



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

**INVESTIGAÇÃO DO LIMITE ENTRE DOMÍNIOS
GEOCRONOLÓGICOS DA REGIÃO DO MÉDIO RIO
XINGU, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO**

TESE APRESENTADA POR

PABLO CONDURÚ MONTEIRO

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

Data de Aprovação: **03 / 11 / 2005**

Comitê de Tese:

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA
(Orientador)

COLOMBO CELSO GAETA TASSINARI

LEO AFRANEO HARTMANN

Belém

A meus pais, Hamilton e Maria do P.
Socorro, e a minha esposa Diely.

AGRADECIMENTOS

Para os que acreditam em Deus, e o tem como Pai, seria impossível que não seja o primeiro a ser agradecido, assim como em todos os momentos da vida. Por isso faço o mesmo, e o agradeço por me dar forças e me permitir a conclusão desta dissertação.

Formalmente, gostaria agradecer às seguintes instituições:

- Ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado, que me deu tranqüilidade financeira durante um período de dois anos;
- Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, que disponibilizou toda sua infra-estrutura laboratorial durante a preparação e análise das amostras, em especial ao laboratório de Geologia isotópica - Pará-Iso;
- À companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM / Serviço Geológico do Brasil – Belém), pelo auxílio fundamental, na etapa de campo. Em especial, agradeço ao geólogo Marcelo Lacerda Vasquez pela valorosa ajuda durante a etapa de campo para a coleta de amostras, bem como pelas discussões sobre a geologia da área.

Ao orientador e amigo, Prof. Moacir Macambira, primeiro por me incentivar a ingressar no mestrado, atitude esta muito importante na minha vida; e, segundo, pela orientação, confiança e paciência em todas as etapas deste trabalho, vencendo até a distancia geográfica.

Ao colega Marco Antonio Galarza, por estar sempre disponível a ajudar e a todo apoio dado durante a realização das análises no Pará-Iso.

À colega Roberta Florêncio, pela valorosa contribuição durante a fase de preparação e separação química para as análises Sm-Nd.

Aos meus amigos inseparáveis do curso de Geologia: Luciano, Elyana, Cláudia e Bruno; a este último, em especial, por ter compartilhado algumas noites em claro, analisando nossos “famigerados” cristais de zircão.

Aos meus amigos da Associação Católica Nossa Senhora da Vitória, que compartilham a mesma fé e sempre me apóiam em tudo.

Em especial, a todos meus familiares por terem me apoiado, sempre, incondicionalmente, desde meu ingresso nesta etapa da minha vida, que agora se

encerra. Divido com meus pais (Hamilton e Socorro), meus irmãos e minha esposa, Diely, a conclusão deste trabalho.

“Não tenho nada que me prove a existência de Deus e mesmo assim, Ele continua sendo o Absoluto dos meus dias...”
(Pe. Fábio de Melo, scj).

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	1
AGRADECIMENTOS	
EPÍGRAFE	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	
LISTA DE TABELAS	
RESUMO	
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 O CRÁTON AMAZÔNICO E SUA COMPARTIMENTAÇÃO	7
1.2 A PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL	9
2 GEOLOGIA DO PRECAMBRIANO DO MÉDIO RIO XINGU	12
2.1 EMBASAMENTO REGIONAL	12
2.1.1 Unidade I	12
2.1.2 Unidade II	14
2.1.3 Unidade III	14
2.1.4 Unidade IV	14
2.1.5 Unidade V	14
2.2 ROCHAS VULCÂNICAS FÉLSICAS A INTERMEDIÁRIAS	15
2.3 GRANITÓIDES SUB-VULCÂNICOS	15
2.4 INTRUSIVAS MÁFICAS	15
2.5 ARENITOS DA FORMAÇÃO IGARAPÉ DA GROTA/RIO PARDO	16
2.6 GEOCRONOLOGIA DA ÁREA	16
3 OBJETIVOS	18
4 MÉTODOS EMPREGADOS	19
4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	19
4.2 TRABALHO DE CAMPO	19
4.3 ESTUDOS PETROGRÁFICOS	19
4.4 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	20
4.4.1 Separação mineral	20
4.4.2 Preparação para análise de rocha total	20
4.5 ANÁLISE Pb-Pb EM ZIRCÃO	20
4.6 ANÁLISE Sm-Nd	21
5 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ESTUDADAS	22
5.1 GNAISSES MIGMATÍTICOS	26
5.1.1 Aspectos Geológicos	26
5.1.2 Aspectos Petrográficos	26
5.2 GNAISSES	27
5.2.1 Aspectos Geológicos	28
5.2.1.1 Gnaisses enderbíticos e tonalíticos	28
5.2.1.2 Gnaisses peraluminosos (paragneisses) e injeções leucomonzograníticas peraluminosas	29
5.2.2 Aspectos Petrográficos	31
5.2.2.1 Gnaisses enderbíticos e tonalíticos	31

5.2.2.2 Gnaisses peraluminosos (paragnaisses) e injeções leucomonzograníticas peraluminosas	33
5.3 ENDERBITOS	36
5.3.1 Aspectos Geológicos	36
5.3.2 Aspectos Petrográficos	37
5.4 CHARNOQUITOS	39
5.4.1 Aspectos Geológicos	39
5.4.2 Aspectos Petrográficos	41
5.5 GRANODIORITOS INEQUIGRANULARES	44
5.5.1 Aspectos geológicos	44
5.5.2 Aspectos Petrográficos	45
5.6 GRANODIORITOS TIPO PARAUARÍ	47
5.6.1 Aspectos Geológicos	47
5.6.2 Aspectos Petrográficos	48
5.7 GRANITO TIPO MALOQUINHA	49
5.7.1 Aspectos Geológicos	49
5.7.2 Aspectos Petrográficos	50
5.8 VULCÂNICAS TIPO IRIRI	50
5.8.1 Aspectos Geológicos	50
5.8.2 Aspectos Petrográficos	50
6 RESULTADOS ISOTÓPICOS	52
6.1 DADOS Pb-Pb EM ZIRCÃO	52
6.1.1 Enderbitos (amostra PMM-09C)	52
6.1.2 Injeções leucomonzograníticas em gnaisses (amostra PMM-23A)	55
6.1.3 Charnokitos (amostras PMM-06 e PMM-20A)	55
6.1.4 Granodioritos Inequigranulares (amostra PMM-01)	60
6.1.5 Gnaisses Migmatíticos (amostra PMM-16)	65
6.2 DADOS Sm-Nd	68
6.2.1 Dados Sm-Nd em Rocha Total	68
6.2.2 Dados Sm-Nd em Granada	73
7 DISCUSSÃO	75
7.1 DADOS Pb-Pb EM ZIRCÃO: MAGMATISMO	76
7.2 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL E Pb-Pb EM ZIRCÃO	
HERDADO: A FORMAÇÃO DA CROSTA	77
7.3 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL E GRANADA; IDADE DO METAMORFISMO	79
8 CONCLUSÕES	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 01 – Mapa de localização da área de estudo	06
Figura 02 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004)	08
Figura 03 – Mapa geológico do médio rio Xingu e baixo curso do rio Iri (Santos <i>et al.</i> , 1988)	13
Figura 04 – Mapa da área de estudo	23
Figura 05 – Mapa geológico da área de estudo, modificado de Ferreira & Faria (2001) e Faraco (2001)	24
Figura 06 – Gnaiss migmatítico (afloramento PMM-16)	26
Figura 07 – Fotomicrografia de gnaiss migmatítico (amostra PMM-16)	27
Figura 08 – Enclaves máficos (Afloramento PMM-03)	28
Figura 09 – Dique diorítico (Afloramento PMM-04)	29
Figura 10 – Afloramento de gnaiss peraluminoso (ponto PMM-23B)	30
Figura 11 – Afloramento de gnaiss peraluminoso (amostra PMM-23B)	30
Figura 12 – Fotomicrografia da matriz dos gnaisses (Amostra PMM-02A)	32
Figura 13 – Fotomicrografia de plagioclásio com antipertita (Amostra PMM-02A)	32
Figura 14 – Fotomicrografia de gnaiss enderbítico (Amostra PMM-04A)	33
Figura 15 – Fotomicrografia de cristal de cordierita (Amostra PMM-23B)	34
Figura 16 – Fotomicrografia de cristal de feldspato com mesopertita (Amostra PMM-23B)	34
Figura 17 – Fotomicrografia de cristal de granada (Amostra PMM-23A)	35
Figura 18 – Aspecto geral dos enderbitos no afloramento PMM-09	36
Figura 19 – Enclaves máficos (afloramento PMM-09)	37
Figura 20 – Xenólito de gnaiss no enderbito (afloramento PMM-11)	37
Figura 21 – Fotomicrografia de enderbito (Amostra PMM-11)	38
Figura 22 – Fotomicrografia de feldspato com mesopertita (Amostra PMM-09A)	39
Figura 23 – Charnockito porfiroclástico mostrando o fluxo magmático	40
Figura 24 – Enclaves máficos (Afloramento PMM-06)	41
Figura 25 – Dique aplítico de cortando o charnockito (Afloramento PMM-08)	41
Figura 26 – Fotomicrografia de charnockito (Amostra PMM-07B)	43
Figura 27 – Fotomicrografia de plagioclásio do charnockito com antipertita	

(Amostra PMM-07B)	43
Figura 28 – Fotomicrografia de piroxênio reliquiar (Amostra PMM-07B)	44
Figura 29 – Aspecto do granodiorito inequigranular (afloramento PMM-01)	45
Figura 30 – Fotomicrografia do granodiorito inequigranular (Amostra PMM-01)	46
Figura 31 – Fotomicrografia de plagioclásio (Amostra PMM-01)	47
Figura 32 – Aspecto geral do granodiorito inequigranular tipo Parauarí	48
Figura 33 – Fotomicrografia do granodiorito tipo Parauarí. (Amostra PMM-17)	49
Figura 34 – Aspecto do granito tipo Maloquinha (Afloramento PMM-15)	50
Figura 35 – Vista do afloramento PMM-13 de rocha vulcânica tipo Iriri	51
Figura 36 – Fotomicrografia da rocha vulcânica tipo Iriri (Amostra PMM-13)	51
Figura 37 – Cristais de zircão da Amostra PMM-09C (Enderbitos)	53
Figura 38 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-09C	53
Figura 39 – Cristais de zircão da Amostra PMM-23A (Injeção leucomonzogranítica)	56
Figura 40 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-23A	56
Figura 41 – Cristais de zircão da Amostra PMM-06 (Charnokitos)	58
Figura 42 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-06	58
Figura 43 – Cristais de zircão da Amostra PMM-20A (Charnokitos)	61
Figura 44 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-20A	61
Figura 45 – Cristais de zircão da Amostra PMM-01 (Granodiorito Inequigranular)	63
Figura 46 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-01	63
Figura 47 – Cristais de zircão da Amostra PMM-16 (Gnaiss Migmatítico)	64
Figura 48 – Diagrama Idade (Ga) Versus ϵ_{Nd} (DePaolo 1981). Resultados Isotópicos Sm-Nd	71
Figura 49 – Diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{147}Sm/^{144}Nd$ (DePaolo 1981)	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de Enderbitto (PMM-09C)	54
Tabela 02 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de Injeções leucomonzograníticas (PMM-23A)	57
Tabela 03 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de charnokito (PMM-06)	59
Tabela 04 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de charnokito (PMM-20A)	62
Tabela 05 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de Granodiorito inequigranular (PMM-01)	63
Tabela 06 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de gnaiss migmatítico (PMM-16)	67
Tabela 07 – Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras Estudadas	70
Tabela 08 – Síntese dos dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total obtidos	75

RESUMO

A Província Amazônia Central (PAC), porção mais antiga do Cráton Amazônico é admitida como um domínio de evolução arqueana. Esse domínio, cratonizado a partir do Paleoproterozóico, seria margeado por sucessivas províncias geocronológicas proterozóicas (2,25 a 0,9 Ga), como a Província Maroni-itacaiúnas, progressivamente mais jovens em direção ao sudoeste do cráton. A PAC está dividida em dois blocos: Carajás e Xingu-Iricoumé, cujo limite está mal definido. Hoje, sabe-se que o bloco Carajás tem sua evolução reportada ao Arqueano. Já o bloco Xingu-Iricoumé carece de dados para caracterizar sua evolução.

O objetivo geral desta dissertação é a caracterização da evolução crustal e a avaliação do limite entre a Província Amazônia Central (blocos Carajás ou Xingu-Iricoumé) e a Maroni-Itacaiúnas em uma área no médio curso do rio Xingu (PA) através de estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica de corpos ígneos e ortometamórficos. Para atingi-lo, recorreu-se à: construção de uma base cartográfica através de dados obtidos em levantamentos anteriores e em campanha de campo; individualização dos diversos tipos de rochas; determinação das idades de cristalização e de extração do manto das diversas rochas ígneas e dos protólitos das rochas metamórficas, bem como do metamorfismo que as afetou, através da aplicação dos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total e granada.

Os estudos petrográficos e feições de campo possibilitaram definir, dentro da área de trabalho, oito domínios rochosos principais, que são: granodioritos inequegranulares, gnaisses (enderbíticos, tonalíticos e peraluminosos), charnoquitos, enderbitos, gnaisses migmatíticos, vulcânicas tipo Iriri, granitos tipo Maloquinha e, por fim, granodiorito tipo Parauarí. Um conjunto de 19 dados isotópicos foi gerado pelos métodos Pb-Pb em zircão (6) e Sm-Nd rocha total e granada (13), em 13 amostras de 6 unidades. Esses dados visam trazer novas referências geocronológicas para as unidades-chave e estabelecer uma cronologia para os eventos ocorridos na área.

As idades Pb-Pb em zircão para as unidades da região do médio rio Xingu permitiram definir que foram formadas em um curto intervalo de tempo de menos de 40 Ma (2,07 – 2,11 Ga). Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total indicaram idades-

modelo $T_{(DM)}$ com valores dentro do Arqueano no intervalo de 2,60 a 3,09 Ga. Assim, as rochas estudadas foram originadas por regeneração de crosta continental mais antiga, no mínimo, 500 Ma, mas atingindo valores de até cerca de 1,0 Ga. A aplicação do método Sm-Nd no par granada-rocha total de uma injeção leucomonzogranítica em gnaisses indicou uma idade de 1962 ± 15 Ma, interpretada como idade mínima do pico do metamorfismo que afetou a região.

O conjunto de dados apresentados mostra que na região estudada ocorreu um magmatismo paleoproterozóico de composição variada ligado a um evento tectônico-termal de expressão regional – o Ciclo Transamazônico. Com isso, confirma-se que a região se enquadra na Província Geocronológica Maroni-Itacaiúnas, conforme anteriormente levantado por vários autores, devendo seu limite com a PAC estar no sul da área estudada.

ABSTRACT

The Central Amazonian Province (CAP) is considered to be a mainly archean domain and the oldest portion of the Amazonian Craton. It became a craton in the Paleoproterozoic times and is bordered by successive geochronological provinces (2.25 to 0.9 Ga), as the Maroni-Itacaiúnas Province, gradually younger in direction to the southwestern craton. The CAP is divided into two blocks: Carajás and Xingu-Iricoumé, whose extent is not well established. The Carajás block is reported to the Archean, whereas the Xingu-Iricoumé block is poorly characterized.

The general objective of this MSc thesis is to determine the crustal evolution and evaluate the border between the Central Amazonian Province (Carajás or Xingu-Iricoumé blocks) and the Maroni-Itacaiúnas in an area along the medium course of the Xingu River (Pará State) through geochronological and isotopic geochemistry studies of igneous and orthometamorphic rocks. This involved the construction of a cartographic base taking into account previous surveys and field works; characterization of the main rock types; determination of the ages of crystallization, metamorphism and mantle extraction of some igneous and metamorphic rocks through the Pb-Pb on zircon and Sm-Nd on whole-rock and garnet methods.

The petrographic studies identified eight main rock units: inequigranular granodiorite, gneisses (enderbite, tonalite and peraluminous), charnockite, enderbite, migmatitic gneiss, Iriri volcanic rocks, Maloquinha granite, and Parauarí granodiorite. Nineteen results were obtained by the Pb-Pb on zircon (6) and Sm-Nd on whole rock and garnet (13) methods, on 13 samples from 6 units.

The Pb-Pb ages on zircon show that the rocks had been formed in a short time interval of less than 40 Ma (2.07-2.11 Ga). The Sm-Nd on whole-rock results indicate Archean model-ages ($T_{(DM)}$) ranging from 2.60 to 3.09 Ga. Thus, the studied rocks are derived from continental crust that is 500 Ma to 1.0 Ga older than zircon age. The Sm-Nd whole-rock-garnet age of a leucomonzogranite crosscutting a gneiss is 1962 ± 15 Ma, interpreted as the minimum age of the metamorphic peak which affected the region.

The data set here presented shows that important paleoproterozoic magmatism of varied composition associated with a thermal-tectonic event of regional expression -

the Transamazonian Cycle - took place in the region. Thus, the region is inside the Geochronological Maroni-Itacaiúnas Province, as previously suggested by other authors, and its limit with the CAP is probably in the southern part of the area.

1 INTRODUÇÃO

A geocronologia e a geoquímica isotópica são consideradas instrumentos fundamentais no mapeamento geológico moderno e no entendimento da evolução crustal de qualquer região. No sudeste da Amazônia, os levantamentos pioneiros foram executados durante as décadas de 70 e 80 pelo projeto RADAM (Issler *et al.*, 1974; Silva *et al.*, 1974 e Santos *et al.*, 1975), CPRM (Martins e Araújo, 1979; Jorge João *et al.*, 1987), DNPM e IDESP. Os dados geocronológicos então obtidos, principalmente, pelos métodos Rb-Sr e K-Ar, serviram de base para a formulação de propostas preliminares de evolução e compartimentação do Cráton Amazônico. Hoje, com o aprimoramento das técnicas analíticas e a aplicação de novos métodos isotópicos, tem-se obtido informações valiosas para um melhor entendimento e caracterização desse cráton.

No final da década de 80, Teixeira *et al.* (1989), tomando como base o trabalho de Cordani *et al.* (1979) e contando com dados U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd adicionais, elaboraram uma proposta de compartimentação do Cráton Amazônico, cuja porção centro-sudeste foi admitida como um domínio de evolução arqueana, a Província Amazônia Central. Esse domínio, cratonizado a partir do Paleoproterozóico, seria margeado por sucessivos domínios proterozóicos (2,25 a 0,9 Ga), orientadas segundo a direção NW-SE, progressivamente mais jovens em direção ao sudoeste do cráton.

Mais recentemente, Tassinari & Macambira (1999 e 2004) subdividiram a Província Amazônia Central em dois blocos: o primeiro, a sudeste, denominado de bloco Carajás; o segundo, a nordeste, é conhecido como Xingu-Iricoumé, levando em conta que o primeiro tem embasamento arqueano e o segundo seria, pelo menos em parte, constituído de rochas produto da fusão de rochas arqueanas.

A área de estudo está localizada entre os paralelos 4° 00' 00" e 6° 00' 00" e pelos meridianos 52° 15' 00" e 53° 15' 00", abrangendo partes dos municípios de Altamira e de São Felix do Xingu (Figura 01). Esta área estaria no limite entre os blocos Carajás e Xingu-Iricoumé (matéria do presente estudo) como proposto por Tassinari *et al.* (2000).

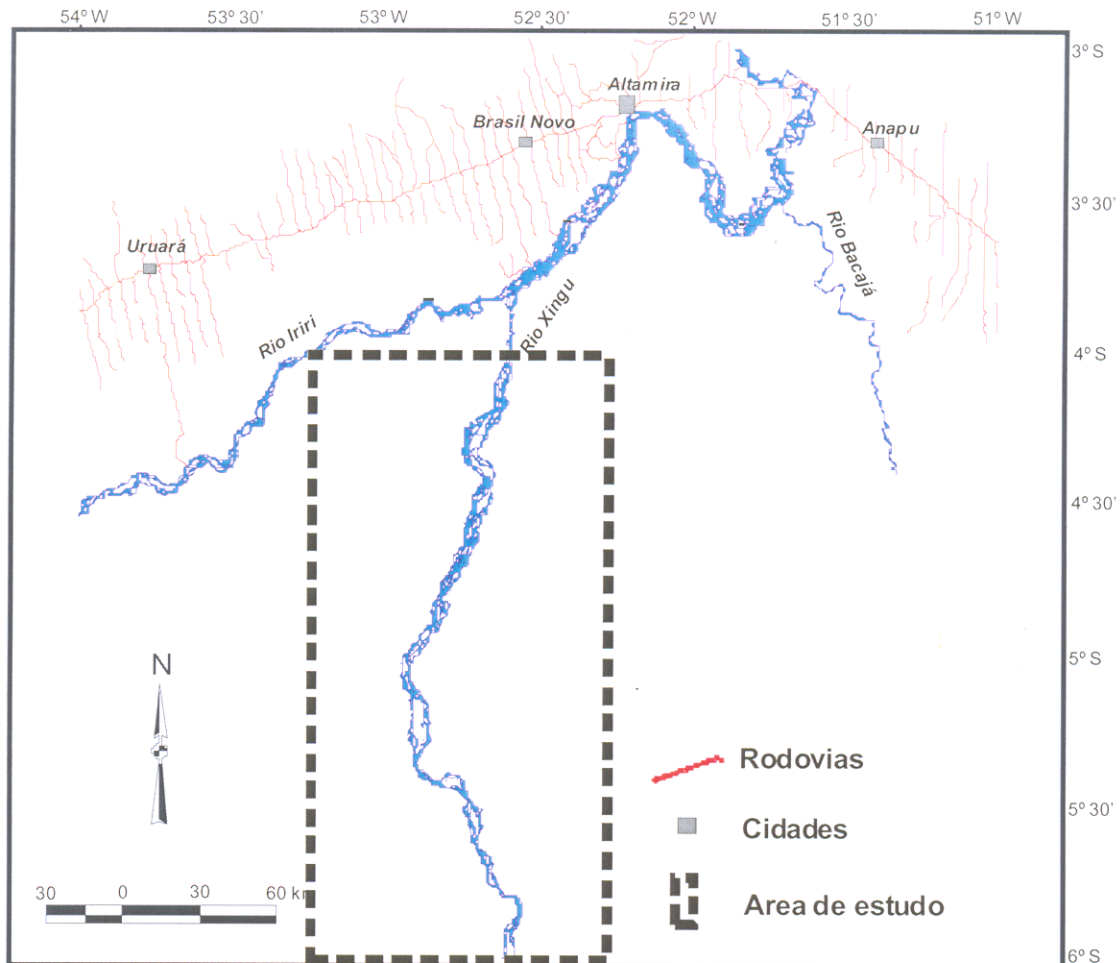


Figura 01 – Mapa de localização da área de estudo.

Este limite está mal definido, em especial devido aos poucos dados disponíveis para a região. Ela conta apenas com alguns levantamentos geológicos das décadas de 70 e 80, dos quais se destaca o trabalho de Santos *et al.* (1988), atestando uma carência de mapeamentos geológicos sistemáticos para a região.

Além disso, os dados geocronológicos para este setor da Província Amazônia Central precisam ser revistos e atualizados, principalmente se fazendo uso de métodos mais recentes como são as análises Sm-Nd em rocha total e Pb-Pb em zircão.

Hoje sabemos que a área Carajás tem sua evolução reportada ao Arqueano. Já a área Xingu-Iricoumé carece de dados que possam comprovar sua evolução como

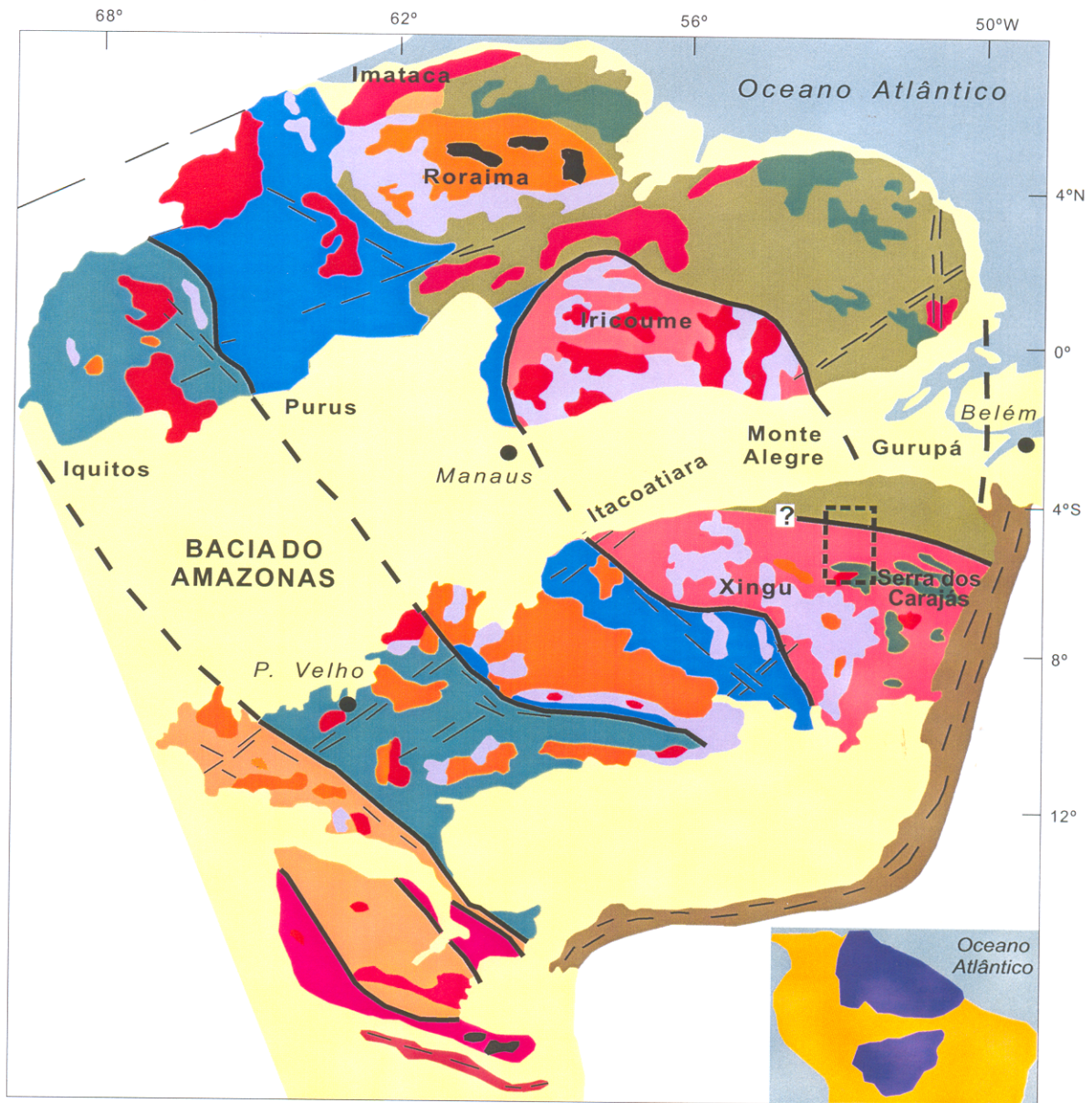
paleoproterozóica e/ou arqueana.

