



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 489

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA U-Pb DAS ROCHAS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DO COMPLEXO TARTARUGAL
GRANDE, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ**

Dissertação apresentada por:

HANNA PAULA SALES PAIVA

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)

**BELÉM
2016**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Paiva, Hanna Paula Sales, 1990-
Caracterização petrográfica, geoquímica e
geocronológica U-Pb das rochas de alto grau metamórfico do
Complexo Tartarugal Grande, sudeste do Escudo das Guianas,
Amapá / Hanna Paula Sales Paiva. – 2016.

xv, 89 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Petrologia - Amapá. 2. Granulitos – Amapá. 3.
Metamorfismo (Geologia) - Amapá. 4. Geologia
estratigráfica – Proterozóico. I. Título.

CDD 22. ed. 552.5098116



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA U-Pb DAS ROCHAS DE ALTO GRAU
METAMÓRFICO DO COMPLEXO TARTARUGAL
GRANDE, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
HANNA PAULA SALES PAIVA

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

Data de Aprovação: 26/10/2016

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. Renato de Moraes
(Membro-USP)

Prof. Dr. Elton Luís Dantas
(Membro-UnB)

*À minha família,
amor maior,
por todo apoio e dedicação prestados ao longo da minha vida.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu bom Deus, por todas as bençãos concedidas;

Aos meus pais Ângela e Elias, maiores incentivadores, de quem recebi todo o amor, dedicação e compreensão;

À Adriana, minha amada irmã e alma gêmea;

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA por essa importante e grande oportunidade de crescimento científico;

A CAPES pelo suporte financeiro através da concessão da bolsa de estudo de mestrado;

Ao projeto Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia/GEOCIAM/FAPESPA por todo o apoio financeiro para o desenvolvimento dessa dissertação;

Ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Gorayeb, por sua valorosa paciência, ensinamento e dedicação durante a realização desse trabalho;

Ao Prof. Dr. Jean-Michel Lafon pela base, disponibilidade e por toda ajuda essencial para esse trabalho se concretizar;

À geóloga Dra. Lúcia Travassos pelo total apoio e ensinamentos acerca da área estudada;

A todos os integrantes do Laboratório de Estudos Geocronológicos da Universidade de Brasília (IG/UnB), em especial ao Felipe Valença e Luciana Pereira pelo grande suporte, ajuda e total boa vontade para a realização das análises de U-Pb em zircão e obtenção das imagens de catodoluminescência;

Ao Prof. Dr. Cláudio Lamarão e às técnicas Vivian e Ana Paula do Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), pela ajuda e paciência para obtenção das imagens de MEV;

À técnica do Laboratório de Laminação do IG/UFPA Joelma Lobo pela preparação das lâminas delgadas e moldes de zircão em resina;

À secretária do PPGG Cleida Freitas por sempre estar disposta a me auxiliar;

Aos amigos de pós-graduação: Juvenal Neto, Douglas Pereira, Lilian Paula, Hévila Costa, Bruno Portugal, David Pereira, Arthur Aragão e Marcela Santos por toda ajuda ofertada e pelos melhores momentos nessa fase da minha vida. São amigos que levarei para sempre no meu coração;

Ao Grupo de Pesquisa em Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) pelos bons momentos de convívio;

Às minhas amigas Roberta Cavalcante, Caroline da Cunha, Dayane Coelho, Ana Paula Santana, Roanny Assis e Soraia Abreu pelas valorosas amizades e por também darem suporte ao longo dessa caminhada.

A todos vocês, meu obrigada!

