexo Americano do Brasil (Gioia 1997). A idade obtida pela isócrona Sm-Nd para o Complexo de Americano (Fig.12) indica a idade do evento magmático que gerou o complexo acamadado. Nesta isócrona constam amostras de piroxênio-olivina hornblendito (3), piroxenito feldspático (4), piroxenito (7), hornblendito grosso (10), bronzita norito (6), hornblenda-hisperstênio norito (15).

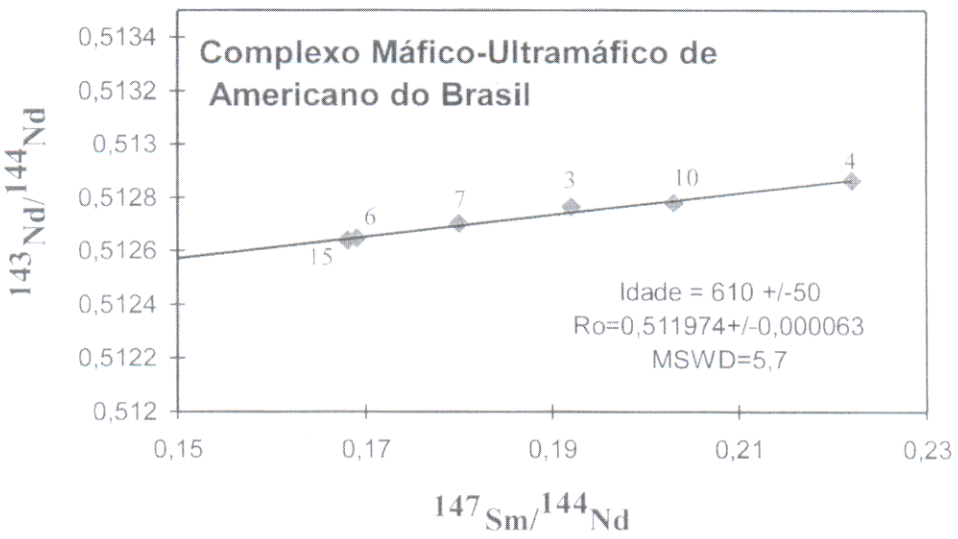


Figura 12 – Isócrona Sm-Nd para as rochas do Complexo de Americano do Brasil (Gioia, 1997)

Evolução isotópica do Nd e Idade Modelo: tempo de residência crustal

O sistema Sm-Nd é muito utilizado para a determinação de idade modelo em rochas félsicas, a qual é definida como uma medida do tempo em que uma amostra tenha sido separada do manto a partir do qual foi originalmente derivada. As idades modelo são comumente obtidas pelo sistema Sm-Nd para uma rocha individual, podendo coincidir ou não com a idade de cristalização da rocha, obtida pelo sistema U-Pb em zircão. Uma idade modelo mais antiga que a idade U-Pb em zircão informa sobre o tempo de residência crustal do precursor ígneo da rocha. No caso dos isótopos de Nd, há dois modelos de reservatório, sendo o "reservatório condrítico uniforme" CHUR e o "manto empobrecido" DM (Rollinson 1993, DePaolo 1981,1988).

Desde o início da utilização do método Sm-Nd, houve tentativas de elaborar modelos para a evolução isotópica do Nd da Terra, e particularmente do manto terrestre. Um primeiro modelo foi estabelecido a partir dos dados isotópicos do Nd dos meteoritos e foi chamado de modelo CHUR, o que significa "reservatório condrítico uniforme". Esse modelo assume que o Nd mantélico foi envolvido em um reservatório uniforme cuja razão Sm/Nd é igual a dos meteoritos condríticos.

O valor atual da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ deste reservatório é 0,512638, relativo a uma razão $^{146}Nd/^{144}Nd$ de 0,7219 enquanto que a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ do CHUR é de 0,1967 (Faure 1986, Rollinson 1993). O fato das razões isotópicas iniciais determinadas a partir de isócronas Sm-Nd de várias formações básicas e ultrabásicas précambrianas definirem, no diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ em função do tempo, uma reta linear junto com os dados dos meteroritos e dos basaltos oceânicos atuais reforçou, em um primeiro tempo, a hipótese de um modelo condrítico para o manto terrestre (Chauvel 1982). Entretanto, o acúmulo de novos dados isotópicos Sm-Nd em basaltos atuais, junto com os dados isotópicos Rb-Sr existentes, permitiu identificar assinaturas isotópicas diferentes para os basaltos de ilhas oceânicas e de assoalho oceânico (MORB) e o modelo de evolução tipo CHUR não podia retratar todas as composições isotópicas encontradas nesses basaltos. Um outro modelo de evolução do Sm-Nd do manto foi então proposto para explicar essas diferenças. Esse modelo, chamado de modelo DM (Depleted Mantle / Manto Empobrecido) considera que o manto superior, que dá origem aos basaltos tipo MORB, foi progressivamente empobrecido em Nd ao longo dos tempos geológicos, evoluindo assim com uma razão Sm/Nd maior que o reservatório mantélico tipo CHUR. O empobrecimento em Nd seria uma conseqüência da extração do material crustal para formar os continentes. Essa última proposta admite uma modelagem em que o manto sofreria episódios de fracionamento envolvendo a extração de magmas basálticos, permanecendo um manto residual enriquecido em Sm relativamente ao Nd, portanto com a razão Sm/Nd maior e empobrecido geoquimicamente em elementos litófilos de íons grandes (DePaolo,1981). Os autores concordam em assumir que a crosta continental foi derivada de um manto empobrecido (DM). Entretanto, existem várias propostas para determinar a evolução de uma fonte de manto empobrecido ao longo dos tempos sendo a mais utilizada aquela de DePaolo (1981), cuja curva pode ser descrita pela equação: $\varepsilon_{Nd}(T) = 0{,}25T^2 - 3T + 8{,}5$, onde T corresponde a idade e $\varepsilon_{Nd}(T)$ representa a diferença da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da amostra em relação ao CHUR, no tempo T, de acordo com a equação apresentada mais adiante. Um outro modelo bastante utilizado, proposto por Goldstein *et al.* (1984), segue uma evolução linear do manto empobrecido segundo assumindo um valor de ε_{Nd} a 4560 Ma de zero e de ε_{Nd} atual de + 10.

As razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ das amostras podem ser expressas em termos do parâmetro **ε** para comparar com o valor do CHUR, segundo a seguinte expressão:

$$\varepsilon_{Nd} = [[(^{143}Nd/^{144}Nd)amostra / (^{143}Nd/^{144}Nd)CHUR] - 1]x10^4$$

Portanto, um valor de ε_{Nd} positivo indica que as rochas foram derivadas do manto superior com razão Sm/Nd maior que o reservatório condrítico, enquanto que um valor negativo de ε_{Nd} indica que as rochas foram derivadas de uma fonte com uma razão Sm/Nd menor que a do reservatório condrítico, ou seja que tais rochas são derivadas da crosta continental, ou assimilaram, rochas crustais mais antigas. A razão $(^{143}Nd/^{144}Nd)$ do reservatório CHUR pode ser recalculada para qualquer idade, com base na seguinte equação.

$$I^{T}_{CHUR} = I^{0}_{CHUR} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)^{0}_{CHUR} \times (e^{\lambda T} - 1)$$

onde I^{o}_{CHUR} e $(^{147}Sm/^{144}Nd)^{o}_{CHUR}$ representam respectivamente os valores atuais das razões $(^{143}Nd/^{144}Nd)$ e $(^{147}Sm/^{144}Nd)$ para o reservatório uniforme, enquanto que I^{T}_{CHUR} define a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ no tempo T desse mesmo reservatório. Sendo assim, é possível também determinar o valor de ε_{Nd} de uma rocha no tempo T, comparando a razão $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{inicial}$ desta rocha, calculada, por exemplo, a partir de uma isócrona com aquela do reservatório CHUR.

A idade modelo de uma rocha, é obtida pela determinação do momento, no tempo geológico, no qual as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ da rocha e do CHUR são as mesmas. Do ponto de vista geológico, isto significaria o momento no qual o Nd desta rocha se separou do reservatório condrítico, determinando assim o tempo de residência crustal (Faure,1986).

Como há outros tipos de modelo de evolução isotópica do Nd mantélico além do CHUR, é possível determinar várias idades modelos para uma mesma rocha. O cálculo da idade modelo T_{CHUR} ou T_{DM} é realizado através da seguinte fórmula:

$$T(x) = (1/\lambda)\ \ln\{1+[\ ^{143}Nd/^{144}Nd)_{x}-(^{143}Nd/^{144}Nd)_{amostra}] / [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{x}-(^{147}Sm/^{144}Nd)_{amostra}]$$

Sendo que x corresponde ao CHUR ou ao DM. Nesse trabalho, os cálculos de idades modelo a partir do manto empobrecido serão realizados utilizando a evolução isotópica do Nd segundo a equação de DePaolo (1981), já que a maioria dos trabalhos publicados para a região amazônica utilizam este modelo.

A idade modelo pode ser utilizada para avaliar a história do crescimento crustal e às vezes para dar a idade de formação da crosta, a qual reflete o tempo de diferenciação manto-crosta, podendo assim ser interpretado, somente quando coincidir com a idade obtida na análise de zircões pelo método U-Pb.

Idades-Modelo em estágio duplo e mistura

Normalmente, a idade modelo pode ser calculada em qualquer rocha félsica, desde que se assuma que o sistema Sm/Nd não sofreu nenhuma mudança após o evento de diferenciação manto/crosta do protólito da rocha. Entretanto, alguns fatores geológicos podem interferir sobre a razão Sm/Nd da rocha, prejudicando a determinação do tempo de residência crustal.

Nas rochas félsicas ricas em determinados minerais que concentram os elementos terras raras leves, um fracionamento importante da razão Sm-Nd pode ocorrer, aumentando a razão Sm/Nd (Pimentel & Charnley 1991). Rochas máficas e ultramáficas, que possuem baixos teores de Sm e Nd, podem sofrer também um fracionamento da razão Sm/Nd quando afetadas por um evento metamórfico de médio a alto grau. Nesses casos, o cálculo de idades modelo de um único estágio de evolução em Nd, forneceria valores sem nenhum significado geológico. É preciso utilizar um modelo de evolução do Nd em estágio duplo, levando em conta a idade do episódio intra-crustal. Nelson & DePaolo (1985) estimaram que, para um fracionamento além de 20% em relação a razão Sm/Nd do CHUR, ou seja para razões $^{147}Sm/^{144}Nd<0,090$ e/ou $>0,125$, o cálculo de idade modelo em estágio simples introduz um erro significativo, o qual é minimizado se o evento intra-crustal ocorre pouco tempo depois do evento de diferenciação manto/crosta. Exemplos de utilização das idades modelo em estágio duplo em rochas da Amazônia foram apresentados por Sato & Tassinari (1997).

Um processo importante em petrogênese de rochas ígneas é a mistura de material fonte. A mistura de duas fontes de idades diferentes na gênese de rochas magmáticas pode fornecer idades modelo sem significado geológico, intermediários entre as idades modelo das duas fontes. Por exemplo, um magma derivado do manto com um valor da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ pode assimilar material da crosta continental, de idade bem mais antiga e com valor diferente da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$, produzindo magmas com composições isotópicas intermediárias.

Arndt & Golsdstein (1987) apresentaram um modelo de evolução dos isótopos do Nd em rochas formadas a partir da mistura de fontes diferentes e sugerem que as idades modelo Nd podem ser interpretadas de duas formas principais: 1) Se elas coincidirem com as idades U-Pb em zircões, ou de outras evidências independentes da existência de um evento orogênico (Pb-Pb em rocha total e zircões, por exemplo), estas podem ser interpretadas como indicativas do tempo da diferenciação manto-crosta; 2) Se, por outro lado, elas se colocam em posições intermediárias entre grupos de idades U-Pb em zircão e não coincidem com nenhum evento orogênico específico, elas devem ser interpretadas como indicadoras de uma idade média de uma fonte misturada. Avelar *et al.* (2001) explicaram as idades modelo Nd T_{DM} das rochas graníticas transamazônicas da região norte do Amapá em termos de mistura de um componente arqueano (3,2-2,6 Ga) e um magmatismo juvenil paleoproterozóico em torno de 2,1 Ga.

Isócronas em minerais: Datação do Metamorfismo e termocronologia

Enquanto o sistema Sm-Nd em rocha total é considerado como resistente aos processos intracrustais, incluindo o metamorfismo, o método tem sido aplicado com sucesso na datação de eventos metamórficos, sobretudo de alto grau, para o qual outros sistemas isotópicos não podem ser utilizados, seja por falta de paragênese mineral adequada, seja por ser muito sensível a eventos de baixas condições metamórficas suscetíveis de reabrir o sistema.

As isócronas Sm-Nd de minerais têm a vantagem em relação às isócronas em rocha total, devido a maior variação na razão Sm/Nd nos minerais (Faure 1986, Dickin 1997) proporcionando um maior espalhamento dos pontos analíticos no diagrama isocrônico. Um exemplo de datação Sm-Nd em minerais de rochas metamórficas é apresentado na Figura 13.

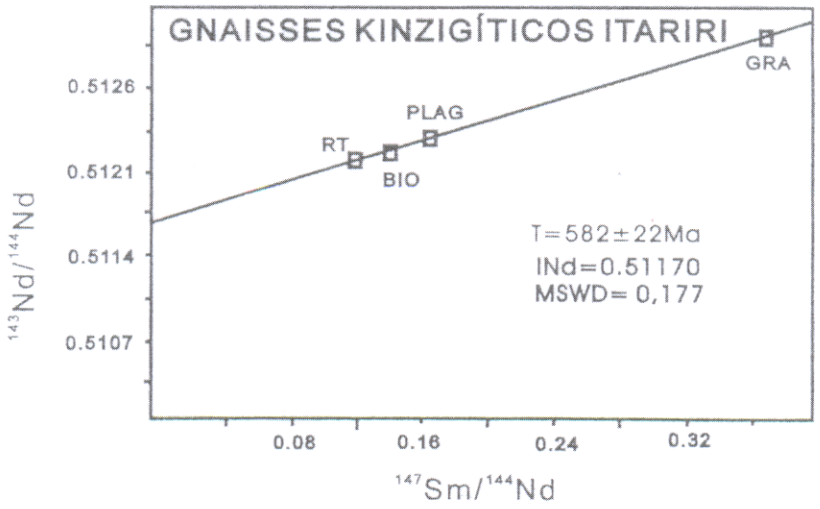


Figura 13: Isócrona Sm-Nd em minerais dos Gnaisses kinzigíticos Itariri, SP (Picanço *et al.* 1998).

Gr: granada, BIO: biotita, PLG: plagioclásio e RT: rocha total)

O geocronômetro Sm-Nd tem se tornado, portanto, uma ferramenta poderosa para estudos de termocronologia metamórfica cujo objetivo é investigar as mudanças de condições de pressão e temperatura ao longo do tempo, durante o metamorfismo e o resfriamento pós metamórfico. A combinação de vários sistemas isotópicos em minerais que apresentam temperaturas de fechamento diferentes permite estabelecer as curvas de evolução P-T em função do tempo.

A temperatura de fechamento corresponde à temperatura abaixo da qual a difusão de isótopos radiogênicos produzido pelo decaimento radioativo deixa de ser eficiente e o mineral evolui como num sistema fechado. Acima dessa temperatura o produto filho escapa tão rápido que não pode acumular (Dodson, 1973).

A granada é o mineral mais importante para obtenção de informações geocronológicas para rochas em alto grau metamórfico. Além de apresentar a maior razão Sm/Nd entre todos os minerais, é também um mineral importante em muitas reações sendo muito usado para a termobarometria e a reconstrução quantitativa dos caminhos P–T (Cohen *et al.* 1988, Mezger *et al.* 1992). Em certos casos, o sistema Sm-Nd da granada pode preservar a idade de cristalização durante o caminho progressivo do metamorfismo ou datar o paroxismo deste metamorfismo (Burton & O´Nions 1991).

Além disso, a granada pode ser datada pelos métodos U-Pb (Vance & O´Nions 1990, Burton & O´Nions 1991), Rb-Sr (Vance & O´Nions 1990, Burton & O´Nions 1991) e até Lu-Hf (Duchène *et al.* 1997). Sendo assim, ao longo dos últimos anos, a utilização do sistema Sm-Nd da granada tem ocupado um espaço cada vez maior em termocronologia metamórfica (Thöni 2002).

A temperatura de fechamento do sistema Sm-Nd da granada é sem dúvida uma das mais altas entre os geocronômetros radiométricos, podendo aproximar-se da temperatura de fechamento do cronômetro U-Pb em zircão (Chavagnac & Jahn 1996).

Entretanto, essa temperatura pode variar de acordo com os autores. Para Humphires & Cliff[3] *apud* Chavagnac & Jahn (1996) e Mezger *et al.* (1992) a temperatura estimada foi de aproximadamente 600°C enquanto que, para outros autores, a mesma foi considerada como ≥ 750°C (Jagoutz 1988; Thöni & Jagoutz 1992; Hensen & Zhou 1995). As tentativas de determinação da temperatura de fechamento da granada para o sistema Sm-Nd mostram que a mesma não é única e pode variar de acordo com vários parâmetros (Burton *et al.* 1995, Thöni 2002). Os principais fatores que interferem são o tamanho dos grãos, a composição química, as fases minerais associados à granada, a presença de fluidos e a velocidade de resfriamento.

3HUMPHIRES, F.J., CLIFF, R.A. 1982. Sm-Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland. *Nature*. 295:515-517.

5. APLICAÇÃO DO MÉTODO Sm-Nd EM MINERAIS DE METAMORFISMO NA REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ

5.1. INTRODUÇÃO

Nesse capítulo, serão apresentados e discutidos os dados analíticos obtidos em minerais de metamorfismo provenientes dos escarnitos da área do depósito de ouro do Amapari, na Serra do Navio e dos granulitos da área de Tartarugal Grande. Alguns resultados Sm-Nd obtidos em rocha total serão também mostrados e discutidos em termos de idade modelo e de tempo de residência crustal. O capítulo inicia com uma breve descrição das feições geológicas do Estado do Amapá dentro do contexto mais amplo da Província Maroni Itacaiúnas e do Sudeste do Escudo das Guianas. Em seguida uma descrição sucinta das principais unidades geológicas do Amapá será apresentada, bem como um levantamento atualizado dos dados geocronológicos disponíveis para esse setor do escudo das Guianas.

Uma descrição um pouco mais detalhada da área de Tartarugal Grande e da área do depósito de Amapari na Serra do Navio será apresentada, seguida de uma descrição das principais características das amostras selecionadas para os estudos isotópicos. Finalmente, os resultados geocronológicos serão mostrados e interpretados. A discussão das conseqüências para a evolução geológica das áreas investigadas e do estado do Amapá encerrará o capítulo.

Como já foi comentado em capítulos anteriores, a região central do Estado do Amapá, área alvo desta tese, pertence à porção Sudeste da província Maroni-Itacaiúnas a qual constitui um extenso domínio que abrange geograficamente toda a Guiana Francesa, o Suriname, uma parte da República da Guiana, do território da Venezuela e do norte do Brasil, nos Estados de Roraima, Pará e Amapá (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982).

Do ponto de vista geotectônico, a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) insere-se em um modelo de evolução do Cráton Amazônico envolvendo um extenso núcleo de crosta continental antiga preservada e estabilizada desde o Arqueano (Província Amazônia Central), circundado por faixas móveis de idades proterozóicas as quais se agregaram ao núcleo arqueano ou retrabalharam porção de crosta arqueana (Cordani *et al.* 1979; Cordani & Brito Neves 1982; Gibbs & Barron 1983; Gaudette & Olszewski 1985; Teixeira *et al.* 1989; Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari *et al.* 2000). Esse modelo envolve uma evolução pontuada por episódios de acresção crustal durante o Proterozóico. Mais recentemente, novas modificações foram apresentadas para a compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico

(Santos *et al.* 2000; Dall'Agnol *et al.*2000), as quais rediscutem os limites entre as diversas províncias do modelo de Cordani *et al.* (1979).

A PMI é constituída por uma extensa crosta paleoproterozóica (Gibbs & Olszewski 1982; Gibbs & Barron 1983, 1993; Teixeira *et al.* 1985,1989; De Vletter, 1984, Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari *et al.* 2000). As principais unidades geológicas podem ser divididas em complexos de alto grau e terrenos granito-greenstones paleoproterozóicos. Nos terrenos de alto grau (granulitos e gnaisses), foram identificados alguns protólitos arqueanos no Complexo Imataca, na Venezuela (Montgomery & Hurley 1978; Montgomery 1979, Teixeira *et al.* 1999) e na região central do Amapá (Montalvão & Tassinari 1984, Sato & Tassinari 1997, Lafon *et al.* 1998, 2000, Avelar *et al.* 2001). Em outras áreas da PMI, como o Cinturão Granulítico Central (Gibbs & Barron 1983, 1993, Delor *et al.* 2001c) ou a porção ocidental da PMI, no Estado de Roraima (Gaudette *et al.* 1996), essas relíquias arqueanas não foram encontradas. Os limites da PMI com os domínios adjacentes não estão ainda bem definidos e permanece um ponto em aberto (Dall'Agnol *et al.* 2000, Santos *et al.* 2000).

Van der Haeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2000, 2001b) apresentaram um modelo de evolução Transamazônica para o sudeste da PMI, sustentado por dados geoquímicos, estruturais e geocronológicos obtidos na Guiana Francesa. Nesse modelo, um primeiro estágio de evolução crustal eo-Transamazônica corresponde ao maior período de geração de crosta juvenil relacionada à abertura oceânica e a formação de terrenos granito-*greenstones* (2,2–2,17 Ga). Um segundo estágio é marcado pela formação e aglomeração de arcos magmáticos eo- e meso-transamazônicos (2,18–2,12 Ga) com magmatismo calcio-alcalino. O terceiro estágio envolve um contexto continental com reciclagem crustal marcado por tectônica essencialmente transcorrente, e formação de granitos principalmente alcalino a per-aluminosos por anatexia crustal, (2,10-2,08 Ga).