1.1 O CRÁTON AMAZÔNICO E SUA COMPARTIMENTAÇÃO

O Cráton Amazônico, localizado na porção norte da América do Sul, encontra-se dividido pela Bacia do Amazonas no Escudo das Guianas, ao norte, e Escudo Brasil Central, a sul (p. ex. Almeida *et al.* 1981). Duas linhas de pensamento, em suma, tentam explicar a evolução geotectônica da região. A primeira considera o Cráton Amazônico como uma grande plataforma arqueana que foi parcialmente retrabalhada e reativada durante o Proterozóico; leva em conta principalmente dados estruturais e geofísicos (Amaral 1974; Montalvão & Bezerra 1980; Santos & Loguércio 1984; Hasui *et al.* 1984; Hasui & Almeida 1985; Hasui *et al.* 1993; Costa & Hasui 1997). A segunda considera que o Cráton Amazônico iniciou sua formação no Arqueano, porém evoluiu através de eventos episódicos de regeneração e/ou acresção crustal durante o Proterozóico. Este modelo admite a existência de um núcleo arqueano ao qual foram acrescentados, a norte e a sudoeste, cinturões móveis ou arcos magmáticos, os quais constituíram províncias geocronológicas (Cordani *et al.*, 1979; Cordani & Brito Neves 1982; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari & Macambira, 1999 e 2004; Tassinari *et al.* 2000; Santos *et al.*, 2000; Dall'agnol *et al.*, 2000). O modelo proposto por Tassinari & Macambira (2004), seguindo autores citados anteriormente, subdivide o cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas principais (Figura 02).

A Província Amazônia Central (>2,5 Ga), é considerada a unidade mais antiga em torno da qual as demais províncias foram acrescentadas. Tem na região de Carajás o mais importante núcleo arqueano preservado de todo o Cráton Amazônico.

A província Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,9 Ga), situa-se imediatamente a nordeste e a norte da Província Amazônia Central. Sua evolução se deu durante o Paleoproterozóico e apresenta, além de um magmatismo diversificado, expressivas seqüências metavulcano-sedimentares e domínios de rochas granulíticas. Embora rochas arqueanas tenham sido identificadas na região central do Amapá (Lima *et al.*, 1984; Lafon *et al.* 1998), os dados isotópicos disponíveis sugerem a formação de crosta paleoproterozóica juvenil em quase toda a província (Gruau *et al.* 1985; Sidder & Mendoza 1991; Sato & Tassinari 1997; Santos *et al.* 2000).


PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

- Amazônia Central
> 2,5 Ga
- Maroni - Itacaiúnas
2,2 - 1,9 Ga
- Ventuari - Tapajós
1,9 - 1,8 Ga
- Rio Negro - Juruena
1,8 - 1,55 Ga
- Rondoniana - San Ignácio
1,55 - 1,3 Ga
- Sunsás
1,25 - 1,0 Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Cobertura fanerozóica
- Granitóide
- Cobertura sedimentar pré-cambriana
- Vulcanismo ácido intermediário
- Vulcanismo máfico
- "Greenstone belt"
- Complexo granulítico
- Faixas neoproterozóicas
- Área de estudo
- Alto estrutural do embasamento

Figura 02 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo Tassinari & Macambira (2004).

A Província Ventuari-Tapajós (1,9 – 1,8 Ga, Tassinari & Macambira, 1999) tem sido melhor estudada na região do rio Tapajós, onde trabalhos recentes (Faraco *et al.* 1997; Sato & Tassinari 1997; Dall'Agnol *et al.* 1999b; Lamarão *et al.* 1999; Vasquez *et al.* 1999; Klein & Vasquez 2000; Santos *et al.* 2000; Lamarão *et al.* 2002; Vasquez *et al.* 2002; Santos *et al.* 2002) indicam que a mesma apresenta um magmatismo comparativamente distinto e com rochas mais jovens do que aquelas encontradas na Província Maroni-Itacaiúnas. A quase ausência de protólitos arqueanos (Sato & Tassinari 1997; Santos *et al.* 2000; Tassinari & Macambira 2004) sugere que esta província seja formada por uma crosta continental predominantemente juvenil. Porém, cristais de zircão arqueanos, interpretados como herdados, foram identificados em diferentes rochas vulcânicas e plutônicas na região do Tapajós (Almeida *et al.* 1999; Lamarão *et al.* 1999; Santos *et al.* 2000), sugerindo a presença de uma crosta antiga na evolução das rochas da região.

A sucessão de eventos colisionais também teria gerado cinturões orogênicos proterozóicos, progressivamente mais jovens em direção à porção sudoeste do cráton (Tassinari & Macambira, 2004), sendo representados pelas províncias Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniano-São Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga).

1.2 A PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

A Província Amazônia Central (PAC) representa a região mais antiga do Cráton Amazônico não tendo sido afetada pelo ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga). Porém, durante o Paleoproterozóico, foi cenário de expressivos eventos magmáticos e sedimentares.

A área Carajás, a mais importante província mineral do Brasil (ferro, cobre, ouro, manganês, níquel etc.), foi formada e tectonicamente estabilizada durante o Arqueano. É subdividida em dois domínios estruturados na direção E-O (DOCEGEO, 1988; Costa *et al.*, 1995): Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, que se estende até a região da Serra do Inajá, e interpretado como um núcleo preservado, que grada, a norte, para o

Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

As unidades mais antigas datam de 2,90 a 2,98 Ga (Supergrupo Andorinhas e Tonalito Arco-Verde; Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lancelot, 1996), porém cristais de zircão de até 3,7 Ga foram herdados por granitos paleoproterozóicos e depositados em seqüências sedimentares da região (Machado *et al.*, 1991; Macambira *et al.*, 1998).

O Cinturão Itacaiúnas inclui rochas de alto grau (Complexo Pium), gnaisses (Complexo Xingu), seqüências vulcano-sedimentares, tal como o Grupo Grão Pará, e granitóides (Suíte Plaquê, Granito Estrela etc.).

No Paleoproterozóico, a área de Carajás foi afetada pelas intrusões graníticas de cerca de 1,88 Ga, tipo Granito Central de Carajás, associadas a um evento termal extensivo (Costa *et al.*, 1995) e localmente coberta por seqüências sedimentares (Formação Gorotire).

A área Xingu-Iricoumé é composta por rochas plutônicas e vulcânicas paleoproterozoicas não deformadas (genericamente denominadas de Supergrupo Uatumã), cobertas por seqüências sedimentares discordantes sobre um pouco conhecido embasamento. É proposta uma idade arqueana para rochas metamórficas do embasamento tendo como base idades-modelo Sm-Nd. Na parte norte da PAC, vulcânicas e plutônicas são chamadas de grupos Iricoumé e Mapuera, enquanto que no setor sul, são denominadas de grupo Iriri e Maloquinha / Suíte Intrusiva Velho Guilherme (p. ex. Teixeira *et al.*, 2002), respectivamente. Os granitóides mais antigos são os monzogranitos cálcio-alcálicos Água Branca de 1,96-1,94 Ga (Almeida *et al.*, 1997), que ocorrem no setor norte, enquanto que o Granito Parauari, de 1,92 Ga (Macambira *et al.*, 1992), ocorre no médio curso do rio Xingu. Análises U-Pb em zircão das rochas vulcânicas Iricoumé produziram uma idade de 1,96 Ga (Schobbenhaus *et al.* 1994). Granitos subalcalinos a alcalinos apresentam similaridades com os granitos rapakivi e tipo-A, estão espalhados na PAC, e interpretados como anorogênicos (Dall'Agnol *et al.* 1994). No norte da província, alguns desses plutons graníticos são mineralizados a estanho e intrusivos no Grupo Iricoumé, assim como os granitos Madeira de 1,83 Ga (Fuck *et al.*, 1993), Água Boa e Moderna de 1,81 Ga (Santos *et al.*,

1997). Na região sul, rochas vulcânicas félsicas do rio Xingu produziram idades Rb-Sr de 1,86 Ga (Cunha *et al.*, 1981). Moura *et al.* (1999) dataram um riolito pertencente ao grupo Iriri, na borda sul da bacia do Amazonas na confluência com o rio Tapajós, e obtiveram idade de 1888 ± 7 Ma pelo método de evaporação de Pb. Lamarão *et al.* (2002) dataram vulcânicas da Formação Vila Riozinho e obtiveram idades em torno de 2,0 Ga.

2 GEOLOGIA DO PRECAMBRIANO DO MÉDIO RIO XINGU

Entre os estudos realizados na área de trabalho, se destaca o de Santos *et al.* (1988) que realizaram um levantamento geológico na região dos rios Xingu e Iriri, porção central do Estado do Pará numa área superior a 20.000 km², compreendendo parte dos municípios de Altamira, São Felix do Xingu e Senador José Porfírio. Em adição ao mapeamento geológico, um estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rocha total de algumas das unidades mapeadas (Figura 03) também foi realizado por Santos *et al.* (1988). Vale destacar que, para eles, o processo de migmatização é mais importante do que nos pareceu nas observações de campo realizadas durante o presente trabalho. A descrição das unidades individualizadas por esses autores, segue abaixo.

2.1 EMBASAMENTO REGIONAL

As rochas polimetamórficas representadas por gnaisses, migmatitos, granulitos e granodioritos que constituem o embasamento regional correspondem ao que Silva *et al.* (1974) chamaram de Complexo Xingu. Na área em questão, baseados em características morfológicas, estruturais, petrográficas, mineralógicas e geocronológicas, Santos *et al.* (1988) subdividiram as rochas do embasamento em 5 unidades:

2.1.1 Unidade I

É representada por rochas granodioríticas, máficas e paragnáissicas. Estruturalmente acompanham a foliação regional, com direção geral NO-SE. O grupo dos gnaisses granodioríticos engloba rochas de natureza tonalítica e granítica, ocorrendo em forma de corpos isolados. São rochas predominantemente cinza esbranquiçado a cinza escuro, de granulação média, homogênea a pouco orientada.

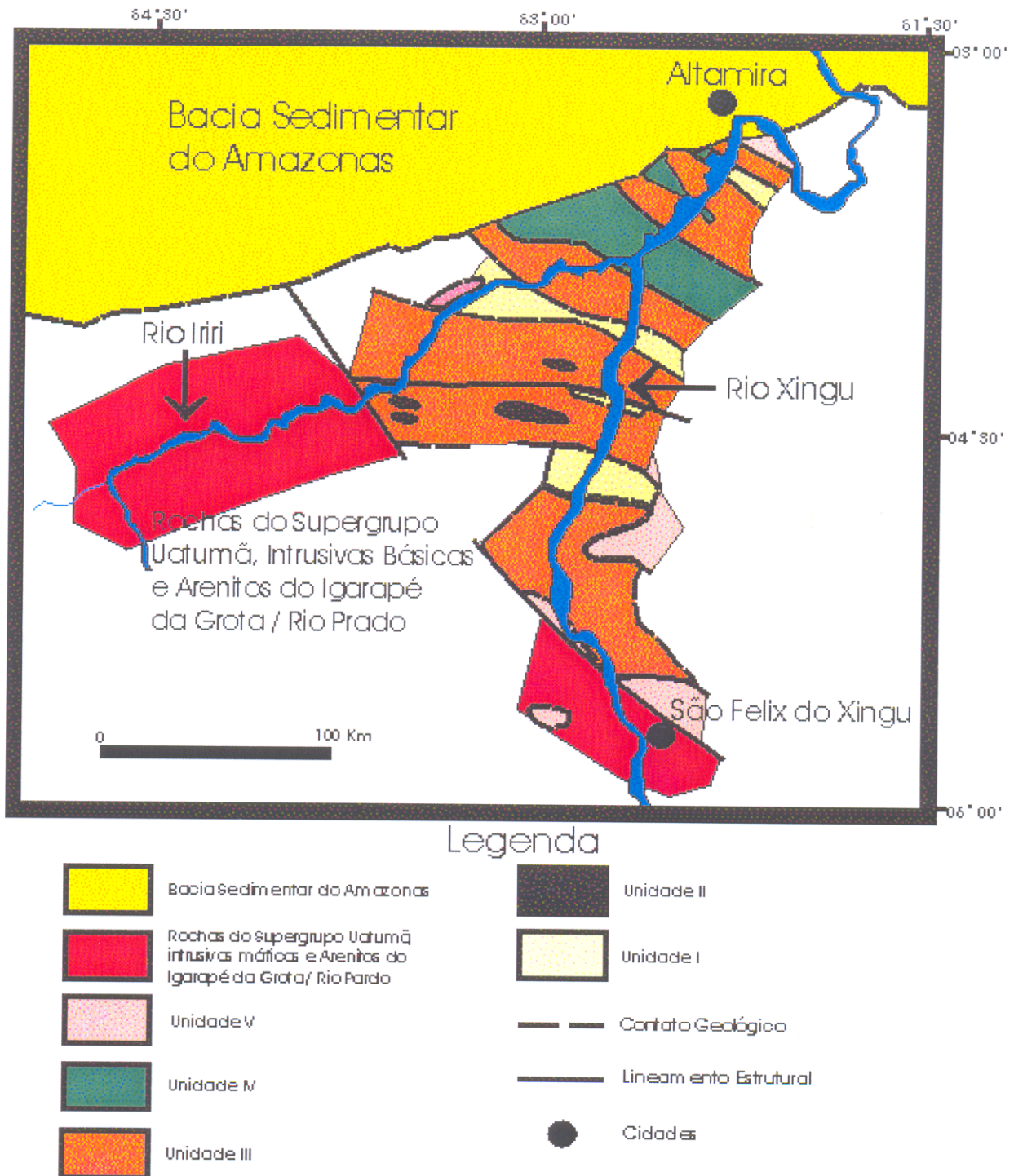


Figura 03 – Mapa geológico simplificado do médio curso do rio Xingu e baixo curso do rio Iriri (modificado de Santos *et al.*, 1988).

O grupo das máficas encontra-se representado por hornblenda gabro noritos, geralmente em forma de diques deformados. São rochas cinza escuro a preto-esverdeado, maciças e finas.

2.1.2 Unidade II

Esta unidade consiste predominantemente de rochas migmatíticas e gnáissicas, constituídas principalmente por rochas metamáficas e metassedimentares. As metamáficas são derivadas de gabros e basaltos ou tufo basálticos. São rochas de cor verde escura a preta, de granulação fina, maciças a fracamente foliadas. O grupo das rochas metassedimentares é constituído por fácies predominantemente quartzosa; na primeira ocorrem quartzo-sericita xisto, granada quartzito, quartzo xisto granatíferos e quartzo xisto conglomerático; na segunda ocorrem rochas de natureza química representada por itabiritos, hematita quartzitos e grunerita-cummingtonita quartzito.

2.1.3 Unidade III

É constituída por migmatitos com gnaisses e granitóides subordinados de composição granodiorítica/tonalítica e granítica. É caracterizada pela diversidade litológica, reflexo do maior ou menor grau de assimilação a que essas rochas foram submetidas e da natureza composicional das porções paleossomáticas, resultando em rochas migmatíticas. As associações minerais são indicativas que a fácies anfíbolito atingiu as rochas dessa unidade.

2.1.4 Unidade IV

É constituída por rochas de natureza granítica a granodiorítica, de coloração róseo claro a esbranquiçado, fina a média, localmente grossa, homogênea e às vezes com aspecto gnáissico bem desenvolvido.

2.1.5 Unidade V

As rochas desta unidade apresentam-se em corpos reduzidos e constituem a unidade mais difícil de ser definida dentro do complexo cristalino. Seu reconhecimento quase sempre se faz baseado na abundância de corpos pegmatóides. Esta unidade

encontra-se representada principalmente por biotita granito fino a médio, raramente grosso, róseo a cinza esbranquiçado, equigranular, maciço e localmente muito pouco foliado de composição variável dentro do campo dos granitos e quartzo-monzonitos. Ao contrário das demais unidades do embasamento que alcançam a fácies metamórfica xisto-verde alta a anfibolito alto / granulito, esta unidade atinge apenas condições xisto-verde.

2.2 ROCHAS VULCÂNICAS FÉLSICAS A INTERMEDIÁRIAS

Ocorrem como dacitos, riódacitos com riólitos, andesitos, granófiros, tufos, brechas e ignimbritos subordinados incluídos na Formação Iriri (SUDAM, 1972) e constituindo parte do Supergrupo Uatumã (Cunha *et al.*, 1981). Os dacitos-riódacitos freqüentemente porfiríticos, constituem as rochas de maior predomínio, comumente associadas às rochas riolíticas e são de cor cinza escuro ou esverdeado. Dentre os tufos, granófiros, brechas e ignimbritos, apenas os primeiros são abundantes no conjunto. Constituem rochas de coloração cinza a cinza esverdeada, sendo extremamente fraturadas e muito silicificadas.

2.3 GRANITÓIDES SUB-VULCÂNICOS

Associados às rochas vulcânicas félsicas a intermediárias ocorrem granitóides de natureza subvulcânica a hipabissal, incluídos na Suíte Intrusiva Maloquinha de Santos & Loguércio (1984). Esses granitóides constituem rochas de filiação granodiorítica a granítica com variações de diorítica a monzodiorítica, ocorrendo principalmente como granodioritos, quartzo monzonitos pórfiros e granitos com biotita e/ou anfibólio. Subordinadamente ocorrem quartzo gabros, dioritos, granitos rapakivi e granitos alcalinos. Geralmente constituem rochas cinza a rosa claro, às vezes esbranquiçadas, maciças, equigranulares de granulação fina a grossa e localmente porfiríticas.

2.4 INTRUSIVAS MÁFICAS

Ocorrem em íntima associação com os granitóides intrusivos subvulcânicos. Em sua maioria representam diques subverticais quase sempre com espessuras que variam de 0,3 a 5,0 m e com algum efeito hidrotermal. Estruturalmente encontram-se

encaixados em zonas de fraturas e/ou falhas com direções variáveis entre NS e N70E e, menos comumente, NO. São rochas de coloração preta esverdeada a cinza escura, granulometria fina a média, maciças, homogêneas e muito densas.

2.5 ARENITOS DA FORMAÇÃO IGARAPÉ DA GROTA/RIO PARDO

Essas rochas sedimentares possivelmente correspondem ao que Silva *et al.* (1974), chamaram de Formação Triunfo. Constituem uma rocha cinza claro e esbranquiçada, fina a média, essencialmente composta por quartzo e sericita com sílica intergranular de baixa cristalinidade.

2.6 GEOCRONOLOGIA DA ÁREA

Santos *et al.* (1988) realizaram um estudo geocronológico Rb-Sr em rocha metamórficas pertencentes à unidade I. As amostras das rochas calcossilicatadas definiram uma isócrona Rb-Sr com idade de 1930 ± 40 Ma. Esta idade foi interpretada como a idade do metamorfismo que afetou a seqüência calcossilicatada. Por outro lado, as rochas metamórficas forneceram uma idade Rb-Sr isocrônica de 1990 ± 80 Ma, interpretada como a época de formação dessas rochas. Já as amostras relativas às rochas gnáissicas definiram um alinhamento com idade de cerca de 1880 Ma. Estes dados sugerem, também, o final do Paleoproterozóico para o metamorfismo que teria afetado essas rochas sedimentares.

Em adição, foram também datadas amostras provenientes de um conjunto vulcânico félsico a intermediário da Formação Iriri na região do Rio Xingu. Nele foi obtida a idade isocrônica Rb-Sr de 1800 ± 100 Ma, valor tido como significativo da época de formação destas rochas, e concordante com idades obtidas anteriormente para o vulcanismo Iriri (Basei, 1977 e Cunha *et al.*, 1981). Associados a estas vulcânicas ocorrem os granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha, posteriormente datados em 1650 ± 20 Ma por Tassinari *et al.* (1984).

Jorge João *et al.* (1987), no mapeamento da Folha Altamira, individualizaram corpos granulitos, denominados *granolito* Bacajaí, englobados por grande extensão de granodioritos, granitos e quartzo-dioritos, com porções gnáissicas e migmatíticas, denominados Granodiorito Anapu.

Recentemente, Macambira *et al.* (2001, 2003 e 2004) obtiveram idades Pb-Pb em zircão de 2,07 e 2,15 Ga para corpos granitóides na região de Bacajá, que assemelham-se ao Granodiorito Anapu.

3 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é a caracterização da evolução crustal e a avaliação do limite entre a Província Amazônia Central (blocos Carajás ou Xingu-Iricoumé) e a Maroni-Itacaiúnas em uma área no médio curso do rio Xingu (PA), através de estudos geocronológicos e de geoquímica isotópica de corpos ígneos e ortometamórficos da região de estudo.

A fim de atingir este objetivo, as seguintes metas específicas foram perseguidas:

- Construção de uma base cartográfica para o desenvolvimento do trabalho, através de dados obtidos em levantamentos anteriores (Santos *et al.*, 1988), mapas do projeto GIS-Brasil (Faraco 2001; Ferreira & Faria 2001), imagens de satélite, dados de campo, petrográficos, etc.
- Identificação e individualização dos diversos domínios rochosos confrontando-os com os anteriormente identificados para região por Santos *et al.* (1988) e pelo Projeto GIS-Brasil (Faraco 2001; Ferreira & Faria 2001).
- Determinação, quando possível, das idades de cristalização das diversas rochas ígneas e dos protólitos das rochas metamórficas, bem como do metamorfismo que as afetou através da aplicação dos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total-granada, respectivamente. Com isso, tentar-se-á individualizar, em mapa, as áreas de relíquias ou domínios arqueanos daquelas de idades paleoproterozóicas.
- Determinar a idade de extração do manto do material que deu origem às rochas mais relevantes para a dissertação, pela determinação de idade-modelo Sm-Nd e avaliar a natureza da fonte das rochas através do parâmetro ϵ_{Nd} , a fim de discutir os processos de acreção e retrabalhamento crustal.
- Elaboração de uma proposta de um modelo evolutivo para esse setor do Cráton Amazônico a partir do conjunto de dados levantados neste trabalho e da confrontação com os modelos anteriormente propostos.

4 MÉTODOS EMPREGADOS

O empregado dos métodos de pesquisa envolveu os trabalhos de gabinete, de campo e de laboratório. Esses últimos foram desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).

4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Foi realizada uma vasta pesquisa bibliográfica, na qual foram feitos levantamentos de trabalhos disponíveis tanto sobre os dados geológicos e geocronológicos da região a ser estudada, como sobre os métodos analíticos empregados.

4.2 TRABALHO DE CAMPO

Foi realizada uma etapa de campo para a coleta sistemática de amostras para análises petrográficas e isotópicas e levantamentos das feições geológicas referentes às formações estudadas a fim de bem caracterizá-las e auxiliar nas interpretações dos dados. O levantamento foi feito ao longo do rio Xingu, em um trecho entre as cidades de Altamira e São Felix do Xingu.

4.3 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Após um exame macroscópico das amostras coletadas, foram selecionadas aquelas mais adequadas para o estudo petrográfico a fim de auxiliar na melhor caracterização e individualização das diversas variações faciológicas dos corpos amostrados.

Não foram feitas análises modais, as porcentagens de cada mineral foram estimadas visualmente ao longo das laminas delgadas e foi utilizada a classificação das rochas de Streckeisen (1976).

4.4 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Esta etapa envolveu dois tipos de tratamento: separação mineral e preparação para análise de rocha total.

4.4.1 Separação Mineral

Depois de triturada e pulverizada, as amostras passam por uma série de processos visando a concentração de minerais de interesse, tais como deslamagem, elutriação, separação magnética (imã de mão e separador magnético de Frantz) e com líquido pesado (Bromofórmio). Finalmente é realizada uma triagem dos grãos minerais sob lupa binocular e eventual lavagem com ácidos.

4.4.2 Preparação para análise de rocha total

Para o método Sm-Nd em rocha total, as amostras coletadas também foram trituradas e, em seguida, pulverizadas utilizando-se o equipamento *Shatter Box*. Depois de pulverizadas, as amostras foram quarteadas e uma parte delas levadas ao *spex mix*, para uma nova pulverização de 15 minutos de duração, para garantir a homogeneização e facilitar a digestão dos minerais acessórios.

4.5 ANÁLISE Pb-Pb EM ZIRCÃO

Técnica analítica empregada com o auxílio do espectrômetro FINNIGAN MAT 262 e preconizada por Kober (1986), que utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação, o qual contém o zircão, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas pré-estabelecidas, que constituem as etapas de evaporação. Normalmente são realizadas três etapas de evaporação. A primeira, a 1450° C, a segunda a 1500° C e a terceira, a 1550° C.

Durante cada etapa de aquecimento, que dura aproximadamente 5 minutos, ocorre a liberação do Pb do retículo cristalino do zircão. Esse Pb deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido em temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050 °C, para que o Pb ali depositado seja

ionizado. As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb são medidas com monocolletor (contador de íons) e, raramente (sinais muito fortes) com o detector Faraday. A cada etapa de evaporação são obtidos, em geral, até cinco blocos de razões isotópicas nas análises em monocolletor. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (40 razões em geral) desses blocos define uma idade correspondente para cada etapa. Se houver coincidência de idades, uma média das idades é calculada para cada grão. Caso não, são descartadas as etapas que mostrarem valores discrepantes daqueles dominantes na análise de cada grão, o que é denominado aqui de eliminação subjetiva. Blocos e etapas com razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ são igualmente descartados para reduzir o risco da correção do Pb comum, que é feita em comparação com o modelo de evolução do Pb terrestre em dois estágios (Stacey & Kramers 1975). Em seguida, uma média das idades de vários grãos é calculada para a amostra da qual eles foram extraídos. Os dados obtidos são filtrados e tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso (Gaudette *et al.* 1998).