RESUMO

O Complexo Tartarugal Grande é representado por uma associação de rochas de alto grau metamórfico do Paleoproterozoico com relíquias arqueanas, que ocorre na borda norte do Bloco Amapá, no contexto da Província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Escudo das Guianas. Nesta região, o Complexo Tartarugal Grande reúne gnaisses e rochas granulíticas, onde predominam tipos enderbíticos e charnockíticos constituindo corpos alongados e balizados por lineamentos de direção NW-SE caracterizados como zonas de cisalhamento transcorrentes ou de cavalgamento. Como esta unidade é formada por uma intrincada associação de rochas de alto grau metamórfico, o presente trabalho objetivou caracterizar essas rochas petrograficamente, geoquimicamente e geocronologicamente, bem como discutir os processos neste terreno metamórfico. Análises petrográficas identificaram cinco tipos de rochas classificadas como Granulito charnockítico, Granulito charnoenderbítico, Granulito enderbítico, Granulito máfico e Leucognaisses. Feições de migmatização, como neossomas, também estão presentes nos granulitos félsicos (charnockíticos, enderbíticos e charnoenderbíticos) e gnaisses. Os granulitos félsicos são as rochas dominantes na área, enquanto que os granulitos máficos ocorrem como corpos menores, de dimensões métricas, encaixados nos outros granulitos e gnaisses. Os leucognaisses estão comumente associados aos granulitos enderbíticos/charnockíticos, exibindo contatos bruscos com estes litotipos. Os estudos litogeoquímicos realizados nessas rochas indicaram que no Complexo Tartarugal Grande há predominância de rochas ácidas, com teores de sílica entre 61 e 75%, e peraluminosas, em razão da presença de minerais como biotita, granada e cordierita. Os granulitos máficos são tipos predominantemente básicos (SiO_2 entre 48 e 55%) com teores elevados de Fe_2O_3 (12 a 26%), MgO (5 a 19%) e CaO (2 a 12%). Nos diagramas de classificação geoquímica os granulitos félsicos e leucognaisses situam-se no campo do granito, enquanto que os granulitos máficos plotam no campo do gabro. Em diagrama AFM, os granulitos félsicos possuem características de suíte colisional cálcio-alcalina e, os granulitos máficos são tipos basálticos da suíte toleítica. Nos diagramas de multielementos os granulitos félsicos destacam anomalias mais expressivas de Ti e P, além da forte anomalia negativa de Nb, característica de ambientes de subducção. Os granulitos máficos mostram, em sua maioria, assinaturas com padrão sub-horizontal. Para os elementos terras raras (ETR) os granulitos félsicos apresentam moderado enriquecimento de ETR leves, em relação aos ETR pesados, com baixas anomalias de Eu (razão Eu/Eu^* de 0,19 a 5,51). Os granulitos máficos apresentaram menor grau de fracionamento e registraram anomalias insignificantes de Eu

(razão Eu/Eu^* de 0,44 a 1,07). Os leucognaisses mostram assinatura muito parecida com a dos granulitos félsicos, porém possuem gênese distinta. Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, foi estabelecido ambiente de arco magmático relacionado à zona de subducção. As análises geocronológicas U-Pb *in situ* em cristais de zircão por LA-ICP-MS realizadas em granulito charnoenderbítico, granulito enderbítico, granada-biotita leucognaisse e granulito charnockítico, forneceram idades médias de 2045 ± 14 Ma, $2084 \pm 7,9$ Ma, 2617 ± 25 Ma e 2671 ± 10 Ma respectivamente. Esses resultados representam as idades de formação dos protólitos dessas rochas. Idades obtidas por outros trabalhos por Sm-Nd em rocha total-granada entre 2,02 e 1,98 Ga apontam para um evento de alto grau metamórfico próximo à idade de colocação dos plútons. As paragêneses características das rochas encontradas na área de pesquisa são representadas por: Mc mesopertítica + Qtz + Pl + Opx + Bt (granulito charnockítico); Pl + Qtz + Mc mesopertítica + Opx \pm Bt (granulito charnoenderbítico); Pl + Qtz + Mc mesopertítica + Opx + Bt \pm Cpx \pm Hbl (granulito enderbítico); Pl (An₆₀) + Opx + Cpx + Hbl (granulito máfico) e; Qtz + Mc + Pl \pm Bt \pm Grt \pm Crd (leucognaisses) e essas associações indicam que as rochas foram submetidas a condições de metamorfismo regional na fácies granulito em condições de temperatura entre 780 e 850 °C e pressão entre 5 e 7 kbar. Fusões não extensivas (anatexia) também são comuns na área, onde foram originadas massas de composições sienograníticas sob altas condições de temperatura a partir dos granulitos e gnaisses. Além disso, características indicativas do arrefecimento foram encontradas nessas rochas, como a substituição parcial ou total dos piroxênios por biotita e/ou hornblenda, granada pela biotita e cordierita por pinita. Desta forma, em concordância com resultados de trabalhos já desenvolvidos na área e indicados pelas datações realizadas nesse presente estudo, se concluiu que o Complexo Tartarugal Grande engloba rochas que foram envolvidas durante eventos magmáticos no Neoarqueano e Riáciano, logo seguido por metamorfismo de alto grau no final do Paleoproterozoico e relacionado ao evento termo-tectônico Transamazônico. Este evento deformou tipos pré-existentes, bem como reequilibrou os minerais nas rochas, tendo como resultado uma complexa associação composta por granulitos e gnaisses com diferentes idades, origens e intensidades de deformação.

Palavras-chave: Província Maroni-Itacaiúnas. Complexo Tartarugal Grande. Petrologia. Granulitos. Metamorfismo. Paleoproterozoico.