5.2.CONTEXTO GEOLÓGICO DO ESTADO DO AMAPÁ E DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

No Estado do Amapá, os primeiros trabalhos de levantamento geológico foram realizados na década de 70, através do Projeto Norte da Amazônia (1973), cujas informações foram divulgadas por Lima *et al.* (1974) e do projeto Jari-Rio Negro Leste (1976-1978). Um levantamento geológico na região central do então Território Federal do Amapá, foi executado em conjunto pela CPRM e pelo DNPM na escala de 1:100.000. As informações geológicas mais relevantes, desse levantamento geológico, foram publicadas por João & Marinho (1982a e 1982b). Rodrigues *et al.* (1988) publicaram um mapa, na escala de 1:1.000.000, sintetizando os principais aspectos litoestruturais do Território Federal do Amapá.

No início da década de 90, os dados gerados a partir do Projeto "Sistematização das Informações sobre os Recursos Naturais do Estado do Amapá", executado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística / IBGE foram sintetizados por Lima *et al.* (1991), os quais definiram as principais feições estruturais do Estado do Amapá. Na porção sul, os autores individualizaram o Cinturão de Cisalhamento Tumucumaque, orientado segundo um *trend* NW-SE em regime tectônico oblíquo, com deslocamento de massas de SW para NE. Os falhamentos mais importantes são representados pelas Falhas Tumucumaque e Cupixi. Na porção central do Estado do Amapá, foi definido o Cinturão de Cisalhamento Caroni-Quatro Pancadas cujo "trend" NW-SE é bem marcado na região do Rio Flechal, através da Falha Quatro Pancadas. Na porção mais ao norte do Estado do Amapá, o Cinturão de Cisalhamento Baixo Uaça exibe um *trend* NW-SE, bem caracterizado nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova. No Mesozóico essa região foi alvo de uma fase distensional, que propiciou a colocação de enxames de diques básicos, associados à falhas normais e transferentes, orientadas segundo um *trend* NE-SW (Lima *et al.* 1991).

As principais unidades geológicas pré-cambrianas, até então definidas para o Estado do Amapá eram formadas por um conjunto de granitóides e ortognaisses, considerados de idade arqueana e agrupados no Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974); por rochas granulíticas arqueanas, principalmente félsicas englobadas na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (João & Marinho 1982a); por rochas supracrustais formando os terrenos *greenstones,* incluídos no Grupo Vila Nova (Lima *et al.* 1974) e granitóides de idades transamazônicas, associados a esses *greenstones* e, finalmente por intrusões magmáticas pós-transamazônicas.

Recentemente, dados geológicos, geofísicos, geocronológicos e metalogenéticos foram integrados junto com imagens de radar para elaborar o mapa metalogenético do Estado do Amapá (Faraco *et al.* 2000). Também no ano de 2000, a CPRM/Belém iniciou um projeto intitulado PROMIN RENCA – Reserva Nacional do Cobre e Associados, visando a cartografia geológica nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, da porção sudoeste do Estado do Amapá. As informações geológicas, petrográficas e geocronológicas preliminares geradas nessas pesquisas foram divulgadas nos trabalhos de Carvalho *et al.* (2001), Rosa Costa *et al.* (2001), Ricci *et al.* (2001) e Vasquez & Lafon (2001). Para a porção centro-norte do Estado do Amapá, Lafon *et al.* (1998, 2000, 2001) e Avelar *et al.* (2001) apresentaram novas informações geocronológicas Sm-Nd (T_{DM}) e Pb-Pb em zircões de amostras gnáissicas, granulíticas, granitóides e graníticas.

Na área de abrangência do Projeto RENCA, nas regiões sudoeste do Estado do Amapá e noroeste do Estado do Pará, Carvalho *et al.* (2001), com base em critérios litológicos, metamórficos, geofísicos e estruturais, individualizaram, de NE para SW da área, três domínios geológicos denominados de Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande – TACTG, de Cinturão Jari – CJ e de Orógeno Carecuru-Paru – OCP. O TACTG possui um *trend* NW-SE, cujas foliações apresentam mergulhos médios para NE ou SW. O CJ ocorre como uma faixa NW-SE, onde dominam rochas de alto grau metamórfico, com uma foliação segundo o *trend* NW-SE. O OCP é constituído por ortognaisses e granitóides primitivos, que foram agrupados nos Complexos Paru-Maratiá e na Suíte Intrusiva Carecuru. Ainda no âmbito do Projeto RENCA, foram redefinidos os complexos gnáissicos-migmatíticos, definidos anteriormente como complexos Guianense e Tumucumaque e a unidade de alto grau metamórfico, representada pelo Complexo Ananaí. Novas unidades foram definidas e agrupadas nos complexos Jari-Guaribas, Baixo Mapari, Iratapuru e charnoquitóides da Suíte Igarapé Urucu.

A Figura 14 apresenta o mapa geológico simplificado contendo as principais unidades geológicas para o Estado do Amapá. A seguir, as unidades litológicas mais importantes do Estado do Amapá são apresentadas detalhadamente.

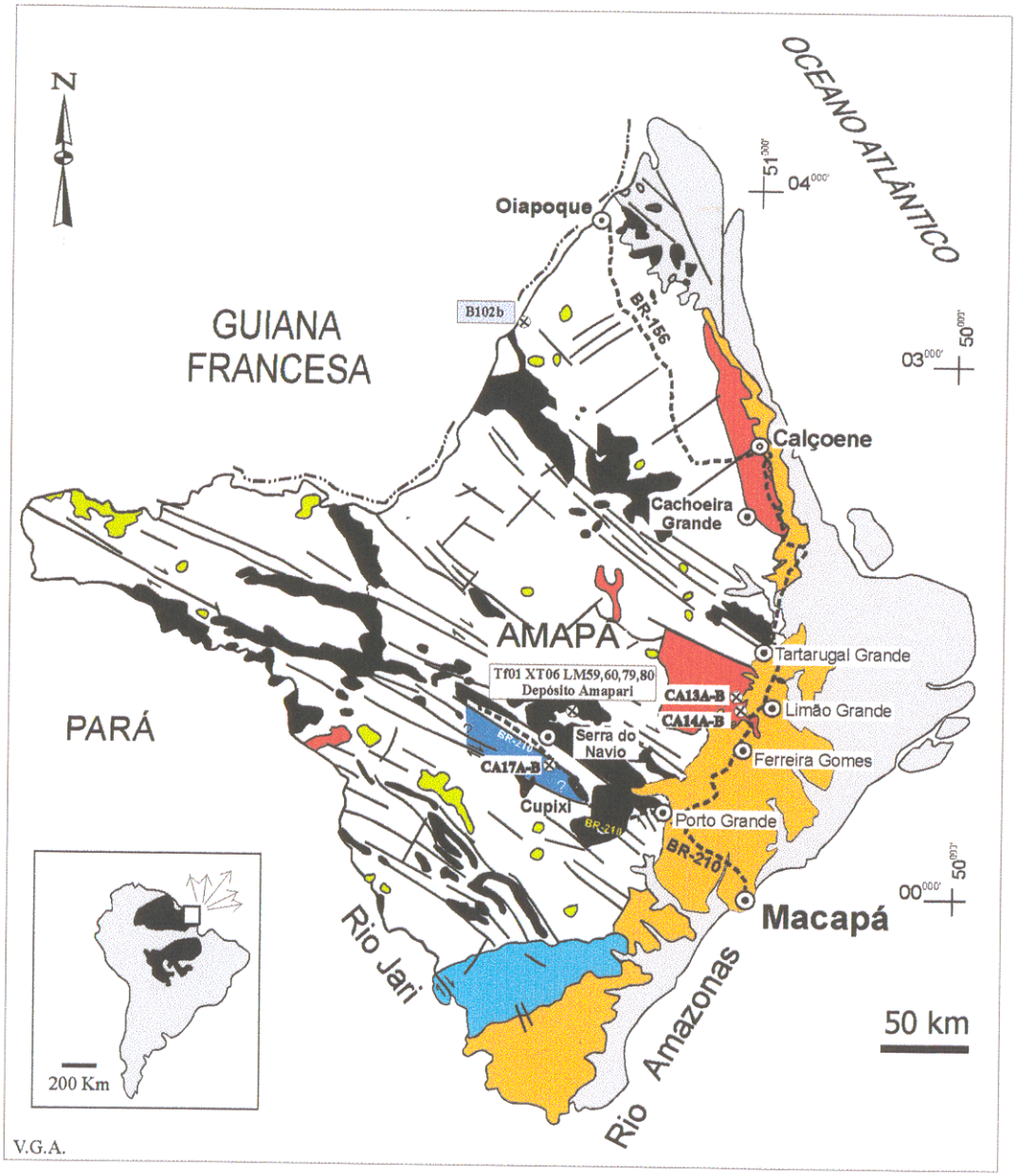


Figura 21 - Mapa geológico simplificado da porção oriental do Escudo das Guianas (Guiana Francesa e Estado do Amapá, Brasil), após Lima *et al.* (1991); trabalhos recentes do BRGM/França e CPRM/Brasil. Localização Dos pontos de coletas das amostras estudadas nesse trabalho.

Unidades Geológicas

- Granulitos (félsicos e máficos)
- Ortognaisses Arqueanos restrabalhados (tonalitos)
- Greenstone Belts (Paramaca-Vila Nova)
- Plutônicas Máficas
- Sequências sedimentares "flysh-like" (Fm. Armina)
- Unidade Sedimentar Superior (Quartzitos e Conglomerados)
- Dioritos
- Granitóides/Ortognaisses Paleoproter. (Evento Transamaz.)
- Granitóides Pós-Transamazônicos
- Sedimentos Paleozóicos
- Coberturas Lateríticas
- Sedimentos Cenozóicos
- Limites entre países
- Localização dos pontos de amostragens

5.2.1 – Granitóides e migmatitos

Issler *et al.* (1974) inseriram no Complexo Guianense, um conjunto de granitóides tonalíticos, trondhjemíticos, granodioríticos, e gnaisses de composições equivalentes, que ocorrem em grandes proporções no Estado do Amapá. Lima *et al.* (1974) definiram essas rochas como pertencentes ao Núcleo Oiapoque. João & Marinho (1982a) propuseram a denominação de Suíte Metamórfica Guianense para as rochas granitóides, que ocorrem na região central do Amapá, e individualizaram dois tipos litológicos principais nessa unidade. O primeiro denominado de Tonalito Papa Vento, possui afinidade tonalítica. O segundo denominado de Granito Cigana, possui afinidade granítica. Trata-se de granitóides migmatíticos, marcados pela presença de mesoencraves anfibolíticos, principalmente no Tonalito Papa Vento, os quais foram considerados como sendo xenólitos do Grupo Vila Nova. Também na região central do Amapá, os tonalitos da região de Cupixi e da Serra do Navio foram, igualmente, incluídos na Suíte Metamórfica Guianense.

João & Marinho (1982a), baseados em dados petrográficos definidos para as rochas granitóides da Suíte Metamórfica Guianense e para as rochas granulíticas da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, sugeriram haver uma zona de transição entre essas rochas. Na região de Tartarugal Grande, a existência de um marcante lineamento estrutural, o qual foi interpretado como uma falha de empurrão, marca o contato entre as rochas das duas unidades. Segundo os autores, a falha de empurrão teria alçado as rochas granulíticas, especialmente subjacentes, em contato com os granitóides.

As rochas granitóides, da Suíte Metamórfica Guianense, foram assumidas como tendo idades arqueanas (João & Marinho 1982a, Lima *et al.* 1991). Para as rochas tonalíticas e gnáissicas, da região de Cupixi, foi definida uma idade isocrônica de referência Rb/Sr de 2,94 Ga, com I_{Sr} de 0,701, (Montalvão & Tassinari 1984). Idades modelo T_{DM} entre 3,1 e 3,06 Ga foram determinadas para as rochas tonalíticas (Sato & Tassinari 1997). Estas idades são indicativas da existência de fragmentos de uma crosta arqueana nessa região. Nas imediações de Cupixi, os dados Pb/Pb em zircões obtidos para ortognaisses tonalíticos definiram idades de 2845 ± 6 Ma enquanto que um mobilizado granítico desta mesma rocha forneceu idades Pb-Pb em um intervalo de 2,07-2,13 Ga (Avelar *et al.* 2001).

Mais a sudeste, Carvalho *et al.* (2001) redefiniram no âmbito do TACTG, o Complexo Tumucumaque, que é caracterizado por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos com grau de migmatização fraco ou moderado e migmatitos subordinados, metamorfizados na fácies anfibolito. Rosa Costa *et al.* (2001) definiram uma idade Pb/Pb em zircões de 2652 ± 4 Ma para um gnaisse granodiorítico do Complexo Guianense.

Na porção norte do Amapá e na região de fronteira com o sudeste da Guiana Francesa, ao longo do Rio Oiapoque, diversos granitóides e ortgonaisses forneceram idades Pb-Pb em zircão no intervalo entre 2,18 e 2,08 Ga e idade modelo Nd T_{DM} entre 2,18 e 2,75 Ga (Avelar *et al.* 2001). Esses dados mostram que as unidades de granitóides e ortognaisses da porção norte do Estado do Amapá não podem ser incluídas na suíte metamórfica Guianense e representam unidades magmáticas e metamórficas associadas a orogênese Transamazônica, as quais serão descritas mais adiante.

5.2.2 – Terreno metamórfico de alto grau (Complexos granulíticos)

João *et al.* (1978) identificaram faixas granulíticas na região de Tartarugal Grande e da porção centro-leste do Estado do Amapá. São predominantemente granulitos félsicos com granulitos máficos subordinados. As faixas de rochas granulíticas com direção NW, da porção central do Estado do Amapá, foram incluídas no Cinturão Granulítico Tumucumaque-CGT (Lima *et al.* 1982). Hasui *et al.* (1984) e Costa & Hasui (1997), baseados em dados geofísicos, propuseram a existência de dois cinturões granulíticos denominados de Cinturão Jarí, na divisa entre os estados do Pará e Amapá, e de Cinturão Amapá, no sul do Estado do Amapá.

Os granulitos do leste do Amapá representariam porções intracrustais, delineando um cinturão granulítico, que possivelmente desempenhou um papel importante durante a abertura do atlântico. Lima *et al.* (1991), seguindo as definições de unidades de alto grau propostas por João *et al.* (1979) e João & Marinho (1982a), redefiniram o CGT e adotaram a designação Suíte Metamórfica Ananaí-Tartarugal Grande-SMATG. Esses autores consideraram o posicionamento estratigráfico dessas rochas como sendo idêntico àquele do Complexo Guianense, acrescentando ainda, que, tais rochas seriam de níveis intermediários, mesozonal e àquelas da SMATG, de níveis profundos, catazonais.

Lima et al. (1982) e João & Marinho (1982a) definiram, para um conjunto de rochas charnoquíticas e enderbíticas, uma isócrona Rb/Sr com idade de 2450 ± 74 Ma e razão $^{87}Sr/^{86}Sr$

inicial (I_{Sr}) de 0,7063. Uma amostra desse conjunto, tratada em separado, definiu uma idade de 3,34 Ga com I_{Sr} de 0,705. Montalvão & Tassinari (1984) recalcularam os dados isotópicos apresentados para as amostras anteriormente citadas, e obtiveram uma idade de 2674 Ma, com I_{Sr} de 0,7045. Segundo esses autores, o valor da razão inicial é sugestivo de que tais rochas foram formadas a partir de uma fonte mista, com material retrabalhado do manto e da crosta. Dados Pb/Pb em zircão desses mesmos granulitos félsicos da região de Tartarugal Grande forneceram uma idade em torno de 2,6 Ga (Lafon *et al.* 1998, Avelar *et al.* 2001). Um plúton charnoquítico da mesma área apresentou uma idade Pb-Pb de 2053 ± 1 Ma. As idades modelo (T_{DM}) para todas essas rochas situaram-se no intervalo de 2,70 Ga até 3,2 Ga (Avelar *et al.* 2001). Na região de Calçoene, uma idade de 2059 ± 2 Ma foi encontrado para um corpo charnoquítico similar ao charnoquito da região de Tartarugal Grande (Lafon *et al.* 2001). As relações entre o metamorfismo granulítico regional e o magmatismo charnoquítico não foi bem estabelecido, entretanto, sugere-se que ele seja contemporâneo, admitindo portanto uma idade de 2,05 Ga para este episódio de alto grau tardi-transamazônico.

No sudeste do Amapá, na região de fronteira com o Pará, Carvalho *et al.* (2001) incluíram, no Cinturão Jari, as rochas de alto grau metamórfico em diversos complexos (Complexo Baixo Amapari, Complexo Jari-Guaribas, Complexo Iratapuru e Complexo Ananaí). Rosa Costa *et al.* (2001) determinaram idades Pb/Pb em zircões de 2790 ± 15 Ma e 2582 ± 6 Ma para gnaisses enderbíticos dos Complexos Jari-Guaribas e Ananaí, respectivamente.

5.2.3 - Terrenos *Greenstones belts*

As seqüências vulcanossedimentares do Estado do Amapá e da porção NW do Estado do Pará, região de Ipitinga, foram incluídas no Grupo Vila Nova (Lima *et al.* 1974), ou na Suíte Metamórfica Vila Nova (João & Marinho 1982b). A estratigrafia do Grupo Vila Nova, no Estado do Amapá, foi bem definida na área da Serra do Navio, cuja base é constituída por um espesso pacote de rochas metavulcânicas com afinidades toleíticas, localmente komatiíticas. No topo, as rochas ortoanfibolíticas são sobrepostas pelas formações ferríferas bandadas, intercaladas com xistos aluminosos contendo lentes de mármores manganesíferos da Formação Serra do Navio (Lima *et al.* 1974). As rochas do Grupo Vila Nova foram metamorfizadas desde a fácies xisto-verde até a fácies anfibolito (Montalvão & Tassinari 1984, Tassinari 1996).

O posicionamento estratigráfico desse grupo ainda é controverso. Isto é notável principalmente para a porção central do Amapá, onde as incertezas de correlações com os granulitos arqueanos, bem como o número reduzido de dados geocronológicos existentes, não permitem avançar no entendimento dessa relação (Montalvão & Tassinari 1984 e Cordani *et al.* 2000). Alguns autores, baseados em evidências de campo, não descartaram a possibilidade das rochas do Grupo Vila Nova apresentarem uma idade arqueana (João & Marinho 1982a; Montalvão & Tassinari 1984; Lima *et al.* 1991). Contudo uma idade Rb-Sr em rocha total de 2,09 Ga e I_{Sr} de 0,706 (Basei 1973) e dados Sm-Nd obtidos em rochas anfibolíticas e actinolita xistos (*Greenstone Belt* Ipitinga), definindo uma idade de 2264 ± 34 Ma (McReath & Faraco 1997) reforçaram a idade Paleoproterozóica dessas rochas. Os dados geocronológicos apresentados estão em concordância com as idades U-Pb e Sm-Nd previamente obtidos para outras rochas de seqüências greenstone belts da PMI (Gibbs & Olszewski 1982; Gruau *et al.* 1985). Isso permitiu correlacionar as rochas do Grupo Vila Nova com aquelas do Grupo Paramacá, na Guiana Francesa, com idade T_{DM} de 2,11 Ga (Gruau *et al.* 1985) e com as rochas do Grupo Barama-Mazaruni, na República da Guiana, com idade U-Pb em zircão de 2,25 Ga (Gibbs & Olszewski 1982).

5.2.4 - Granitóides Transamazônicos

Nas regiões de Cupixi e de Ipitinga, respectivamente, na porção central do Amapá e na fronteira entre os estados do Pará e do Amapá, registra-se um intenso magmatismo granítico, rico em feldspato potássico e álcali-granitos. De um ponto de vista geológico e geocronológico, muitas dúvidas permanecem quanto à separação desses granitos ditos Transamazônicos com os granitóides, ortognaisses e migmatitos do Complexo Guianense, estes tidos como de idades arqueanas. Todavia, Montalvão & Tassinari (1984), consideraram os granitóides transamazônicos como intrusivos nas rochas do Complexo Guianense, e os incluíram na Suíte Intrusiva Cupixi ou Suíte Metamórfica Água Branca.

De acordo com João & Marinho (1982b) as rochas graníticas mostram-se ora isotrópicas, ora orientadas, com textura gnáissica. Localmente, nas regiões de contato, com as rochas do embasamento, percebe-se uma migmatização intensa nas rochas granitóides, levando a formação de migmatitos. Uma idade de 2,25 Ga e razão inicial (I_{Sr}) de 0,747 foi definida, a partir de uma isócrona de referência Rb-Sr, para as rochas migmatíticas da região de Cupixi. O valor elevado da razão inicial é sugestivo de que a formação dessas rochas se deu a partir da fusão em altos

níveis crustais. Para as rochas graníticas potássicas, Montalvão & Tassinari (1984) definiram uma idade de 2,06 Ga.

Na região norte do Amapá, no distrito aurífero de Lourenço, Nogueira *et al.* (2000) definiram uma idade U/Pb em zircão de 2155 ± 13 Ma para as rochas tonalíticas associadas às seqüências greenstones. Ainda na região norte do Amapá, no sul de Oiapoque, diversos sienogranitos forneceram idades de cristalização de 2107 ± 2 Ma, 2098 ± 2 Ma e 2087 ± 3 Ma. Zircões de um outro sienogranito e um alkali-feldspato granito apresentaram idades no intervalo de 2,05-2,13 Ga e 1,95-2,10 Ga respectivamente. Este último granito apresentou também zircões herdados com idades de 2,54-2,60 Ga. Zircões de um diorito forneceram uma idade de cristalização de 2181 ± 2 Ma. As idades modelos (T_{DM}) para esse conjunto de rochas da porção norte do Amapá espalharam-se no intervalo entre 2,18–2,75 Ga (Avelar *et al.*2001).