4.6 ANÁLISE Sm-Nd

Para o método Sm-Nd em rocha total segue-se a técnica utilizada por Moura (1992), adaptada às condições do Pará-Iso. A abertura química da rocha (<150 mg) + spike (^{149}Sm - ^{150}Nd) é feita com HNO_3 (13N) + HF (48%) em container fechado por 7 dias em estufa (~150°C) ou em forno de micro-ondas (duas etapas de 36 minutos em dois dias), seguido da adição de HNO_3 (13N) + HF (48%) em chapa quente (100°C), mais duas etapas de evaporação com HCl (6,2N) e HCl (2N). O resíduo é solubilizado com HCl (2N) e a solução submetida à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x8 (200-400 mesh), condicionada com HCl (2N). As terras raras são coletadas com HNO_3 (3N). Seu resíduo é solubilizado com HNO_3 (7N) + metanol (40-60%) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1x4 (200-400 mesh), condicionada com HNO_3 (7N) + metanol. O Sm e o Nd são coletados com HNO_3 (7N) + metanol e misturados com HNO_3 (13N). O concentrado final é depositado em filamento duplo de Ta e Re para análise isotópica. As análises isotópicas de Sm, Nd são realizadas no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com multicoletor do Pará-Iso.

5 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ESTUDADAS

Neste capítulo, serão sucintamente abordadas as informações geológicas e petrográficas extraídas a partir das unidades rochosas da área de estudo, durante a realização dos trabalhos de campo e das análises petrográficas. Desse modo, pretende-se contribuir para o bom entendimento das relações de campo, aspectos texturais, mineralógicos e as principais feições estruturais das unidades analisadas geocronologicamente a fim de melhor entender o contexto geológico no qual, as mesmas estão inseridas.

O acesso aos pontos de coleta de amostras foi feito inteiramente por via fluvial, ao longo do rio Xingu, em um trecho entre as cidades de Altamira e São Félix do Xingu. A localização dos pontos de amostragem encontra-se expressa na Figura 04.

Os estudos petrográficos e as feições de campo possibilitaram definir dentro da área de trabalho oito domínios rochosos principais (Figura 05) que são: gnaisses migmatíticos, gnaisses, enderbitos, charmoquitos, granodioritos inequegranulares, granodioritos tipo Parauarí, granitos tipo Maloquinha e vulcânicas tipo Iri.

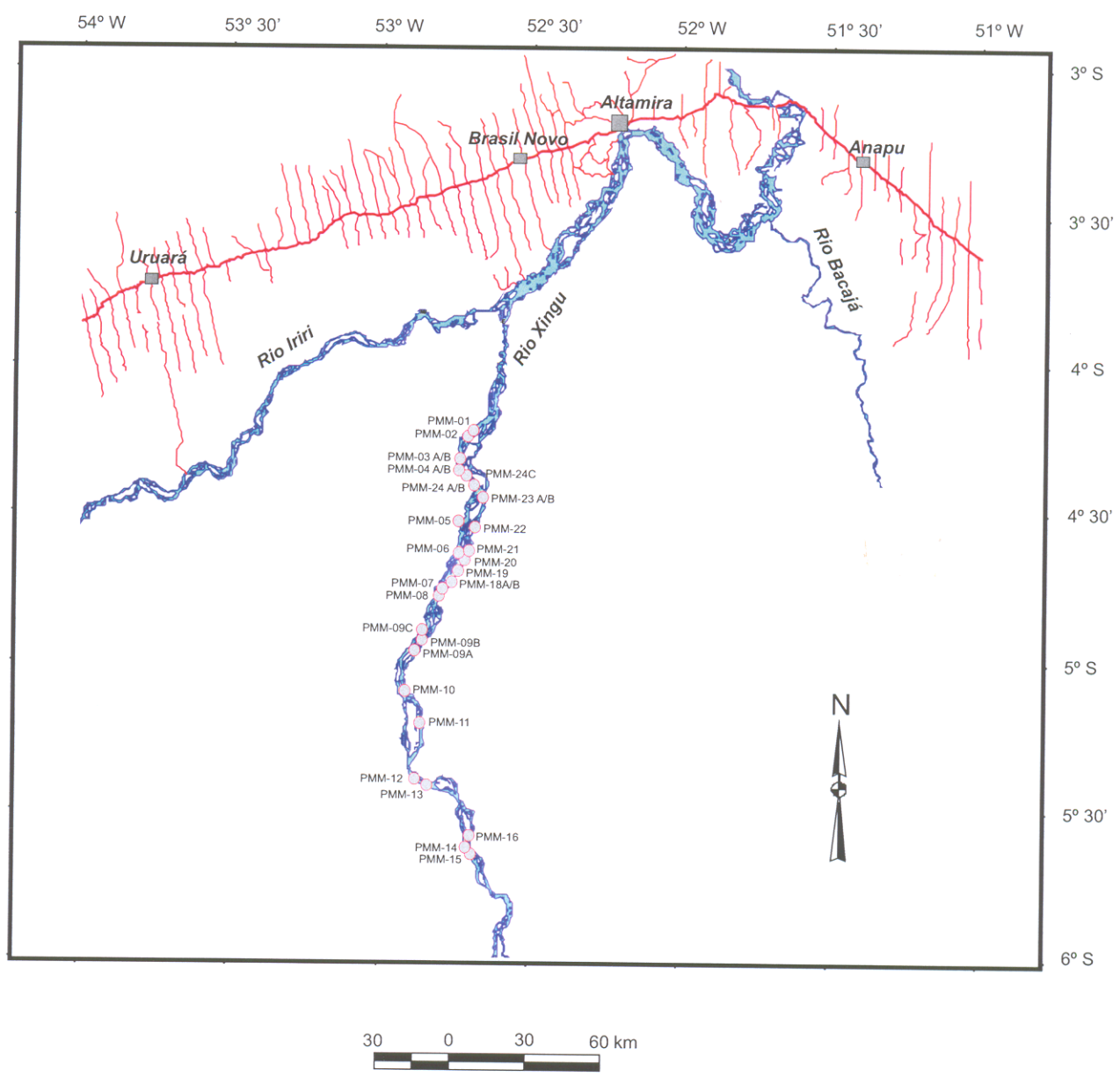


Figura 04 - Mapa da área de estudo com a distribuição dos pontos geológicos descritos e dos afloramentos amostrados.

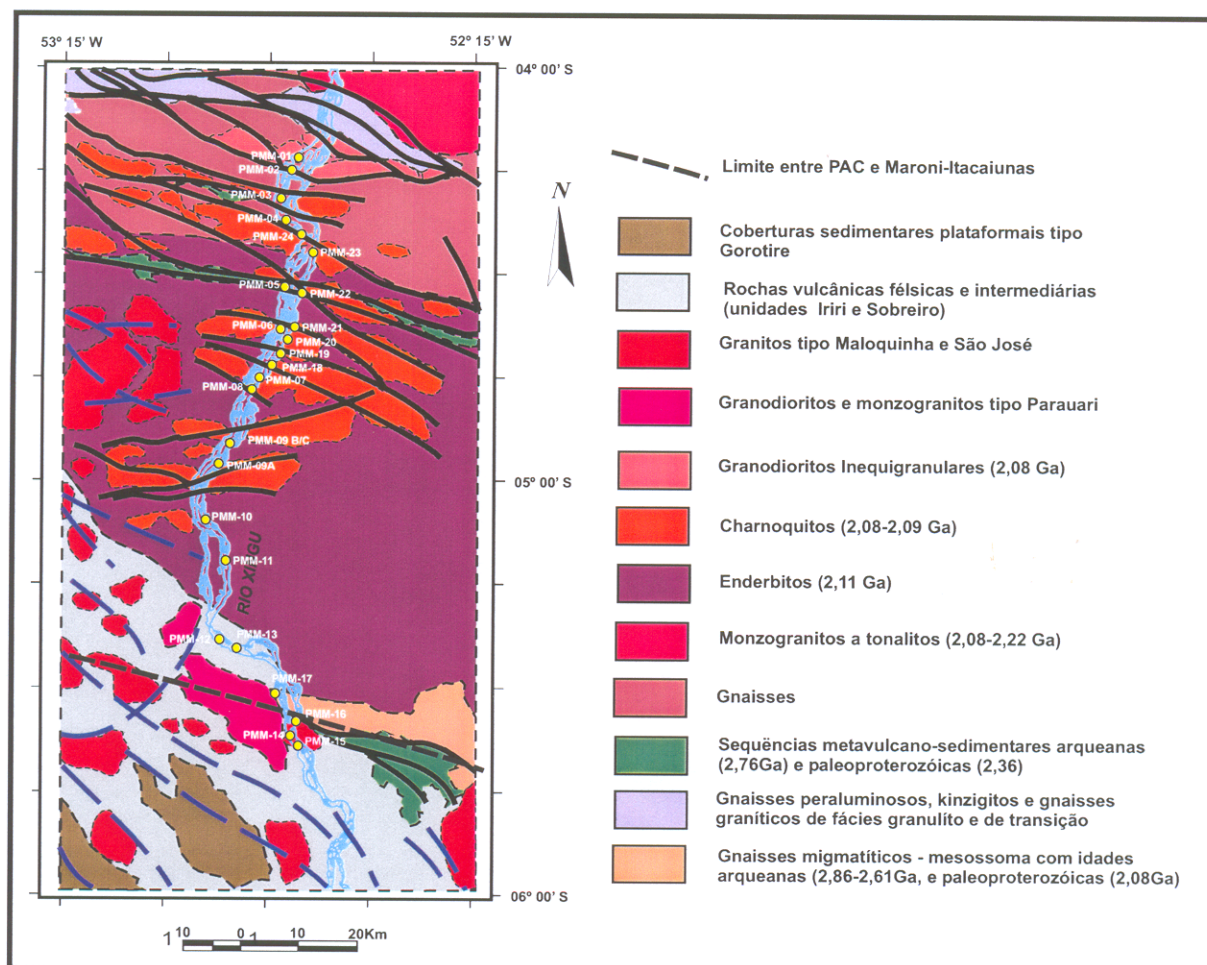


Figura 05 – Mapa geológico da área de estudo, modificado de Ferreira & Faria (2001) e Faraco (2001).

5.1 GNAISSES MIGMATÍTICOS

5.1.1 Aspectos Geológicos

Esta unidade foi registrada em apenas um afloramento localizado no leito do rio Xingu com coordenadas 05°35'18"/52°41'03" (Ponto geológico PMM-16). Trata-se de um gnaisse com bandamento característico cujas bandas félsicas têm coloração rosada e aspecto pegmatóide (Figura 6). A atitude do bandamento é de 120° Az / 85°.



Figura 06 – Gnaisses migmatíticos – aspecto do afloramento, mostrando o bandamento gnáissico cortado por veios pegmatóides.

5.1.2 Aspectos Petrográficos

A rocha apresenta uma textura tipo bandamento, alternando níveis máficos, ricos em biotita, com níveis quartzo-feldspáticos (Figura 07). A rocha mostra também níveis que sofreram intensa deformação, evidenciada pela cominuição dos grãos principalmente de quartzo (milonitização), alternados com níveis de grãos mais grossos. Ela é composta principalmente por quartzo, feldspato-alcálico, plagioclásio, biotita e anfibólio. Como acessórios tem-se zircão e opacos e, como produto de alteração, sericita e clorita.

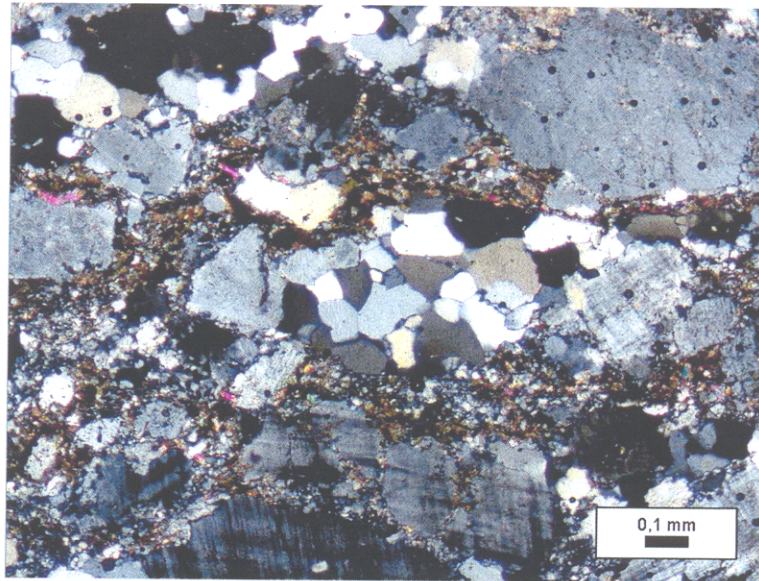


Figura 07 – Fotomicrografia de gnaiss migmatítico (amostra PMM-16) mostrando níveis máficos ricos em biotita intercalados com níveis quartzo-feldspáticos.

Os cristais de quartzo são de tamanhos variados, anédricos, de granulação fina a média. São cristais bastante recristalizados mostrando contatos irregulares com outros cristais. Apresentam extinção ondulante e formação de novos grãos principalmente na parte mais microgranular.

O plagioclásio é de tamanho variado, anédrico, de granulação média a fina, mostrando recristalização nas bordas de alguns cristais. A maioria dos cristais não preserva as maclas, o que impossibilitou a determinação de sua composição, estão bastante alterados, possivelmente para sericita.

Os cristais de feldspato-alcálico são de tamanhos iguais, anédricos, de granulação média. A maioria apresenta maclamento xadrez (microclína) e orientação preferencial fraca a moderada.

A biotita apresenta-se como uma massa microgranular, com os cristais em forma de pequenas ripas orientadas, alterados para clorita, formando os níveis mais máficos.

5.2 GNAISSES

Esta unidade é composta principalmente por gnaisses de textura muito

semelhante, diferenciados principalmente por suas composição enderbítica e tonalítica. Nesse conjunto estão ainda agrupados os gnaisses peraluminosos (paragnaisses). Todos os litotipos estão geralmente cortados por injeções leucomonzograníticas com muscovita. Já os gnaisses migmatíticos foram agrupados em outra unidade, vista anteriormente, principalmente por sua composição mais granítica, texturalmente muito diferente e por sua posição geográfica, mais a sul da área.

5.2.1 Aspectos Geológicos

5.2.1.1 Gnaisses enderbíticos e tonalíticos

As amostras desse grupo de rochas foram coletadas em três afloramentos sob a forma de lajeiro; um localizado a poucas centenas de metros da localidade Porto Alegre ($04^{\circ}22'10''/52^{\circ}43'24''$, ponto PMM-04) e outros dois localizados no leito do rio ($04^{\circ}19'15''/52^{\circ}43'50''$, ponto PMM-03 e $04^{\circ}14'28''/52^{\circ}42'00''$, ponto PMM-02).

São gnaisses de coloração cinza, textura granoblástica e granulação média a grossa. São compostos principalmente de plagioclásio e quartzo, e raro feldspato alcalino nos níveis félsicos, e por anfibólio e biotita nos níveis máficos. Apresentam muitos enclaves máficos, por vezes estirados dando a impressão de serem as bandas máficas do gnaisse (Figura 08). Estes enclaves são concordantes com o bandamento gnáissico nos dois afloramentos (PMM-03 e 04), que apresentam atitude $285^{\circ} / Az 80^{\circ}$.

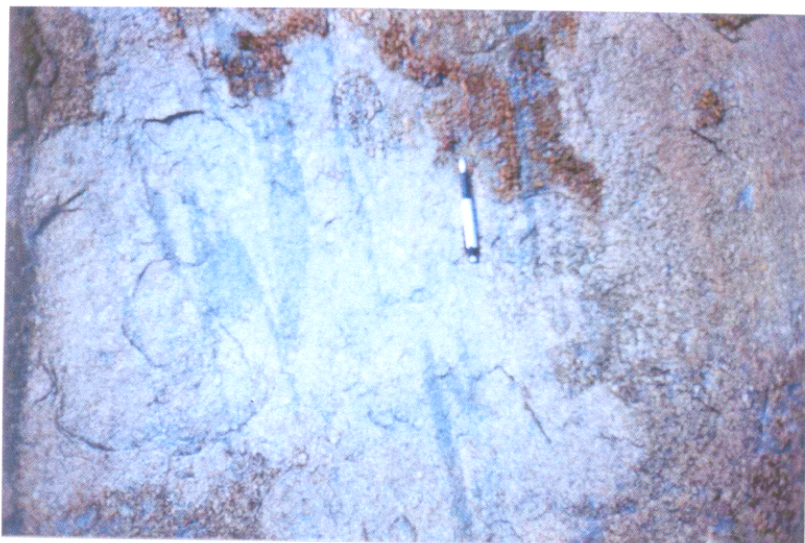


Figura 08 – Enclaves máficos bastante estirados concordantes com a foliação do gnaisse encaixante (Afloramento PMM-03).

No afloramento PMM-04 a rocha ainda é cortada por um dique diorítico (Figura 09), de forma lenticular concordante com a foliação da encaixante e por veios félsicos em várias direções. Localmente, no afloramento PMM-02, esses veios são mais pegmatóide, formando bolsões.



Figura 09 – Dique diorítico cortando os gnaisses concordantemente com a foliação (Afloramento PMM-04).

5.2.1.2 Gnaisses peraluminosos (paragnaisses) e injeções leucomonzograníticas peraluminosas

As amostras dessa sub-unidade foram coletadas ao longo do rio Xingu em afloramento sob a forma de lajeiro ($04^{\circ}27'08''/52^{\circ}39'11''$, ponto PMM23), dividido em A (gnaisse paraluminoso) e B (injeções leucomonzograníticas peraluminosas).

Trata-se de um gnaisse de coloração cinza, de granulação média, composto mineralogicamente por quartzo, plagioclásio e granada, nos níveis félsicos e principalmente por biotita nos níveis máficos. É possível perceber no afloramento cristais centimétricos de granada (Figura 10). São encontrados também enclaves máficos (dioritos) nesses gnaisses. São cortados por injeções leucomonzograníticas peraluminosas (Figura 11), de textura maciça, coloração esbranquiçada e composta principalmente por quartzo, plagioclásio e granada.



Figura 10 – Afloramento de gnaiss peraluminoso, no qual se destacam cristais centimétricos de granada (ponto PMM-23B).



Figura 11 – Afloramento de gnaiss peraluminoso (amostra PMM-23B) cortado por um veio leucomonzogranítico (amostra PMM-23A).

5.2.2 Aspectos Petrográficos

5.2.2.1 Gnaisses enderbíticos e tonalíticos

Os gnaisses tonalíticos e enderbíticos são rochas de textura inequegranular, apresentam porfiroclastos de plagioclásio mergulhados numa matriz quartzo-feldspática principalmente granoblástica e poligonal (Figura 12). São compostos por quartzo e plagioclásio, com essenciais, anfibólio e biotita e feldspato alcalino como varietais e, como acessórios, opacos, titanita, zircão e apatita.

Os cristais de plagioclásio apresentam-se como pórfiros, são geralmente de tamanhos iguais, subédricos a anédricos, de granulação grossa a média. Alguns cristais preservam maclamento, outros, devido à alteração, as maclas não são visíveis, o que impossibilitou a determinação de sua composição. Nas bordas de alguns cristais ocorre recristalização. Na amostra PMM-02A ocorre antipertita em alguns cristais de plagioclásio (Figura 13).

Os cristais de quartzo são de tamanhos diferentes, de granulometria fina a média, anédricos, estão bastante recristalizados, apresenta extinção ondulante e formação de novo grão. O contato com os demais cristais é serrilhado.

O anfibólio (hornblenda) apresenta-se principalmente como uma massa avermelhada devido estar recristalizado; quando primário tem uma coloração mais pálida, porém ocorre sem muita expressão. Associado ao anfibólio está a titanita que parece resultar da recristalização do anfibólio.

Os cristais de biotita são de tamanhos iguais, anédricos e subédricos, de granulação fina e média, apresentam-se recristalizados, como se estivessem sendo corroídos, formando uma massa escura, com tonalidades verdes, podendo ser clorita de alteração.

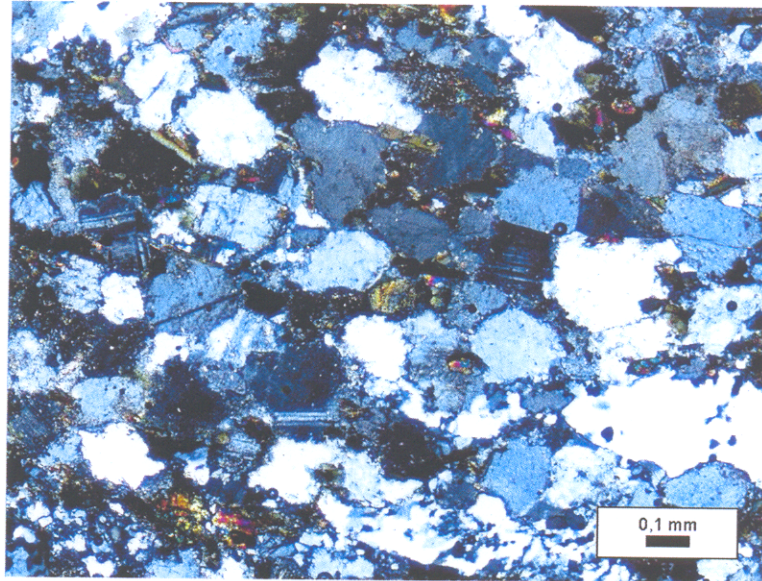


Figura 12 – Fotomicrografia da matriz dos gnaisses tonalíticos apresentando textura poligonal granoblástica (Amostra PMM-02A, nicóis cruzados).

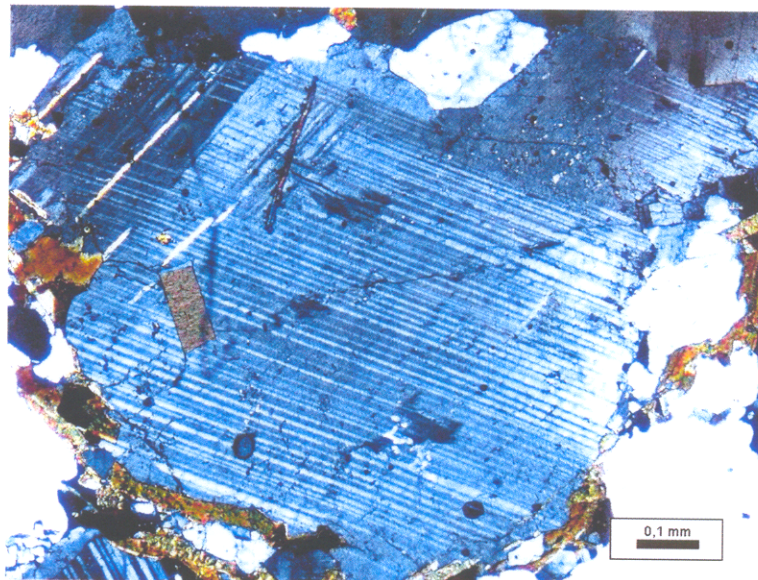


Figura 13 – Fotomicrografia de plagioclásio com antipertita do gnaisse enderbítico (Amostra PMM-02A, nicóis cruzados).

O feldspato alcalino é muito pouco expressivo nestas rochas, sendo mais abundante na amostra PMM-03 e PMM-02A. Ocorre como cristais geralmente de tamanhos iguais, anédricos e subédricos, de granulação fina e média. Aparecem ora com maclamento xadrez (mais abundante) ora com pertita em chama, pouco

deformados, porém localmente parecem estar recristalizados.

Na lâmina PMM-04A ocorrem concentrações de minerais máficos (Figura 14) como hornblenda, biotita, epidoto, alanita, opacos e outros acessórios. Localmente ocorre uma cominuição nos grãos sugerindo milonitização.

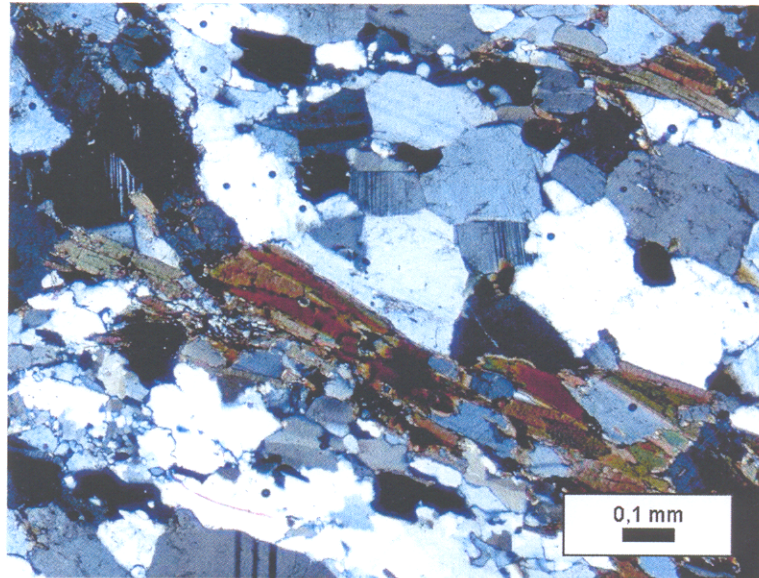


Figura 14 – Fotomicrografia de gnaiss enderbítico mostrando concentração de minerais máficos (biotita e hornblenda). (Amostra PMM-04A, nicóis cruzados).

5.2.2.2 Gnaisses peraluminosos (paragnaisses) e injeções leucomonzograníticas peraluminosas

Os gnaisses peraluminosos (paragnaisses) são rochas foliadas de textura inequigranular e de granulação grossa. São compostos mineralogicamente por quartzo, feldspato-alcálico, plagioclásio, biotita e cordierita (Figura 15).

Os cristais de quartzo são de tamanhos diferentes, anédricos e de granulação média a grossa. Apresentam extinção ondulante e estão bastante deformados e recristalizados, formando subgrãos. Seus contatos com os demais cristais são serrilhados e irregulares.

O feldspato alcalino apresenta-se em cristais de tamanhos variados, subédricos e de granulação grossa a média e, por vezes, como porfiroclastos. Alguns cristais apresentam mesopertita (Figura 16). As bordas dos grãos podem apresentar sinais de recristalização. A extinção ondulante está presente em alguns cristais.