ABSTRACT

The Tartarugal Grande Complex is represented by a high rock metamorphic association degree of Paleoproterozoic with Archean relics, which occurs on the northern edge of the Amapá Block, in the context of Maroni-Itacaiúnas Province, southeast of the Guyana Shield. In this region, the Tartarugal Grande Complex meets gneiss and granulite rocks, dominated enderbitic and charnockitic types, forming elongated rocks and marked by lineament NW-SE direction, characterized as transcurrent and thrust shear zones. This unit is formed by an intricate combination of high-grade metamorphic rocks and this study aimed to characterize these rocks petrographically, geochemically and geochronology discussing the processes in this metamorphic terrain. Petrographic analyzes identified five types of rocks classified as charnockitic granulite, charnoenderbitic granulite, enderbitic granulite, mafic granulite and leucogneisses Migmatization features as neosomes also present in felsic granulites (charnockitics, enderbitics and charnoenderbitics) and gneisses. The felsic granulites are the dominant rocks in the area, while the mafic granulites occur as smaller rocks, metric dimensions, embedded in other granulites and gneisses. The leucogneisses are commonly associated with enderbitic/charnockitic granulites, showing sudden contacts with these rock types. The lithochemical studies in these rocks indicated that the Tartarugal Grande Complex predominance of acid rock with silica content between 61 and 75%, and peraluminous, due to the presence of minerals such as biotite, garnet and cordierite. The mafic granulites are dominantly basic types (SiO_2 between 48 and 55%) with high Fe_2O_3 levels (12 to 26%), MgO (5 to 19%) and CaO (2 to 12%). In geochemical classification diagrams felsic granulites and leucogneisses are located in granite field, while the mafic granulites plots in gabbro field. In AFM diagram, the felsic granulites have characteristics of collisional calc-alkaline suite and mafic granulites are basaltic types of tholeiitic suite. In the multi-element diagrams felsic granulites out more significant anomalies of Ti and P, in addition to the strong negative anomaly of Nb, characteristic of subduction environments. The mafic granulites shows, mostly signed with sub-horizontal pattern. For the rare earth elements (REEs), felsic granulites at moderate enrichment of light REEs, for heavy REEs with low Eu anomalies (ratio $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.19$ to 5.51). The mafic granulites had a lower degree of fractionation and recorded insignificant Eu anomalies (ratio $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44$ to 1.07). The leucogneisses shows very similar to the felsic granulites signature, but have different genesis. In the discrimination diagrams of tectonic environments, it was established magmatic arc environment related to the subduction zone. U-Pb geochronological analyses *in situ* zircon crystals by LA-ICP-MS

done in charnoenderbitic granulite, enderbitic granulite, garnet–biotite leucogneisse and charnockitic granulite, provided average ages of 2045 ± 14 Ma, 2084 ± 7.9 Ma, 2617 ± 25 Ma and 2671 ± 10 Ma respectively. These results represent the formation age of the protoliths of these rocks. Ages obtained by other studies by Sm-Nd whole rock-garnet between 2.02 and 1.98 Ga indicate a high grade metamorphic event near the age placement of plutons. The parageneses characteristics of the rocks found in the search area are represented by: mesoperitic Mc + Qtz + Pl + Opx + Bt (charnockitic granulite); Pl + Qtz + mesoperitic Mc + Opx \pm Bt (charnoenderbitic granulite); Pl + Qtz + mesoperitic Mc + Opx + Bt \pm Cpx \pm Hbl (enderbitic granulite); Pl (An₆₀) + Opx + Cpx + Hbl (mafic granulite) and; Qtz + Mc + Pl \pm Bt \pm Grt \pm Crd (leucogneisses) and these associations indicate that the rocks was subjected to conditions of regional metamorphic granulite facies in temperature conditions between 780 and 850°C and pressure between 5 and 7 kbar. Not extensive meltings (anatexis) are also common in the area where masses of sienogranitics compositions originated under high temperature conditions from granulites and gneisses. In addition, characteristics indicative of cooling were found in these rocks, such as partial or total replacement of pyroxene by biotite and/or hornblende, garnet by biotite and cordierite by pinit. Thus, in accordance with results of studies already developed in the area and indicated by datings performed in this present study, it was concluded that the Tartarugal Grande Complex comprises rocks that were involved during magmatic events in Neoproterozoic and Rhyacian, followed by high-grade metamorphism in Paleoproterozoic end and related thermo-tectonic Transamazonian event. This event deformed pre-existing types and rebalanced minerals rocks, resulting in a complex association of granulites and gneisses with different ages, origins and deformation intensities.