Na região de fronteira com o sudeste da Guiana francesa, ao longo do Rio Oiapoque, zircões de um sienogranito e de uma intrusão de gabro apresentaram respectivamente idades de cristalização de 2096 ± 2 Ma e de 2099 ± 1 Ma (Avelar *et al.* 2001).

Faraco *et al.* (2000) definiram pelo menos sete suítes graníticas transamazônicas no Estado do Amapá, de acordo com as composições petrográficas das rochas e as idades determinadas por analogia com a Guiana Francesa, desde 2206 Ma, para as rochas trondhjemíticas e tonalíticas, até 2093-2089 Ma, para os K- feldspato granitos e sienogranitos. Todavia, essa correlação parece justificável apenas para a região de fronteira, tornando-se menos provável a medida que se avança para o interior do Amapá.

No âmbito do domínio Orógeno Carecuru – Paru, Carvalho *et al.* (2001) individualizaram as rochas ortognáissicas que foram incluídas no Complexo Paru-Maratiá e rochas granitóides primitivas, tais como, dioritos, tonalitos e trondhjemitos subordinados, incluídas na Suíte Intrusiva Carecuru. Ainda na área de abrangência do OCP um magmatismo orogênico foi bem caracterizado, sendo individualizados as suítes intrusivas Carecuru, Cupixi, Igarapé Urucu, Igarapé Careta, e os corpos denominados Granito Igarapé Castanhal e Alasquito Urucupatá. Rosa Costa *et al.* (2001) definiram uma idade Pb/Pb de 2150 ± 1 Ma em zircões de um biotita-hornblenda gnaisse tonalítico do Complexo Paru-Maratiá. Para um charnoquito ígneo da Suíte Igarapé Urucu, uma idade Pb/Pb em zircões de 2146 ± 14 Ma foi determinada, enquanto que para um quartzo-diorito da Suíte intrusiva Carecuru foi obtida uma idade Pb/Pb em zircão de 2140 ± 1

Ma. Finalmente, os zircões de um feldspato-alcalino granito, do Alasquito Urucupatá, definiram uma idade de 2146 ± 3 Ma.

5.2.5 – Resfriamento tardi-Transamazônico e Magmatismo Pós-Transamazônico

Na região de Cupixi e na Serra do Navio, idades K/Ar em minerais separados dos ortognaisses, granitóides e de xistos e anfibolitos definiram um intervalo de idades entre 2,09 e 1,76 Ga (Montalvão & Tassinari 1984) correspondem ao resfriamento no final da orogênese Transamazônica. Na região de Oiapoque, esse resfriamento foi registrado pelas idades Rb/Sr e K/Ar das rochas granitóides e ortognaisses que entre 2,06 Ga e 1,98 Ga (Amaral 1974, Lima *et al.* 1974).

Após o fim do Evento Orogênico Transamazônico, várias fases de reativações tectonomagmáticas foram evidenciadas no Amapá, as quais foram relacionadas a um regime distensivo e a movimentos verticais de blocos (Montalvão & Tassinari 1984; Lima *et al.* 1991).

Os produtos magmáticos dessas fases de reativações são representados pelas rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Mapuera com idade Rb-Sr de 1,86 Ga (Tassinari *et al.*1984). As rochas graníticas da Suíte Intrusiva Falsino e as alcalinas da Suíte Mapari distribuem-se no Estado do Amapá como pequenos corpos circulares, intrusivos principalmente nas rochas do Complexo Guianense e forneceram idades Rb-Sr de 1,76 Ga (Tassinari *et al.* 1984) e de 1,68-1,34 Ga (Montalvão & Tassinari 1984), respectivamente. Finalmente, um plúton granítico tipo A da região de fronteira entre os Estados do Amapá e Pará, denominado Granito Waiãpi, apresentou uma idade Pb-Pb em zircão de 1753 ± 3 Ma (Vasquez & Lafon 2001).

5.2.6. Potencial Metalogenético

A ocorrência dos principais bem minerais do Estado do Amapá, em especial o ouro, está intimamente ligada às grandes feições estruturais, como os cinturões de cisalhamento (Lima *et al.* 1991). As potencialidades metalogenéticas do Estado do Amapá foram ressaltadas por Carvalho *et al.* (1994) e Faraco & Carvalho (1994), com ênfase nos distritos auríferos das regiões de Cassiporé, Tartarugalzinho, Serra do Navio/Vila Nova e Cupixi, todos relacionados às seqüências *greenstones* do Grupo Vila Nova. Os distritos manganesíferos da Serra do Navio e o cromitífero do Igarapé do Breu foram associados às seqüências metavulcanossedimentares e complexos máfico-ultramáficos diferenciados. Spier & Filho (1999) descreveram depósitos de cromita, com

características geológicas semelhantes a depósitos magmáticos estratiformes; depósitos de ouro, associados a metaconglomerados e quartzitos; depósitos de ouro, associados aos veios de quartzo e sulfetos em estruturas de cisalhamento dúctil; e depósitos de ferro, todos no âmbito do Projeto Vila Nova, na região centro-sudeste do Estado do Amapá.

Faraco *et al.* (2000) apresentaram um mapa geológico e metalogenético para o Estado do Amapá e noroeste do Estado do Pará, integrando dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e estruturais, no qual são identificadas as principais províncias metalogenéticas existentes, junto com os distritos minerais. Depósitos de ouro ocorrem principalmente nos distritos de Cassiporé, Tartarugalzinho, Serra do Navio/Vila Nova, Serra do Cupixi e Serra do Ipitinga, onde depósitos de cobre também são registrados. Depósitos de manganês ocorrem no distrito de Serra do Navio, enquanto depósitos de cromo ocorrem nos distritos de Bacuri e Igarapé do Breu. Dardenne & Schobbennhaus (2001a, b) individualizaram duas épocas metalogenéticas, no Paleoproterozóico.

À primeira, em torno de 2,2 Ga e chamada de Época do Manganês, estão associados os depósitos de manganês da Serra do Navio. À segunda, em torno de 2,0 Ga, estão associados os depósitos de ouro, definida pela deformação e metamorfismo durante a Orogênese Transamazônica e foi consequentemente denominada de Época do Ouro. O depósito de ouro tipo Amapari, que ocorre em zonas de cisalhamento, e o depósito de ouro de Salamangone, que ocorre nas intrusões graníticas neo-Transamazônica estão associados a essa segunda época metalogenética.

5.2.7. Síntese sobre a evolução geológica do Estado do Amapá

Os dados geocronológicos disponíveis até o momento permitem posicionar o Amapá no contexto da evolução geodinâmica da porção SE do Escudo das Guianas.

Evolução Transamazônica (2,18-2,05 Ga) – Um episódio magmático calcio-alcalino (diorítico e tonalítico) entre 2,18 Ga e 2,15 Ga foi identificado, o qual pode ser relacionado à formação de arcos magmáticos eo- e meso-transamazônicos. Um segundo episódio magmático, entre 2,11 e 2,09 Ga, de afinidade alcalina é relacionado ao estágio colisional caracterizado por tectônica essencialmente transcorrente e anatexia crustal. A formação de um plúton charnoquítico com idade de 2,05 Ga, na região central do Amapá, sugere uma idade tardi-transamazônica para o metamorfismo de alto grau identificado, neste mesmo setor, em rochas granulíticas com protólito arqueano em torno de 2,6 Ga. Este evento de alto grau poderia ser relacionado ao evento granulítico UHT (*ultra high temperature*) tardi-transamazônico identificado no nordeste do

Suriname a 2,07-2,06 Ga (Delor *et al.* 2001c). Em seguida, o resfriamento regional pós-orogênico é registrado pelos sistemas isotópicos K-Ar, Ar-Ar e Rb-Sr de minerais entre 2,05–1,80 Ga (Montalvão & Tassinari 1984; Nomade *et al.* 2001).

Evolução Arqueana (3,2-2,6 Ga) – As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) e Pb-Pb em zircão indicam o envolvimento de uma crosta meso- a neoarqueana nesse setor do SE do Escudo das Guianas.

Na região central do Amapá, o período principal de acresção crustal está definido pelos dados Sm-Nd entre 3,2-2,70 Ga. Dois episódios magmáticos foram identificados a partir dos dados Pb-Pb em zircão a 2,85 Ga e em torno de 2,6 Ga. Esses resultados confirmam a presença de núcleos arqueanos preservados, com evolução similar à crosta arqueana da Província de Carajás.

Na região norte do Amapá e na fronteira com o sudeste da Guiana francesa, testemunhos de crosta arqueana são registradas apenas em zircões detríticos (3,2–2,7 Ga) de metassedimentos e zircões herdados (2,9-2,6 Ga) de granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos.

As idades Sm/Nd entre 2,75 e 2,18 Ga, obtidos para os granitóides transamazônicos (2,18-2,09 Ga) da porção centro-norte do Amapá são interpretadas em termos de mistura de um componente arqueano (3,2-2,6 Ga) e um magmatismo juvenil paleoproterozóico em torno de 2,1 Ga.

Os dados Pb-Pb em zircão e T_{DM} em rocha total indicam uma evolução Transamazônica da região centro-norte do Amapá similar a da Guiana Francesa, no período entre 2,2 e 2,08 Ga. Entretanto, a região central se diferencia pela presença de crosta arqueana preservada e pela existência de um evento de alto grau tardi-transamazônico. Os resultados apresentados são compatíveis com os dados obtidos geocronológicos no âmbito do projeto RENCA para a porção sudoeste do Estado do Amapá, na fronteira com o Estado do Pará (Rosa Costa *et al.*, 2001), os quais apontam novamente para um episódio magmático calco-alcalino a 2,15-2,14 Ga e identificam a presença de núcleos arqueanos preservados com idades entre 2,58 e 2,80 Ga.

5.3. O COMPLEXO GRANULÍTICO DE TARTARUGAL GRANDE

A maior ocorrência de granulitos encontra-se na região de Tartarugal Grande (Figura 15), na porção central do Amapá. Como nas outras áreas de ocorrências, as rochas félsicas predominam sobre as rochas máficas e metassedimentares. O principal trabalho sobre os granulitos de Tartarugal Grande foi aquele de João & Marinho (1982b), os quais estabeleceram a litologia do complexo granulítico e propuseram um quadro estratigráfico.

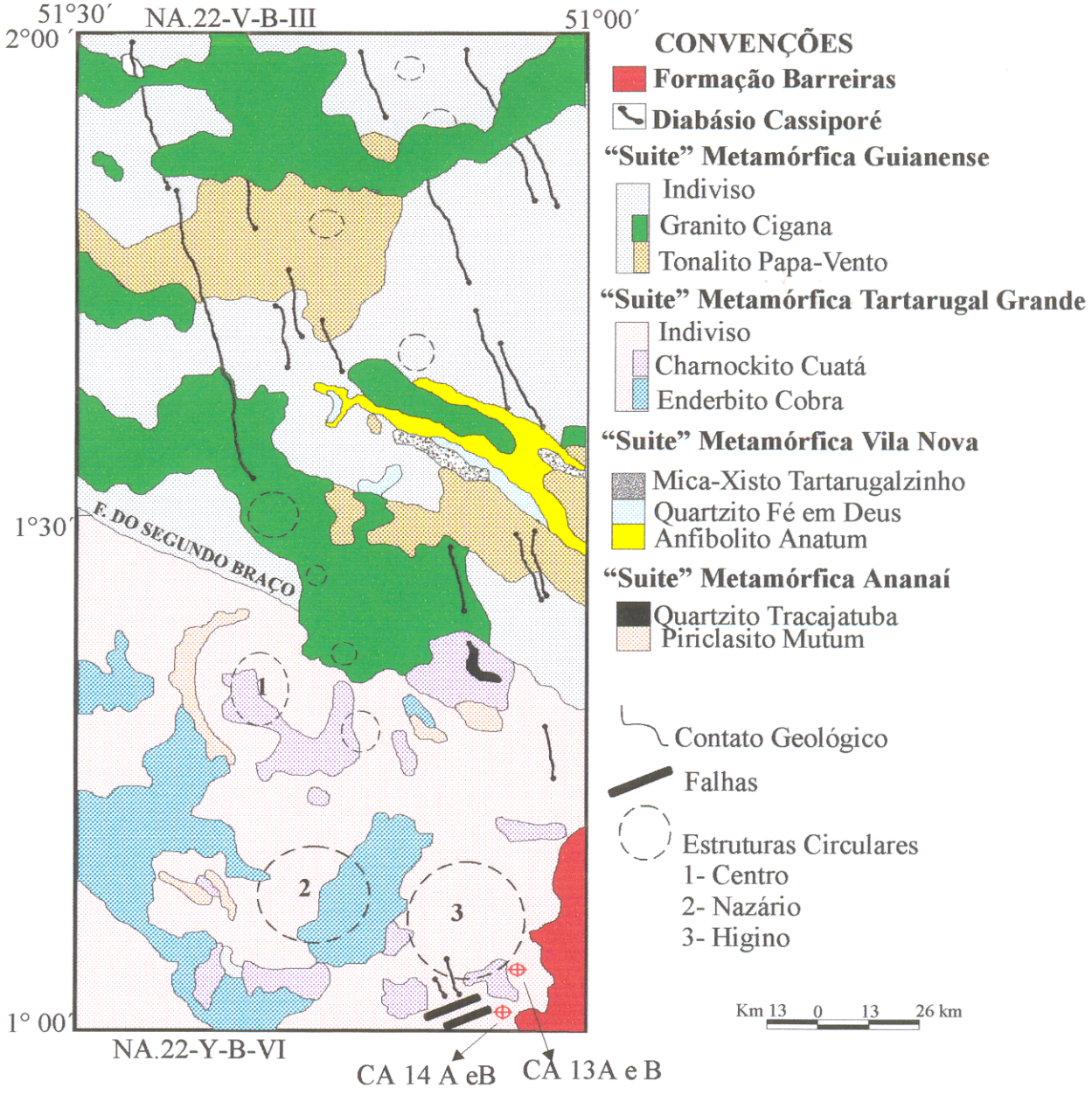


Figura 15 - Mapa geológico da área de Tartarugal Grande no Amapá (João & Marinho 1982b)

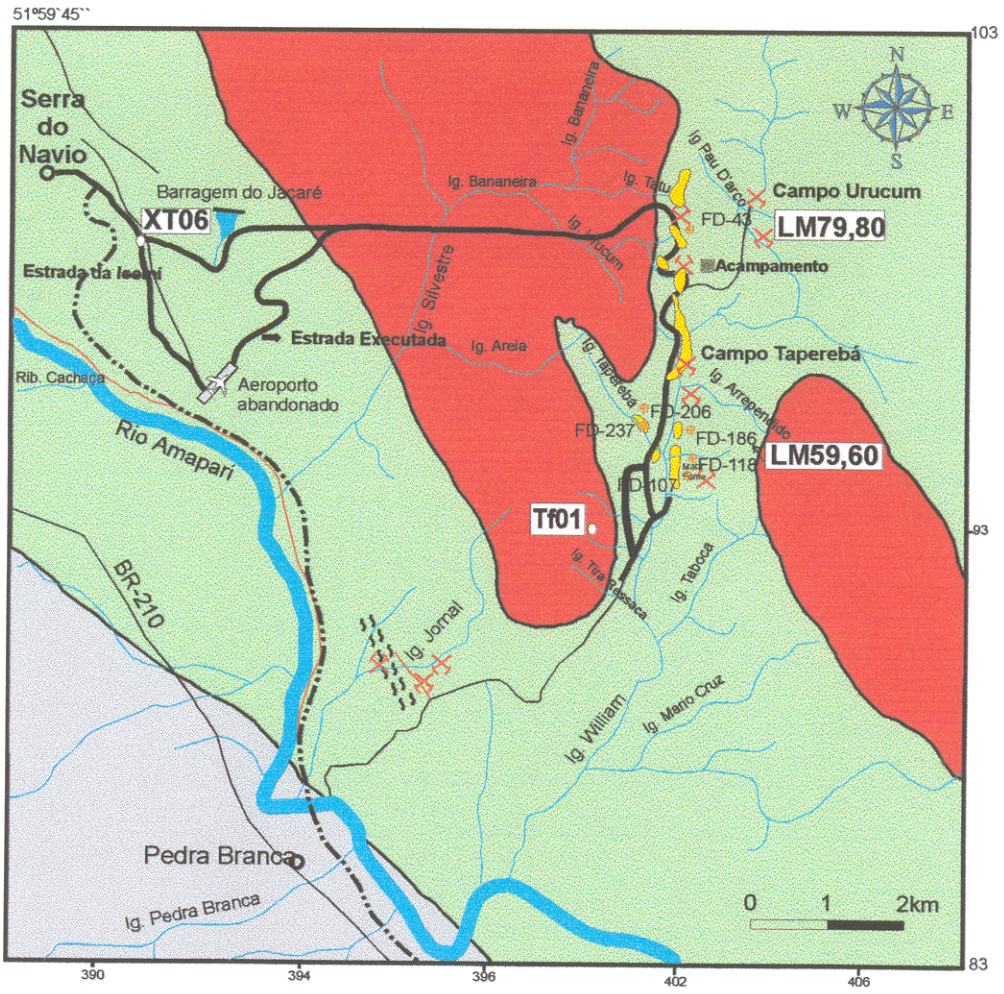
A unidade basal é constituída pela Suíte Metamórfica Ananaí, que inclui as unidades Piriclasito Mutum (composto principalmente por hiperstênio-piroclásio granulitos) e Quartzito Tracajatuba (quartzitos bandados com leitos ferríferos). A Suíte Metamórfica Vila Nova sobrepõe-se a Suíte Ananaí, sendo composta pelo Anfibolito Anatum (actinolita-xistos e anfibolitos), pelo Quartzito Fé em Deus e pelo Micaxisto Tartarugalzinho (biotita xistos e muscovita – biotita xistos). As rochas granulíticas ácidas foram englobadas na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, onde foram individualizados o Charnoquito Cuatá e o Enderbito Cobra. Junto a esses tipos, kinzigitos foram também descritas porém de ocorrência bastante restrita. As relações estabelecidas entre as diferentes suítes, levam os autores a considerar as unidades máficas e metassedimentares como mais antigas que os granulitos félsicos e sugerir que os granulitos da região central do Amapá corresponderiam a um terreno granito-*greenstone* arqueano.

Nesse caso, as rochas supracrustais não poderiam mais ser correlacionadas com os outros greenstones do Grupo Vila Nova no Amapá, ou de seu equivalente na Guiana francesa (Grupo Paramacá), de idade paleoproterozóica (Gruau *et al.* 1985, McReath & Faraco 1997).

Ainda de acordo com João & Marinho (1982a), a paragênese mineral dos granulitos enderbíticos é formada por: ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo + K-feldspato; enquanto que para os granulitos charnoquíticos a paragênese é formada por: ortopiroxênio + K-feldspato + quartzo + plagioclásio. Essas paragêneses possibilitam caracterizar um regime de pressão intermediária para esses componentes.

5.4. O DEPÓSITO DE OURO DE AMAPARI (SERRA DO NAVIO)

A área de Amapari (Figura 16), cerca de 18 Km a WSW da cidade Serra do Navio na região Central do Amapá e pertence ao distrito aurífero da Serra do navio / Vila Nova (Carvalho *et al.* 1994). É constituída por uma seqüência supracrustal metavulcanossedimentar paleoproterozóica, metamorfisada na fácies xisto-verde a anfibolito (Suíte Vila Nova) a qual ocorre na forma de faixas alongadas segundo NW-SE, assentada discordantemente sobre rochas gnaíssicas e tonalíticas de idade provavelmente arqueana. A seqüência supracrustal inicia com quarzto-xistos, passando para formações ferríferas bandadas e, em seguida para uma seqüência de micaxistos. Importantes mineralizações auríferas e de metais base ocorrem associadas a essas seqüências metavulcanossedimentares.



LEGENDA (Coordenadas UTM)

Granito

Suíte Metamórfica Vila Nova: anfibolitos; formações ferríferas bandadas; muscovita quartizitos e itapiritos magneticos

Complexo Guianianse: gnaisses e tonalitos

CONVENÇÕES

Zona de cisalhamento

Drenagem

Estrada antiga

Estrada executada pela M. Itajobi

Cidade

Garimpos

Garimpos desativados

FD-43 - Furo de sondagem

Corpo mineralizado

Acampamento

Figura 16 - Mapa geológico da área de Amapari (Fonte: Mineração Itajobi modificado por Melo 2001)

O Au, além de ocorrer associado aos sulfetos vulcanogênicos, ocorre também em veios de quartzo ao longo de zonas de cisalhamento. A mineralização primária de sulfetos e Au é do tipo disseminada, porém concentrações importantes de sulfetos podem ocorrer localmente. Os sulfetos associados ao Au são principalmente pirrotita e pirita com predominância da primeira. Os corpos mineralizados encontram-se nas proximidades de intrusões graníticas, com orientação aproximadamente N-S. Dois campos foram individualizados (Campo Urucum a norte, Campo Taperebá a sul), nos quais foram realizados vários furos de sondagem. Segundo Melo (2001), os dados geológicos, estruturais, mineralógicos e as características dos fluidos mineralizantes são compatíveis com um depósito de ouro orogênico formado em zonas de cisalhamento em domínio de colisão continental. Uma primeira tentativa de datação da mineralização pelo método Pb-Pb em sulfetos do Campo Urucum forneceu uma idade de 2118 ± 32 Ma (Malato, dados inéditos).

Várias intrusões graníticas tardi-orogênicas cortam o pacote vulcanossedimentar, propiciando metamorfismo de contato e alterações hidrotermais em diversas rochas da seqüência Vila Nova. Uma dessas intrusões é o Granito Itajobi, o qual foi também encontrado em furos de sondagens. A datação Pb-Pb em rocha total indicou uma idade de cristalização de 1993 ± 13 Ma, enquanto que a datação Pb-Pb em zircão do granito forneceu uma idade de 1980 ± 60 Ma e dois zircões com idade de 2,12 Ga e 2,39 Ga respectivamente, Os dados petrográficos e geocronológicos indicam que o Granito Itajobi constitui um plúton gerado por fusão crustal e caracteriza um episódio magmático tardi–transamazônico em torno de 1,99 Ga ainda não evidenciado no Amapá (Borges *et al.* 2002). Uma das características da ação hidrotermal gerada pela intrusão granítica sobre as unidades supracrustais é a presença de escarnitos como resultado da transformação de rochas carbonáticas, provavelmente rochas dolomíticas, associadas com as formações ferríferas bandadas (Melo 2001).