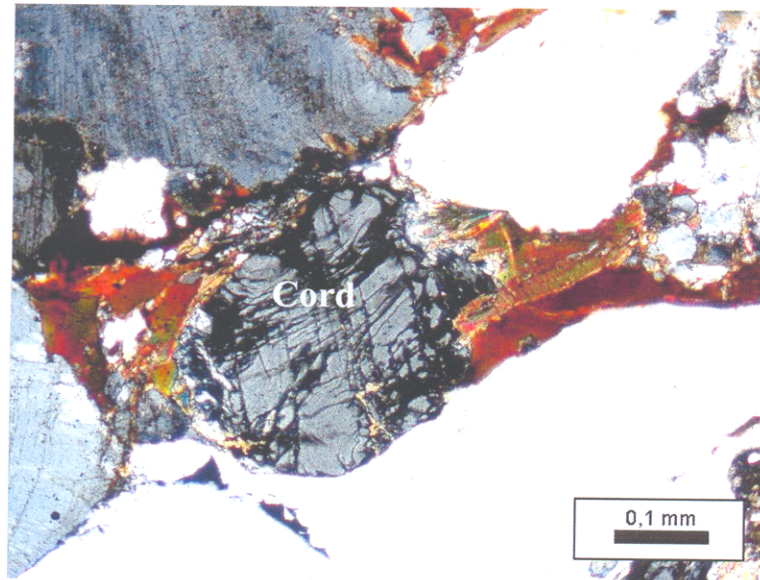


Figura 15 – Fotomicrografia de cristal de cordierita no gnaissse peraluminoso (Amostra PMM-23B, nicois cruzados).

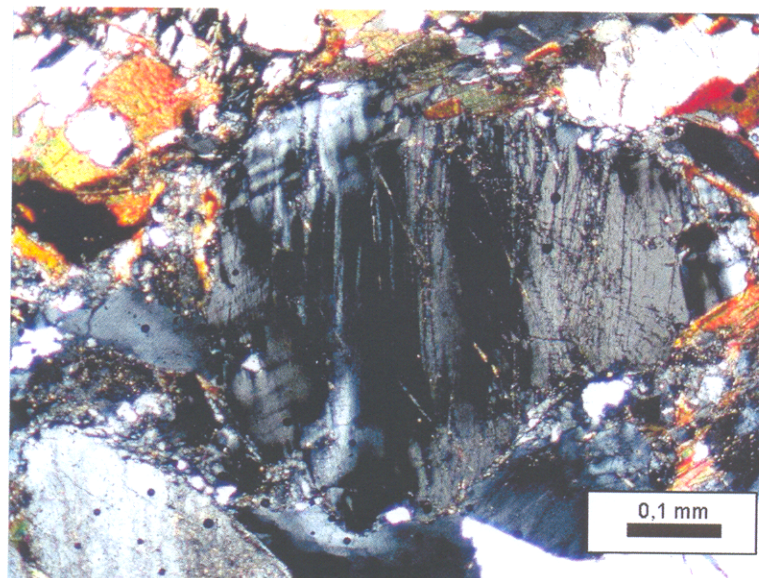


Figura 16 – Fotomicrografia de cristal de feldspato alcalino com mesopertita. (Amostra PMM-23B, nicois cruzados).

O plagioclásio é de tamanho variado, subédrico a anédrico, de granulometria grossa a média. Alguns cristais apresentam recristalização de borda e deformação nas maclas. Outros estão alterados para sercita e epidoto.

A biotita é tamanho igual, subédrica a anédrica, de granulação fina a média e mostra certa orientação preferencial.

As injeções peraluminosas (amostra PMM-23A) são veios que cortam os gnaisses peraluminosos e apresentam textura equigranular (Figura 17). As rochas têm granulação grossa, porfiroclastos de granada com inclusões de quartzo, feldspato e biotita. São compostos essencialmente de quartzo, plagioclásio e granada e, como varietal a biotita e como acessório a cordierita. Essas injeções são provavelmente mobilizados dos paragneisses.

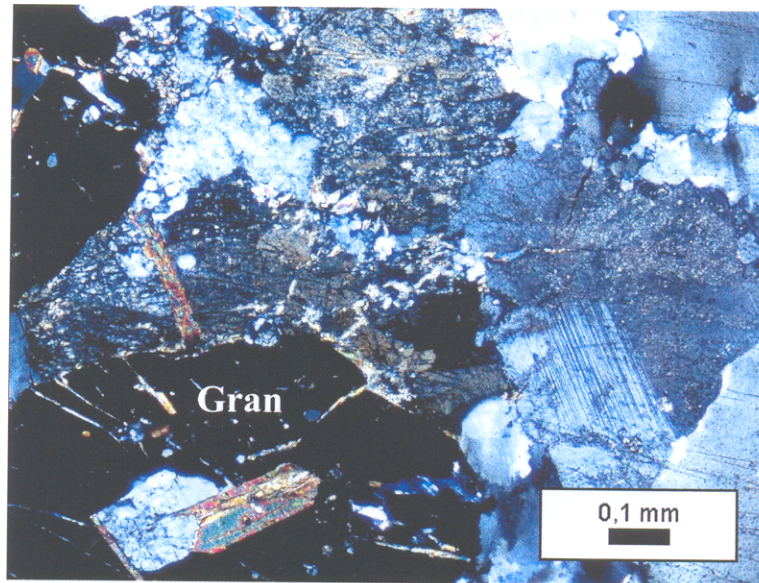


Figura 17 – Fotomicrografia mostrando cristal de granada com inclusões de biotita e plagioclásio das injeções leucomonzograníticas. (Amostra PMM-23A, nicóis cruzados).

Os cristais de quartzo são de tamanhos diferentes, anédricos e de granulação grossa, bastante recristalizado, formando “massas de quartzo” que englobam cristais de plagioclásio e granada. Seus contatos com os demais cristais da rocha são irregulares e serrilhados. É constante a formação de subgrão e extinção ondulante nos cristais.

Já os cristais de plagioclásio são de tamanhos iguais geralmente, subédricos, apresentam pouca deformação das maclas e recristalização das bordas.

Os cristais de granada são de tamanhos iguais, de forma esferoidal, muito fraturados, com inclusões de quartzo e plagioclásio.

A biotita é anédrica e está associada à granada e à cordierita, ambos sem muita expressão.

5.3 ENDERBITOS

5.3.1 Aspectos Geológicos

Vários pontos foram feitos dessa mesma unidade que, junto com os charnoquitos, é a unidade de maior representatividade na área. Apresenta-se em afloramentos, geralmente, tipo lajeiro. Trata-se de um granitóide porfiroclástico foliado (Figura 18), de coloração cinza esbranquiçado a rosado, de granulação média a grossa, inequegranular, de composição granodiorítica, formado predominantemente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e máficos. Os pórfiros são de feldspato alcalino e estão orientados dando, à rocha, certa foliação que deve marcar, possivelmente, a direção do fluxo magmático.

A rocha mostra vários enclaves centimétricos e alongados de rochas máficas como no ponto PMM-09 (Figura 19). São, ora discordantes, ora concordantes com a foliação $150\text{ Az}/85^\circ$ do granitóide. A granulação desses enclaves é muito fina, podendo se tratar de um xenólito de rocha vulcânica. Esses enclaves ainda apresentam bordas de reação com a encaixante que, por vezes, os fundem.

O afloramento PMM-11 apresenta xenólitos de gnaisses (Figura 20) com bandamento bem marcado, concordante com a foliação do granitóide $95^\circ\text{ Az}/80^\circ$.



Figura 18 – Aspecto geral dos enderbitos no afloramento PMM-09.

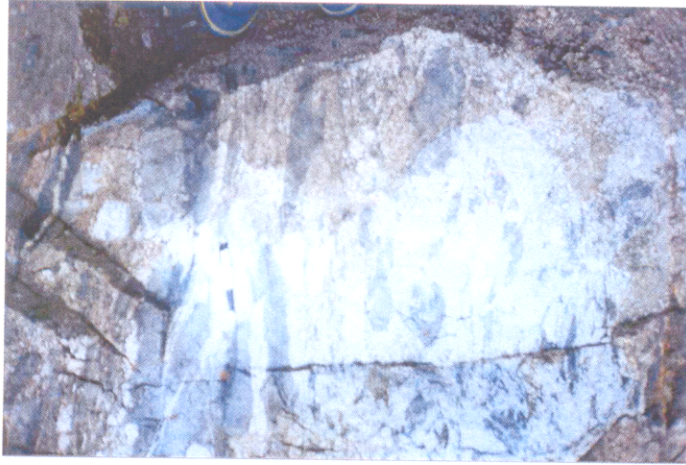


Figura 19 – Enclaves máficos concordantes com a foliação do enderbito encaixante (afloramento PMM-09).



Figura 20 – Xenólito de gnaiss no enderbito (afloramento PMM-11).

5.3.2 Aspectos Petrográficos

Nessa unidade predominam rochas enderbíticas de textura inequigranular porfiritica e granulação média a grossa. A textura desta unidade na amostra PMM-09 parece ser mais equigranular, não ocorrendo muitos pórfiros. A amostra PMM-11 apresenta uma matriz granoblástica quartzosa muito fina (cominuida), devido a uma deformação mais acentuada (Figura 21). Nas rochas porfiriticas a foliação é marcada principalmente pelos pórfiros de plagioclásio e feldspato-alcaino. Já nas de textura equigranular a foliação é marcada pelos cristais de biotita.

A rocha é composta principalmente por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino,

biotita e anfibólio. Como acessórios apresenta cristais de apatita, opacos, zircão e alanita.

Os pórfiros de plagioclásio são de tamanhos variados, subédricos, de granulação grossa. Apresentam algumas vezes deformação nas maclas, extinção ondulante e, nas bordas, sinais de recristalização, impossibilitando assim a identificação de sua composição. A antipertita é freqüente em algumas amostras como na PMM-11 e não se apresenta em algumas amostras como a PMM-09. Alguns cristais mostram ainda alteração para sericita.

Os cristais de quartzo geralmente são intersticiais, quando não são de tamanhos iguais, e tem granulação grossa a muito fina, como na amostra PMM-11. Apresentam extinção ondulante e localmente estão muito cominuídos, formando novos grãos com dimensões muito reduzidas. Seus contatos com outros cristais são muito irregulares.

O feldspato alcalino é de tamanho variado, subédrico a anédrico, de granulação muito grossa (porfiroclastos) a média, quando cristal da matriz. Os cristais estão um pouco deformados, o que é evidenciado pela interferência em sua extinção. Muitos cristais apresentam pertita em chama e mesopertita (Figura 22), mas não são muito freqüentes. Outros cristais mostram maclamento xadrez característico. Por fim ocorrem inclusões de cristais de quartzo de forma arredondada.

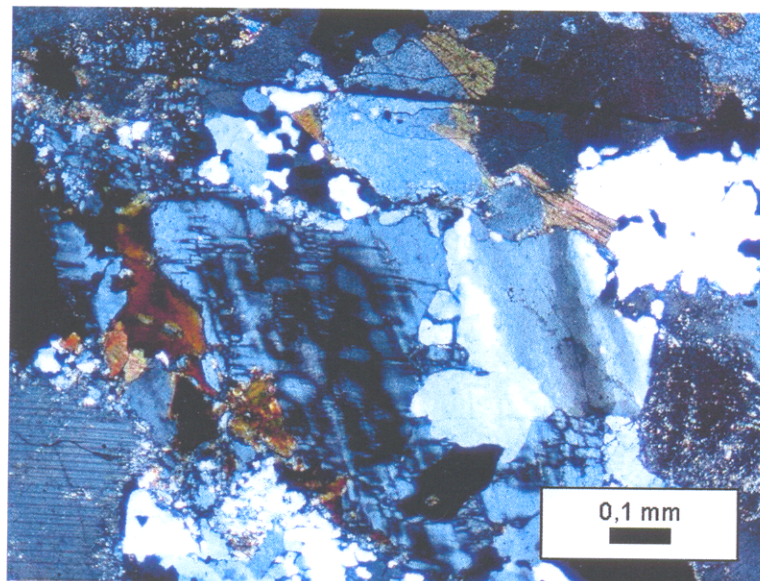


Figura 21 – Fotomicrografia de enderbite mostrando localmente cominuição dos grãos, principalmente de quartzo (com extinção ondulante), e recristalização nas bordas do plagioclásio (Amostra PMM-11, nicóis cruzados).

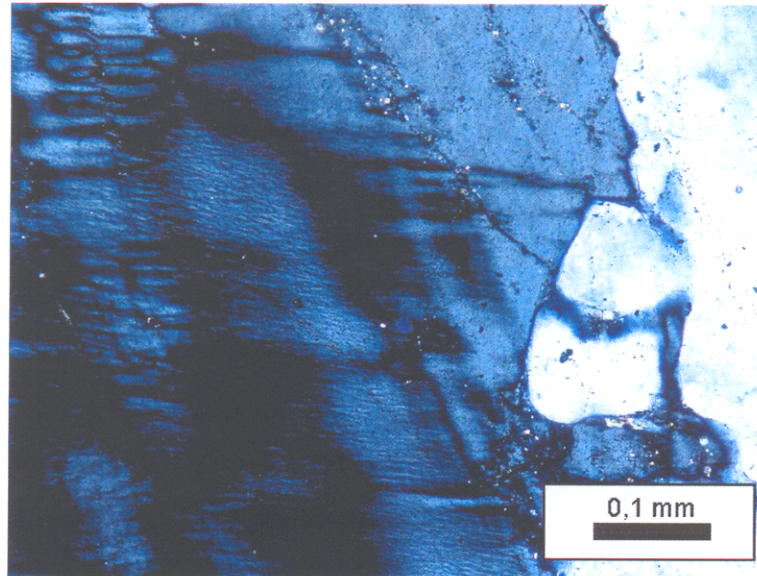


Figura 22 – Fotomicrografia de cristal de feldspato alcalino com mesopertita do enderbitto (Amostra PMM-09A, nicois cruzados).

Os cristais de biotita são geralmente de tamanhos diversos, subédricos a anédricos. Sua coloração é avermelhada mostrando um pleocroísmo forte. Por vezes apresentam-se como uma massa de biotita avermelhada recristalizada, ou como palhetas menores com orientação preferencial fraca e contornando porfiroclastos de plagioclásio e feldspato alcalino. A biotita está associada com restos de hornblenda, opacos, apatita, alanita e zircão.

Algumas lâminas apresentam hornblenda e titanita fortemente recristalizadas, associadas a opacos e com a biotita.

5.4 CHARNOQUITOS

5.4.1 Aspectos Geológicos

Vários afloramentos dessa unidade, sempre na forma de lajeiro, foram identificados, visto a grande expressão dentro da área limitada pelas coordenadas $04^{\circ}32'02''$ a $04^{\circ}47'00''$ e $52^{\circ}40'38''$ a $52^{\circ}47'50''$.

As amostras estudadas dessa unidade são as PMM-05, 06, 07, 08, 18, 20, 21, 22 e 24. Nelas predominam rochas charnockíticas de composição geralmente granítica e granodiorítica. Sua coloração é muita variada, podendo ser acinzentada, rosada e até mesmo esbranquiçada. Apresentam textura porfírica e inequigranular (Figura 23), de

granulação grossa, porém em alguns pontos, é média a fina. Os pórfiros de feldspato alcalino parecem marcar o fluxo magmático que, localmente, pode estar muito difuso, como no afloramento PMM-08. Estes pórfiros estão mergulhados geralmente em uma matriz mais fina composta por quartzo, plagioclásio e biotita.

Essas rochas são compostas essencialmente por quartzo, feldspato-alcalino e plagioclásio e, como varietal, biotita.



Figura 23 – Charnockito porfiroclástico, com os cristais de feldspato alcalino mostrando o fluxo magmático.

Apresenta certa orientação preferencial 285° Az/ 80° , dada principalmente pelos pórfiros de feldspato-alcalino.

É muito comum a presença de enclaves dioríticos, na maioria concordantes com a orientação da foliação (Figura 24). Por vezes estes enclaves têm forma arredondada e por vezes são bastante estirados, como no afloramento PMM-08. No afloramento PMM-06 chegam a ser centimétricos.

No afloramento PMM-08, essa rocha é cortada por um dique aplítico de composição granítica (Figura 25), de granulação fina, discordante com a orientação dos grãos de feldspato-alcalino. Já no afloramento PMM-21 é cortada por vários veios pegmatóides, formando localmente bolsões.



Figura 24 – Enclaves máficos concordantes com a foliação do charnoquito (Afloramento PMM-06).



Figura 25 – Dique aplítico de composição granítica cortando o charnoquito (Afloramento PMM-08).

5.4.2 Aspectos Petrográficos

Os charnoquitos são rochas de textura geralmente inequegranular e porfirítica. São compostas mineralogicamente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e anfibólio e, como acessórios, titanita, zircão, apatita e opacos. Ocorre ainda piroxênio reliquiar como nos pontos PMM-07 e 21.

Os cristais de feldspato alcalino se apresentam geralmente como pórfiros nesta unidade. São geralmente de tamanhos diversos, mas em rochas como a do afloramento PMM-24, são mais equigranulares. São subédricos, de granulação grossa a média. Em algumas lâminas os porfiroclastos estão fortemente estirados junto com o quartzo, dando à rocha uma foliação forte a moderada. As bordas destes cristais estão pouco recristalizadas. Alguns cristais apresentam extinção ondulante forte. Em quase todas as lâminas estes cristais apresentaram mesopertita (Figura 26), por vezes sendo micromesopertita. É comum, ainda, associação com mimerquita, como no ponto PMM-20.

Os cristais de quartzo são geralmente intersticiais, de tamanhos diferentes, subédricos e de granulação média a fina. Estão bastante recristalizados e, por vezes, cominuídos, formando novos grãos com dimensões cada vez mais reduzidas, resultado do processo de milonitização, como na amostra PMM-21. Apresentam ainda extinção ondulante e contatos muito irregulares e serrilhados.

O plagioclásio é, de forma geral, de tamanho variado, subédrico e de granulação média, apresentando recristalização nas bordas dos cristais. De modo geral, preservam as maclas, mas em casos em que a alteração é bastante acentuada não é possível visualizá-las. A característica principal destes cristais é a presença de antipertita (Figura 27). Não foi possível identificar sua composição, pois não foi encontrado cristal que possibilite-se a determinação.

Os cristais de biotita são de tamanhos diferentes, anédricos a subédricos, de granulação geralmente fina a média. Sua coloração é bastante avermelhada, sendo possivelmente, uma biotita titanífera. Quando a biotita é primária ela parecer estar corroída, como na amostra PMM-18. Quando está recristalizada, forma massas avermelhadas. No geral, a biotita apresenta uma orientação moderada.

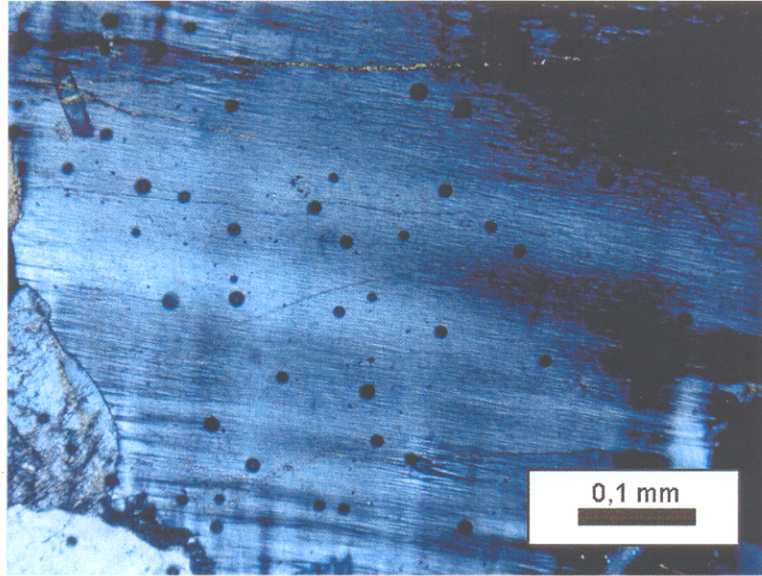


Figura 26 – Fotomicrografia de feldspato alcalino do charnoquito mostrando mesopertita (Amostra PMM-07B, nicois cruzados).

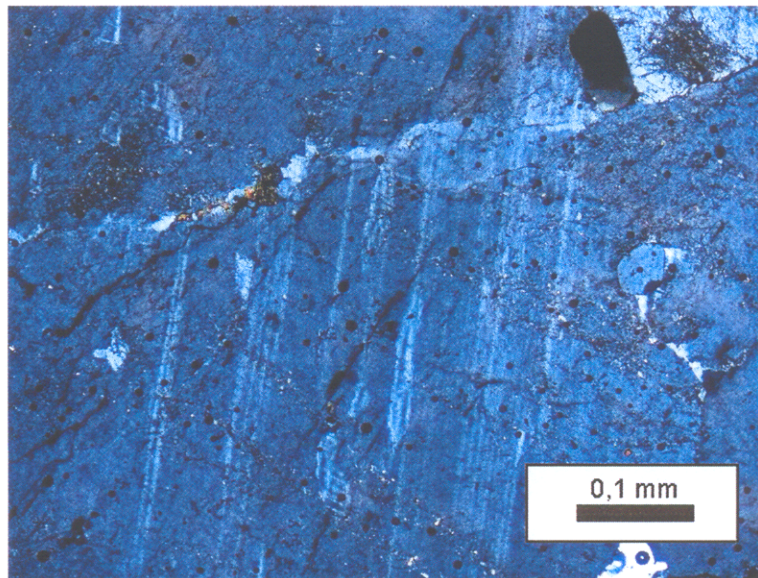


Figura 27 – Fotomicrografia de plagioclásio do charnoquito com antipertita (Amostra PMM-07B, nicois cruzados).

Os cristais piroxênio (clino e orto) só aparecem de forma reliquiar (Figura 28), e são substituídos, pseudomorficamente, por opacos e opacos.

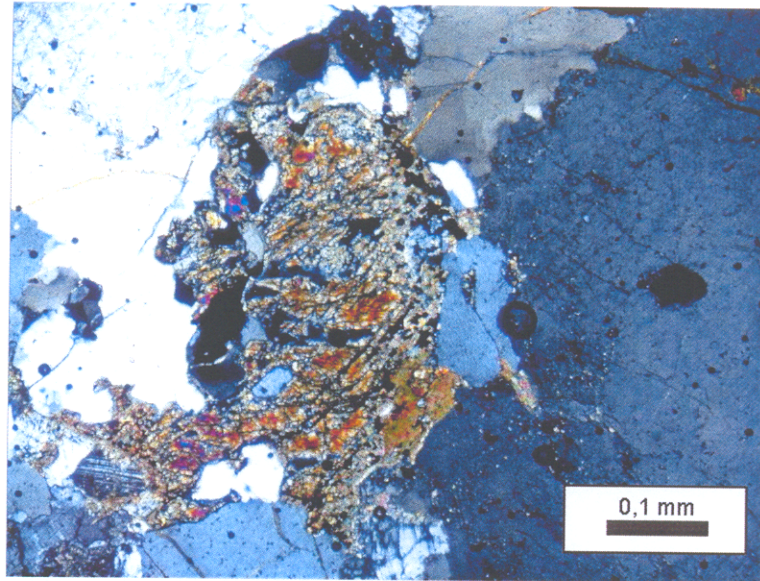


Figura 28 – Fotomicrografia de piroxênio reliquiar do charnoquito, sendo substituído pseudomorficamente por opacos (Amostra PMM-07B, nicois cruzados).

A hornblenda, quando ocorre, está associada principalmente à biotita avermelhada e às vezes à titanita. São cristais de tamanhos diversos, subédricos e de granulação fina a média. Em algumas lâminas restam apenas resquícios deste mineral, que parece ter sido corroído.

A presença de mesopertita nos cristais de feldspato alcalino, antipertita no plagioclásio, biotita titanífera e ainda a presença de piroxênio, muitas vezes apenas reliquiar, dão indício de que essas rochas foram formadas a grandes profundidades e que sofreram reequilíbrio durante o deslocamento para condições de baixa profundidade.

5.5 GRANODIORITOS INEQUIGRANULARES

5.5.1 Aspectos geológicos

A única amostra desta unidade foi coletada pontualmente num afloramento sob a forma de lajeiro no leito do rio Xingu ($04^{\circ} 13' 44''/52^{\circ} 41' 13''$, afloramento PMM-01).

Trata-se de um granitóide de coloração cinza (Figura 29), inequigranular e de granulação média. Apresenta vários enclaves de composição diorítica, estirados concordante com a foliação 102° Az/ 85° . A rocha ainda é cortada por veios de material mais leucocrático, ora concordantes ora discordantes da foliação da encaixante.



Figura 29 – Aspecto geral dos granodioritos inequigranulares (afloramento PMM-01).

5.5.2 Aspectos Petrográficos

Rocha de textura inequigranular, granulometria média a fina, composta principalmente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Mostra uma orientação preferencial fraca a moderada dada principalmente pelos pórfiros de feldspato alcalino e pela biotita. É composta ainda por titanita opacos, apatita, alanita e zircão, como acessórios.

Os feldspato-alcálico também é de tamanho variado, anédrico a subédrico, de granulação variada, inclusive alguns como pórfiros. Esses pórfiros apresentam inclusões de quartzo bastante arredondadas, maclamento xadrez (microclína) e pertita, assim como recristalização nas bordas dos cristais (Figura 30).

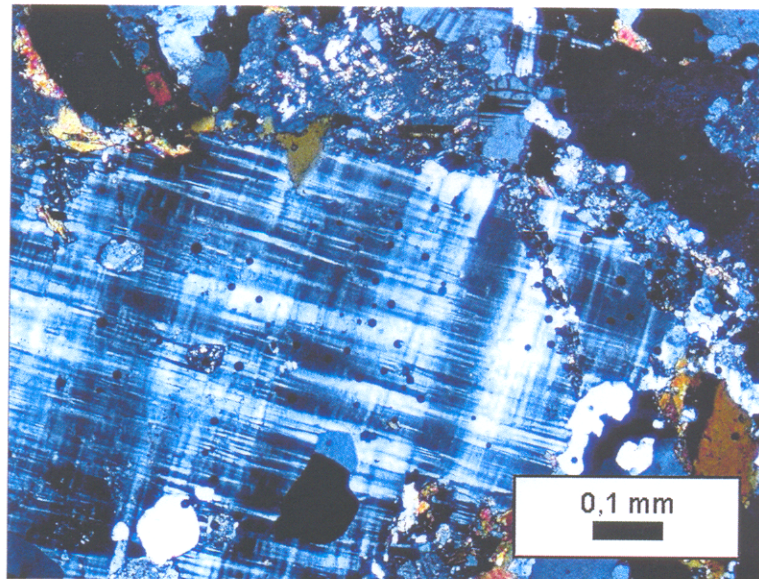


Figura 30 – Fotomicrografia de feldspato alcalino dos granodioritos inequigranulares mostrando inclusões de cristais de quartzo bem arredondadas e recristalização nas bordas (Amostra PMM-01, nicóis cruzados).

Os cristais de quartzo são de tamanhos diferentes, de granulometria média, anédricos, apresentando extinção ondulante e formação de sub-grãos. O contato com os demais cristais se dá de maneira irregular.

O plagioclásio está na forma de cristais de tamanhos diversos, de granulometria média a grossa, anédricos. Alguns, geralmente os de dimensões pequenas, apresentam maclas; já os maiores apresentam certa alteração para sericita, que impossibilita a visualização de maclas. Apresentam ainda recristalização nas bordas e inclusões de biotita (Figura 31).

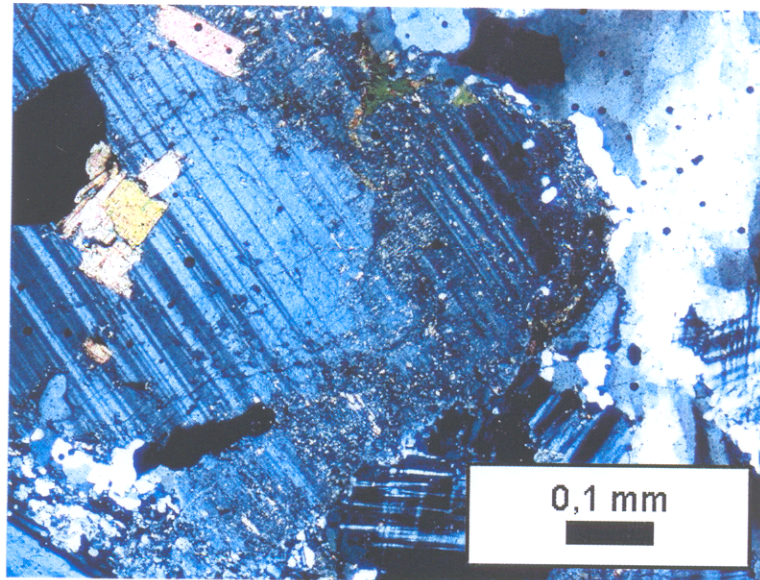


Figura 31 – Fotomicrografia de plagioclásio com recristalização nas bordas e inclusões de biotita (Amostra PMM-01, nicóis cruzados).

Os cristais de biotita são de tamanhos similares, de granulação fina a média e subédricos. Eles imprimem certa orientação à rocha, juntamente com os pórfiros de feldspato alcalino. Também se apresentam associados com os minerais opacos, como a titanita.

5.6 GRANODIORITOS TIPO PARAUARÍ

5.6.1 Aspectos Geológicos

Esta unidade foi identificada em apenas um afloramento (PMM-17) tipo lajeiro, localizado no leito do médio rio Xingu com coordenadas $05^{\circ}31'39''/52^{\circ}40'40''$. Trata-se de um granitóide porfiroclástico de coloração rosada, granulação média, mostrando alguns pórfiros de feldspato alcalino levemente orientados (Figura 32), indicando a direção do fluxo magmático. Sua composição é granodiorítica e, localmente, apresenta alguns enclaves máficos, dispostos aleatoriamente. Devido os aspectos texturais e geográficos esta unidade não foi incluída como granodioritos inequegranulares, este é mais predominantemente porfirítico.



Figura 32 – Aspecto geral do granodiorito inequigranular tipo Parauarí, com os cristais de feldspato alcalino levemente orientados.

5.6.2 Aspectos Petrográficos

Trata-se de um granodiorito de textura porfiritica, de granulação média, com pórfiros, tanto de plagioclásio quanto de feldspato-alcalino, mostrando uma orientação preferencial incipiente de provável fluxo magmático, mergulhados em uma matriz granular não orientada. É composto por quartzo, plagioclásio, feldspato-alcalino, como minerais essenciais, biotita e anfibólio, como varietais e, como acessórios, apatita, zircão, opacos e alanita. Esta rocha é correlacionada ao Granodiorito Parauarí (Santos et al. 1975).

Os cristais de quartzo são geralmente intersticiais, anédricos, de granulação média. Apresenta extinção ondulante e formação de subgrãos.

Os cristais de plagioclásio são de tamanhos similares, subédricos, de granulação grossa (pórfiros) e média quando cristais da matriz. Esses cristais estão quase que sempre alterados e suas maclas não são visíveis, mas alguns cristais apresentam zoneamento (Figura 33).

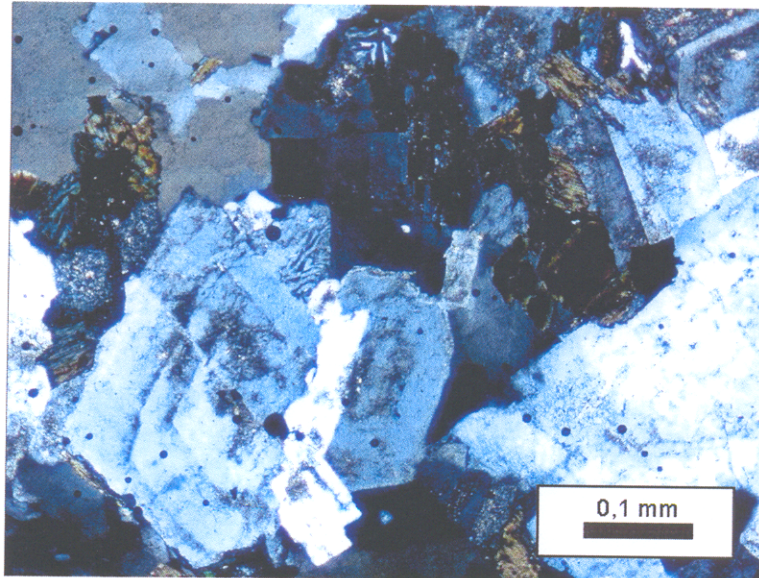


Figura 33 – Fotomicrografia de cristais de plagioclásio zonados e alterados dos granodioritos tipo Parauari. (Amostra PMM-17, nicóis cruzados).

O feldspato alcalino se apresenta também como pórfiros, subédricos, com inclusões de biotita e plagioclásio e extinção irregular. Os cristais mostram um pouco de alteração e pertita com frequência.

Os cristais de biotita são de tamanhos diferentes, subédricos e de granulação média. Estão bastante corroídos e geralmente amostram buracos. Estão intensamente cloritizados e associados com alanita, epidoto e com restos de anfibólio.

5.7 GRANITOS TIPO MALOQUINHA

5.7.1 Aspectos Geológicos

As amostras desta rocha foram encontradas em dois pontos, sendo o primeiro de coordenadas $05^{\circ}37'40''/52^{\circ}42'01''$ (afloramento PMM-14) e o segundo de coordenadas $05^{\circ}38'55''/52^{\circ}41'07''$ (afloramento PMM-15).

Trata-se de um granito isotrópico, equigranular, de coloração rosada, granulação grossa a média, maciço (Figura 34) composto por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Assemelha-se ao descrito na literatura como Granito Maloquinha (p. ex. Lamarão 2001). No ponto PMM-15 a rocha apresenta-se um pouco mais fina e com uma cor de alteração mais esbranquiçada.



Figura 34 – Aspecto geral do granito tipo Maloquinha (Afloramento PMM-15).

5.7.2 Aspectos Petrográficos

Devido ao extravio das amostras durante a etapa de campo, não foi possível confeccionar lâminas delgadas para descrição petrográfica dessas amostras.

5.8 VULCÂNICAS TIPO IRIRI

5.8.1 Aspectos Geológicos

A amostra dessa unidade foi coletada em um afloramento situado no leito do rio Xingu com coordenadas 05°24'51"/52°49'43" (ponto PMM-13). Trata-se de uma rocha vulcânica de coloração escura, granulação muito fina, apresentando uma foliação com direção 12° Az / 85° (Figura 35). Essa rocha é correlacionada àquelas do Grupo Iriri (Brasil, 1972), principalmente pelos aspectos petrográficos desses dacitos muito semelhante aqueles dacitos já descritos para esta rocha.

5.8.2 Aspectos Petrográficos

Trata-se de um dacito microporfirítico, de textura inequigranular e granulação muito fina. Predominam microfenocristais de plagioclásio, mergulhados em uma matriz afanítica (Figura 36), com porção mais microcristalinas. Ocorre também feldspato alcalino e biotita cloritizada. O quartzo ocorre como cristais nos agregados félsicos.



Figura 35 – Vista do afloramento PMM-13 de rochas vulcânicas tipo Iriri.

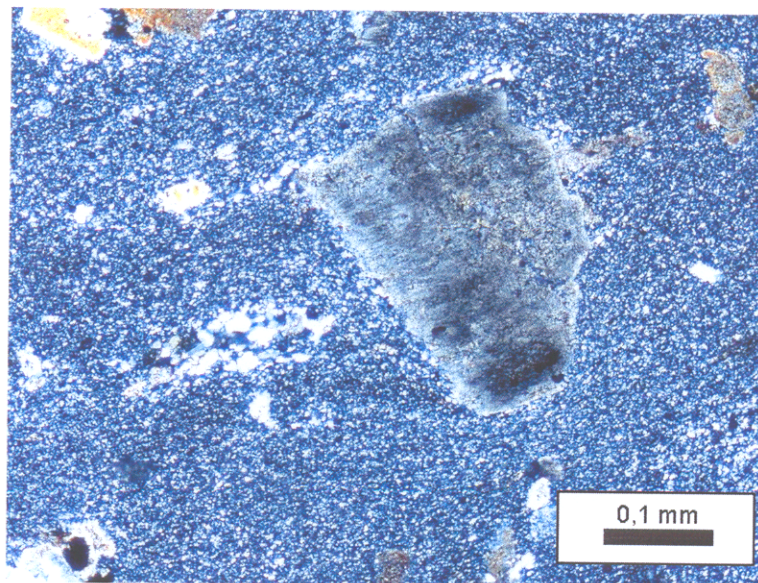


Figura 36 – Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio alterados mergulhados em matriz afanítica das rochas vulcânicas tipo Iriri (Amostra PMM-13, nicois cruzados).

Os cristais de plagioclásio estão muito alterados, com cor amarelo. São cristais de tamanhos diversos, subédricos a anédricos de granulação fina.

6 RESULTADOS ISOTÓPICOS

Neste capítulo são apresentados os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd (rocha total e mineral-granada) obtidos para as rochas das principais unidades geológicas estudadas.

6.1 DADOS Pb-Pb EM ZIRCÃO

Foram analisadas seis amostras, sendo que uma da unidade enderbitos (PMM-09C), duas da unidade charnoquitos (PMM-20A e PMM-06), uma da unidade granodiorito inequegranular (PMM-01), uma das injeções leucomonzograníticas da unidade gnaisses (PMM-23A) e uma da unidade gnaisses migmatíticos (PMM-16).

6.1.1 Enderbitos (amostra PMM-09C)

Foram selecionados 8 cristais de zircão, da fração entre 125 a 250 μm . Em geral, esses cristais, têm formas euédricas, uns bastante alongados e outros (maioria) são curtos, bipiramidais, translúcidos e marrons, alguns zoneados oscilatoriamente, características que sugerem serem cristais de zircão ígneos (Figura 37).

Para 4 cristais de zircão (Figura 38), os dados isotópicos foram determinados com mais de uma etapa de evaporação. Esses cristais forneceram resultados isotópicos bastante reprodutíveis de um grão para o outro. A partir dos dados isotópicos destes cristais foi definida a idade de 2114 ± 3 Ma (Tabela 01) para a amostra PMM-09C. Dos demais cristais, 3 apresentaram idades menores (2087-2098 Ma), mesmo levando-se em conta os desvios nas idades, possivelmente por terem sofrido perda contínua de Pb ligado a processos de metamictização, e não foram incluídos para o cálculo final da idade da rocha. Nessa amostra foi detectado um cristal herdado que forneceu uma idade arqueana de 2573 ± 2 Ma (Tabela 01).

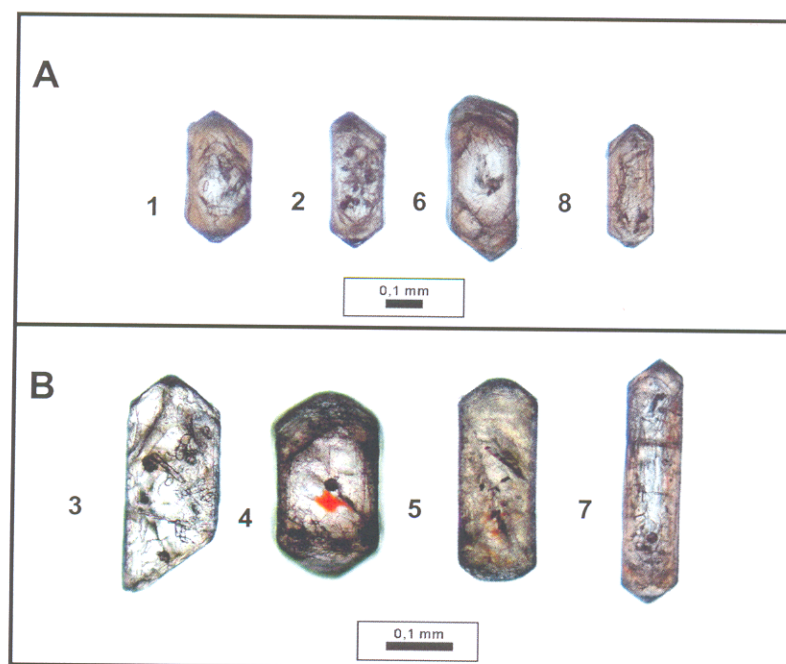


Figura 37 – Exemplos de cristais de zircão da Amostra PMM-09C (Enderbitos). A) 125-180 μm . B) 180-250 μm .

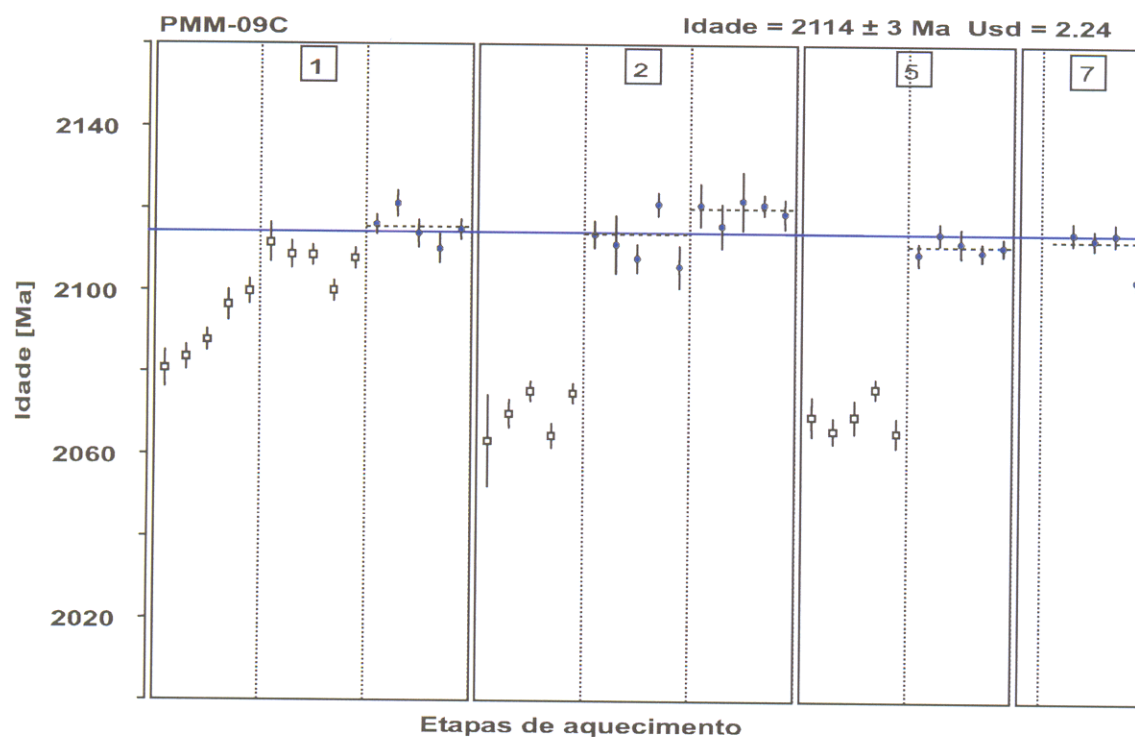


Figura 38 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-09C. Blocos de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●), blocos eliminados Subjetivamente (□).

Tabela 01 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de Enderbit (PMM-09C). (c) – razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum, (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente, (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. (d) – total de razões isotópicas utilizadas no cálculo da idade / total de razões medidas durante análise.

Amostra: PMM-09C

Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ	
PMM09/01	*1450	0/34	0,000175	0,000005	0,06700	0,00052	0,1319	0,00059	0,12940	0,00051	2090	7	
	*1500	0/36	0,000082	0,000006	0,07679	0,00120	0,13174	0,00021	0,13062	0,00029	2107	4	
	1550	38/38	0,000125	0,000003	0,12111	0,00049	0,13296	0,00018	0,13129	0,00023	2116	3	
PMM09/02	*1450	0/36	0,000187	0,000014	0,04132	0,00037	0,13050	0,00018	0,12807	0,00032	2072	4	
	1500	32/32	0,000116	0,000002	0,04884	0,00022	0,13274	0,00038	0,13118	0,00043	2114	6	
	1550	34/34	0,000133	0,000011	0,05873	0,00044	0,13347	0,00025	0,13164	0,00026	2120	3	
PMM09/03	#1450	0/20	0,001069	0,000021	0,10436	0,00070	0,14734	0,00059	0,13319	0,00032	2141	4	
	*1500	0/36	0,000134	0,000003	0,11539	0,00042	0,17312	0,00022	0,17149	0,00022	2573	2	
PMM09/04	*1450	0/16	0,000202	0,000023	0,03858	0,00068	0,12943	0,00046	0,12681	0,00075	2055	10	
	*1500	0/34	0,000064	0,000013	0,04000	0,00066	0,13077	0,00022	0,12995	0,00025	2098	3	
PMM09/05	*1450	0/34	0,000229	0,000023	0,06648	0,00164	0,13093	0,00049	0,12798	0,00033	2071	5	
	1500	34/34	0,000057	0,000002	0,09307	0,00022	0,13171	0,00016	0,13097	0,00017	2111	2	
PMM09/06	*1450	0/30	0,000088	0,000008	0,03422	0,00042	0,13075	0,00046	0,12962	0,00047	2093	6	
	*1500	0/40	0,000094	0,000029	0,03360	0,00095	0,13084	0,00061	0,12914	0,00055	2087	7	
PMM09/07	#1450	0/8	0,001704	0,000448	0,05930	0,01566	0,13089	0,00085	0,10771	0,00632	1761	107	
	1500	20/30	0,000136	0,000006	0,09562	0,00056	0,13281	0,00021	0,13117	0,00022	2114	3	
PMM09/08	#1500	0/4	0,000502	0,000018	1,73521	0,01417	0,13541	0,00033	0,12877	0,00041	2082	6	
Total=		158/496d									Idade média=	2114	3

A idade de 2114 ± 3 Ma obtida para essa amostra de enderbito é interpretada como a idade de cristalização dessa rocha, ou seja, a idade de colocação desse corpo. As idades um pouco menores que a média de idade, determinada para os cristais de zircão anteriormente citados, podem ser atribuídas a uma perda contínua de Pb desses cristais possivelmente ligada a processos de metamictização.

6.1.2 Injeções leucomonzograníticas em gnaisses (amostra PMM-23A)

Os cristais de zircão selecionados foram da fração entre 125 e 250 μm , num total de 8 cristais. Em geral eles apresentam formas prismáticas, curtas, bipiramidais, porém com arestas arredondadas que sugerem processos de recristalização ou de corrosão. São translúcidos, marrons e acaramelados. Alguns cristais são completamente arredondados (Figura 39).

Do conjunto de 8 cristais selecionados, todos forneceram dados isotópicos bastante reprodutíveis (Figura 40), definindo uma idade de 2075 ± 2 Ma (Tabela 02), interpretada como o tempo da cristalização da rocha PMM-23A.

Por se tratar de um mobilizado peraluminoso dos paragneisses peraluminosos (amostra PMM-23B), a idade de 2075 ± 2 Ma indica o momento em que o protólito dos paragneisses sofreu anatexia, gerando magma peraluminoso que cortou os gnaisses, como interpretado a partir de evidências de campo. Ela também estabelece a idade mínima para o gnaixe encaixante.

6.1.3 Charnoquitos (amostras PMM-06 e PMM-20A)

Da amostra PMM-06 foram selecionados 09 cristais de zircão extraídos da fração entre 125 e 250 μm . Em geral, eles apresentam formas prismáticas, alongadas, bipiramidais, translúcidos, de coloração marrom e zoneamento oscilatório, típico de cristais de zircão ígneos, porém alguns apresentam suas arestas suavizadas (Figura 41).

A idade de 2094 ± 4 Ma (Tabela 03) para a amostra PMM-06 foi obtida a partir de 4 cristais de zircão (Figura 42), com resultados isotópicos similares. Os demais cristais apresentaram idades menores e não foram incluídos nos cálculos da idade da rocha.



Figura 39 – Exemplos de cristais de zircão da Amostra PMM-23A (Injeção leucomonzogranítica em gnaisses). A) 125-180 μm . B) 180-250 μm .

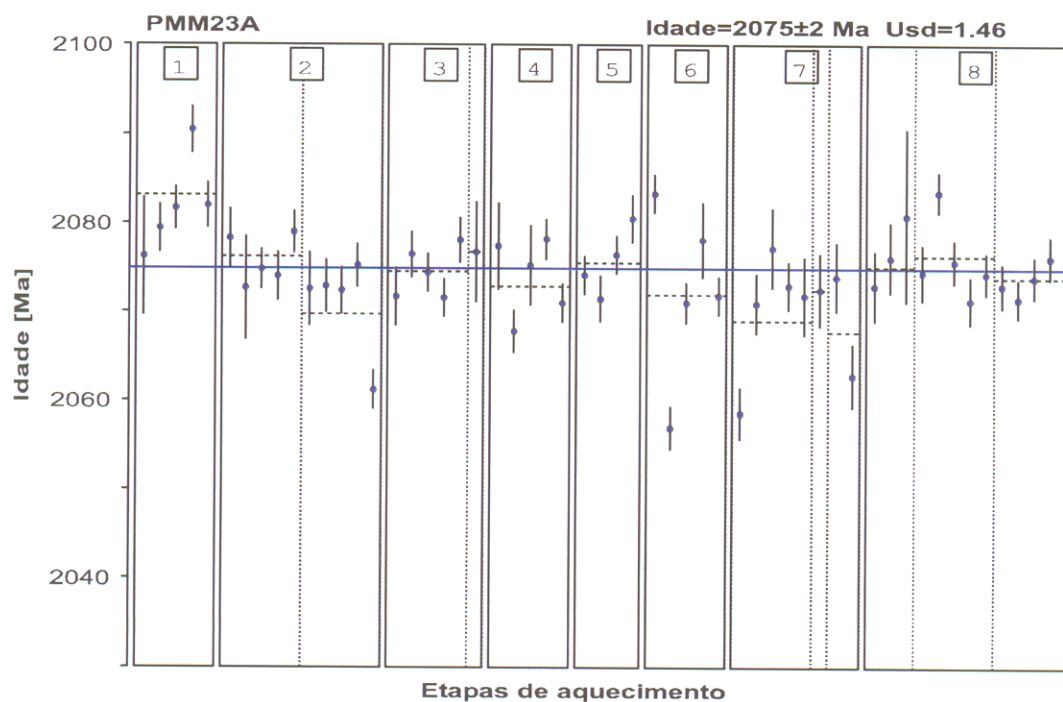


Figura 40 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-23A. Blocos de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●), blocos eliminados Subjetivamente (□).

Tabela 02 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de Injeções leucomonzograníticas (PMM-23A). Simbologia (#, *, c, d) é a mesma da Tabela 01.

Amostra: PMM-23A

Zircão	Temp. (°C)	Razoes	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/c$	2σ	Idade	2σ
PMM23/01	1500	40/40	0.000006	0.000007	0.04573	0.00028	0.12892	0.00031	0.12889	0.00031	2083	4
PMM23/02	*1450	0/36	0.000044	0.000003	0.03505	0.00038	0.12723	0.00021	0.12669	0.00020	2053	3
1500	34/34	0.000006	0.000002	0.03849	0.00018	0.12842	0.00019	0.12837	0.00018	0.00018	2076	3
1550	38/38	0.000016	0.000004	0.03880	0.00032	0.12830	0.00049	0.12791	0.00042	0.00042	2070	6
PMM23/03	1500	36/36	0.000007	0.000002	0.03604	0.00012	0.12834	0.00018	0.12825	0.00018	2075	2
1550	8/8	0.000017	0.000004	0.03609	0.00050	0.12864	0.00082	0.12842	0.00082	0.00082	2077	11
PMM23/04	1500	34/34	0.000025	0.000004	0.03772	0.00017	0.12847	0.00029	0.12814	0.00030	2073	4
PMM23/05	1500	28/28	0.000006	0.000003	0.03879	0.00017	0.12839	0.00024	0.12833	0.00025	2076	4
PMM23/06	1500	30/30	0.000015	0.000005	0.03882	0.00015	0.12825	0.00068	0.12807	0.00066	2072	9
PMM23/07	#1450	0/36	0.001108	0.000008	0.04146	0.00218	0.14481	0.00123	0.12919	0.00136	2088	19
1500	38/38	0.000043	0.000019	0.03802	0.00062	0.12848	0.00032	0.12786	0.00048	0.00048	2069	7
1550	4/4	0.000081	0.000034	0.03838	0.00116	0.12918	0.00038	0.12811	0.00059	0.00059	2072	8
1550	12/12	0.000071	0.000028	0.03788	0.00122	0.12959	0.00053	0.12777	0.00079	0.00079	2068	11
PMM23/08	1450	20/20	0.000063	0.000006	0.04165	0.00040	0.12915	0.00038	0.12829	0.00039	2075	5
1500	38/38	0.000008	0.000004	0.03831	0.00023	0.12848	0.00033	0.12838	0.00032	0.00032	2076	4
1550	34/34	0.000000	0.000000	0.03740	0.00014	0.12820	0.00016	0.12820	0.00016	0.00016	2074	2
Total=		394/466d								Idade Média=	2075	2

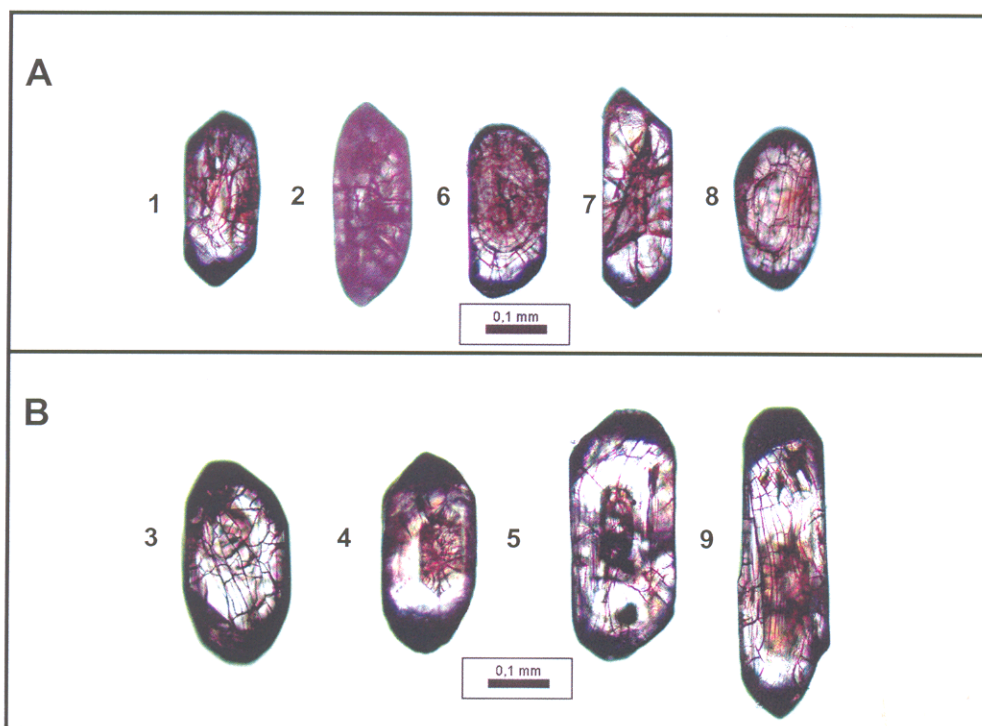


Figura 41 – Exemplos de cristais de zircão da Amostra PMM-06 (Charnokitos). A) 125-180 μm . B) 180-250 μm .