5.5.DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS SELECIONADAS PARA O ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

As amostras de rocha total, estudadas nesse trabalho, foram processadas segundo o procedimento padrão do Pará-Iso que inclui trituração, pulverização, quarteamento e peneiramento a uma granulometria de 80 mesh. Os concentrados de minerais das amostras de granulitos (granadas e feldspatos) foram preparados no laboratório do BRGM – Serviço Geológico Francês, em Orléans na França. Para os minerais da amostra de xistos T06 (feldspatos,

granadas e anfibólios), a concentração foi realizada no laboratório de separação de minerais do Pará-Iso, utilizando técnica de elutriação, líquidos pesados e separação magnética. A purificação dos concentrados de minerais foi realizada por triagem manual sob lupa binocular. As amostras de escarnitos foram tratadas no Pará-Iso pela estudante de Iniciação Científica Messiana B.T. Malato. A separação e concentração do diopsídio e da granada foram feitas com auxílio de lupa binocular após trituração das amostras com gral de ágata. As amostras B102b, CA13A, CA13B, CA14A, CA14B, CA17A e CA17B foram cedidas pelo estudante de doutorado Valter G. de Avelar e os concentrados de minerais das amostras de granulitos BA14A e BA14B foram fornecidos pelo BRGM.

A amostra do Granito Itajobi TF01, bem como algumas das amostras de escarnitos foram cedidas pela geóloga da CPRM Maria Telma L. Faraco enquanto que a amostra de xisto T06 foi fornecida por geólogos da empresa Anglogold. Finalmente, as outras amostras de escarnitos foram dadas pela mestranda Luciana V. Melo.

Amostras de granulitos de Tartarugal Grande

Granulito CA13A: (latitude 01° 03'16" e longitude 51° 05'19") A amostra foi coletada na beira da BR156, nas proximidades do vilarejo de Limão Grande. Foi caracterizada como um ortognaisse granulítico com granada, o arranjo mineral caracteriza uma textura granoblástica, de granulação média e coloração cinza-clara. Apresenta-se constituída principalmente por K-feldspato, quartzo, granada e biotita. Petrograficamente essa amostra caracteriza-se como uma rocha de composição charnoquítica, constituído essencialmente por K-feldspato (ortoclásio), quartzo, plagioclásio (subordinadamente), granada e biotita e pelos acessórios: opacos e zircão, enquanto a clorita e a sericita são secundários. Apresenta textura do tipo granular alotriomórfica a porfiroblástica (porfiroblastos de granada). A granada, tipo almandina, constitui porfiroblastos com fissuras freqüentemente preenchidas por biotitas.

Granulito CA13B: A amostra provém do mesmo afloramento que a amostra CA13A. É uma rocha granulítica levemente anisotrópica, de textura granular porfirítica e granulação média, com fenocristais esbranquiçados de K-feldspato, dispersos em uma matriz escura. A rocha tem composição charnoquítica e constituí-se predominantemente por K-feldspato (ortoclásio e

microclina), quartzo, ortopiroxênio e biotita. Observa-se um processo de transformação da biotita em ortopiroxênio (biotita + quartzo → K-feldspato + ortopiroxênio), resultante da transformação metamórfica, por elevação de temperatura, dentro do fácies granulito.

Granulito CA14A: A amostra foi coletada a 3 km a sul do ponto anterior (latitude 01° 01' 45,6" e longitude 51° 05'30"), também na beira da BR156. É uma rocha granulítica félsica de coloração cinza-clara que apresenta uma foliação marcante, uma granulação fina a média e que contém freqüentes manchas de fusão sub-horizontais de tamanho centimétrico a decimétrico. Apresenta-se constituído principalmente por K-feldspatos e quartzo e granada.

Ao microscópio essa amostra constituí-se predominantemente por: K-feldspato (microclina + ortoclásio), quartzo, plagioclásio, e pelos minerais acessórios: zircão e opacos; enquanto a sericita é secundária. A granada não foi observada na lâmina delgada analisada no microscópio, porém é um mineral bastante freqüente na amostra de mão.

Granulito CA14B: A amostra é proveniente do mesmo afloramento que a amostra CA14A. Corresponde a um veio sub-horizontal e representa um produto da fusão "*in situ*" da amostra CA14A, ocorrida durante um evento de alto grau metamórfico. Trata-se de uma rocha foliada granulítica com granada, de textura granoblástica, de granulação média e coloração rosada. Constituí-se principalmente por K-felspato, quartzo e granada.

Petrograficamente essa rocha é um leucossoma granítico com granada, foliado, de textura granular alotriomórfica a porfiroblástica. Apresenta-se constituído essencialmente por: K-feldspato (ortoclásio pertítico), quartzo, granada e biotita, enquanto zircões e minerais opacos são acessórios e a sericita é secundária.

Amostras do afloramento CA14 foram também coletadas pelo BRGM, junto com as amostras CA14A e CA14B. Essas amostras têm denominação de **BA14A** e **BA14B**, sendo que a BA14A representa a rocha granulítca não fundida e a amostra BA14B o produto de fusão "*in situ*". Essas amostras foram coletadas em maior quantidade que as amostras CA14A e B e foram utilizadas para a separação e concentração dos minerais, granadas e feldspatos. Por essa razão, os dados isotópicos das amostras de rocha total BA14A e BA14B foram utilizados para a determinação das idades isocrônicas em minerais, apesar de não terem sido obtidos no âmbito deste trabalho, afim de garantir a relação genética entre a rocha total e os minerais.

Amostras de ortognaisses da região de Cupixi:

Tonalito CA17A: A amostra foi coletada no leito do rio Água Fria, de baixo da ponte da BR120, onde aflora em grandes lajedos (latitude 00º 48' e longitude 51º 58'). A amostra é proveniente do paleossoma de ortognaisses tonalíticos migmatizados que apresentam uma textura granoblástica, fina a média e coloração acinzentada. Constituí-se essencialmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e máficos.

Petrograficamente essa rocha corresponde a um metatonalito constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato (ortoclásio), biotita, muscovita e pelos acessórios zircão e apatita; a clorita e a sericita são minerais secundários.

Mobilisado CA17B: A amostra é um mobilisado anatéctico do mesmo afloramento que a amostra CA17A sendo essencialmente constituída por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e mica. Petrograficamente essa rocha constitui um muscovita sienogranito, composto essencialmente por K-feldspato (microclina), quartzo, plagioclásio e muscovita e pelos acessórios zircão e apatita, enquanto a sericita é secundária. A amostra CA17B poderia representar um produto de fusão dos tonalitos migmatizados ou injeções de veios félsicos nesse mesmo tonalitos.

Amostras da área do depósito de Amapari, Serra do Navio:

Granito TF01: A amostra é proveniente do Granito intrusivo Itajobi (latitude 0°50'14"e longitude 51°53'06"/ UTM–x: 401540 e UTM-y: 92560) que corta as seqüências vulcanossedimentares do Grupo Vila Nova na área do depósito de Amapari. No afloramento, a rocha é leucocrática, isotrópica, com textura granular alotriomórfica média a grossa e de coloração cinza esbranquiçada e granulação grossa, às vezes com textura pegmatóide e às vezes torna-se mais e com menor granulação e de coloração cinza mais acentuada mantendo a mesma composição mineralógica. Apresenta localmente aspecto brechado e nele se destacam grandes palhetas de muscovita e pequenos cristais de subarredondados de granada (almandina). Nota-se também a presença de granada e sillimanita como minerais varietais.

Escarnitos LM 59, 60, 79 e 80: As amostras de escarnitos LM-79 e LM-80 são provenientes de furos de sondagem F 43 do Alvo Urucum, enquanto que as amostras LM-59 e LM-60 foram coletadas no furo 186 do Alvo Taperebá. No geral, os escarnitos são isotrópicos e de granulação

média a grossa. São compostas por granada, carbonato, anfibólio, piroxênio (diopsídio), biotita e quartzo (muito restrito), com sulfeto disseminado e englobado pela granada. Dois tipos foram distinguidos por Melo (2001). Um primeiro tipo é rico em diopsídio com porfiroblastos de granada e fases opacas e flogopita. O segundo tipo é rico em minerais carbonáticos. As amostras datadas pertencem ao primeiro tipo de escarnitos. A amostra LM-80 tem textura grossa e a granada engloba sulfeto disseminado.

A amostra LM-59 e LM-60 são muito parecidas, apresentando textura fina a média e os cristais de granada de maior tamanho (sobretudo a amostra LM-59), os quais englobam carbonatos e biotitas. A amostra LM-79 é uma rocha de textura fina, com granadas em quantidade menor e com o menor tamanho de grão entre todas as amostras.

Análises químicas pontuais de minerais da amostra LM-79, realizadas por Melo (2001) indicaram que a granada é rica em componentes almandina – espessartita – grossularita.

Xisto T06: (latitude 0° 53' 36" e longitude 51° 59' 03"/ UTM-x: 390500 e UTM-y: 98766) A amostra de xisto T06 foi coletada na Mina T06 da Icomi, localizada cerca de 6 km a oeste do Alvo Urucum, e foi caracterizada como sendo granada-quartzo-biotita xistos. São rochas de coloração cinza escuro, fortemente foliadas e com granulação fina a média. As fases minerais são biotita, plagioclásio e quartzo, como granada, hornblenda e fases opacas subordinadas.

Amostras da região norte do Amapá

Sienogranito B102b: (latitude 03° 14' 31,2" longitude 52° 13' 44,4") A amostra de foi coletado em um afloramento no leito do rio Oiapoque, um pouco à norte da confluência com o rio Camopi. Trata-se de ortognaisse de composição sienogranítica a granodiorítica. É constituído principalmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato (ortoclásio + microclina), e apresenta uma paragênese secundária formada por biotita e anfibólio (clinoanfibólio). Zircão e opacos são os minerais acessórios, enquanto que a sericita, muscovita e argilo-minerais são produtos de alteração. Essa amostra foi datada por Avelar pelo método Pb-Pb em zircão, fornecendo uma idade de 2098 ± 2 Ma (Delor *et al.* 2001b).

5.6. RESULTADOS ANALÍTICOS

Nesse capítulo, são apresentados e avaliados os resultados analíticos. No caso das amostras de granulitos de Tartarugal Grande CA13A, CA14A, CA14B, do tonalito CA17A, do mobilisado CA17B, do Granito Itajobi TF01 e dos concentrados de granada (CA13A, BA14A, BA14B) e feldspato (BA14B), assim como de uma das amostras de escarnito (LM-80) de Amapari, que foram analisados em duplicatas nos laboratórios de geocronologia do Pará-Iso e da UnB, a comparação dos resultados será discutida. Quanto aos dados das amostras de rocha BA14A e B, os mesmos foram obtidos no Laboratório de Geocronologia do BRGM, na França, pelo Prof. J.M. Lafon. Os resultados geocronológicos são fornecidos com desvio de um σ. Os dados analíticos são apresentados nas tabelas 9a e b e 10 para os dados obtidos no Pará-Iso e na UnB, respectivamente.

A isócrona obtida pela amostra CA13A RT- granada forneceu idade de 2017 ± 12 Ma (ε_{Nd} = -11) no Pará-Iso e de 2037 ± 8,4 Ma (ε_{Nd} = -12,7) na UnB (Figura 17a e b). A idade obtida no Pará-Iso foi mais nova que a idade fornecida pela UnB, porém os resultados são similares dentro do erro analítico. No caso da amostra BA14A, as idades obtidas pela isócrona RT- granada (Figura 18a e b) foram de 1981,6 ± 2,8 Ma (ε_{Nd} = -11,5) no Pará-Iso e de 1988 ± 11 Ma (ε_{Nd} = -11,4) na UnB, não tendo portanto diferenças entre as idades. Para a amostra BA14B, obteve-se uma isócrona RT- feldspato - granada (Figura 19 a e b) de 2038 ± 450 Ma (ε_{Nd} = -13,7) no Pará-Iso e de 2016 ± 110 Ma (ε_{Nd} = -11,2) na UnB. Os erros analíticos são bastante elevados e foram provocados pela dispersão dos pontos analíticos correspondentes aos feldspatos e à rocha total, com alto valor de MSWD. A exclusão do ponto analítico dos feldspatos das isócronas (Figura 20 a e b) forneceu idades de 2018 ± 2,3 Ma (ε_{Nd} = -10,9) no Pará-Iso e de 2013 ± 15 Ma (ε_{Nd} = -10,9) na UnB. Os erros foram drasticamente reduzidos e as idades são estatisticamente similares, dentro do erro. O elevado desvio das idades obtidas a partir das isócronas RT – feldspato – granada é devido ao desequilíbrio entre as fases minerais e a rocha total, tendo portanto uma origem geológica e não analítica. No caso dessas amostras, os resultados isotópicos das rochas totais foram bastante parecidos entre os dois laboratórios, porém com diferenças que excedem um pouco o desvio analítico no caso da amostra CA13A. As concentrações de Sm e Nd foram similares em todas as amostras.

Tabela 9a - Resultados das amostras de rocha total analisadas no Pará-Iso

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$ (± 1σ)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (± 1σ)	ε_{Nd} (0)	ε_{Nd} (t)	T_{DM} (Ga)	T_{CHUR} (Ga)	T_{DM} DUPLO (Ga)
CA13A RT Granulito	4,55	25,20	0,10917 (10)	0,510914 (4)	-33,63	-4,63	3,15	2,98	--
CA13B RT Granulito	3,36	25,15	0,08070 (15)	0,510530 (12)	-41,12	-2,66	2,91	2,75	--
CA14B RT Mobilisado	1,54	11,04	0,08443 (15)	0,510650 (13)	-38,78	-10,00	2,85	2,68	2,99
CA14A RT Granulito	2,94	15,28	0,11615 (9)	0,511276 (16)	-26,57	0,59	2,79	2,56	--
CA17A RT- Tonalito	1,05	6,62	0,09625 (4)	0,510676 (8)	-38,27	-1,43	3,11	2,96	--
CA17B RT-Mobilisado	0,51	1,94	0,15907 (9)	0,512030 (22)	-11,86	-2,21	2,88	2,45	2,96
TF01 RT-Granito	6,41	32,82	0,11810 (10)	0,511422 (4)	-23,72	-3,55	2,60	2,35	--
B102b RT-granito	11,14	43,25	0,15568 (23)	0,512013 (20)	-12,19	-1,67	2,74	2,31	2,47
XT06 RT Xisto	3,59	21,3	0,10184 (21)	0,511733 (37)	-17,65	9,21	1,78	1,45	--
***BA14A RT Granulito**	1,93	14,43	0,080991(15)	0,510542 (5)	-40,89	-11,23	2,90	2,74	--
***BA14B RT Mobilisado**	0,60	4,84	0,074979(12)	0,510465 (3)	-42,39	-11,18	2,86	2,71	2,76

* Resultados obtidos no BRGM – Serviço Geológico Francês

Tabela 9b - Resultados das amostras de minerais analisadas no Pará-Iso

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$ (± 1σ)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (± 1σ)
BA14A Granada	5,83	4,88	0,72194 (15)	0,518902 (11)
BA14B Feldspato	0,45	3,21	0,08406 (5)	0,510266 (18)
BA14B Granada	4,63	2,23	1,25243 (77)	0,526106 (15)
CA13A Granada	9,89	8,11	0,73716 (2)	0,519253 (17)
Feldspato T06	5,04	24,47	0,12463 (21)	0,511309 (20)
Granada T06	3,21	12,19	0,15896 (12)	0,511847 (18)
AnfibólioT06	5,34	26,13	0,12363 (13)	0,511416 (7)
LM60 Diopsídio	5,27	26,89	0,11849 (26)	0,511427 (22)
LM60 Granada	1,06	3,74	0,17196 (3)	0,512199 (11)
LM80 Diopsídio	1,50	5,11	0,17704 (3)	0,512156 (8)
LM80 Granada	3,57	1,72	1,25743 (24)	0,526167 (19)
LM79 Diopsídio	2,46	13	0,11460 (6)	0,511342 (12)
LM79 Granada	4,77	3,50	0,82312 (11)	0,516681 (18)
LM59 Diopsídio	1,11	4,42	0,15170 (3)	0,511955 (10)
LM59 Granada	2,99	1,81	1,00206 (29)	0,523012 (31)

Tabela 10– Resultados das amostras analisadas no laboratório de geologia da UnB

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$ (± 1σ)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (± 1σ)	ε_{Nd} (0)	ε_{Nd} (t)	T_{DM} (Ga)	T_{CHUR} (Ga)	T_{DM} DUPLO
CA13A RT Granulito	4,617	25,229	0,1106 (11)	0,510834 (08)	-35,19	-6,68	3,32	3,17	--
CA13B RT Granulito	3,283	24,723	0,0803 (8)	0,510526 (18)	-41,20	-2,61	2,90	2,75	--
CA14B RT Mobilisado	1,597	11,433	0,0844 (8)	0,510566 (13)	-40,42	-2,87	2,95	2,80	--
CA14A RT Granulito	3,3597	17,446	0,1164 (11)	0,511309 (15)	-25,92	0,94	2,74	2,51	--
CA17A RT Tonalito	2,065	13,344	0,0935 (9)	0,510588 (22)	-39,99	-2,14	3,15	3,01	--
CA17B RT Mobilisado	0,438	1,687	0,1569 (15)	0,512034 (38)	-11,78	-1,57	2,74	2,30	2,47
TF01 RT-Granito	13,745	71,29	0,1166 (11)	0,511316 (17)	-25,79	-5,25	2,74	2,50	--
LM80 Diopsídio	1,039	1,877	0,3346 (33)	0,514171 (41)	--	--	--	--	--
LM80 Granada	2,8475	0,785	2,1919 (22)	0,538687 (32)	--	--	--	--	--
BA14A Granada	7,518	10,494	0,4331 (43)	0,515150 (24)	--	--	--	--	--
BA14B Granada	5,044	3,467	0,8796 (88)	0,521126 (80)	--	--	--	--	--
BA14B Feldspato	0,347	3,615	0,0580 (5)	0,510209 (11)	--	--	--	--	--
CA13A Granada	11,136	10,738	0,6269 (62)	0,517758 (27)	--	--	--	--	--

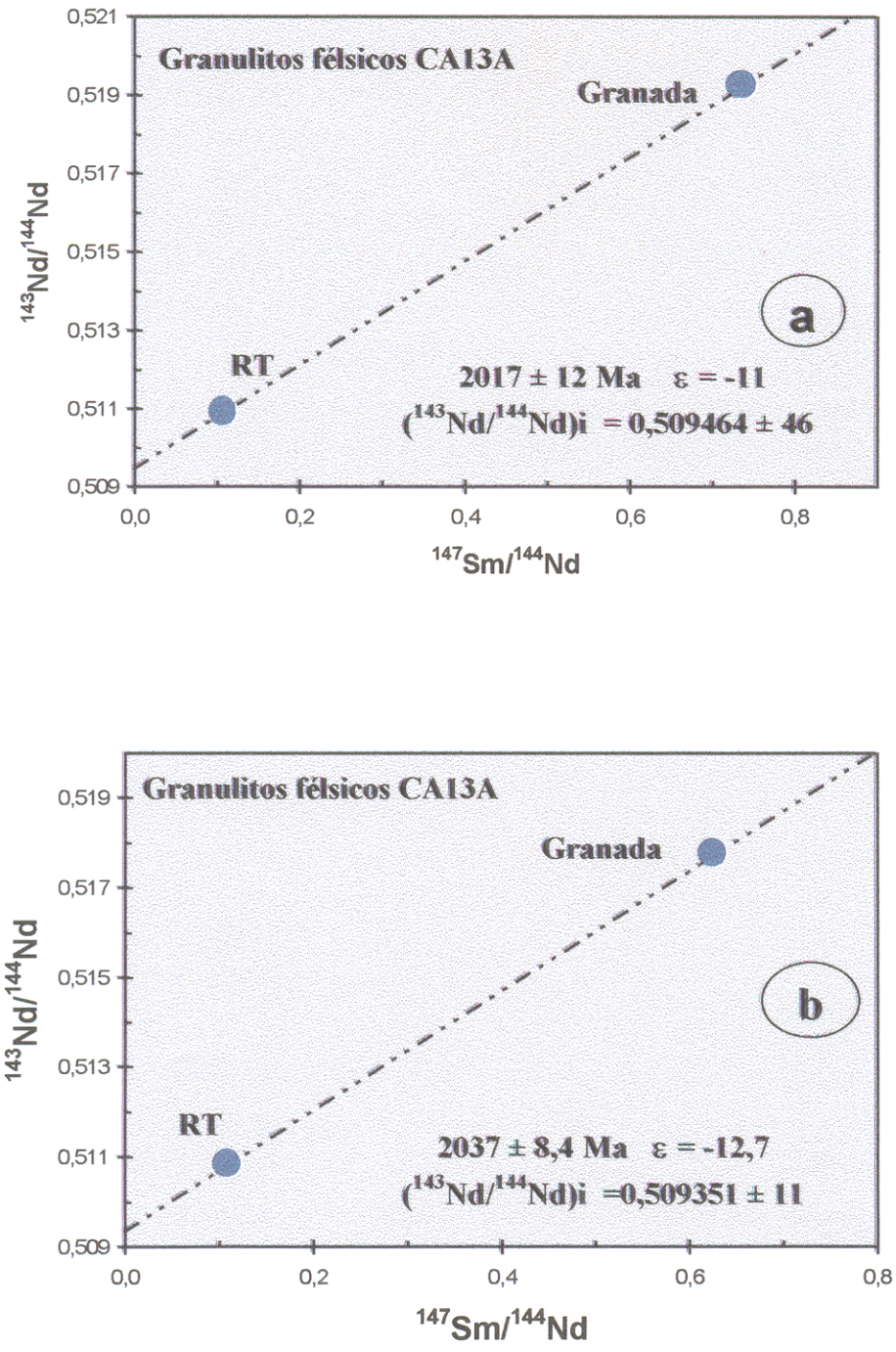


Figura 17 - Diagrama isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com
a: Amostras analisadas no Pará-Iso
b: Amostras analisadas na UnB