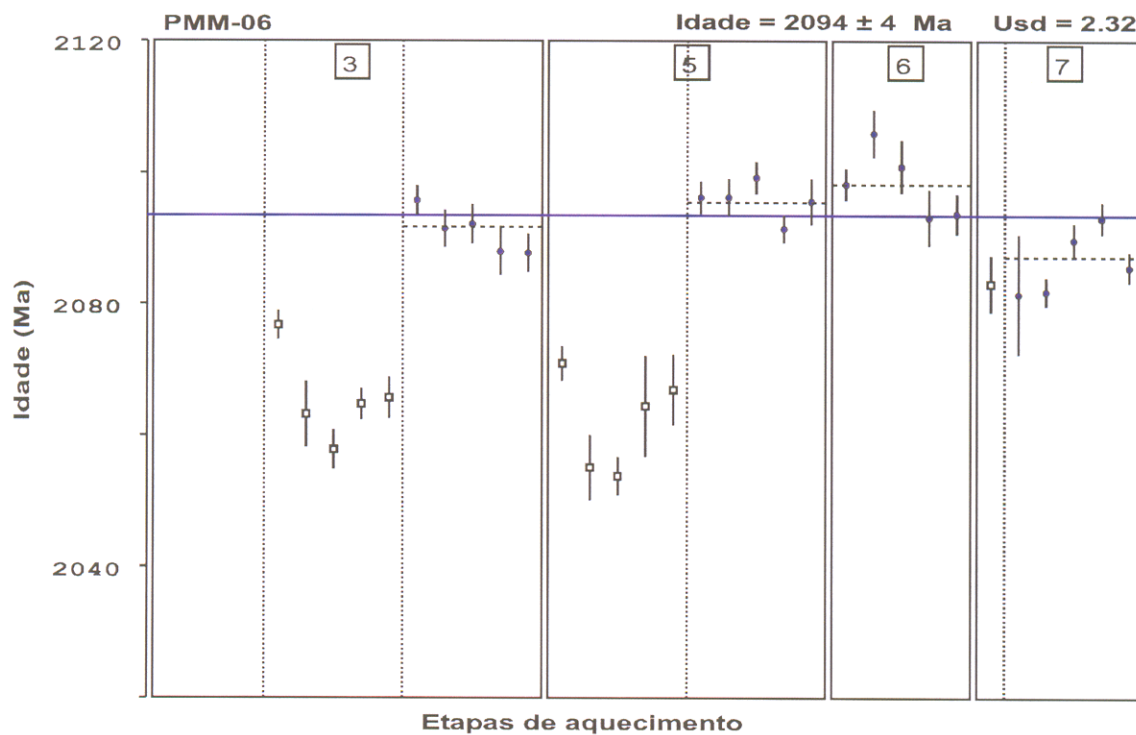


Figura 42 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-06. Blocos de razões isotópicas utilizadas para o calculo da idade (●), blocos eliminados Subjetivamente (□).

Tabela 03 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de charnockito (PMM-06).
 Simbologia (#, *, c, d) é a mesma da Tabela 01.

Amostra: PMM-06

Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ c	2σ	Idade	2σ
PMM06/01	#1450	0/18	0,000463	0,000052	0,16854	0,00099	0,00047	0,12803	0,00036
	*1500	0/38	0,000058	0,000006	0,22013	0,00201	0,00024	0,12829	0,00026
PMM06/02	*1500	0/10	0,000013	0,000016	0,23521	0,00469	0,0003	0,12788	0,00036
PMM06/03	#1450	0/28	0,001491	0,000038	0,08927	0,00320	0,00028	0,12249	0,00074
	*1500	0/30	0,000093	0,000028	0,18422	0,00324	0,00031	0,12774	0,00050
	1500	36/36	0,000119	0,000006	0,27484	0,00193	0,00021	0,12953	0,00023
PMM06/04	*1500	0/24	0,000011	0,000002	0,19368	0,00076	0,00035	0,12888	0,00029
PMM06/05	*1450	0/36	0,000091	0,000004	0,14548	0,00130	0,00042	0,12739	0,00057
	1500	38/38	0,000014	0,000002	0,25557	0,00208	0,00022	0,12980	0,00021
PMM06/06	1500	32/32	0,000309	0,000022	0,14642	0,00159	0,00030	0,13001	0,00032
PMM06/07	*1450	0/8	0,000139	0,000024	0,08081	0,00115	0,00056	0,12889	0,00064
	1500	36/36	0,000045	0,000004	0,09981	0,01081	0,00026	0,12919	0,00032
PMM06/08	*1500	0/40	0,000016	0,000003	0,20057	0,00138	0,00038	0,12796	0,00033
	*1550	0/4	0,000065	0,000032	0,36665	0,00350	0,00032	0,12834	0,00053
PMM06/09	*1500	0/8	0,000000	0,000000	0,14735	0,01541	0,00202	0,12277	0,00202
Total=		142/386d						Idade Média=	2094
									4

Da amostra PMM-20A foram selecionados 11 cristais de zircão, todos extraídos da fração entre 125 e 180 μm , já que não foram achados cristais de zircão da fração 180 a 250 μm . Em geral, são cristais euédricos, bipiramidais, alongados, translúcidos, alguns pouco transparentes e bastante fraturados, também cristais ígneos típicos (Figura 43). No grupo foi encontrado ainda um cristal aparentemente bastante arredondado de coloração cinza, mas nele é possível distinguir faces e arestas, ou seja, se trata de um cristal de prismas bastante curtos.

Dos 11 cristais de zircão selecionados para análise isotópica, 7 forneceram uma idade de 2084 ± 2 Ma (Figura 44, Tabela 04) obtida para a amostra PMM-20A. Dos demais cristais, 2 forneceram idades menores e foram excluídos do cálculo final. Nos dois cristais que sobraram, foi detectada a presença de componentes herdados com idades de 2436 ± 33 Ma e 2108 ± 5 Ma, esta última similar a dos enderbitos.

As idades de 2094 ± 4 Ma e 2084 ± 2 Ma, obtidas para as amostras de charnoquito são interpretadas como idade de cristalização dessas rochas.

6.1.4 Granodioritos Inequigranulares (amostra PMM-01)

Foram selecionados 9 cristais de zircão da amostra PMM-01, extraídos da fração entre 125 e 250 μm . Esses cristais apresentam, em geral, formas prismáticas, alongadas e bipiramidais e arestas abauladas. Alguns são translúcidos e outros transparentes e muito fraturados (Figura 45).

Do conjunto selecionado, 4 cristais forneceram resultados reprodutíveis de um grão para o outro. A partir desses resultados definiu-se uma idade de 2079 ± 3 Ma (Figura 46, Tabela 05) para a amostra PMM-01. A idade média de 2079 ± 3 Ma, obtida para essa amostra de granodiorito inequigranular, é interpretada como a idade de cristalização dessa rocha, ou seja, a idade de colocação do corpo de granodiorito inequigranular.

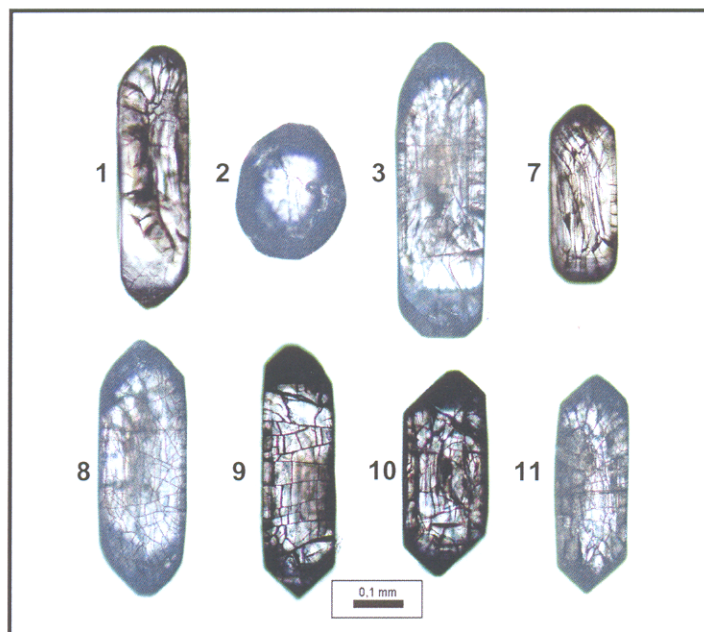


Figura 43 – Exemplos de cristais de zircão da Amostra PMM-20A (Charnokitos), fração 125-180 μm .

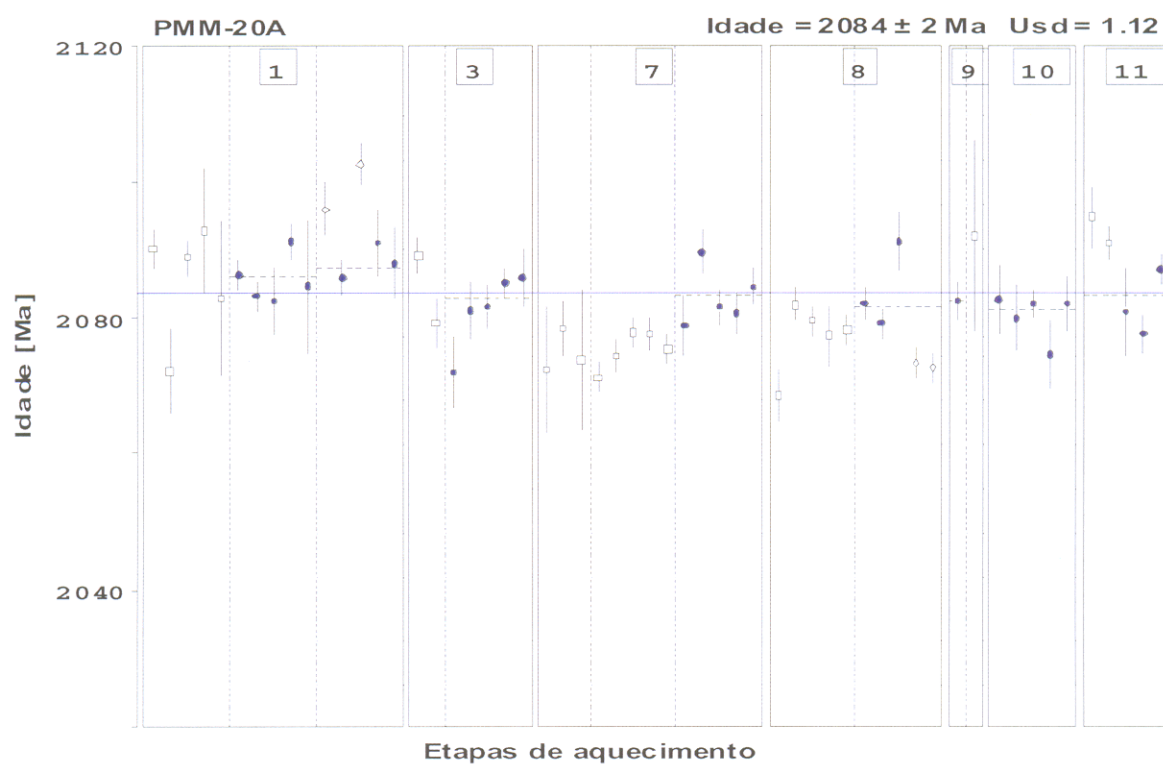


Figura 44 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-20A. Blocos de razões isotópicas utilizadas para o calculo da idade (●), blocos eliminados Subjetivamente (□).

Tabela 04 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de charnockito (PMM-20A).
 Simbologia (#, *, c, d) é a mesma da Tabela 01.

Amostra: PMM-20A												
Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{205}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
PMM20A/1	*1500	0/40	0,000067	0,000009	0,18159	0,00122	0,13050	0,00034	0,12925	0,00036	2088	5
	1550	34/34	0,000010	0,000001	0,16295	0,00083	0,12914	0,00022	0,12912	0,00024	2086	3
	1570	20/36	0,000013	0,000014	0,12933	0,00004	0,12924	0,00032	0,12920	0,00032	2087	4
PMM20A/2	#1450	0/8	0,000769	0,000003	0,08059	0,00139	0,15026	0,00095	0,14030	0,00104	2231	13
	*1500	0/16	0,000149	0,000006	0,20663	0,00208	0,16073	0,00047	0,15813	0,00306	2436	33
PMM20A/3	*1500	0/16	0,000041	0,000011	0,19330	0,00514	0,12961	0,00053	0,12907	0,00070	2086	10
	1550	36/36	0,000041	0,000017	0,18553	0,00148	0,12936	0,00027	0,12888	0,00028	2083	4
PMM20A/4	*1500	0/34	0,000064	0,000004	0,20534	0,00093	0,12909	0,00028	0,12823	0,00024	2074	3
PMM20A/5	*1550	0/6	0,000013	0,000016	0,26504	0,00138	0,13090	0,00034	0,13072	0,00040	2108	5
	*1570	0/32	0,000029	0,000034	0,31552	0,00098	0,13022	0,00196	0,13022	0,00196	2101	26
PMM20A/6	*1500	0/16	0,000000	0,000000	0,24568	0,00954	0,12959	0,00110	0,12959	0,00111	2093	15
	*1550	0/8	0,000000	0,000000	0,33984	0,00343	0,12828	0,00088	0,12828	0,00088	2075	12
PMM20A/7	*1450	0/20	0,000136	0,000007	0,14306	0,00202	0,13019	0,00050	0,12845	0,00050	2077	7
	*1500	0/36	0,000013	0,000005	0,21310	0,00050	0,12845	0,00016	0,12830	0,00018	2075	2
	1550	34/34	0,000008	0,000001	0,17216	0,00592	0,12901	0,00025	0,12890	0,00025	2083	3
PMM20A/8	*1500	0/38	0,000010	0,000006	0,26223	0,00072	0,12866	0,00031	0,12856	0,00025	2079	3
	1550	24/40	0,000006	0,000005	0,27111	0,00351	0,12884	0,00042	0,12880	0,00039	2082	5
PMM20A/9	1450	08/08	0,000030	0,000014	0,26798	0,00605	0,12924	0,00035	0,12885	0,00040	2083	5
	*1500	0/6	0,000000	0,000000	0,24123	0,00143	0,12955	0,00205	0,12955	0,00205	2092	28
PMM20A/10	1550	38/38	0,000014	0,000004	0,16717	0,00287	0,12892	0,00023	0,12875	0,00023	2081	3
PMM20A/11	1450	24/36	0,000009	0,000004	0,16378	0,00376	0,12896	0,00048	0,12891	0,00045	2083	6
Total=		218/538d								Idade média=	2084	2

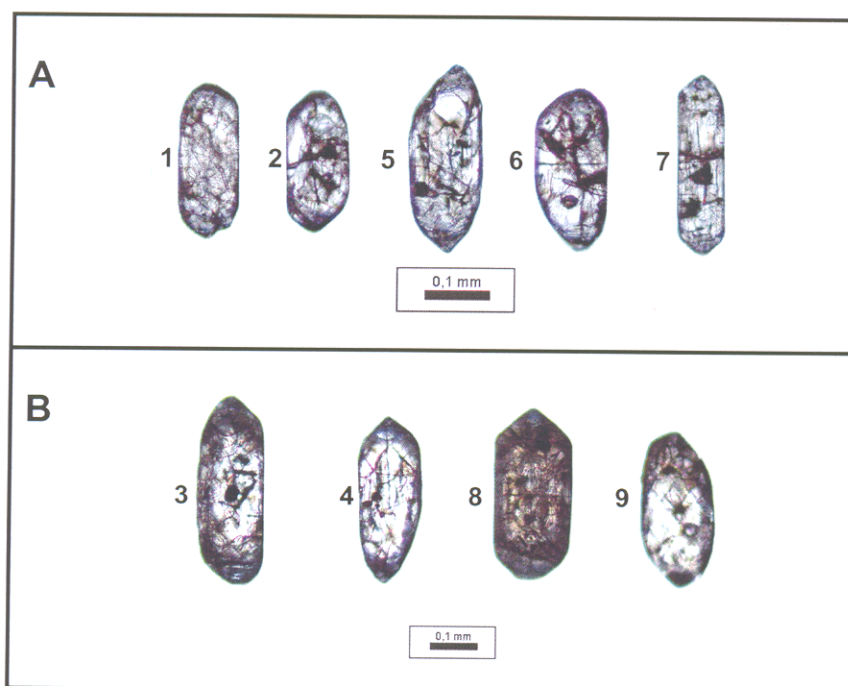


Figura 45 – Exemplos de cristais de zircão da Amostra PMM-01 (Granodiorito Inequigranular). A) 125-180 μm . B) 180-250 μm .

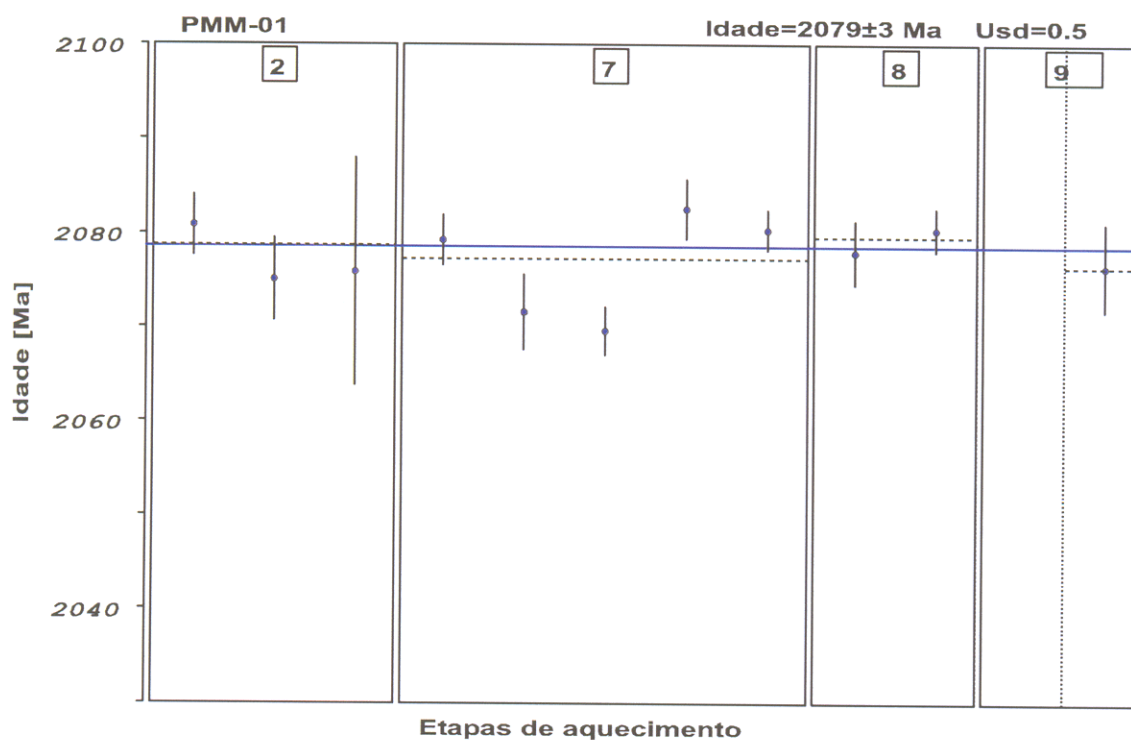


Figura 46 – Diagrama idade Vs. Etapas de evaporação dos cristais de zircão da amostra PMM-01. Blocos de razões isotópicas utilizadas para o cálculo da idade (●).

Tabela 05 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de Granodiorito inequigranular (PMM-01). Simbologia (#, *, c, d) é a mesma da Tabela 01.

Amostra: PMM-01													
Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ	
PMM01/01	*1450	0/6	0,000153	0,000038	0,18124	0,00149	0,15516	0,00055	0,15321	0,00074	2382	8	
	*1500	0/36	0,000031	0,000002	0,15494	0,00092	0,17611	0,00078	0,17571	0,00083	2613	8	
PMM01/02	1500	22/22	0,000018	0,000006	0,24519	0,00079	0,12873	0,00045	0,12856	0,00037	2079	5	
PMM01/03	*1450	0/24	0,000311	0,000033	0,11340	0,00168	0,13471	0,00088	0,13062	0,00132	2107	18	
PMM01/04	*1500	0/8	0,000000	0,000000	0,13514	0,00081	0,15616	0,00088	0,15616	0,00088	2415	10	
PMM01/05	*1450	0/8	0,000137	0,000008	0,16456	0,00143	0,14710	0,00036	0,14533	0,00038	2292	4	
	*1500	0/32	0,000023	0,000005	0,08459	0,00047	0,15150	0,00045	0,15121	0,00043	2360	5	
	*1550	0/8	0,000000	0,000000	0,06209	0,00339	0,19972	0,00273	0,19972	0,00273	2824	22	
PMM01/06	*1500	0/34	0,000017	0,000003	0,15892	0,00043	0,13471	0,00020	0,13446	0,00020	2157	3	
PMM01/07	1500	36/36	0,000016	0,000009	0,24167	0,00092	0,12857	0,00040	0,12845	0,00036	2077	5	
PMM01/08	1500	12/12	0,000023	0,000002	0,26118	0,00094	0,12893	0,00026	0,12863	0,00028	2080	4	
PMM01/09	#1450	0/4	0,027156	0,030868	0,00000	0,00000	0,13064	0,00589	0,00000	0,00000	0	79	
	1500	8/8	0,000042	0,000008	0,38122	0,00292	0,12894	0,00068	0,12839	0,00069	2076	9	
Total=		78/238d									Idade Média=	2079	3

Na amostra PMM-01 foram ainda detectados dois cristais herdados com idades arqueanas de 2613 ± 8 Ma e 2824 ± 22 Ma, e outros dois de idade paleoproterozóica (2157 ± 3 Ma e 2415 ± 10 Ma), porém não se verifica uma diferença morfológica nesses grãos, tanto arqueanos como paleoproterozóicos.

6.1.5 Gnaisses Migmatíticos (amostra PMM-16)

Foram selecionados 12 cristais de zircão da amostra PMM-16, extraídos da fração entre 125 e 250 μm . Apresentam formas variadas, tanto longas como curtas, cristais bipiramidais e ligeiramente arredondados, translúcidos e poucos transparentes (Figura 47). Alguns cristais apresentam aspectos de terem sofrido intensa metamictização. Não foi possível fazer uma separação mineral adequada entre paleossoma e neossoma, devido às bandas serem muito finas, principalmente as máficas.

Os resultados obtidos mostraram um intervalo de idades de 2077 ± 9 Ma a 2859 ± 3 Ma (Tabela 06), não possibilitando, assim calcular uma idade média satisfatória para esta amostra, porém mostrando três patamares com idades distintas, sendo um de cerca de 2,8 Ga (2 cristais), um intermediário de 2,65 a 2,36 Ga (8 cristais) e um mais baixo de 2,08 Ga (2 cristais). Esta última idade sugere que os cristais mais jovens são contemporâneos ao granodiorito inequigranular e ao charnokito, e possivelmente provêm do neossoma do migmatito. Já os grãos de idades maiores seriam provenientes do protólito (paleossoma), parcialmente rejuvenescidos ou não pelo metamorfismo regional, ou herdados de unidades arqueanas, ainda não identificadas na área.