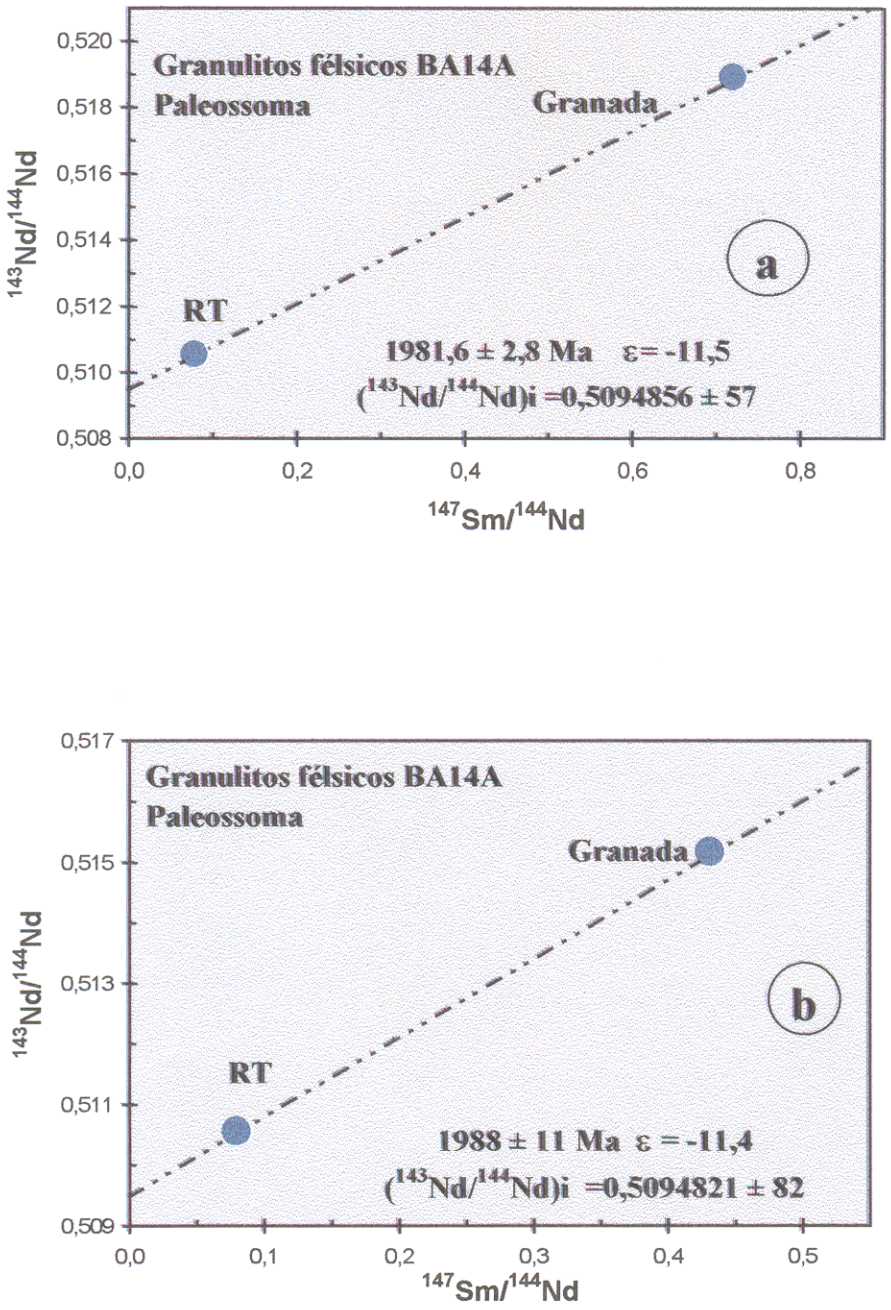


Figura 18 - Diagrama isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com
a - Amostras analisadas no Pará-Iso
b - Amostras analisadas na UnB

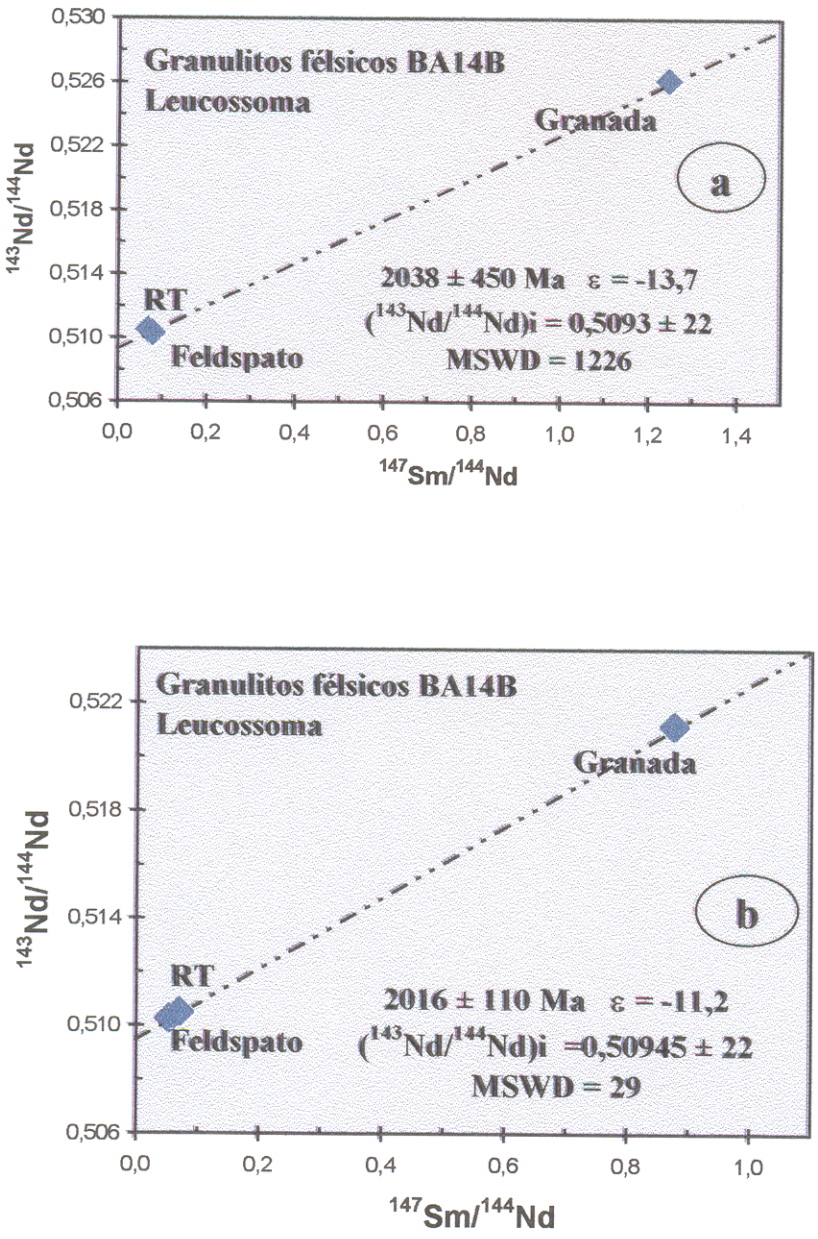
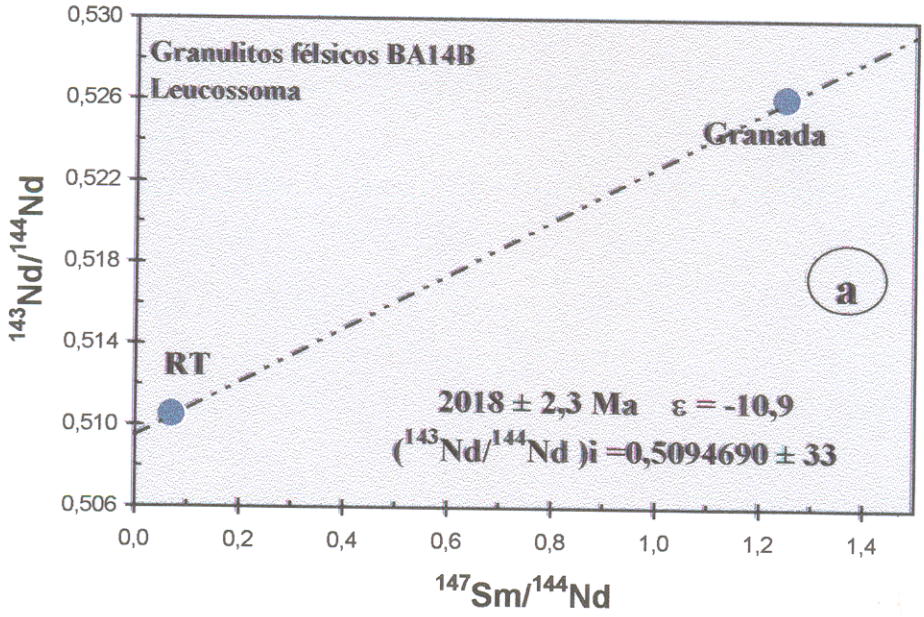


Figura 19 - Diagramas isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com
a: Amostras analisadas no Pará-Iso
b: Amostras analisadas na UnB



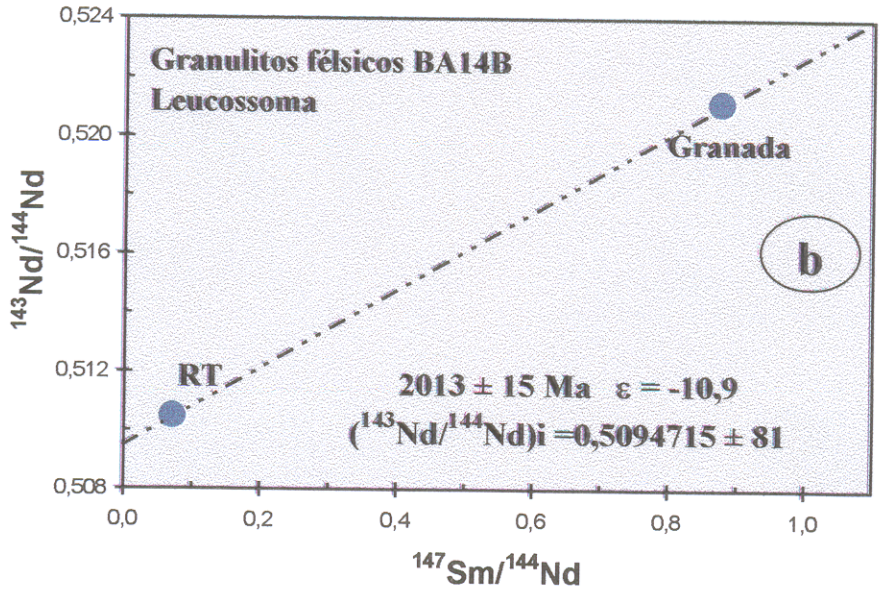


Figura 20 - Diagramas isocrônico dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande com
a: Amostras analisadas no Pará-Iso
b: Amostras analisadas na UnB

As duas outras amostras de rocha total de granulitos da mesma área, analisadas no Pará-Iso e na UnB para a obtenção de idade modelo (CA14A e CA14B), e as quais correspondem às amostras BA14A e BA14B, coletadas pelo BRGM, novamente apresentaram teores de Sm e Nd similares nos dois laboratórios. As razões isotópicas do Nd foram um pouco diferentes como no caso da amostra CA13A. Também foram diferentes em relação às amostras BA14A e BA14B analisadas no BRGM.

As granadas dos granulitos apresentaram diferenças significativas de concentrações de Sm e Nd e de composição isotópica quando analisados no Pará-Iso e na UnB, porém sem afetar muito as idades. No caso das granadas da amostra BA14A, as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ foram de 0,722 no Pará-Iso e de 0,433 na UnB com idades similares RT – granada de 1982 Ma e 1988 Ma, respectivamente. Isto indica que há variações de composição química na granada, mas que o sistema Sm-Nd permanece em equilíbrio isotópico. Essa situação se repete no caso das granadas da amostra BA14B onde as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ foram de 1,252 no Pará-Iso e de 0,88 na UnB e respectivas idades RT – granada de 2018 Ma e 2013 Ma, respectivamente.

A tentativa de elaborar uma isócrona com todas as amostras de rocha total de granulito, forneceu uma idade de 2666 Ma com erro bastante elevado de ± 960 Ma, explicitando o alto grau de dispersão dos pontos analíticos e a variação limitada das razões Sm/Nd (Figura 21). Entretanto, os pontos analíticos podem ser separados em dois grupos os quais se alinham segundo duas retas distintas. As amostras de rocha total CA14A e CA14B (Figura 22) forneceram uma idade de 2988 ± 97 Ma (ε_{Nd}= +4,5) enquanto que as amostras de rocha total BA14A, BA14B, CA13A e CA13B (Figura 22) forneceram uma idade de 1965 ± 110Ma (ε_{Nd}= –11,7). A amostra BA14A foi incluída na isócrona com idade de 1965 Ma, porém alinhou-se também com as amostras CA14A e CA14B fornecendo, nesse caso, uma idade 2982 ± 57Ma (ε_{Nd}= +4,4). Finalmente, foi possível também definir uma outra isócrona utilizando os pontos das amostras de rocha total CA13A, CA13B, BA14A e BA14B, junto com as frações de granada dessas amostras. Nesse caso, a isócrona (Figura 23) forneceu uma idade de 2013 ± 27 Ma e (ε_{Nd} = –11,3).

Para amostra de xisto T06, do depósito de Amapari, com os respectivos concentrados de granada, feldspato e anfibólio, junto com a rocha total forneceram uma idade de 539 ± 4700 Ma (ε_{Nd}= –15,9) (Figura 24a) no diagrama isocrônico. O desvio extremamente elevado e o alto valor de MSWD (MSWD = 512) são conseqüências da dispersão dos pontos analíticos e do

espalhamento reduzido das razões Sm/Nd da rocha total e dos minerais. Utilizando-se somente os concentrados de anfibólio e granada, a idade foi obtida é de 1854 ± 81 Ma (Figura 24b).

Para as amostras de escarnitos encaixantes do depósito de ouro de Amapari, apenas a amostra LM-80 foi analisada em ambos laboratórios do Pará-Iso e da UnB. A isócrona diopsídio - granada indicaram idades de 1970 ± 3 Ma (ε_{Nd} = -4,4) e 2005,2 ± 4,2 Ma (ε_{Nd} = -5,6) (Figuras 25a e b), sendo que a idade encontrada na UnB foi mais velha que a idade obtida no Pará-Iso. As concentrações de Sm e de Nd no Pará-Iso foram maiores que aquelas determinadas na UnB e o contrário foi obtido para as razões Sm/Nd. Tanto para o diopsídio quanto para a granada. As análises, no Pará-Iso, das amostras de escarnitos LM-59, LM-60 e LM-79 produziram isócronas diopsídio - granada com idades de 1975 ± 6 Ma (ε_{Nd} = -1,9) (Figura 26), 2192 ± 69 Ma (ε_{Nd} = -1,6) (Figura 27) e 1148 ± 18 Ma (ε_{Nd} = -13,2), respectivamente (Figura 28).

As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ das granadas das amostras foram elevadas (> 1,0) proporcionando baixos desvios nas isócronas, exceto no caso das granadas da amostra LM-60 cuja razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ em torno de 0,119 não propiciou um intervalo grande de razões Sm/Nd com a fração de diopsídio e induziu um erro maior na idade isocrônica (± 69 Ma).

As diferenças encontradas nos resultados analíticos dos dois laboratórios para a amostra LM-80, são interpretados como resultados de heterogeneidades químicas nos minerais e/ou presença de micro-inclusões não detectáveis no microscópio ótico. Thöni (2002) mostrou que uma correlação negativa entre o teor de Nd e a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ é um forte argumento para a presença de micro-inclusões de minerais ricos em elementos terras raras leves nas granadas. Tal correlação pode ser observada nas granadas dos escarnitos (Figura 29). Sendo assim, descarta-se que as diferenças nas análises isotópicas da amostra LM-80 no Pará-Iso e na UnB sejam resultados de problemas analíticos tais como dissolução incompleta das amostras ou perdas de Sm e/ou Nd.

As idades modelo T_{DM} e retas de evolução da razão isotópica do Nd são apresentadas nas figuras 30 e 31 para as amostras analisadas no Pará-Iso e na UnB respectivamente. A amostra de granulito CA13A, indicou uma idade modelo T_{DM} de 3,15 (Pará-Iso) e de 3,32 Ga (UnB), enquanto que a amostra CA13B forneceu uma idade modelo um pouco mais nova de 2,91 (Pará-Iso) e 2,90 Ga (UnB) em relação a CA13A. Para essas amostras os valores de $\varepsilon_{Nd(0)}$ ficaram em torno de –33,63 e –41,20 e os valores de $\varepsilon_{Nd(T)}$ definiram um intervalo de -2,61 até –6,68. As amostras CA14A e B apresentaram idades de 2,79 e 2,85 Ga no Pará-Iso 2,90 e 2,95 Ga na UnB e

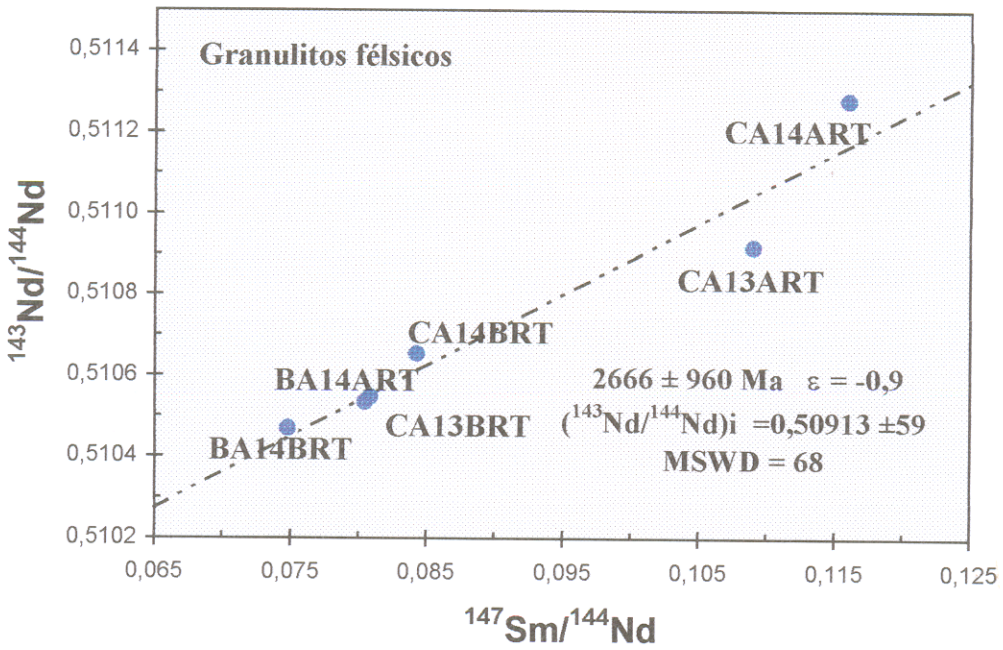


Figura 21 - Diagrama isocrônico das amostras de rocha total dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande

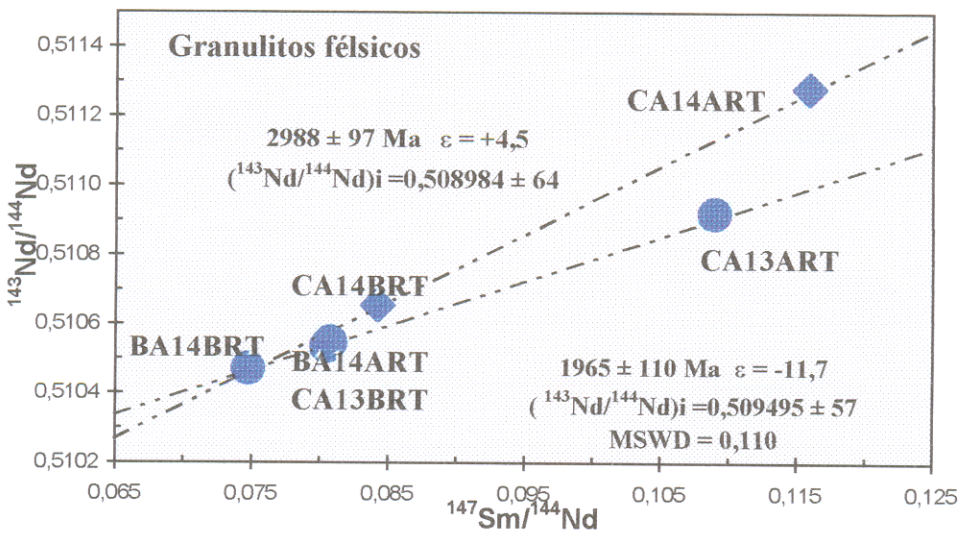


Figura 22 - Diagrama isocrônico das amostras de rocha total dos Granulitos félsicos de Tartaurgal Grande

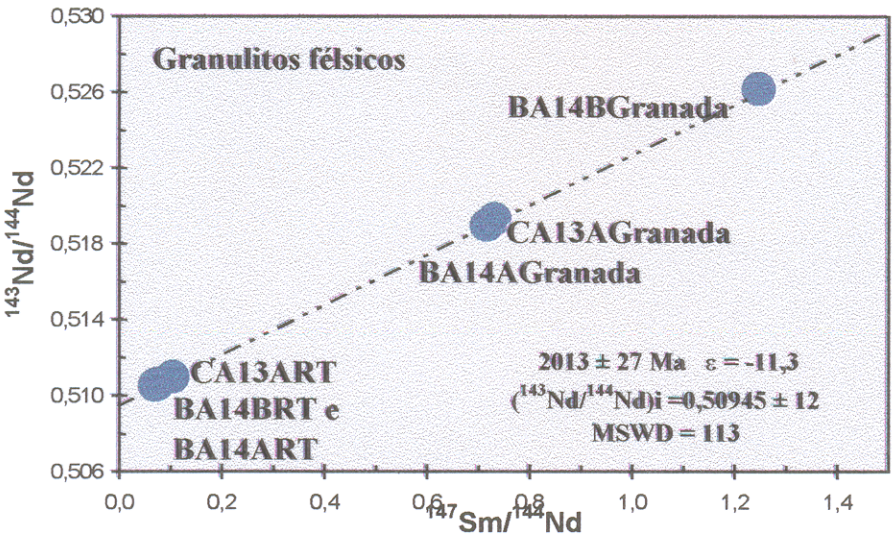


Figura 23 - Diagrama isocrônico das amostras de rocha total e granadas dos Granulitos félsicos de Tartarugal Grande

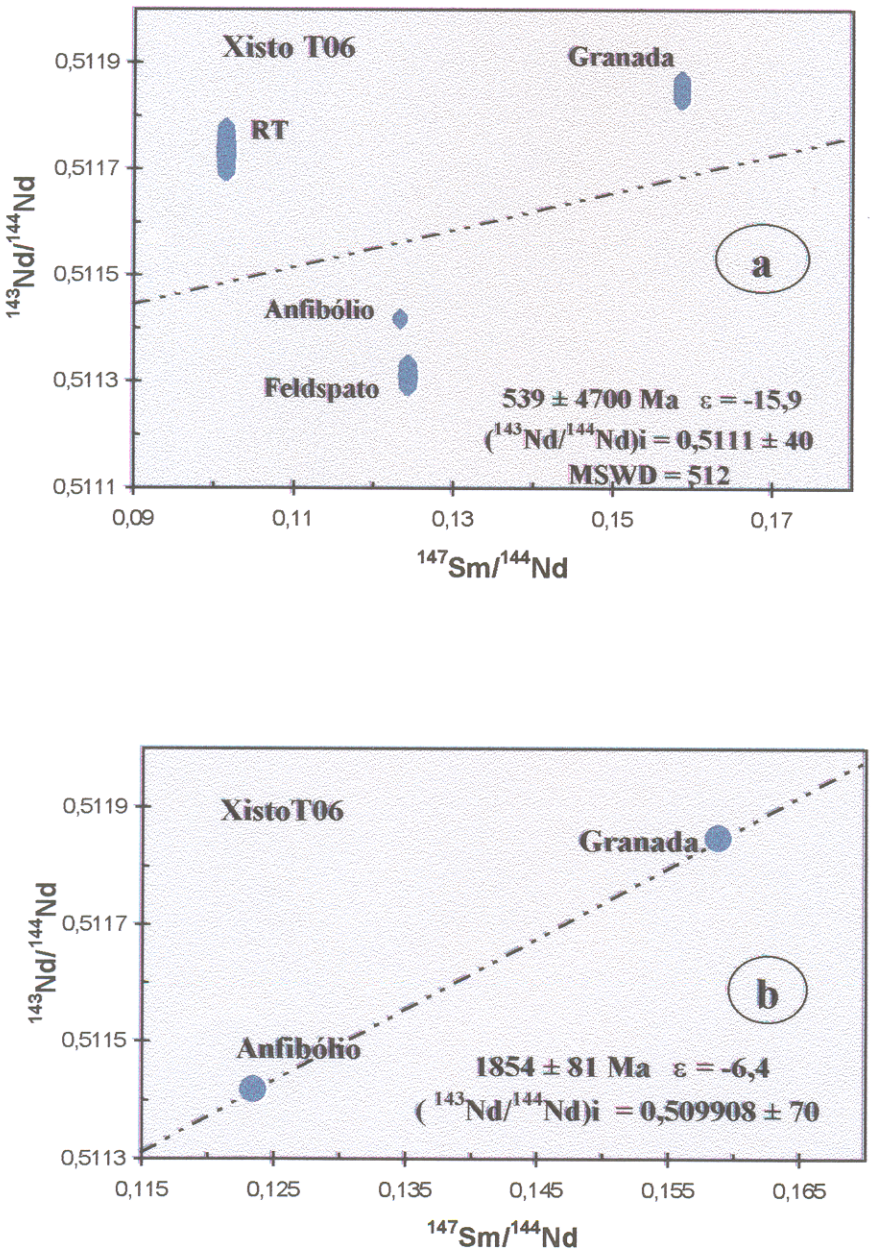
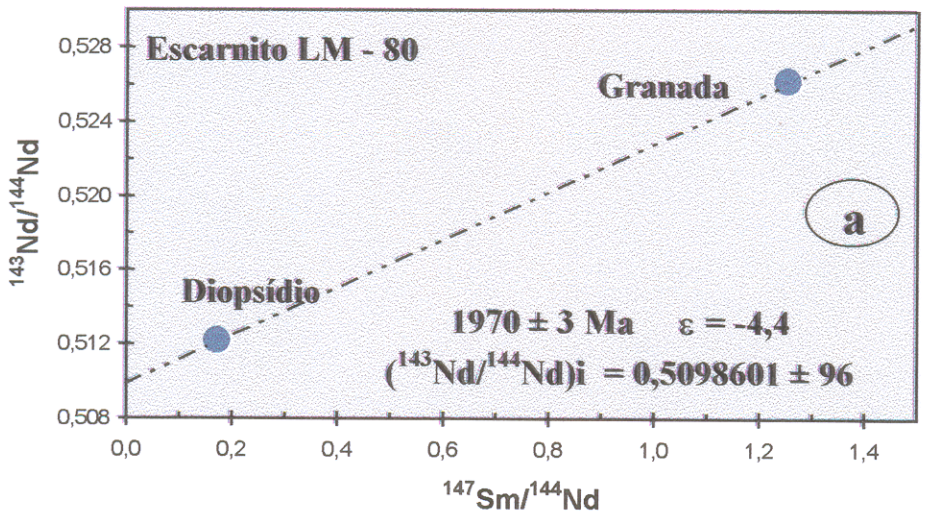


Figura 24 - Diagrama isocrônico das amostras da Mina de Icomi
a : Amostras de rocha total e minerais
b : Concentrados de granadas e anfibólios



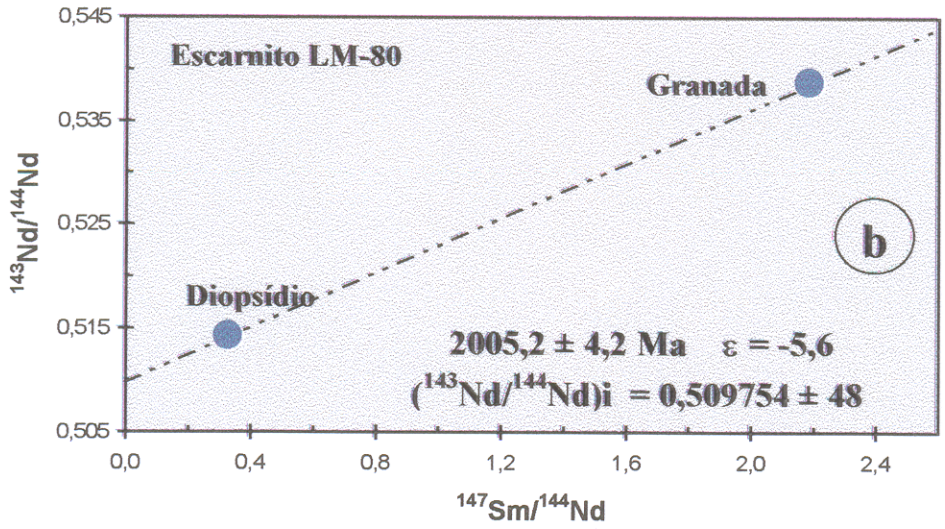


Figura 25 - Diagrama isocrônico dos escarnitos do Depósito de Ouro de Amapari com
a: Amostras analisadas no Pará-Iso
b: Amostras analisadas na UnB

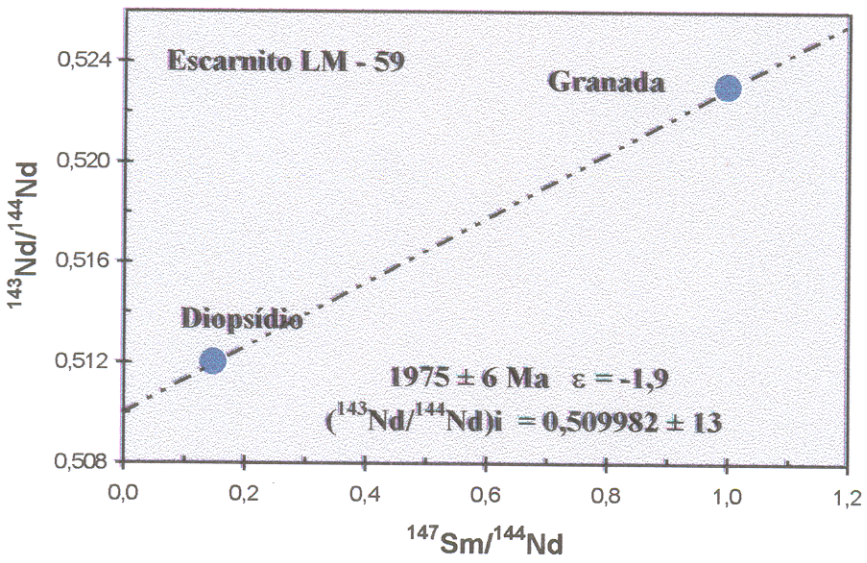


Figura 26 - Diagrama isocrônico do escarnito do Depósito de Ouro de Amapari, amostra analisada no Pará-Iso

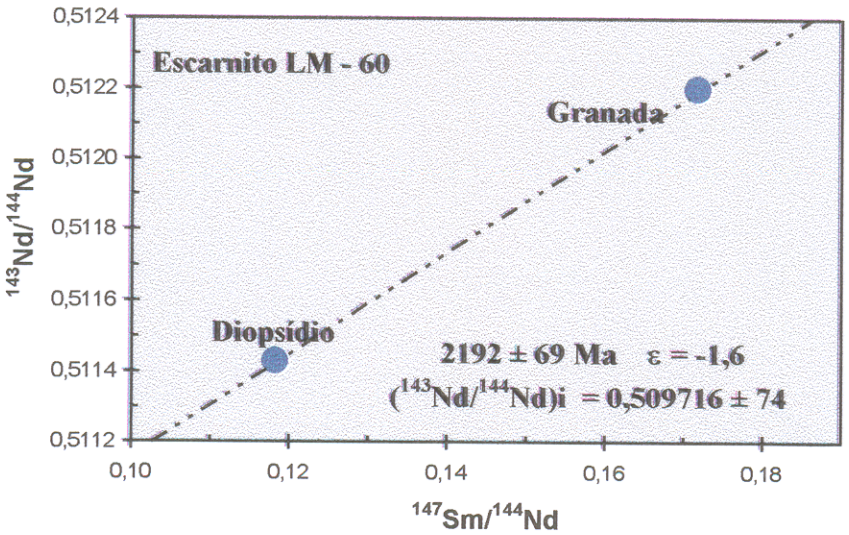


Figura 27 - Diagrama isocrônico do escarnito do Depósito de Ouro de Amapari, amostra analisada no Pará-Iso

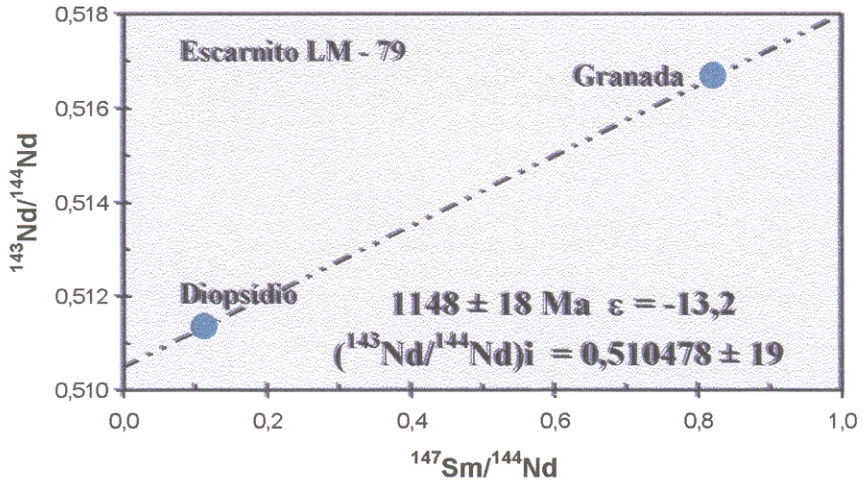


Figura 28 - Diagrama isocrônico do escarnito do Depósito de Ouro de Amapari, amostra analisada no Pará-Iso

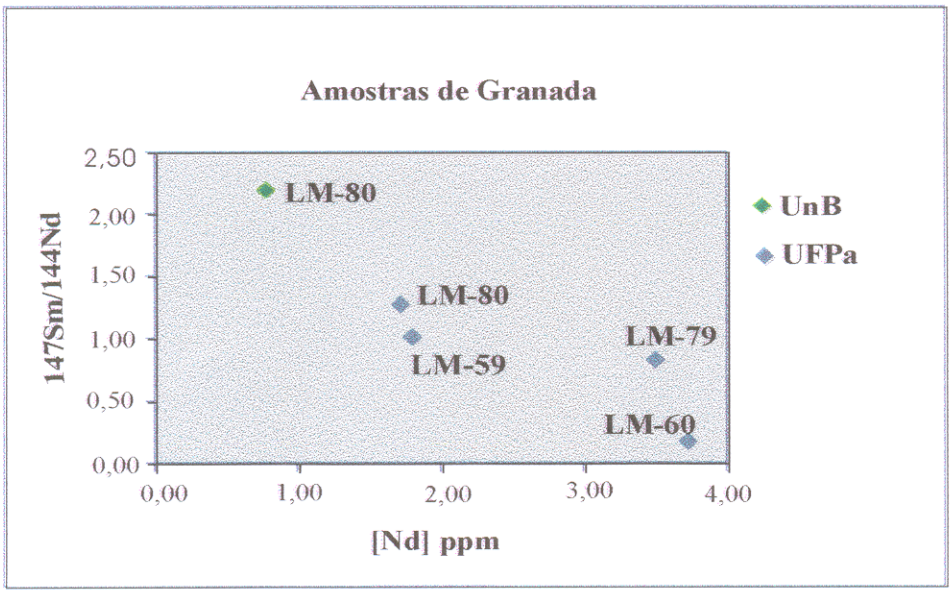


Figura 29 - Diagrama da concentração de Nd com a razão 147Sm/144Nd dos concentrados de granadas

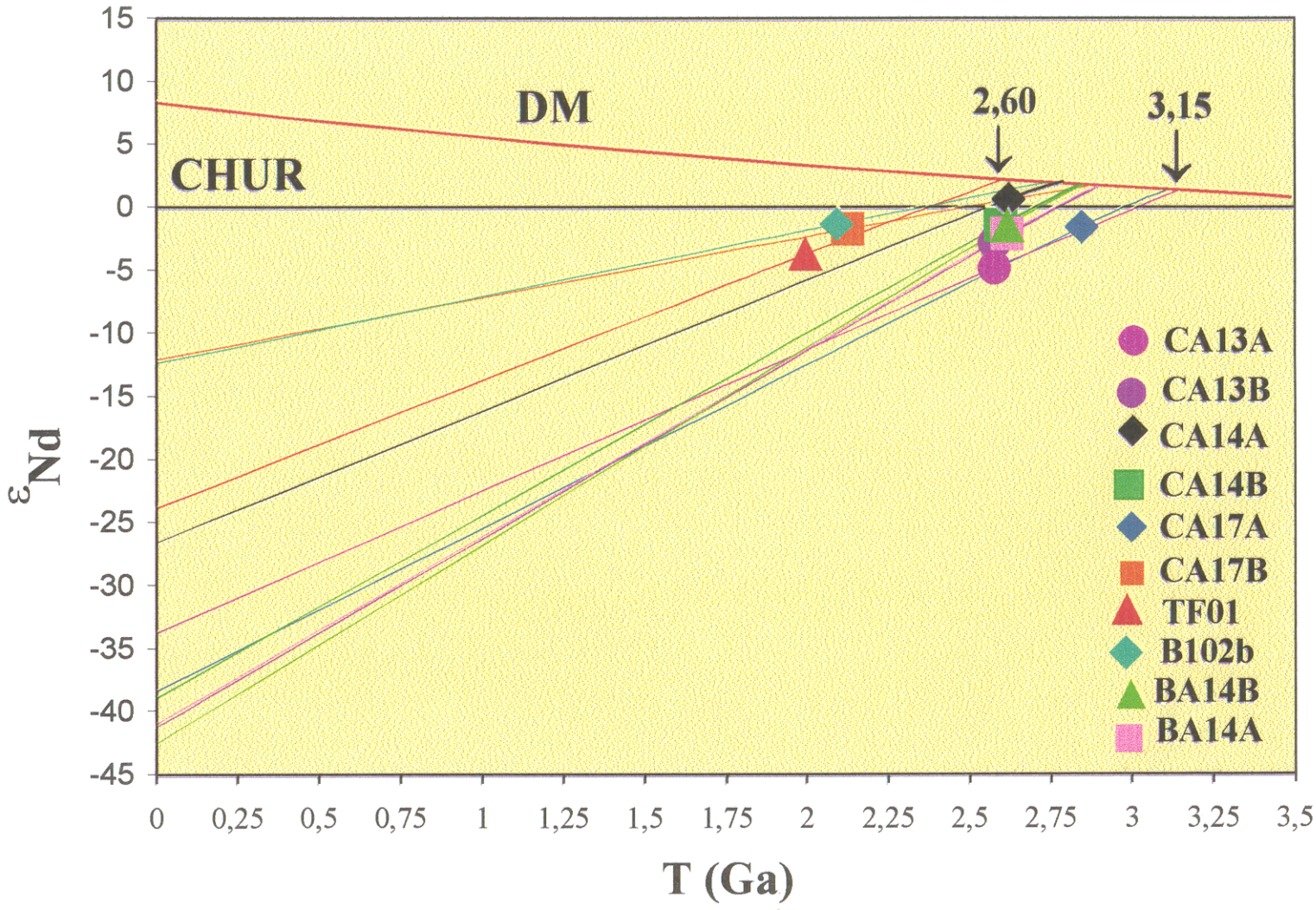


Figura 30 - Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para as rochas arqueanas e paleoproterozóicas do Amapá (amostras analisadas no Pará-Iso). Os pontos analíticos representam a composição isotópica do Nd no momento da cristalização das rochas (idades Pb-Pb em zircão e em rocha total).

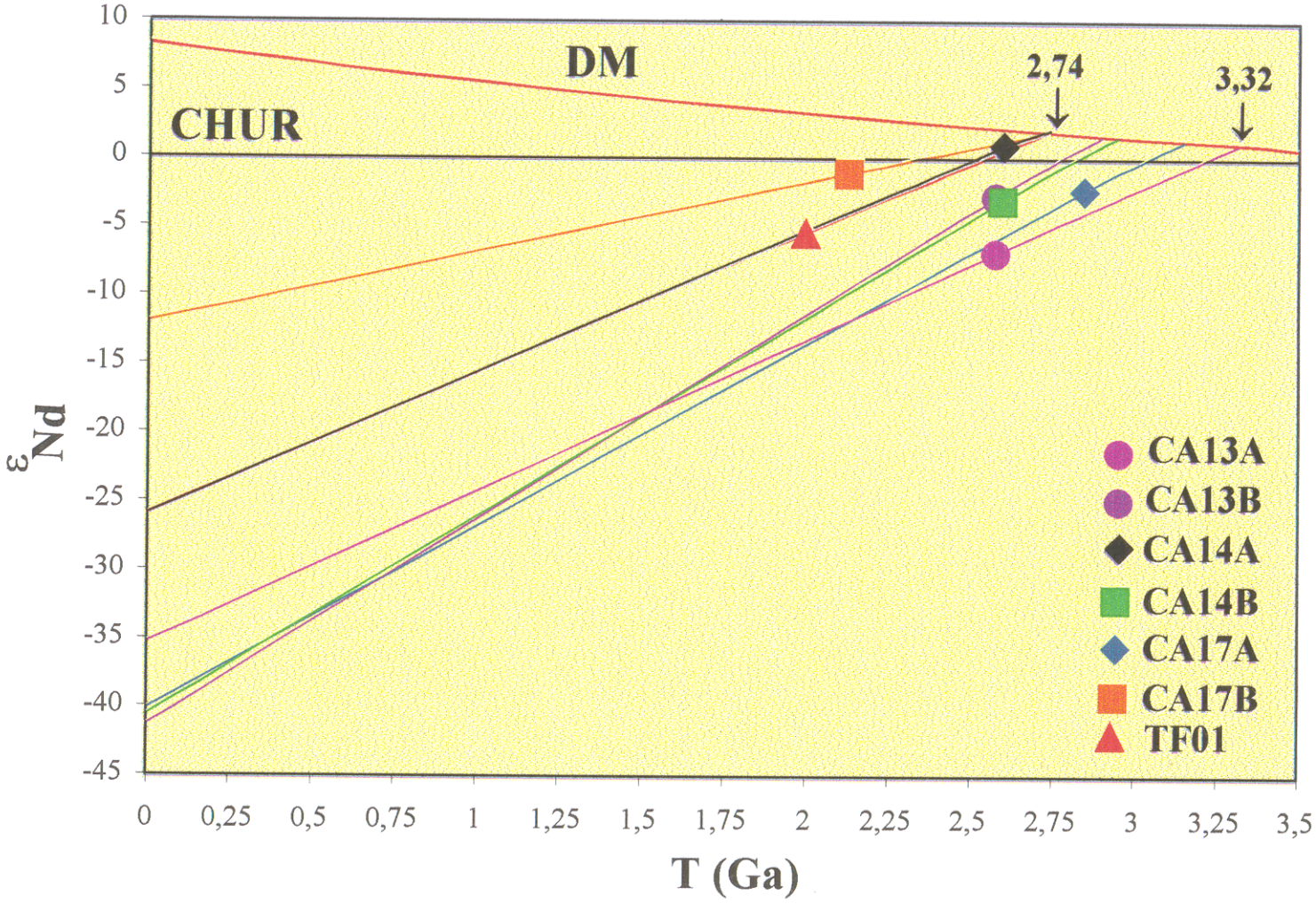


Figura 31 - Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para as rochas arqueanas e paleoproterozóicas do Amapá (amostras analisadas na UnB). Os pontos analíticos representam a composição isotópica do Nd no momento da cristalização das rochas (idades Pb-Pb em zircão e em rocha total).

os valores de $\varepsilon_{Nd(0)}$ ficaram entre de –25,92 e –40,42 e $\varepsilon_{Nd(T)}$ 0,59 e –2,87 . O tonalito CA17A e o mobilisado félsico CA17B indicaram idades modelos de 3,11 e 2,88 Ga no Pará-Iso e na UnB as idades foram de 3,15 e 2,74 Ga com valores de $\varepsilon_{Nd(0)}$ entre –11,78 e –39,99. Para o granito Itajobi TF01, também analisado em duplicata, as idades modelo T_{DM} foram de 2,60 Ga com valores de $\varepsilon_{Nd(0)}$ de –23,72 e $\varepsilon_{Nd(T)}$ de –3,55 (Pará-Iso) e 2,74 Ga com $\varepsilon_{Nd(0)}$ de -25,79 e $\varepsilon_{Nd(T)}$ –5,25 (UnB). Finalmente, para a amostra de sienogranito B102b e a amostra de xisto T06 as idades modelo T_{DM} encontradas foram de 2,74 Ga e 1,78 Ga com $\varepsilon_{Nd(0)}$ –12,19 e –17,65 para $\varepsilon_{Nd(T)}$ o valor foi de -9,21, respectivamente. O xisto T06 não foi apresentado no diagrama de evolução da razão isotópica de Nd em função do tempo (Figura 29) pois a idade modelo T_{DM} é inferior a idade admitida para a formação do mesmo.