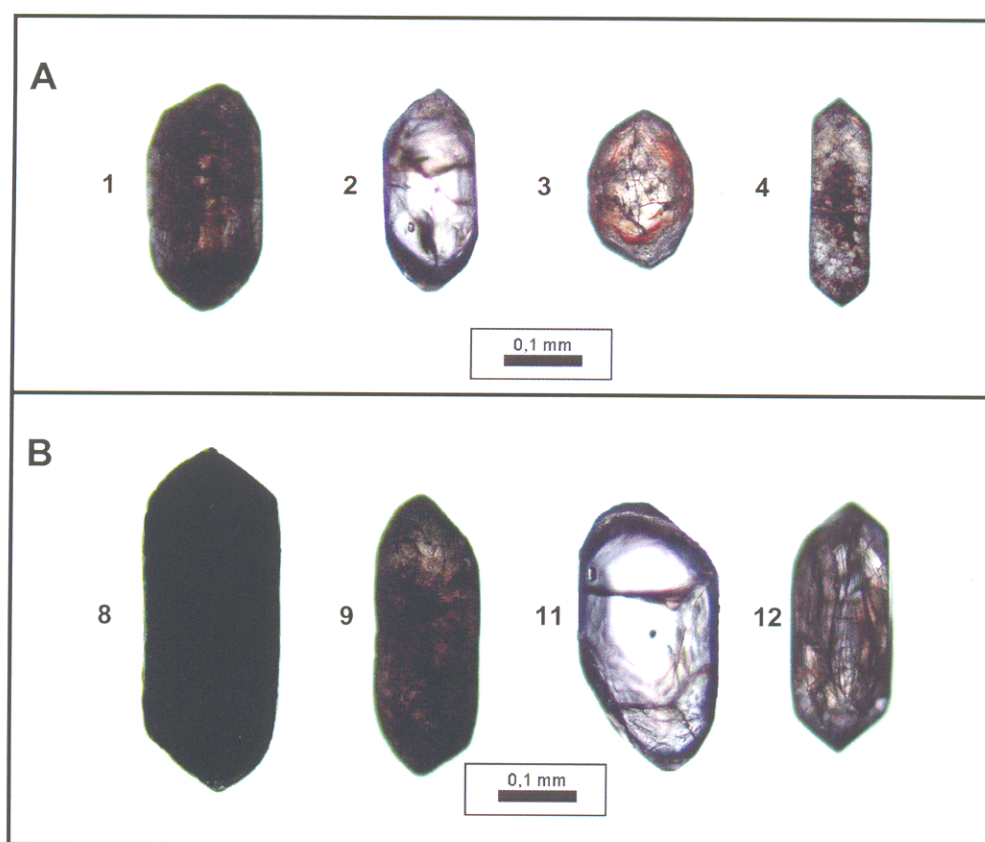


Figura 47 – Exemplos de cristais de zircão da Amostra PMM-16 (Gnaiss Migmatítico). A) 125-180 μm . B) 180-250 μm .

Tabela 06 – Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra de gnaiss migmatítico (PMM-16). Simbologia (#, *, c) é a mesma da Tabela 01.

Amostra PMM-16												
Zircão	Temp. (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ c	2σ	Idade	2σ
PMM16/01	*1500	0/4	0,00000	0,00000	0,05208	0,00150	0,17548	0,00042	0,17548	0,00042	2611	4
	1550	38/38	0,000017	0,000005	0,10241	0,00050	0,17961	0,00036	0,17946	0,00039	2648	4
PMM16/02	#1450	0/8	0,002250	0,000050	0,02496	0,00229	0,15853	0,00189	0,12880	0,00207	2082	28
	1500	22/34	0,000372	0,000031	0,18690	0,00342	0,13397	0,00139	0,12892	0,00115	2084	16
	#1550	0/8	0,000732	0,000466	0,10697	0,01481	0,14147	0,00336	0,13148	0,00324	2118	43
PMM16/03	1500	18/18	0,000026	0,000002	0,03331	0,00103	0,17505	0,00081	0,17492	0,00102	2606	10
	1550	6/6	0,000000	0,000000	0,10128	0,00811	0,17606	0,00117	0,17606	0,00117	2616	11
PMM16/04	1500	38/38	0,000013	0,000004	0,16720	0,00054	0,12878	0,00045	0,12869	0,00053	2080	7
	1550	34/34	0,000009	0,000006	0,14536	0,00078	0,12845	0,00065	0,12841	0,00069	2077	9
PMM16/05	1500	20/20	0,000017	0,000007	0,03636	0,00049	0,17141	0,00052	0,17118	0,00045	2570	4
	1550	8/8	0,000000	0,000000	0,06850	0,00272	0,17535	0,00415	0,17535	0,00415	2610	39
PMM16/06	#1450	0/22	0,002267	0,000119	0,09332	0,00173	0,17878	0,00100	0,14921	0,00095	2337	11
	#1500	0/40	0,001208	0,000039	0,06463	0,00117	0,17850	0,00026	0,16275	0,0006	2485	6
PMM16/07	#1450	0/40	0,000566	0,000016	0,05995	0,00077	0,16529	0,00025	0,15860	0,00027	2441	3
	1500	34/34	0,000066	0,000007	0,04377	0,00046	0,16976	0,00025	0,16885	0,00031	2547	3
PMM16/08	#1450	0/32	0,000604	0,000038	0,19691	0,00575	0,17470	0,00038	0,16709	0,0008	2529	8
	1500	34/34	0,000177	0,000004	0,38958	0,00093	0,19955	0,00036	0,19750	0,00042	2806	4
PMM16/09	1500	38/38	0,000277	0,000010	0,04334	0,00044	0,16378	0,00026	0,16019	0,00042	2458	4
PMM16/10	#1450	0/8	0,000810	0,000024	0,05778	0,00129	0,17477	0,00064	0,16460	0,00071	2504	7
	#1500	0/20	0,000675	0,000043	0,05591	0,00124	0,17878	0,00042	0,17046	0,00044	2563	4
PMM16/11	#1450	0/8	0,001017	0,000032	0,42656	0,00239	0,20676	0,00071	0,19456	0,00082	2781	7
	*1500	0/34	0,000300	0,000010	0,55464	0,00185	0,20425	0,00024	0,20072	0,00029	2832	2
	1550	16/16	0,000160	0,000005	0,60933	0,00214	0,20594	0,00046	0,20406	0,00042	2859	3
PMM16/12	#1450	0/6	0,000981	0,000050	0,06979	0,00182	0,16412	0,00044	0,15157	0,00079	2364	9

6.2 DADOS Sm-Nd

Nessa unidade são apresentados os resultados analíticos obtidos pelo método Sm-Nd em rocha total e as idades modelo $T_{(DM)}$ correspondentes, para um conjunto de 12 amostras, com idades paleoproterozóicas. Um total de 5 amostras deste conjunto dispõe de dados isotópicos Pb-Pb por evaporação de cristais de zircão. É o caso das amostras PMM-01 (granodiorito inequegranular), PMM-09C (enderbitos), PMM-20A (charnokitos), PMM-23A (Injeção leucomonzogranítica em gnaisses) e PMM-16 (gnaisse migmatítico). Os resultados isotópicos Pb-Pb em zircão para essas amostras foram apresentados na unidade precedente. Para as outras 7 amostras (PMM-02A, PMM-04B, PMM-05, PMM-07B, PMM-11, PMM-21 e PMM-23B) não há informações geocronológicas disponíveis e suas idades foram estimadas com base nas relações de campo e petrográficas dessas amostras e correlação com as que foram submetidas a análise isotópica.

Também é apresentado o resultado analítico Sm-Nd em mineral, permitindo a obtenção de uma idade isocrônica a partir da análise de um concentrado de granada da amostra PMM-23A, juntamente com a análise de rocha total desta mesma amostra.

6.2.1 Dados Sm-Nd em Rocha Total

Primeiramente serão feitas algumas considerações a respeito do método Sm-Nd para depois realizar a apresentação dos dados.

Uma idade-modelo é calculada a partir da composição isotópica atual de uma rocha projetada no passado em uma linha que representa um reservatório magmático (DePaolo 1981, 1988, Arndt & Goldstein 1987). Neste caso, as idades-modelo são utilizadas para se estimar a época em que o material que originou, por fusão, uma determinada rocha se separou do manto (DePaolo & Wasserburg 1976; DePaolo 1981; Faure 1986; DePaolo 1988; Dickin 1995).

As idades-modelo $T_{(DM)}$ são freqüentemente interpretadas como idades de formação de crosta porque elas são capazes de resgatar o tempo de residência crustal, mesmo em rochas que sofreram eventos de regeneração crustal (Nelson & DePaolo 1984).

Existem vários tipos de manto com características geoquímicas distintas, porém dois modelos para o manto superior são mais utilizados (Dickin 1995). O primeiro é

modelo CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*, Reservatório Condritico Uniforme), que descreve a idade-modelo $T_{(CHUR)}$ de uma rocha crustal relativa a um reservatório mantélico, com uma curva de evolução similar à dos condritos. O segundo é o modelo DM (*Depleted Mantle*, Manto Empobrecido), que descreve a idade-modelo $T_{(DM)}$ para um reservatório mantélico superior diferenciado, comumente referida como o “tempo de residência crustal” para as rochas crustais siálicas. A existência do “manto empobrecido” é inquestionável, sendo a maior parte atualmente do manto, e inclusive o principal tipo de manto envolvido em processos orogênicos.

No presente estudo, foi adotado o modelo de evolução mantélico proposto por DePaolo (1981) para o manto empobrecido, uma vez que os dados obtidos até então mostram a existência na região de material mais antigo que as rochas estudadas, sugerindo a presença de material extraído do manto anteriormente. Além disso, é o modelo mais utilizado no mundo e na Amazônia (Tassinari 1996; Sato & Tassinari 1997; Cordani & Sato 1999; Tassinari & Macambira 1999; Cordani et al. 2000; Nogueira et al. 2000; Tassinari et al. 2000; Santos et al. 2000; Sato & Siga Jr. 2000 etc.). Com isso facilita a comparação com os dados aqui obtidos com os de outros trabalhos realizados na Amazônia.

Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas estão apresentados na Tabela 07, organizado por unidades. Nela, são mostrados os valores das concentrações dos elementos Sm e Nd, em ppm; os valores de fracionamento químico $f_{(Sm-Nd)}$; as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ medidas; os valores de ϵ_{Nd} atuais - $\epsilon_{Nd}(0)$ - e recalculados para a idade de cristalização das rochas - $\epsilon_{Nd}(T)$; as idades de cristalização das rochas, determinadas pelo método Pb-Pb em zircão ou estimadas e, finalmente, as idades-modelo $T_{(DM)}$ e $T_{(CHUR)}$, calculadas para cada amostra. Os erros sobre as razões isotópicas, $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, são apresentadas com um desvio de 2σ .

A Figura 48 exibe o diagrama de evolução da composição isotópica de Nd [ϵ_{Nd}], durante o tempo geológico (T) de acordo com a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$, para as diferentes amostras com idades paleoproterozóicas estudadas nesse trabalho. Essa figura inclui ainda, as curvas de evolução mantélica (CHUR) e de evolução do manto empobrecido (DM) propostas por DePaolo (1981).

Tabela 07 – Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas. * idades estimadas (Ga). T_{DM2} = Idade-modelo calculada em dois estágios

Unidade (amostra)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (2σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ)	$f(\text{Sm}/\text{Nd})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Idade (Ma)	$T_{(DM)}$ (Ga)	$T_{(CHUR)}$ (Ga)
Enderbitos										
PMM09C	2,70	18,27	0,08940 ± 12	0,510935 ± 31	-0,5455	-33,22	-4,10	2114 ± 3	2,60	2,41
PMM11	3,10	20,15	0,09285 ± 23	0,510884 ± 40	-0,5280	-34,22	-6,05	2,11*	2,75	2,56
Charnoquitos										
PMM05	19,81	180,46	0,06638 ± 17	0,510615 ± 6	-0,6625	-39,46	-4,67	2,08*	2,53/ $T_{DM2} = 2,71$	2,36
PMM07B	7,09	42,81	0,10007 ± 11	0,511109 ± 7	-0,4913	-29,83	-4,03	2,08*	2,61	2,40
PMM20A	2,86	16,19	0,10690 ± 17	0,510994 ± 34	-0,4565	-32,07	-8,07	2084 ± 2	2,96	2,77
PMM21	5,02	31,35	0,09672 ± 14	0,511053 ± 20	-0,5083	-30,92	-4,23	2,08*	2,61	2,41
Gnaisses										
PMM02A	3,17	28,2	0,06803 ± 4	0,510473 ± 13	-0,6541	-42,23	-7,91	2,08*	2,71	2,55
PMM04B	4,39	33,44	0,07940 ± 7	0,510604 ± 12	-0,5963	-39,68	-8,38	2,08*	2,79	2,63
PMM23B	1,62	11,22	0,08725 ± 5	0,510702 ± 14	-0,5564	-37,77	-8,58	2,08*	2,85	2,68
Gran. Ineq.										
PMM01	15,66	101,63	0,09317 ± 12	0,510684 ± 12	-0,5263	-38,12	-10,51	2079 ± 3	3,02	2,86
Injeções										
PMM23A	2,52	11,07	0,13739 ± 4	0,511496 ± 9	-0,3015	-22,28	-6,50	2075 ± 1	3,15/ $T_{DM2} = 2,84$	2,92
PMM23AG	2,79	3,99	0,42353 ± 48	0,515192 ± 26						
Gn. Migmat.										
PMM16	4,69	34,37	0,08248 ± 24	0,510410 ± 45	-0,5807	-43,46	-13,01	2082 ± 10	3,09	2,95

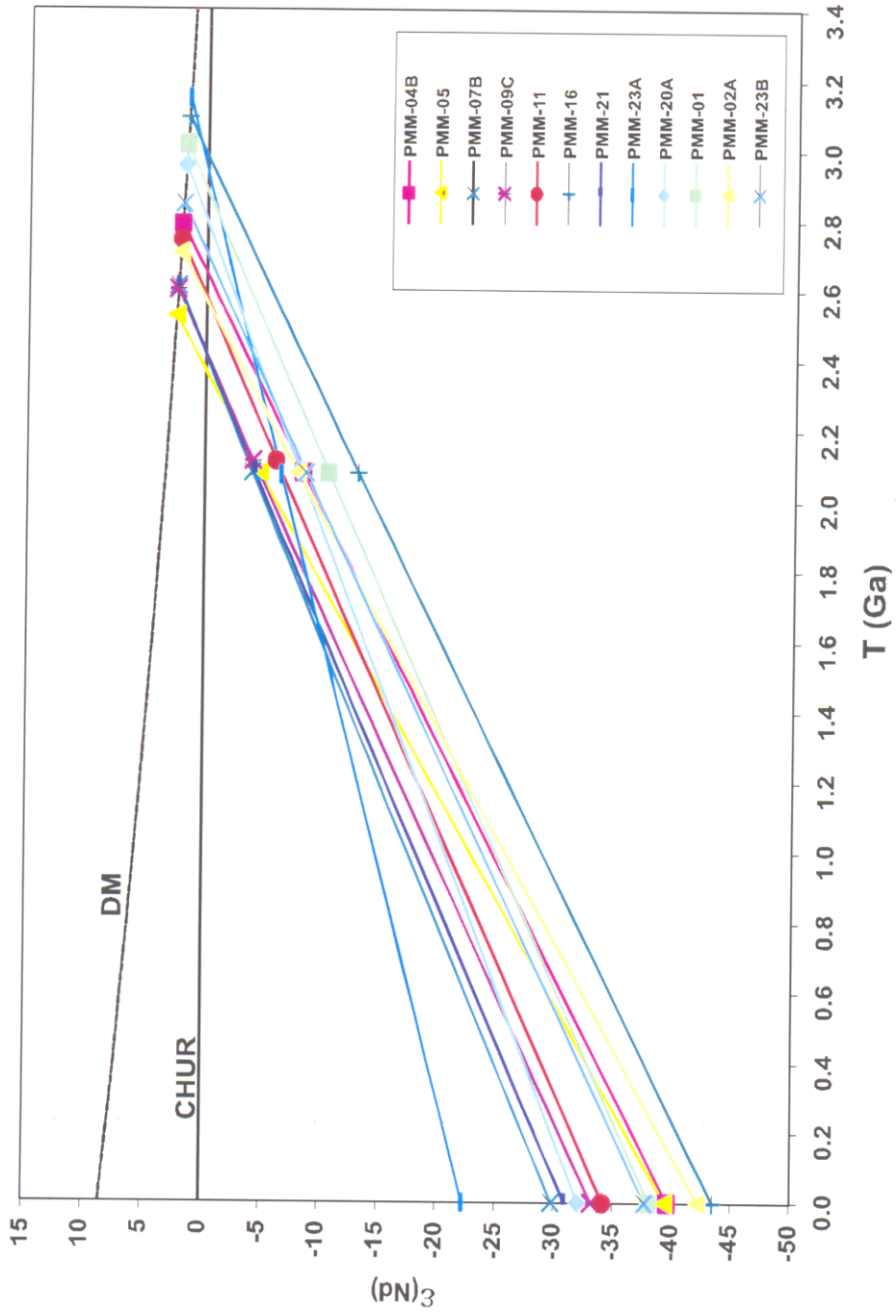


Figura 48 – Diagrama Idade (Ga) Versus ϵ_{Nd} para amostras de rocha total do rio Xingu (Tabela 07). Curvas DM e CHUR de acordo com DePaolo (1981).

De um modo geral, as concentrações de Sm e Nd estão dentro do intervalo esperado para os respectivos tipos de rocha estudados, variando de 2 a 20 ppm para o Sm, e 11 a 180 ppm para o Nd. As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ também estão dentro do intervalo admitido para rochas que não sofreram fracionamento químico significativo em relação aos elementos Sm e Nd, exceto para as duas que mostram valores extremos, que são: PMM05 (charnoquito) e PMM23A (injeção de leucomonzogranito).

O conjunto de amostras paleoproterozóicas analisadas apresenta idades-modelo que se espalham no Arqueano, entre 2,53 e 3,15 Ga. Contudo, levando em conta que as rochas com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ extremas (PMM05 e PMM23A) são as que apresentam idades-modelo extremas, que eventualmente podem não ter significado geológico, esse intervalo pode ser menor. Por outro lado, dentro de cada unidade, nos casos em que foram analisadas mais de uma amostra, o intervalo de idades-modelo é aparentemente mais reduzido. Como exemplo, os enderbitos e gnaisses, nos quais esse intervalo é de cerca 150 Ma, 2,60 – 2,75 Ga e 2,71 – 2,85 Ga, respectivamente. Já nos charnokitos, ele é de 430 Ma (2,53 – 2,96 Ga). Para o conjunto de amostras, os valores atuais de ϵ_{Nd} ficaram entre -22,28 e -43,46 e os valores de $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ definiram um intervalo de -4,03 até -13,01, demonstrando que as mesmas são produto de fusão de material crustal.

Na Amazônia Oriental não foi identificado até o momento, nenhum evento de acreção crustal importante no intervalo de 2,53 – 2,75 Ga. Para a Província de Carajás um evento de acreção crustal mesoarqueano está bem definido no intervalo entre 2,9 e 3,0 Ga (Sato & Tassinari 1997; Cordani & Sato 1999; Tassinari & Macambira 1999; Cordani et al. 2000; Souza et al. 2001). Apesar da evolução da província de Carajás de estender até o final do Arqueano, por volta de 2,5 Ga, não há evidências de formação de grande volume de rochas após 2,72 Ga e nenhum evento de acreção crustal de material juvenil foi identificado no Neoarqueano.

Embora a datação pelo método de Pb-Pb em zircão de algumas rochas estudados tenham evidenciado componentes herdados, com idades de 2,61 e 2,86 Ga, não foi identificada a presença de rochas com essas idades aflorando na região estudada.

6.2.2 Dados Sm-Nd em Granada

Para obtenção com sucesso de uma idade isocrônica com uso de minerais pelo sistema Sm-Nd deve-se obedecer algumas premissas, tais como: os minerais foram isotopicamente homogêneos durante o evento que se investiga, dentro do sistema que constitui a rocha total; os minerais analisados permaneceram como sistemas fechados desde então. Ou seja, considera-se que no tempo geológico $T=0$, todos os minerais da rocha possuíam a mesma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e diferentes razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Com o passar do tempo, até T' , eles sofrem um aumento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e a conseqüente diminuição da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Faure 1986; Dickin 1995). Os dados obtidos através de uma equação linear são lançados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (DePaolo 1981), cuja inclinação indica a idade do evento que homogênisou a paragéneses mineral datada, que pode ser interpretada como a época de sua cristalização ou recristalização. Para as rochas ígneas, a idade obtida em minerais é a da cristalização magmática. Para as rochas metamórficas, a idade obtida é a do evento metamórfico, se a paragéneses mineral datada foi homogênisada durante esse episódio, considerando-se que os isótopos de Nd se redistribuem durante o processo de recristalização metamórfica.

Pela alta razão Sm/Nd (p. ex. Faure 1986, Rollison 1993), a granada tem sido bastante utilizada na construção de isócronas Sm-Nd, uma vez que favorece o espalhamento dos pontos analíticos, assegurando maior precisão sobre a idade calculada. Como a maioria dos outros minerais apresenta razões Sm/Nd próximas da apresentada pela rocha total que os contém, por questões práticas, tem-se determinado idades de eventos metamórficos usando apenas o par rocha total-granada, como aplicado neste trabalho.

Na Figura 49 é apresentada uma isócrona Sm-Nd obtida a partir de dois pontos: rocha total (amostra PMM-23A, injeção leucomonzogranítica em gnaisses) e cristais de granada da mesma amostra.

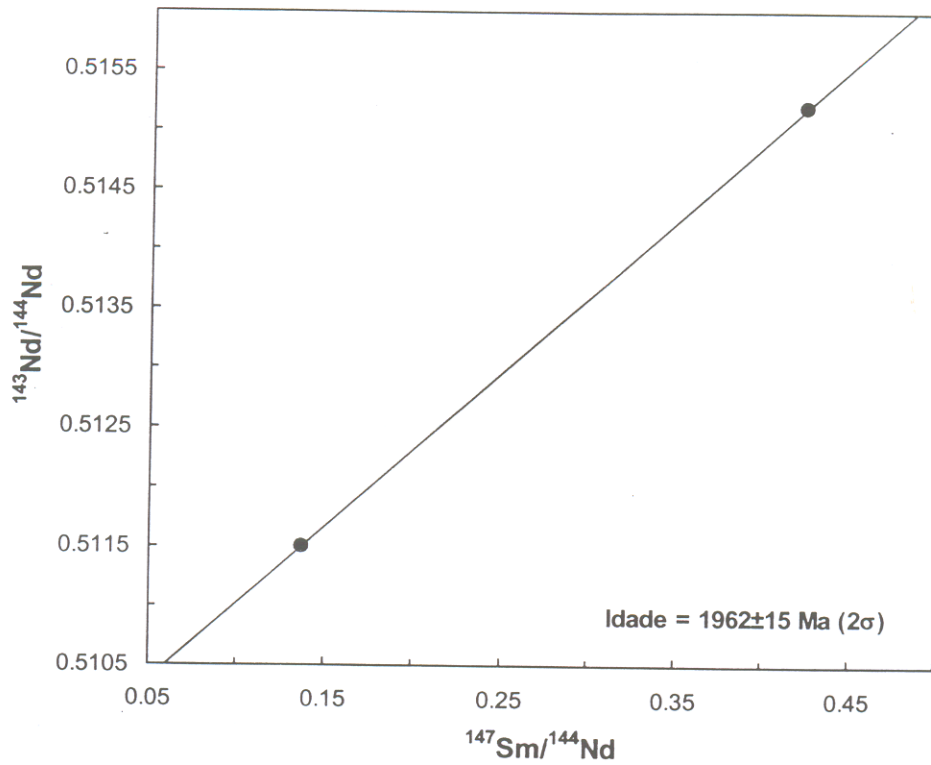


Figura 49 – Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para rocha total e granada para amostra PMM-23A (injeções leucomonzograníticas em gnaisses).

7 DISCUSSÃO

Uma síntese com todos os dados geocronológicos Pb-Pb em zircão (6 amostras) e Sm-Nd em rocha total e granada (13 amostras) obtidos neste trabalho é apresentada na tabela 08, agrupados em seis das unidades aqui individualizadas, envolvendo 13 amostras e 19 análises. Esses dados serão discutidos em três itens, que correspondem a três eventos geológicos que atuaram na região de estudo, como veremos:

Tabela 08 – Síntese dos dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total obtidos nessa dissertação para as amostras da região do médio rio Xingu. T_{DM2} = Idade-modelo calculada em dois estágios; Zh: Zircão herdado; Sm-Nd: Granada-rocha total.

Unidades (amostra)	Idade (Ma)	Outros dados geocronológicos (Ma)	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{(DM)}$ (Ga)
Enderbitos				
PMM09C	2114 ± 3	Zh: 2573 ± 2	-4,10	2,60
PMM11			-6,05	2,75
Charnoquitos				
PMM05	2094 ± 4		-4,67	2,53/ T_{DM2} = 2,71
PMM-06				
PMM07B	2084 ± 2	Zh: 2108 ± 5; 2436 ± 3	-4,03	2,61
PMM20A			-8,07	2,96
PMM21			-4,23	2,61
Gnaisses				
PMM02A			-7,91	2,71
PMM04B			-8,38	2,79
PMM23B			-8,58	2,85
Gran. Ineq.				
PMM01	2079 ± 3	Zh: 2157 ± 3; 2415 ± 10; 2613 ± 8; 2824 ± 22	-10,51	3,02
Injeções				
PMM23A	2075 ± 1	Sm-Nd: 1962 ± 15	-6,50	3,15/ T_{DM2} = 2,84
Gn. Migmat.				
PMM16	2080 ± 5	Zh: 2364 ± 9; 2458 ± 6; 2648 ± 4; 2859 ± 3	-13,01	3,09

7.1 DADOS Pb-Pb EM ZIRCÃO: MAGMATISMO

Os dados isotópicos obtidos a partir do método Pb-Pb em zircão para as unidades de enderbitos, charnockitos, gnaisses, granodiorito inequigranular, injeções lucomonzograníticas e gnaisses migmatíticos da região do médio rio Xingu permitem juntá-los em um grupo de rochas paleoproterozóicas formadas em um curto intervalo de tempo de menos de 40 Ma (2,07 – 2,11 Ga). Esse grupo pode ser dividido em dois sub-grupos: os enderbitos (2114 ± 3 Ma), que constituem a unidade mais antiga e a de maior expressão em superfície, e as demais unidades, que são praticamente contemporâneas e mais jovens (2075-2095 Ma), como confirmam algumas relações de corte observadas nos trabalhos de campo. Restam dúvidas sobre os gnaisses migmatíticos (amostra PMM16), cuja idade de cristalização (2080 ± 5 Ma) foi estimada com a análise de apenas dois grãos de zircão e, além disso, apresenta um conjunto de idades variadas, sugerindo proveniências distintas para os demais grãos analisados.

Tassinari & Macambira (1999) subdividiram a Província Amazônia Central em dois blocos (Carajás e Xingu-iricoumé), e a definiram como sendo a crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico, não afetada pela orogenia Transamazônica. Porém, atentaram para a falta de conhecimento geocronológico e reduzida exposição do embasamento, principalmente, para o bloco Xingu-iricoumé, uma vez que o bloco Carajás é mais estudado e melhor conhecido. As idades obtidas neste trabalho definem que um magmatismo variado de proporções regionais ocorreu no médio curso do rio Xingu no período de 2114 ± 3 a 2075 ± 2 Ma. Granitóides de idades similares foram detectados por Macambira et al. (2001, 2003) e Faraco et al. (2003), ao longo da rodovia Transamazônica, na região Bacajá, ao norte da Província de Carajás, e por Vasquez et al. (2003), na faixa ao norte do rio Iriri.