Algumas das amostras apresentaram razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ menores que 0,09 ou maiores que 0,125, indicando um provável fracionamento da razão Sm/Nd durante um evento posterior àquele de diferenciação a partir da fonte mantélica. Nesse caso, o significado geológico da idade modelo calculada em estágio simples torna-se duvidosa e um cálculo com evolução isotópica em estágio duplo com base em DePaolo *et al.* (1991) seria preferível, desde que o segundo evento tenha ocorrido após um longo tempo de residência crustal. As amostras que apresentam essas características são as amostras de mobilisados félsicos em granulitos BA14B e CA14B e o mobilisado granítico CA17B já que todas sofreram processos de fusão parcial durante um evento metamórfico transamazônico de alto grau. O granito B102b, de idade paleoproterozóica e com idade modelo T_{DM} arqueana também está em uma situação similar. No caso das amostras BA14B, CA14B e CA17B analisada no Pará-Iso e UnB, o cálculo em estágio duplo forneceu idades modelo de, respectivamente, 2,76 Ga, 2,99 Ga, e 2,96 Ga, com valores $\varepsilon_{Nd(T)}$ de -11,18, -10,0 e –2,21. Para o granito B102b, uma idade modelo T_{DM} em estágio duplo de 2,47 Ga com valor de $\varepsilon_{Nd(T)}$ de –1,67 foi determinada.

De uma forma geral, os resultados analíticos determinados para as mesmas amostras de rocha total no Pará-Iso e na UnB não apresentaram variações significativas tanto para as concentrações de Sm e Nd quanto para as razões isotópicas. Quando ocorrem algumas diferenças, essas diferenças não são sistemáticas e as idades modelo resultantes são às vezes maior no Pará-Iso e às vezes maior na UnB. Sendo assim, o fato das análises em rocha total realizadas na UnB e no Pará-Iso serem geralmente reprodutíveis ou pequenas diferenças de idades encontradas entre as análises no Pará-Iso e na UnB não terem caráter sistemático, bem como o fato das diferenças

maiores serem observadas em amostras de granada, novamente sem caráter sistemático, indicam que a origem dessas diferenças não é analítica e sim geológica. O procedimento experimental utilizado no Pará-Iso, com dissolução no forno de microondas, pode ser empregado com confiabilidade para a determinação de idades isocrônicas em minerais.

5.7. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

Nesse capítulo será apresentada uma discussão sobre os dados geocronológicos com as interpretações no contexto geológico regional. As conseqüências para a evolução geológica das regiões estudadas e para a porção sudeste do Escudo das Guianas serão também discutidas. Em primeiro, serão tratados os resultados geocronológicos obtidos nos granulitos da região de Tartarugal Grande. Em seguida os dados fornecidos pelas rochas e minerais do depósito de Amapari serão interpretados e, por fim, uma discussão geral das idades modelo obtidas em rochas totais dessas duas regiões, acrescentados dos dados da região de Cupixi e do Oiapoque, no norte do Amapá, concluirá esse capítulo.

Os granulitos de Tartarugal Grande.

Os resultados isotópicos obtidos a partir dos pares RT – granada para as amostras de granulitos determinaram um intervalo de idades relativamente restrito de 60 Ma entre 2,04 e 1,98 Ga com um valor médio de 2005 ± 21 Ma (2σ). Uma idade similar de 2013 ± 27 Ma (Figura 23) foi encontrada juntando as amostras de rocha total CA13A, CA13B, BA14A e BA14B com as granadas dessas mesmas amostras (excetuando a amostra CA13B, a qual não tem granada na sua paragênese). As idades das amostras BA14B (2018 ± 2,3 Ma) e CA13A (2017 ± 12 Ma) são superior a idade da amostra BA14A (1981,6 ± 2,8 Ma), porém essa diferença pode não ter significado geológico. Como se tratam de isócronas calculadas a partir de dois pontos, os erros fornecidos individualmente por cada isócrona são provavelmente sub estimados. As variações observadas para as isócronas determinadas em uma mesma amostra indicam variações nas concentrações de ETR das granadas que podem ser explicadas pela heterogeneidade química e isotópica dos grãos e pela presença de micro-inclusões não detectáveis no microscópio. Por exemplo, foram encontrados cristais de monazita na amostra BA14A que sugere que inclusões desse mineral possam está presente também nas granadas. É comum encontrar variações de concentração de Sm e Nd e, conseqüentemente de razão Sm-Nd em granada de acordo com o

tamanho e a composição química, além da presença das micro-inclusões (Moyes & Groenewald 1996, Thöni 2002). Sendo assim, as diferenças entre as idades da BA14A e as outras duas amostras podem não ser significativas e a idade de 2013 ± 27 Ma, determinada a partir de todas as amostras de rocha total e granada correspondente pode ser considerada como representativa do evento de rehomogeneização isotópica das granadas. Essa idade de 2013 ± 27 Ma constitui a primeira evidência isotópica da atuação do evento Transamazônico nessas rochas. Até o momento, os dados Pb-Pb em zircão tinham fornecido idades mínimas de 2,8 Ga e as idades U-Pb SHRIMP indicavam uma idade de 2,62 Ga com herança até 2,94 Ga no caso da amostra BA14A. A tentativa de datar os zircões do mobilizado de fusão da amostra BA14 (BA14B) não foi bem sucedida devido ao estado avançado de metamictização dos cristais de zircão, provocando um grau de discordância elevado no diagrama Concórdia. Entretanto um cristal apresentou uma posição sub-concordante em torno de 2085 Ma o que poderia sugerir a formação de cristais no mobilizado de fusão do protólito durante o evento transamazônico (J.M. Lafon, comunicação pessoal). A idade Rb-Sr em rocha total de 2,45 Ga (João & Marinho, 1982a) mostra que o sistema Rb-Sr não registrou o evento transamazônico, sugerindo então que o evento de alto grau de metamorfismo tenha ocorrido ainda no Arqueano. A temperatura de fechamento do sistema Sm-Nd da granada, mesmo sabendo que pode variar de acordo com diversos fatores, é geralmente considerada como superior a 700°C o que indica que as idades determinadas nas amostras de granulitos são representativas de um evento de alta temperatura e provavelmente testemunham a época do evento metamórfico de alto grau. Tendo em vista que a amostra BA14B representa um leucossoma de amostra BA14A, a idade encontrada corresponde ao processo de fusão in situ como resultado do metamorfismo de alto grau. A tentativa de juntar todas as amostras de rocha total de granulitos em uma isócrona não forneceu nenhum resultado geocronológico devido à dispersão dos pontos analíticos (Figura 21). Entretanto, o tratamento das amostras de rocha total em dois grupos distintos permitiu elaborar duas isócronas, uma com idade de 2988 ± 97 Ma (Figura 22) e a outra com idade de 1965 ± 110 Ma (Figura 22). Isto indica que o evento metamórfico afetou de forma diferenciada o sistema Sm-Nd das amostras à nível de rocha total. O plúton charnoquítico encontrado na área de Tartarugal Grande definiu uma idade Pb-Pb em zircão de 2053 ± 1 Ma caracterizando um evento magmático charnoquítico tardi-Transamazônico na região central do Amapá (Avelar *et al.* 2001). Um granito da região de Cupixi forneceu também uma idade similar (2055 ± 6 Ma) e está sendo interpretado como sendo

um produto do mesmo evento magmático que cristalizou a nível crustal mais alto (Avelar, 2002). Esse evento magmático pode ser relacionado com o evento metamórfico regional de alto grau que afetou as rochas de Tartarugal Grande. Situações similares foram descritas em outras áreas da Amazônia, como por exemplo no estado do Roraima (Fraga *et al.* 1997, Santos *et al.* 2001).

A diferença de idades, da ordem de 40 Ma, entre o plúton charnoquítico e as granadas dos granulitos félsicos pode ser explicada pela diferença de temperatura de fechamento dos sistemas isotópicos U-Pb em zircão e Sm-Nd em granada. Os dados Sm-Nd das granadas dos granulitos indicam, portanto uma idade tardi-Transamazônica para o metamorfismo de alto grau ocorrido na região central do Amapá. Esse evento pode ser relacionado ao evento de "Ultra Alta Temperatura" identificado na região Noroeste do Suriname, também de idade tardi-Transamazônica, cujo significado geodinâmico foi interpretado como resultado de processos de "boudinage" tardi-orogenético em escala continental para o sudeste do Escudo das Guianas (Delor *et al.* 2001a). A interpretação do evento metamórfico granulítico como tendo acontecido no final da orogênese Transamazônica não inviabiliza a possibilidade de um evento metamórfico de alto grau ter afetado as unidades da região central do Amapá ainda no final do Arqueano. Porém, precisa-se de estudos detalhados de geotermobarometria para poder identificar se apenas um ou vários eventos metamórficos atuaram em épocas diferentes na região investigada.

As rochas encaixantes do depósito de ouro do Amapari, Serra do Navio

Os resultados isotópicos encontrados para o xisto T06 são pouco exploráveis. Com efeito, a idade determinada a partir dos minerais e da rocha total do xisto não tem significado geológico tendo em vista o erro extremamente alto encontrado (± 4700 Ma). A idade do xisto é provavelmente eo-Transamazônica em torno de 2,2 Ga, de acordo com as idades de formação aceita para os greenstones dos grupos Vila Nova e Paramaca no sudeste do Escudo das Guianas (McReath & Faraco 1997, Delor *et al.* 2001b). Na região do depósito, as seqüências supracrustais sofreram um metamorfismo regional na fácies anfibolito e um metamorfismo de contato relacionado à colocação dos corpos graníticos datados de 1993 ± 26Ma (2σ) (Borges *et al.* 2002). As perturbações do sistema isotópico Sm-Nd do xisto T06 podem ser associadas à atuação desses eventos metamórficos que provocaram um desequilíbrio isotópico entre as diferentes fases minerais bem como entre essas fases e a rocha total. O cálculo de idades anfibólio – granada

(1854± 81Ma), feldspato– granada (2378± 120Ma) ou rocha total– granada (305± 110Ma) não produz resultados geologicamente significativos.

Os resultados Sm-Nd nos pares diopsídio – granada das diversas amostras de escarnitos mostram uma grande variação de idades. Como já foi comentado, as diferenças que são observadas entre os dados obtidos na UnB e no Pará-Iso para a amostra LM-80 podem está ligadas à presença de micro-inclusões nas granadas ou a heterogeneidade entre as frações de granadas analisadas já que se tratam de duas triagens diferentes de um mesmo lote de granadas. Essa observação é válida também para o diopsídio da amostra LM-80. Duas amostras forneceram idades similares dentro do erro de 1970 ± 3 Ma (LM-80) e 1975 ± 6 Ma (LM-59). Essas idades são interpretadas como sendo do metamorfismo responsável pela formação dos escarnitos, e são próximas da idade de cristalização do Granito Itajobi confirmando a hipótese de uma geração das escarnitos pelo efeito termal em rochas carbonáticas da intrusão do Granito Itajobi (Melo 2001). A temperatura de cristalização do granito foi estimada em torno de 650°C por Melo (2001), a qual também mostrou que temperaturas mínimas de 500-550°C foram alcançadas no momento da geração dos escarnitos. Como no caso dos granulitos de Tartarugal Grande, a diferença em torno de 20 Ma entre as idades Sm-Nd dos escarnitos e Pb-Pb do granito deve corresponder a diferenças nas temperaturas de fechamento dos sistemas U-Pb e Sm-Nd. O fato das amostras LM-80 e LM-59 serem provenientes dos alvos Urucum e Taperebá, respectivamente indicam que toda a área foi igualmente afetada pelo efeito termal do granito. A idade de 2192 ± 69 Ma para a amostra LM-60 poderia ser relacionada à formação das rochas precursoras dos escarnitos e portanto indicar a formação dos greenstones belts do Grupo Vila Nova na Serra do Navio, porém o erro elevado sobre a idade e a variação bastante reduzida das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ entre a fração de diopsídio (≈ 0,118) e de granada (≈ 0,172) tornam a interpretação do resultado geocronológico especulativo. A idade de 1148 ± 18 Ma obtida para a amostra LM-79 indica uma reabertura do sistema Sm-Nd posterior à formação dos escarnitos. Não região central do Amapá, não há nenhuma evidência de um evento termal ou metamórfico em torno de 1,15 Ga e as únicas manifestações magmáticas pós-tranzamazônicas identificadas no Amapá tem idade entre 1,86 Ga e 1,34 Ga. Na porção sudeste do escudo das Guianas, a atuação de um evento em torno de 1,2 – 1,0 Ga foi sugerida, ainda que sustentada em dados geocronológicos bastante limitados. Esse evento, denominado de Evento Nickerie, corresponde a um evento essencialmente de deformação

caracterizado pela formação de ultramilonitos no noroeste do Suriname e na porção sul da Guiana (Snelling e McConnell 1969, Santos *et al.* 2000).

As seqüências *greenstones* têm idades em torno de 2,26 Ga e dados Pb-Pb em sulfetos sugerem uma idade de 2118 ± 34 Ma para a formação das mineralizações auríferas. As idades dos escarnitos, junto com aquela do granito, indicam que a formação das mineralizações auríferas não foi relacionada ao evento magmático que gerou o granito. Os dados dos escarnitos e do Granito Itajobi evidenciam a existência de um episódio tardi-transamazônico que marca o fim da orogênese transamazônica e que não tinha sido identificado, até o momento, na porção sudeste do escudo das Guianas. Na Guiana Francesa, o último episódio de granitogênese tem uma idade de uma idade de 2,08 Ga (Van der Haegue *et al.* 1998). No norte do Amapá, Uma idade similar foi registrada para o último episódio magmático da orogênese Transamazônica (Avelar *et al.* 2001). Na região central do Amapá, a evolução transamazônica perdurou até 2,05 Ga com a atuação do evento granulítico e magmático catazonal e se encerrou com a intrusão de granitos de anatexia crustal em torno de 1,99 Ga. As idades K-Ar e Rb-Sr em minerais de 2,09 até 1,76 Ga (Montalvão & Tassinari 1984) registram o resfriamento regional pós orogenético.

Idades modelo em rocha total

As idades modelo Nd $T_{(DM)}$ determinadas na UnB e no Pará-Iso nas rochas mesoarqueanas (ortognaisse tonalítico CA17A) e neoarqueanas (granulitos félsicos CA13A, CA13B, BA14A, CA14A) da região central do Amapá definiram um intervalo entre 3,32 Ga e 2,74 Ga com maior concentração de idade acima de 2,90 Ga. Uma idade isocrônica mesoarqueana de 2988 ± 97 Ma foi também obtida em duas amostras de rochas granulíticas com um valor de $\varepsilon_{Nd(T)}$ = +4,5 ou que indica uma fonte mantélica juvenil para essas rochas. Os resultados geocronológicos confirmam a existência de um evento de diferenciação manto/crosta no Mesoarqueano na região central do Amapá, já evidenciado por Sato & Tassinari (1997), Lafon *et al.* (2000), e Avelar *et al.* (2001). Esse evento de acresção crustal mesoarqueano foi também evidenciado na Província Mineral de Carajás (Macambira & Lafon 1995; Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Souza *et al.* 2001).

Nas rochas Paleoproterozóicas, formadas durante a orogênese Transamazônica, não há evidências de um evento de formação de crosta juvenil paleoproterozóica. As amostras CA14B, BA14B e CA17B da região central do Amapá e que correspondem a rochas formadas por fusão

crustal durante o evento transamazônico, forneceram idades modelo Nd $T_{(DM)}$ em estágio duplo entre 2,76 Ga e 2,99 Ga, mostrando que são produtos de fusão parcial de material arqueano. O granito TF01 da área do depósito de Amapari forneceu também uma idade modelo arqueana de 2,60 Ga (Pará-Iso) e 2,74 Ga (UnB), entretanto essa idade modelo é mais nova que aquelas obtidas nos ortognaisses e granulitos.

Essa idade pode indicar uma fonte crustal diferenciada do manto no Neoarqueana ou uma idade intermediária, refletindo mistura de fontes, como identificado em outros granitóides da região central do Amapá (Avelar,2002). De qualquer forma, a idade modelo arqueano do Granito Itajobi confirma as características petrológicas de granito de fusão crustal e indica que as idades Pb-Pb em zircões herdados de 2,12 Ga e 2,39 Ga, obtidos por Borges *et al.* (2002) não correspondem a idade de um protólito eo-transamazônico do granito e sim a uma idade mínima do componente herdado, como é comum neste tipo de granitos. No caso da amostra de granitóide B102b, a idade modelo Nd $T_{(DM)}$ de 2,74 Ga é mais uma evidência do envolvimento de uma crosta arqueana na gênese das rochas paleoproterozóicas da região norte do Amapá. Nessa região, não foram encontradas rochas arqueanas preservadas. Os testemunhos de rochas arqueanas limitam-se a presença de zircão herdados em granitóides e em zircão detríticos de quartzitos (Lafon *et al.* 1998, Avelar *et al.* 2001) e às idades modelo Nd $T_{(DM)}$ arqueanas ou intermediárias sendo essas últimas interpretadas como resultado de mistura entre componente crustais arqueanos e paleoproterozóicos eo-transamazônicos (Avelar *et al.* 2001, Avelar, 2002). No granitóide B102b o fracionamento da razão Sm/Nd ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,155) poderia também retratar esse processo de mistura e não de um fracionamento ligado a formação do granito durante um evento de fusão intracrustal (estágio duplo de DePaolo *et al.* 1991). A idade obtida para o granitóide B102b é portanto compatível com a proposta da região norte do Amapá constituir uma zona de transição entre um domínio arqueano preservado a sul, na região central do Amapá e um domínio crustal juvenil paleoproterozóico a norte, na Guiana Francesa (Avelar *et al.* 2001).

6. CONCLUSÕES

A implantação do método Sm-Nd em minerais no Pará-Iso, a partir do procedimento aplicado em rocha total foi realizada com sucesso. As principais modificações consistiram da utilização de bombas de dissolução *BOLA* de teflon em forno microondas para a dissolução das amostras, reduzindo de quinze para quatro dias a duração da etapa de abertura química. Este procedimento de separação química utilizada no Pará-Iso foi o de Kelley[1] *apud* Moura (1992) e Hayward[2] *apud* Moura (1992), implantado no referido laboratório por Oliveira & Moura (1995). Este procedimento envolve separação química por cromatografia de troca iônica com resina catiônica Biorad Dowex 50W-x8 em meio HCl e HNO_3 para os elementos terras raras e resina aniônica Dowex AG1-x4 em meio HNO_3 e Metanol para os elementos Sm e Nd. A aferição da metodologia foi realizada com padrão internacional de rocha BCR-1 que apresentou concentração de Sm igual a 6,56 ppm e Nd igual a 28,58 ppm e razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512622 ± 28 (1σ) e com padrão La Jolla com razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511843 ± 12 (1σ), utilizando filamento de tântalo (Ta). Além disso, algumas amostras de rocha total e minerais foram analisadas em duplicatas pelo método Sm-Nd no Pará-Iso e no Laboratório de Geologia Isotópica da UnB. Os resultados analíticos dos dois laboratórios mostraram uma boa reprodutibilidade para as amostras de rocha total porém, no caso dos concentrados de minerais, algumas amostras apresentaram diferenças significativas de composição isotópica e de concentração. Essas diferenças são consideradas como tendo uma origem geológica e não analítica e são provavelmente uma conseqüência de heterogeneidades químicas nas frações de minerais analisadas, bem como das presenças de micro-inclusões de minerais ricos em elementos terras raras leves (Moyes & Groenewald 1996; Thöni 2002). Uma redução dos níveis de contaminação laboratorial foi obtida com uma melhor purificação dos reagentes utilizados na separação química das amostras. O branco experimental forneceu inicialmente um valor em torno de 541 pg e foi progressivamente reduzido para 170 pg para o procedimento com bomba *BOLA* e forno microondas e para 110 pg quando se utiliza o procedimento com bomba e autoclave em uma estufa por sete dias. Tais níveis de brancos de Nd estão dentro dos valores encontrados em outros laboratórios de geocronologia. Para o Sm, os brancos ficaram em torno de 40pg para o procedimento com bomba e autoclave e 80 pg para bomba *BOLA* em forno microondas.

Várias amostras de minerais e de rochas da região central do Amapá foram analisadas com o procedimento implantado.

A datação Sm-Nd, no Pará-Iso, de granulitos félsicos da área de Tartarugal Grande forneceu idades isocrônicas rocha total (RT) – granada de 2017 ± 12 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509464 ± 46, 1967 ± 4 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509557 ± 15 e 1983 ± 3 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509760 ± 17. A análise das mesmas amostras na UnB indicou idades de 2037 ± 7 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509351 ± 19, 1997 ± 9 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509456 ± 19 e 1954 ± 5 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509812 ± 18, respectivamente. Esses resultados indicam que temperaturas acima de 700°C foram alcançadas pelos granulitos de Tartarugal Grande entre 2,04 – 1,98 Ga, comprovando, junto com uma idade Pb-Pb em zircão de 2053 ± 1 Ma de um plúton charnoquítico da mesma área (Lafon *et al.* 2001), uma idade tardi-transamazônica para o evento de alto grau de metamorfismo, na região central do Amapá. Esse evento pode ser relacionado ao evento metamórfico de "Ultra Alta Temperatura" identificado na região Noroeste do Suriname, também de idade tardi-Transamazônica (Delor *et al.* 2001a).

Na Serra do Navio, os escarnitos encaixantes do depósito de ouro do Amapari, forneceram idades isocrônicas diopsídio–granada de 2192 ± 69Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509716 ± 74, 1975 ± 6 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,509982 ± 13, 1970 ± 3 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i 0,5098601 ± 96 e 1148 ± 18 Ma com ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i de 0,510478 ± 19. Os valores de 1,970 - 1,975 Ga indicam a idade do metamorfismo provocado pelo efeito termal, em rochas carbonáticas, da intrusão do Granito Itajobi em torno de 1,99 Ga (Borges *et al.*2002). A idade de 2,19 Ga pode representar a idade de formação dos precursores dos escarnitos e a idade em torno de 1,15 Ga sem significado geológico aparente é interpretada como conseqüência de um comportamento em sistema aberto do cronômetro Sm-Nd.

As idades modelo Nd T_{DM} determinadas em rocha total, para diversos litolotipos arqueanos e paleoproterozóicas da região central do Amapá, bem como de um granito da região norte do Amapá, na fronteira com a Guiana Francesa, definiram valores arqueanas. Tonalitos e mobilisados félsicos associados, da área de Cupixi forneceram idade modelo T_{DM} de 3,11 Ga e 2,88 Ga respectivamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMARAL, G.1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 212p. (Tese de livre-docência).

ARNDT, N. T. & GOLDSTEIN, S. L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*. **15**:893-895

ARZAMASTSEV, A.A.; BELYASTSKY, B.V.; ARZAMASTSEVA, L.V. 2000. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Lithos*. **51**:27-46.

AVELAR, V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guiana*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Tese de Doutorado, 2002).

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

BASEI, M.A.S. 1973. *Geocronologia do Bloco BIII-Amapá*. Belém. 9p.(Relatório Interno. Projeto RADAM).

BORGES, A.A.S.; LAFON, J.M.; VILLAS, R.N.N. 2002. Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: Evidências geocronológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41.João Pessoa.

BURTON, K.W. & O'NIONS R.K. 1991. High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **107**: 649-671.

BURTON, K.W.; KOHN, M.J.; COHEN, A.S.; O'NIONS R.K. 1995. The a relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**: 199-211.

CARVALHO, J.M.A.; ROSA COSTA, L.T.; RICCI, P.S.F.; VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; VALE, A.G.V.; MACAMBIRA, E.M.B. 2001. Geologia da área do Projeto RENCA – sudeste do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

CARVALHO, J.M.A.; S. NETO, C.; KLEIN, E.L.; FARACO, M.T.L. 1994. Características das principais mineralizações auríferas no Pará e Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Boletim de resumos expandidos*... SBG. p. 286-289.

CHAUVEL, C. 1982. *Géochimie isotopique (Nd,Sr) et géochimie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif Central français:* contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantelique. Univ. Rennes I, 180p. (These 3ème cycle)

CHAVAGNAC,V. & JAHN, B.M. 1996. Coesite-bearing form the Bixiling Complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications. *Chemical Geology*. **133**:29-51.

COHEN, A.S.; O'NIONS, R.K.; SIEGENTHALER, R.; GRIFFIN, W.L. 1988. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. *Contrib. Mineral. Petrl.* **98**:303-311.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982 . The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências,* **12:** 78-88.

CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22(3):** 167-173.

CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the south American Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (Ed.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. p.19-40.

CORDANI, U.G; TASSINARI, C.G.G, TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2. Santiago. *Actas...*, v. 4. p.137-148.

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. SBG-NO.p.15-90.

COUSENS, B.L.; SPERA, F.J.; TILTON, G.R. 1990. Isotopic patterns in silicic ignimbrites and lava flows and lower Fataga formations, Gran Canaria, Canary Islands: temporal changes in mantle source compositions. *Earth and Planetary Science Letters*.**96**:319-335.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; FRAGA, L.M.; SCANDOLARA, J.E.; BARROS, C.E.M. 2000. The Precambrian evolution on the Amazonian Craton. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. CD-ROM.

DARDENNE, M.A. & SCHOBBENHAUS, C. 2001a. *Metalogênese do Brasil*. Brasília. Ed. UnB. 394p.

DARDENNE, M. A. & SCHOBBENHAUS, C. 2001b. Épocas metalogenéticas no Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; TRUFERT, C.; LAFON, J.M.; AVELAR, V.G.; THEVENIAUT, H.; ROSSI, PH.; MARTEAU, P.; CAPDEVILA, R.; PEUCAT, J-J. 2001a. Paleoproterozoic frameworked of the Guyana Shield I – Early Transamazonian crustal growth as revealed by the new 1:500000 scale geological map of French Guyana. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; MARTEAU, P. 2001b. *Carte Géologique de la Guyane à 1/500000*, 2. ed. BRGM.

DELOR, C.; LAFON, J.M.; LAHONDÈRE, D.; ROEVER, E.; FRAGA, M.L.; ROSSI, Ph. 2001c. Paleoproterozoic frameworked of the Guyana Shield II – Continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06 Ga. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. (CD-ROM).

DELOR, C.; FARACO, M.T.L.; FRAGA, L.M.; LAFON, J.-M.; DE ROEVER, E.; ROSSI, Ph.; VIDAL, M. 2000. Synthesi of the North Amazonian precambrian crustal growth. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st. *Abstracts*. Rio de Janeiro. (CD-ROM).

DePAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alcaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Penisular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*. **86**(B11):10470-10488.

DePAOLO, D.J. 1988. *Neodymiun isotope geochesmistry- In introduction*. Springer-Verlag.

DePAOLO,D.J. 1991. The Continental Crustal Age Distribution: Methods of determining Mantle Separation Ages From Sm-Nd Isotopic Data and Application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*. **96** (B2): 2071-2088.

DE VLETTER, D.R. 1984. Geology of Suriname. *Geol. Minjb. Dienst. Sur. Med.* **27:** 1-135.

DEWOLF, C.P.; ZEISSLER, C.P.; HALLIDAY, A.N.; MEZGER, K.; ESSENE, E.J. 1996. The role of iclusions and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **60**:121-134.

DICKIN, A.P. 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 477p.

DODSON, M. H. 1973. Closure temperature in cooling geochronology and petrological systems. *Contrib. Miner. Petrol.* **40**:259-274.

DUCHÈNE, S.; BLICHERT-TOFT, J.; LUAIS, B.; TÉLOUK, P.; LARDEAUX, J.M.; ALBARÈDE, F. 1997. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*. 387,586-589.

FARACO, M.T.L. & CARVALHO, J.M.A. 1994. A carta metalogenética e previsional do Pará e Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de resumos expandidos....* p.291-293.

FARACO, M.T.L.; MARINHO, P.A.C.; VALE, A.G. 2000. *Metallogenic map of the Amapá/NW Pará state integrated to JERS-1 Radar image*. Belém , CPRM-SUREG.

FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2.ed. New York. John Wiley & Sons. 512p.

FRAGA, L.M.B.; ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA M. J. B. 1997c. First Lead-Lead Zircon Ages of Charnockitic Rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMP. ON ISOTOPE GEOL., Campos do Jordão, SP. *Resumo*: 115-117

FU, B.; ZHENG, Y.-F.; TOURET, J.L.R. 2002. Petrological isotopic and fluid inclusion studies of eclogites from Sujiahe, NW Dabie Shan (China). *Chemical Geology*. **187**: 107-128.

GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI, W.J. 1985. Gochronology of the embasament rocks, Amazonianas territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guyana shield. *Geologie en Mijnbouw*, **64:** 131-144.

GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, W.J.; SANTOS, O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guyana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **9**(3/4).

GETTY, S.R.; SILVERSTONE, J.; WERNICKE, B.P.; JACOBSEN, S.B.; ALIBERTI, E.; LUX, D.R. 1993. Sm-Nd dating of multiple garnet growth events in na arc-continent collision zone, northwestern U.S. Cordillera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **115**:45-57.

GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, **17:** 199-214.

GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1983. The Guyana Shield reviewed. *Episodes*. **6**(2): 7-14.

GIBBS, A.K. & BARRON, C.N., 1993. *The Geology of the Guiana Shield.* New York, Oxford. Clarendon Press. 246p. (Oxford monographs on geology and geophysics, 22).

GIOIA, S.M.C.L. 1997. *Preparação da metodologia Sm-Nd para datação das amostras geológicas e sua aplicação em rochas das áreas de Firminopólis, Fazenda Nova e Americano do Brasil*- Go. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 121p. (Dissertação de mestrado)

GIOIA, S.M.C.L. & PIMENTEL, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras.* **72**:220-245

GOLDSTEIN, S.L.; O'NIONS, R.K.; HAMILTON, P.J. 1984. A Sm/Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Letters.* 70: 221-36.

GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILLA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, South America. *Precambrian Research.*, **30:** 63-80.

HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; SCHOBBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMP. GEOL. AMAZ., 2, Manaus. *Anais... Manaus.* p.129-148.

HENSEN, B.J & ZHOU, BO. 1995. Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-faceis metamorphism: implications for the Sm-Nd closure temperature.*Geology*.**23**(3):225-228.

HOOKER, P.J.; O'NIONS, R.K.; PANKHURST, R.J. 1975. Determination of rare-earth elements in USGS standard rocks by mixed-solvent ion exchange and mass-spectrometric isotope dilution. *Chemical Geology*.**16**:189-196.

ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.G.M.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da Folha AS.22 Belém. In: Projeto RADAM. *Folha SA.22 Belém.* Rio de Janeiro (Levantamentos de recursos naturais, 5).

ITO, E.; WHITE, W.M., GÖPEL, C. 1987. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chemical Geology*. **62**:157-176.

JAGOUTZ, E. 1988. Nd and Sr systematics in an eclogite from Tanzania: evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **52**:1285-1293.

JOÃO, X.S.J. & MARINHO, P.A.C. 1982a. Granitóides sódicos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais...* SBG. v.2. p.229-252.

JOÃO, X.S.J. & MARINHO, P.A.C. 1982b. Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais...*, SBG. v.2. p. 207-228.

JOÃO, X.S.J. et al. 1978. *Projeto sudoeste do Amapá*. Belém, CPRM. 554p.

JOÃO, X.S.J. et al. 1979. *Geologia da região do sudoeste do Amapá e norte do Pará*: Projeto Sudoeste do Amapá. DNPM/CPRM.125p. (Série Geol. 10. Séc. Geol. Bás. 7).

KRÖNER, A.; HEGNER, E.; WENDT, J.I; BYERLY,G.R. 1996. The oldest part of the Barbeton granitoid-greenstone terrain South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7Ga. *Precambrian Research*. **78**:105-124.

LAFON, J.M.; AVELAR, V.G.; ROSSI, PH.; DELOR, CL.; GUERROT, C.; PIDGEON, R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoarchean crust during Transamazonian orogeny (2,1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro.

LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; AVELAR, V.G.; FARACO, M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In : CONG. BRAS. GEOL., 40. Belo Horizonte. *Anais*. 64p.

LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; BARBOSA, O.S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

LANGMYHR, F.J. & PAUS, P. E. 1968. The analysis of inorganic siliceous materials by atomic absorption espectrophotometry and the hydrofluoric acid decomposition technique. *Analytica Chimica Acta*. **43**:397-408.

LI, X. 1994. A comprehensive U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and ^{40}Ar-^{39}Ar geochronological study on Guidong Granodiorite, southeast China: records of multiple tectothermal eventes in a single pluton. *Cemical Geology*. **115**:283-295.

LI, X.H.; SUN,M.; WEI,G.-J.; LIU, Y.; LEE, C.Y.; MALPAS, J. 2000. Geochimical and Sm-Nd isotopic study of amphibolites in the Cathaysia block, southeastern China: evidence for an extremely depleted mantle in the Paleoproterozoic. *Precambrian Research*. **102**:251-262.

LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.L.; ARAÚJO, H.J.T. 1991. Sistematização da geologia do Estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 3. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. p.322-335.

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. Geologia. In: Projeto RADAM. *Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, I/120p. (Levantamentos de recursos naturais, 6).

LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, *Anais*... v.1,p. 147-162.

LUDWIG, K.R. 2000. *Users manual for ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 2.33d)*. Berkeley Geochronology Center. 43p. (Special Publication, 1).

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

MAKOBO, M. A. H. & NAKAMURA, E. 1995. Sm-Nd garnet ages from the Uluguru granulite complex of Eastern Tanzania: further evidence for post-metamorphic slow cooling in the Mozambique belt. *Precambrian Research*. **74**:195-202

McDONOUGH, W.F. & McCULLOCH, M.T. 1987. The southeast Australian lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*. **86**:327-340.

McREATH, I. & FARACO, M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão. *Extended abstracts*: p.194-196.

MELO, L. V. 2001. *Geologia e mineralização de sulfetos+ Au do Depósito de Amapari, Estado do Amapá. O depósito aurífero Amapari*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 112p(Dissertação de Mestrado).

MELO, L.V.; VILLAS, R.N.N; SOARES, J.W; FARACO, M.T.L. 2001. O depósito Aurífero Amapari, Amapá: Rochas encaixantes, quimica mineral e metamorfismo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. (CD-ROM).

MEZGER, K.; ESSENE, E.J.; HALLIDAY, A.N. 1992. Closure temperature of the Sm-Nd system in metamorphic garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**: 397-409.

MÖLLER, A.; MEZGER, K.; SCHENK,V. 1998. Crustal age domains and the evolution of continental crustal in the Mozambique belt of Tanzania: combined Sm-Nd,Rb-Sr and Pb-Pb isotopic evidence. *Journal of Petrology*. **39**(4):749-783.

MONTALVÃO, R.M.G. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SIMP. AMAZ., 2. Manaus. *Anais*... MME-DNPM: p.54-57.

MONTGOMERY, C.W. 1979. Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contrib. Min. Petrol.*, **69:** 167-176

MONTGOMERY, C.W. & HURLEY, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela, *Earth Planet. Sci. Letters*, **39:** 281-290.

MOURA, C.A.V. 1992. *Geochronolgy and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt*. Brazil. University of New Hampshire. 236p.

MOYES, A.B & GROENEWALD, P.B. 1996. Isotopic constraints on Pan-African metamorphism in Dronning Maud Land, Antarctica. *Chemical Geology*. **129**:247-256.

NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **38**:757-775.

NELSON, B.K. & DePAOLO, D.J. 1985. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geological Society of America Bulletin*. **96:**746-754

NOGUEIRA, S.A.A.; BETTENCOURT, J.S.;TASSINARI, C.C.G. 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(2):** 261-264.

NOMADE, S.; CHEN, Y.; FÉRAUD, G.; POUCLET, A.; THÉVENIAUT, H. 2001. First paleomagnetic and 40Ar/39Ar study of Paleoproterozoic rocks of the French Guyana (camopi and Oyapok rivers), Northeastern Guyana shield. *Precambrian Research*. **109**(3-4): 239-256.

OLIVEIRA, E. C. & MOURA, C. A.V. 1995. Metodologia de separação de Sm e Nd por cromatografia de troca iônica. São Luís. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA PARA O PROGRESSO DA CIÊNCIA,47.

PAQUETTE, J.L.; NÉDELEC, A.; MOINE, B.; RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a Granulite domain in SE Madascar. *Journal of Geology*. **102**:523-538.

PATCHETT, P.J. & RUIZ, J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **96**:523-528.

PICANÇO, J.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P. 1998. Idades U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço Itatins (SP): evidências de evolução policíclica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **70**(1):139-150.

PIMENTEL, M.M. & CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation in late-stage granitics rocks: an example from Central Brazil. *Chemical Geology*. **86**:123-138.

RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA COSTA, L.T.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; VALE, A.G.; MACAMBIRA, E.J.B.; ARAÚJO, O.J.B. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I.* Belém, CPRM.(no prelo)

RODRIGUES, E.M.; BEMOLIEL, B.I.; JOÃO, X.S.J. 1988. *Mapa geológico do Território Federal do Amapá*. Belém, DNPM. Escala 1:1000.000.

ROLLINSON, H.R. 1993. *Using geochemical data:* evaluation, presentation, interpretation. USA. 350p.

ROSA COSTA, L.T.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M. 2001. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

SANTOS, J.O.S.; FARIA, M.S.G.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2001. Oldest charnockitic magmatism in the Amazonian Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. (CD-ROM).

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.

SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuição à Geologia da Amazônia.*NO.p. 91-142.

SATO, K.; TASSINARI, C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **67** (3): 313-336.

SNELLING, N.J. & McCONNELL, R.B. 1969. The geochronology of Guyana. *Geologie en Mijnbouw*. **48**(2):201-213.

SORENSEN, H.S. & WILSON, R. 1995. A strotium and neodymium isotopic investigation of the FongenHyllingen layered intrusion, Norway. *J. Petrol*. 36(1):161-187.

SOUZA, Z.S.; POTREL, A.; LAFON, J.M.; ALTHOFF, F.J.; PIMENTEL, M.M.; DALL´AGNOL, R.; OLIVEIRA, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293-315.

SPIER, C.A. & FILHO, C.F.F. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **29(2):** 173-178.

STOWELL, H. H. & GOLDBERG, S.A. 1997. Sm-Nd garnet dating of polyphase metamorphism: northern Coast Mountains, south-eastern Alaska, USA. *J. Metamorphic Geol*. **15**:439-450.

SUHR, N.H. & INGAMELLS, C.O, 1966. Solution technique for analysis of silicates. *Analytical Chemistry*. **38**:730-734.

SUN, S.; WARREN, R.G.; SHAW, R.D. 1995. Nd isotope study of granites from the Arunta Inlier, central Austrália: constraints on geological models and limitation of the method. *Precambrian Research*. **71**:301-314.

TASSINARI, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do craton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos.* São Paulo. Universidade de São Paulo. 139p. (Tese de Livre-docência).

TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.

TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. SBG. 41-95p.

TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais*..., 2963-2977.

TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; OJIMA, S.J.; VIEIRA, A.G. 1985. Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais*... Belém. v.1. p. 194-207.

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

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; SZABÓ, G.J.; MONDIN, M.; SATO, K.; SANTOS, A.P.; SISO, C.S. 1999. Sm-Nd constrains on protolith age of the Archean Imataca Complex, Venezuela. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY,2. *Actas*.p.136-138.

THÖNI, M. 2002. Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry. *Chemical Geology*. **185**:255-281.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. 1992. Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). *Geochim. Cosmochim. Acta*. **56**:347-368.

THÖNI, M. & MILLER, CH. 1996. Garnet Sm-Nd data form the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. *Journal Metamorphic Geol*. **14**:453-466

TOURPIN, S.; GRUAU, G.; BLAIS, S.; FOURCADE, S. 1991. Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatite flow Finland. *Chemical Geology*. **90**:15-29.

VANCE, D. & O'NIONS, R.K. 1990. Isotopic chronometry of zoned garnet: growth kinetics and metamorphic histories. *Earth Planet. Sci. Lett*. **97**: 227-240.

VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research,* **92:**165-193.

VASQUEZ, M.L. & LAFON, J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. CD-ROM.

VOSHAGE, H.; SINIGOL, S.; MAZZUCCHELLI, M.; DEMARCHI, G.; RIVALENTI, G.; HOFMANN, A.W. 1988. Isotopic constraints onthe origin of ultramafic and mafic dikes inthe Balmuccia oridotite (Ivrea Zone). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **100**:261-267.

WANG, X.D.; SÖDERLUND, U.; LINDH, A.; JOHANSSON, L. 1998. U-Pb and Sm-Nd dating of high-pressure granulite and upper amphibolite facies rocks from SW Sweden. *Precambrian Research.* **92**: 319-339.

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

YARDLEY, B.W. D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. Ed. Universidade de Brasília. 340p.

ZHAO, J. & McCULLOCH, M. T. 1995. Geochemical and Nd isotopic systematics of granites from the Arunta Inlier, central Australia: implications for Proterozoic crustal evolution. *Precambrian Research*. **71**:265-299.