As informações geocronológicas aqui apresentadas, juntamente com as feições estruturais levantadas no campo e as petrográficas, confirmam que as rochas da região estão intimamente relacionadas ao ciclo orogênico Transamazônico, como já havia sido anteriormente proposto por outros autores (p. ex. Santos et al. 1988). Nesse contexto, os dois sub-grupos de rocha com idades de 2114 ± 3 Ma e 2075-2095 Ma, podem representar diferentes estágios do ciclo orogênico Transamazônico. A presença de cristais herdados de cerca de 2,10 Ga em alguns granitóides do sub-grupo

mais jovem mostra a íntima relação do dois sub-grupos, com possível envolvimento de material do mais antigo na constituição de parte do mais jovem.

As conclusões preliminares levam à confirmação de que a região estudada faz parte da Província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (p. ex. Tassinari & Macambira 2004), à semelhança do Escudo das Guianas, no norte do Cráton Amazônico (p. ex. Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2003). Na parte sul do cráton, essa província se estende do lago da barragem de Tucuruí, onde faz limite com o Cinturão Araguaia, para oeste, acompanhando a rodovia Transamazônica, na direção das cidades de Uruará e Itaituba, onde é encoberta pelas rochas vulcânicas Iriri ou cortadas pelos granitos tipo Maloquinha com menos de 2,0 Ga. Ao norte, é coberta pela bacia sedimentar do Amazonas e, a sul, faz limite com a Província Mineral Carajás, a sudeste, ou é novamente encoberta pelas vulcânicas Iriri, na parte sudoeste.

7.2 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL E Pb-Pb EM ZIRCÃO HERDADO: A FORMAÇÃO DA CROSTA

Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total obtidos para as rochas investigadas indicaram idades-modelo $T_{(DM)}$ com valores dentro do Arqueano no intervalo de 2,60 a 3,09 Ga que, igualmente, podem ser separados em dois sub-grupos: 2,60 a 2,85 Ga e 2,96 a 3,09 Ga. Ambos são bastante distintos daqueles apresentados por granitóides paleoproterozóicos de origem juvenil do norte da região Bacajá, ao norte da Província de Carajás (Macambira et al. 2003).

Assim, os dados de Nd indicam que as rochas estudadas apresentam um razoável tempo de residência crustal, sendo todas originadas por regeneração de uma crosta continental mais antiga de, no mínimo, 500 Ma, mas atingindo valores de até cerca de 1,0 Ga. O tempo de residência crustal é, também, aparentemente variável, de acordo com a unidade. Por exemplo, para os enderbitos, o tempo de residência crustal anterior a sua colocação é de até 630 Ma; para as injeções leucomonzogranítica em gnaisses é de 700 Ma; já para os charnoquitos é de até 870 Ma; por fim, para o granodiorito inequegranular e gnaisse migmatítico o tempo é de até 1,0 Ga. Portanto, as idades-modelo sugerem uma sucessão de episódios de acreção durante as eras Mesoarqueano (2,96 a 3,09 Ga) e Neoarqueano (2,60 a 2,85 Ga) ou de mistura com

materias extraídos do manto posteriormente. Ou seja, considerar essa possibilidade implica em admitir que as rochas do setor estudado teriam sido produzidas pela fusão intracrustal, durante a Orogênese Transamazônica, de protólitos provenientes de um segmento crustal meso- a neoarqueano. Os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ definiram um intervalo de -4,03 até -13,01, confirmando que as rochas estudadas são produto de fusão de material crustal ocorrida em torno de 2,1 Ga.

Até o momento não foi identificado nenhum evento de acreção crustal importante no intervalo de 2,60 a 2,85 Ga no sudeste da Amazônia, exceto algumas rochas com $T_{(DM)}$ em torno de 2,60 Ga na região de Bacajá, ao norte da Província de Carajás (Macambira et al. 2004). Há, portanto, espaço para a hipótese de que essas idades podem ser produtos de mistura de uma crosta arqueana com magma juvenil paleoproterozóico ocorrida durante o Ciclo Transamazônico. Para a Província de Carajás, um evento de acreção crustal mesoarqueano está bem definido em torno de 3,0 Ga (Sato & Tassinari 1997; Cordani & Sato 1999; Tassinari & Macambira 1999; Souza et al. 2001). Apesar da evolução da Província de Carajás se estender até o final do Arqueano, por volta de 2,5 Ga, não há evidências de formação de grande volume de rochas após 2,75 Ga e nenhum evento de acreção crustal de material juvenil foi identificado no Neoarqueano.

Em síntese, as rochas com idades-modelo do Neoarqueano (2,60 a 2,85 Ga) têm origem desconhecida, enquanto aquelas do Mesoarqueano (2,96 a 3,09 Ga) poderiam ter derivado, como hipótese de trabalho, de rochas da Província de Carajás. Apoiando essa hipótese existe a evidência de componentes herdados detectados na datação pelo método de Pb-Pb em zircão de algumas rochas estudadas, em especial o gnaiss migmatítico (PMM16). Esses grãos, em que pese a incerteza sobre suas idades em função do número reduzido de resultados (15) e da condição de xenocristal, que pode perturbar o sistema isotópico original, indicam três grupos de idades, consideradas como mínimas: 2,36-2,45 Ga, 2,55-2,65 Ga e 2,81-2,86 Ga. O primeiro grupo apresenta idade similar a de um gnaiss quartzo diorítico da margem esquerda do rio Xingu, próximo à cidade de Altamira (Vasquez et al. 2002), e de uma rocha vulcânica das proximidades da cidade de Anapu (Macambira et al. 2004), todas ao norte da área de estudo. O segundo grupo de grãos parece ser contemporâneo aos gnaisses

tonalíticos da área de Uruará (Santos, no prelo) e, finalmente, o grupo de 2,81-2,86 Ga se assemelha em idade aos granitóides arqueanos da Província de Carajás, como o Granodiorito Rio Maria (p. ex. Macambira *et al.* 1998).

A amostra PMM16 merece uma atenção especial, pois apresentou o maior número de cristais herdados cujas idades variam de 2,36 a 2,86 Ga, além de dois de 2,08 Ga que possivelmente indicam a idade de cristalização dessa rocha. A hipótese de que ela é paraderivada e foi cortada por mobilizados ou veios graníticos por volta de 2,08 Ga deve ser avaliada. Entre as estudadas, é a única amostra situada a sul do paralelo de 5° S que, a grosso modo, define o limite a Província de Carajás com o bloco Bacajá, ao norte. Ou seja, ela provém de terrenos que representam o prolongamento, a oeste, da Província Carajás, bastante encoberto pelas vulcânicas Iriri. A presença de grãos de até 2,86 Ga nessa amostra, bem como sua idade-modelo $T_{(DM)}$ de 3,09 Ga e mais baixo $\epsilon_{Nd(T)}$ (-13) sugerem uma íntima relação com a província, mas tendo sido formada durante o Ciclo Transamazônico e absorvido grãos de zircão dos terrenos mais jovens, ao norte.

7.3 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL E GRANADA; IDADE DO METAMORFISMO

A idade obtida pelo para a amostra PMM-23A foi de 1962 ± 15 Ma, que é cerca de 100 Ma menor do que a idade fornecida pela análise de zircão da mesma amostra (2075 ± 2 Ma), interpretada como sua idade de cristalização. Embora contemporânea ao ciclo Transamazônico, a amostra PMM-23A é uma rocha ígnea deformada, devendo ser tardia a esse evento. Diante desse contexto, quatro hipóteses podem ser avaliadas para se entender essa diferença entre as idades, senão vejamos:

1) A idade fornecida pelo zircão indicaria o momento da colocação do corpo, enquanto a idade de 1962 ± 15 Ma, o momento em que a temperatura da rocha ficou abaixo da temperatura de bloqueio do sistema Sm-Nd da granada. Contudo, teria-se que admitir um resfriamento regional longo, em que a rocha teria permanecido em temperaturas relativamente elevadas (700 a 800 ° C, Rollison 1993; Jung & Mezguer 2003) por cerca de 100 Ma, o que parece pouco provável, mesmo no caso de um ciclo metamórfico de grandes proporções. Além do mais, outros corpos ígneos igualmente pouco deformados (charnokito e granodiorito inequigranular) apresentam idade

semelhante a do zircão da amostra PMM23A, ou seja, o pico do metamorfismo regional deve ser igual mais antigo que 2,07 Ga;

2) A análise de zircão indicaria a idade da colocação do corpo, enquanto a idade de 1962 ± 15 Ma, um outro evento metamórfico mais jovem. Também pouco provável, pois as evidências de campo, petrográficas e geocronológicas não suportam a existência de um evento metamórfico mais jovem que 2,08 Ga;

3) Os cristais de zircão seriam herdados da rocha encaixante da injeção leucomonzogranítica - os gnaisses paraluminosos - e a idade Sm-Nd dataria o metamorfismo regional. Novamente, não há evidências que comprovem a existência de um metamorfismo mais jovem. Além disso, como gnaisses peraluminosos, possivelmente paraderivado, seria de se esperar uma população de zircão heterogênea em termos geocronológicos, o que não foi o caso da amostra PMM23A. Por questões de tempo e prioridade, não foi possível analisar o zircão da encaixante da injeção PMM23A;

4) A idade obtida através do método Sm-Nd não teria sentido geológico, sendo resultado de presença de inclusões de outros minerais na granada, não devidamente identificados, ou de um comportamento em sistema aberto, gerando a perda de Nd radiogênico por difusão. Para contribuir com essa hipótese, uma tentativa de datação da encaixante da injeção leucomonzogranítica foi realizada por Azevedo et al. (2006) usando o mesmo método Sm-Nd aplicado em rocha total-granada coletadas no mesmo ponto geológico. O resultado obtido (1855 ± 13 Ma) é contraditório com aqueles aqui apresentados, sugerindo, uma vez mais, problemas de exatidão nos resultados obtidos por esse método.

De qualquer forma, fica a indicação, através do método Sm-Nd, de uma idade paleoproterozóica para as injeções leucomonzograníticas, possivelmente ligadas ao pico do metamorfismo regional, interpretada como sua idade mínima de cristalização. A idade do metamorfismo regional associado ao ciclo Transamazônico é estimada a partir das idades dos granitóides datados neste trabalho, em torno de 2,08 Ga que, pelas feições descritas, têm caráter tardi-tectônico.

8 CONCLUSÕES

Os dados obtidos sobre as rochas aflorantes em um trecho do médio curso do rio Xingu, Estado do Pará, levantados na presente dissertação, permitiram chegar às conclusões resumidas abaixo:

- As rochas estudadas apresentam composições mineralógicas e feições texturais que levaram a classificá-las nas seguintes unidades metamórficas e ígneas: gnaisses migmatíticos; gnaisses de composição enderbítica e tonalítica, e peraluminosos (paragnaisses) cortados por injeções leucomonzograníticas; enderbitos; charnoquitos; granodiorito inequigranular; granodiorito inequigranular tipo Parauari; granito tipo Maloquinha, e rocha vulcânica tipo Iriri.
- Excetuando as duas últimas unidades, as demais apresentam foliação WNW-ESE/subvertical com diferentes graus de penetratividade, indo de bandamento gnáissico até fluxo magmático, sugerindo colocação de corpos em diferentes estágios de um mesmo ciclo tectônico e/ou uma deformação regional heterogênea.
- A aplicação do método Pb-Pb por evaporação de zircão forneceu as idades de cristalização dos corpos estudados, permitindo estabelecer um curto intervalo de tempo (2,07 – 2,11 Ga) para colocação desses corpos, dada na seguinte ordem: enderbitos, charnoquitos, gnaisses migmatíticos, granodiorito inequigranular e injeção lucomonzogranítica. Alguma das unidades mais jovens apresentam cristais herdados com cerca de 2,11 Ga, sugerindo interação com as rochas enderbíticas. Por sua vez, a amostra de gnaisses migmatíticos apresentou cristais de distintas idades, o que leva a suspeitar que se trata de um paragnaisse.
- As idades-modelo determinadas pelo método Sm-Nd (T_{DM}) indicam que os materiais que originaram as rochas estudadas foram extraídos do manto no Meso- e Neoproterozoico tendo, portanto, um longo tempo de residência crustal anterior à colocação desses corpos de 0,5 a 1,0 Ga, como confirmam os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ entre -4 e -13. Não se conhece eventos expressivos de geração de crosta neoproterozoica no sudeste do Cráton Amazônico. Contudo, a da Província de Carajás foi gerada no Mesoproterozoico. Cristais de zircão herdados de idades arqueanas e paleoproterozoicas sugerem que os terrenos similares aos situados norte (Xingu-Iriri) e sudeste (Província

de Carajás) podem ter estado envolvidos na formação das rochas estudadas.

- A aplicação do método Sm-Nd no par granada-rocha total de uma injeção leucomonzogranítica em gnaisses indicou uma idade de 1962 ± 15 Ma, interpretada como idade mínima do pico do metamorfismo que afetou a região. A idade mais provável deve estar em torno de 2,08 Ga, tempo de colocação sin-tectônica dos corpos estudados.
- O conjunto de dados apresentados mostra que na região estudada ocorreu um magmatismo paleoproterozóico de composição variada ligado a um evento tectônico-termal de expressão regional – o Ciclo Transamazônico. Essa comprovação vem confirmar que a região se enquadra na Província Geocronológica Maroni-Itacaiúnas, conforme anteriormente levantado por vários autores. No entanto, ela se distingue de outras regiões da mesma província por apresentar uma crosta essencialmente arqueana e não possuir rochas siderianas.
- A reduzida exposição das rochas, o elevado grau de deformação apresentado por algumas e o extensivo magmatismo em torno de 2,1 Ga dificultam a reconstrução de um quadro evolutivo para a região. Contudo, levando em conta os dados levantados por Macambira et al. (2004) para a região de Bacajá, ao norte da Província de Carajás, a região estudada parece representar o segmento mais maduro de um cinturão que se amalgamou àquela província durante o Ciclo Transamazônico. Ela completa uma seqüência de possíveis arcos magmáticos alinhados, a grosso modo, na direção L-W com componentes cada vez mais juvenis para o norte e envolvendo reduzidos núcleos siderianos e neoarqueanos. O limite com o protocráton que hoje constitui a Província de Carajás pode se situar no limite sul da área estudada, como indicado na Figura 05, que mostra seqüências metavulcano-sedimentares arqueanas (Ferreira & Faria, 2001; Faraco et al. 2001), apesar destas unidades não terem sido identificadas neste trabalho. A exposição desse limite é ainda bastante prejudicada pela cobertura das vulcânicas da Formação Iriri.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17: 1-19.
- ALMEIDA, M. E.; FERREIRA, A. L.; BRITO, M. F. L.; MONTEIRO, M. A. S. 1999. Proposta de evolução tectono-estrutural para a região do alto-médio curso do rio Tapajós (estados do Pará e Amazonas). In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 6, Manaus (AM). *Boletim de resumos expandidos*. Manaus, SBG, p. 297-300.
- ALMEIDA, M.E.; FRAGA, L.M.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão-SP. *Extended abstracts*. p. 34-37.
- 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. *Geol.* 5: 893-895.
- AZEVEDO, T.R., VASQUEZ, M.L., MACAMBIRA, M.J.B., GALARZA, M.A. 2006. Datação Sm-Nd em granada de gnaisses aluminosos da região Iriri-Xingu (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 9, *Anais...* Belém. CD-ROM.
- BASEI, M. A. S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica*. São Paulo, USP, Instituto de Geociências. p. 133. (Dissertação de mestrado)
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. 1982. The geologic evolution of South América during the Archean and early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 78-88.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Plataform, base 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 Plataform. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. *Tectonic Evolution os south América*. P.19-40. Rio de Janeiro, [s.n.].
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGR. GEOL. CHILENO, 2. *Actas*, p. 137-148. [S.I., s.n.]
- COSTA, J.B.S.& HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP, SBG. p. 15-90.
- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Paraense Emilio Goeldi*, 7: 199-235.
- CUNHA, B. C. C.; POTIGUAR, L. A. T.; IANHEZ, A. C.; BEZERRA, P. E. L.; PITTHAN, J. H. L.; SOUZA Jr., J. J.; MONTALVÃO, R. M. G.; SOUZA, A. M. S.; HILDRED, P. R.; TASSINARI, C. C. G. 1981. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de recursos naturais 22).
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T., LEITE, A.A.; MAGALHÃES, M.S.; TEXEIRA, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95: 9-39.
- 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.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, 50 (1/3): 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. 1999. Fayalite-hedembergite rhyolites of the Iri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: Implications for the Uatumã Volcanism. In: SIMPOSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado. *Boletim de resumos*. Gramado. p. 31.

- DELOR, C., LAHONDÈRE, D., EGAL, E., LAFON, J.M., COCHERIL, A., GHERROT, C., ROSSI, P., TRUFFERT, C., THÉVENIAUT, H., PHILLIPS, D., AVELAR, V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana. In: GEOLOGY of France and surrounding areas 2nd ed, p. 5-57.
- DEPAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11):10470-10488.
- DEPAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry*: In introduction. [S.I.] Springer-Verlag.
- DEPAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Letters*, 3: 743-6.
- DICKIN, A.P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 477p.
- DOCEGEO, 1988, Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Província Mineral de Carajás: litoestratigrafia e principais depósitos minerais*. Belém, SBG, CVRD. p. 11-56.
- FARACO, M.T.L. 2001. Bloco Carajás e Amapá. In: L.A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, J.H. GONÇALVES, F.J. BAARS, I.M. DELGADO, R. LEÃO NETO (Coord.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil – SIG e mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília-DF. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. CD-ROM.
- FARACO, M. T. L.; CARVALHO, J. M. A.; KLEIN, E. L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Eds). *Contribuições à Geologia da Amazonia*. Belém: FINEP, SBG-NO. p. 423-437.
- FARACO, M.T.L., VALE, A.G. SANTOS, J.O.S., LUZARDO, R., FERREIRA, A.L., OLIVEIRA, M.A., MARINHO, P.A.C. 2003. Levantamento geológico na região a norte do bloco Carajás: notícias preliminares. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 8. Manaus. CD-ROM.

- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2.ed. New York. John Wiley & Sons. 512p.
- FERREIRA, A.L. & FARIA, M.S.G. 2001. Amazônia Central. In: L.A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, J.H. GONÇALVES, F.J. BAARS, I.M. DELGADO, R. LEÃO NETO (Coord.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil – SIG e mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília-DF. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. CD-ROM.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; MACHADO, N.; DAOUD, W. E. 1993. Idade U/Pb do Granito Madeira. Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40; Brasília. *Anais...* Brasília: SBG. p. 246-248.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA; M.J.B.; MOURA, C. A. V., SCHELLER, T. 1998. Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrian of Brazil. *Jour. South-Amer. Earth Sc.*, 11 (4): 351-363.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPODEVILLA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronoly of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyana, South America. *Precambrian Res.*, 30: 63-80.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F. M. 1985. The Central Brazil Shield Reviewd. *Episodes*, 8: 29-37.
- ®
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; COSTA, J. B. S. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12 (1): 7-31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 2; Belém. *Anais...* Belém: DNPM. p. 129-147.
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G. & LIMA, M.I.C. 1974. *Geologia*. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SA.22.Belém. Rio de Janeiro. p. 1-71. (Levantamento de recursos naturais, 5).

- JORGE JOÃO, X. S.; VALE, A. G.; LOBATO, T. A. M. 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM. 31p.
- JUNG, S. & MEZGUER, K. 2003. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia). *Chemical Geology*, **198**: 223-247.
- KLEIN, E. L. & VASQUEZ, M. L. 2000. *Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Vila Riozinho (SB. 21-Z-A,. Estado do Pará. Escala 1:250.000. CPRM. (Nota explicativa, em CD-Rom).*
- KOBER, B., 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, **93**:482-490.
- KROGH, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 636-649.
- 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-Itacaiunas (sudeste do Escudo das Guianas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 60; Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG. p. 64.
- LAMARÃO, C.N. 2001. *Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo paleoproterozóico da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico*. Belém; Universidade Federal do Pará. 285 p. (Tese de Doutorado).
- LAMARÃO, C. N. L.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. 1999. Associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. In: SIMPOSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1; Gramado. *Boletim de resumos expandidos*. Gramado. p. 93.

- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- LIMA, M. I. C. 1984. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 2; Manaus. *Anais...Manaus*: DNPM. p. 9-23.
- MACAMBIRA, E. M. B.; JOÃO, X. S. J.; LAFON, J. M.; PEREIRA, E. D. 1992, Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Parauari no domínio da Folha São Feliz do Xingu (SB.22-y-B) – Sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. *Anais... São Paulo*, SBG. v. 2. p.171-173.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J. R. 1996. Time constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geology Review*, 38: 1134-1142.
- MACAMBIRA, M.J.B.; BARROS, C.E.; SILVA, D.C.C.; SANTOS, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província de Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7, Belém, 2001. *Resumos Expandidos*. Belém, SBG. CD-ROM.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M.; PIDGEON, R. 1998, Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província de Carajás. Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 40., Belo Horizonte, 1998 *Abst. Bull.*, Belo Horizonte, SBG. p.55.
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.C.; BARROS, C.E.M.; SCHELLER, T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador, 2003. *Short Papers*, Salvador, CBPM, IRD. v. 1: p. 205-208.
- MACAMBIRA, M. J. B.; SILVA, D. C. C.; VASQUEZ, M. L.; BARROS, C.E.M. 2004. Investigação do limite arqueano-paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: CONG. BRAS. GEOL., 42, Araxá, 2004. *Anais... SBG*. Araxá, SBG. CD-ROM.

- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T. E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49: 329-354.
- MARTINS, R.C. & ARAUJO, O.B. 1979. *Projeto Integração Geológico-Geofísica do Sul do Pará*. CPRM-DNPM, 6v.
- MONTALVÃO, R. M. G. & BEZERRA, P. E. L. 1980. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (parte da amazônia legal brasileira). *Rev. Bras. Geoc.*, 10: 1-27.
- MOURA, C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Brazil*. New Hampshire, University of New Hampshire. 236p. (PhD Thesis).
- MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; MATSUDA, N. S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri-sudoeste do Pará. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus, SBG/NO, p.475-477.
- NELSON, B.K. & DEPAOLO, D.J. 1984. Origin of 1700 Myr greenstone successions in southwestern North America and the isotopic evolution of Proterozoic Mantle. *Nature*, 311: 143-146.
- NOGUEIRA, S.A.A.; BETTENCOURT, J.S.; TASSINARI, C.C.G. 2000. Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2): 261-264.
- PAQUETTE, J.L., PIN, C. 2001. A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 176: 311-319.
- PARRISH, R.R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 66, 99-102.
- PARRISH, R.R.; BELLERIVE, D.; SULLIVAN R.W. 1992. U-Pb chemical procedures for titanite and allanite in the geochronological laboratory, Geological Survey of Canada. in: Radiogenic age and isotopic studies: Part 5; *Geological Survey of Canada, Paper* 91-2, 187-190.

- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994. *Bol. de resumos expandidos...* Camboriú, SBG. v.2, p.390-391.
- ROLLISON, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* [S.I.], Logman Scientific & Technical, 352p.
- SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. 1975. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM. *Folha SB.21.Tapajós.* p.15-116. (Levantamento de recursos naturais, 7)
- SANTOS J.O.S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI L.A., SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R..M., GONÇALVES J.H.(eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.* Texto, Mapas e SIG. CPRM. Editora UnB. No prelo.
- SANTOS, J. O. S. & LOGUERCIO, S. O. C. 1984. A parte meridional do Cráton amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS C. et al. (Eds). *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais.* Brasília, DNPM. p. 93-127.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E. 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará/Amazonas States, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. *Extended abstracts.* p. 280-282.
- 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 and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*; 3: 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; FLECHER, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb geochronology. *Journal of South-American Earth Sciences*, 15:409-429.

- SANTOS, M. V.; TASSINARI, C. C. G.; SOUZA FILHO, E. E. ; TEIXEIRA, W.; RIBEIRO, A. C. O.; PAYOLLA, B.; VASCONI, A. 1988, Litoestratigrafia das rochas precambrianas da bacia do médio rio Xingu, Altamira, Pará. In: CONG. LAT. AMER. GEOL, 7., Belém, 1988. *Anais...* Belém. SBG p. 363-377.
- SATO, K. & SIGA Jr. O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 126-129.
- SATO, K. & TASSINARI, C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental Cráton Amazônico baseados em idade-modelos Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. IN: COSTA, M. L. C.; ANGÉLICA R. S. (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazonia*. Belém: FINEP/SBG-Núcleo Norte. p. 91-142.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK A.; BAUMANN, A. 1994 Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriu (SC). *Boletim de resumos expandidos*. Camboriu, SBG/DNPM/CPRM, v..2, p. 395-397.
- SIDER, G. B. & MENDOZA, S. V. 1991. *Geology of the Venezuelan Guyana Shield and its relation to the Guyana Shield*. U. S. Geol. Surv. Open-file report, p. 1-59.
- SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM. *Folha SB.22.Araguaia e parte da Folha SC.22.Tocantins*. Rio de Janeiro. p. 1-143. (Levantamento de recursos naturais, 4).
- SOUZA, Z.S.; 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, na 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.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221

- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.
- SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DA AMAZÔNIA. SUDAM. 1972. *Pesquisa Mineral do Iri/Curuá*. Belém. Dep. De Rec. Nat. 62 p.
- TASSINARI, C. C. G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*, São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências 139 p. (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.; MACAMBIRA, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Orgs.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. S. Paulo, BECA. p. 471-485.
- 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 the South America*. Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. [*Evolução crustal*]. Rio de Janeiro, SBG. p. 41-95.
- TASSINARI, C. C. G.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas Metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro. SBG. v. 5, p. 2963-2977.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119: 257-275.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42: 213-227.

- VANDERHAEGHE, O., LEDRU, P., THIÉBLEMONT., EGAL, E., COCHERIE, A., TEGYEY., M., MILÉSI, J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Res.*, **92**:165-193.
- VASQUEZ M.L.; KLEIN E.L, RICCI P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In*: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA COSTA, L.T. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 3. Belém. SBG. V.3, p. 67-84.
- VASQUEZ M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. 2003. Granitóides Transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Para - Novos Dados Geológicos e Geocronológicos. *In*: SOUZA, V. & HORBE, A.C. (Eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*. [S.l., s. n.] v. 4.
- VASQUEZ, M. L.; SANTOS, R. A.; KLEIN, E. L.; FRAGA, L. M.; MAIA, R. G. N.; MARTINS, R. C. 1999. Reconhecimento Geológico da Região do médio Tapajós. Serviço Geológico do Brasil. SUREG-Belém. *IN*: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5; Belém. *Anais...*Belém: SBG. V. 1, p. 117-118.