Keywords: Maroni-Itacaiúnas Province. Tartarugal Grande Complex. Petrology. Granulites. Metamorphism. Paleoproterozoic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização e acesso à região de Ferreira Gomes, com a delimitação da área de trabalho.....	3
Figura 2 – Mapa com a subdivisão do Cráton Amazônico nos escudos das Guianas e Brasil Central.	10
Figura 3 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.	11
Figura 4 - Compartimentação tectônica dos estados do Pará e Amapá na Província Transamazonas.	12
Figura 5 – Mapa com as associações litotectônicas do Amapá	15
Figura 6 – Quadro litoestratigráfico da região estudada	16
Figura 7 - Mapa geológico da região estudada com destaque ao Complexo Tartarugal Grande, com indicação da amostragem.	22
Figura 8 - Aspectos gerais da ocorrência do Complexo Tartarugal Grande	23
Figura 9 – Aspectos gerais dos afloramentos dos gnaisses e granulitos do Complexo Tartarugal Grande na região.	24
Figura 10 – Aspectos gerais das rochas de alto grau na Pedreira Buriti	26
Figura 11 – Feições gerais das estruturas presentes em rochas do Complexo Tartarugal Grande	26
Figura 12 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' com plotagem, mostrando os termos especiais usados para rochas charnockíticas e diagrama para rochas gabroicas.....	29
Figura 13 - Feições petrográficas e estruturais dos granulitos estudados.	30
Figura 14 - Representação fotomicrográfica dos granulitos charnockíticos do Complexo Tartarugal Grande.....	32
Figura 15 - Representação fotomicrográfica dos granulitos charnoenderbíticos.	34
Figura 16 – Feições petrográficas dos granulitos enderbíticos	36
Figura 17 – Feições petrográficas microscópicas dos granulitos enderbíticos.....	37
Figura 18 – Feições petrográficas dos granulitos máficos	39
Figura 19 – Feições petrográficas dos leucognaisses do Complexo Tartarugal Grande	42
Figura 20 - Representação fotomicrográfica de biotita-cordierita leucognaisse	43
Figura 21 - Representação fotomicrográfica do biotita leucognaisse do Complexo Tartarugal Grande.	44
Figura 22 – Feições petrográficas dos granada leucognaisses do Complexo Tartarugal Grande.	45

Figura 23 – Feições petrográficas do ortognaisse.	47
Figura 24 - Diagramas apresentando as possíveis condições em que as rochas estudadas foram formadas.....	50
Figura 25 - Diagramas de Harker (1909) para os elementos maiores (% em peso) das rochas pertencentes ao Complexo Tartarugal Grande.	58
Figura 26 - Diagramas de Harker (1909) para os elementos traço das rochas do Complexo Tartarugal Grande.....	59
Figura 27 - Diagramas geoquímicos de classificação de rochas.....	61
Figura 28 - Representação gráfica das análises geoquímicas realizadas para as rochas do Complexo Tartarugal Grande.....	62
Figura 29 - Diagramas de multielementos das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande.....	64
Figura 30 - Diagramas de elementos terras raras das rochas do Complexo Tartarugal Grande.	65
Figura 31 - Diagrama de classificação tectônica R1xR2 para as rochas do Complexo Tartarugal Grande.....	66
Figura 32 - Diagrama geoquímico discriminante de ambientes tectônicos para as rochas do Complexo Tartarugal Grande.	66
Figura 33 - Cristais de zircão em moldes de resina das amostras do Complexo Tartarugal Grande	70
Figura 34 - Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de zircão das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, utilizados para análise geocronológica.	73
Figura 35 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cinco amostras pertencentes ao Complexo Tartarugal Grande.	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Análise modal (%) dos granulitos do Complexo Tartarugal Grande.	28
Tabela 2 - Análise modal (%) dos gnaisses do Complexo Tartarugal Grande.	28
Tabela 3 - Análises químicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande.	54
Tabela 4 - Análises químicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande.	55
Tabela 5 - Análises químicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande.	56
Tabela 6 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb em cristais de zircão do granulito charnoederbítico (HP-02) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.	74
Tabela 7 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais em zircão do granulito enderbítico (HP-09A) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.	74
Tabela 8 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb em cristais de zircão do granulito enderbítico (HP-09A) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.	75
Tabela 9 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb em cristais de zircão do granada-biotita leucognaisse (HP-09B) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.	75
Tabela 10 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão do neossoma (HP-09C) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.	75
Tabela 11 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão do granulito charnockítico (HP-21A) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.	76
Tabela 12 - Sumário dos dados geocronológicos e isotópicos do Complexo Tartarugal Grande.	79

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	ABORDAGEM E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO	1
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO.....	2
1.3	OBJETIVOS	3
1.4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	4
1.4.1	Pesquisa bibliográfica.....	4
1.4.2	Compilação de bases cartográficas	4
1.4.3	Campanha de campo	4
1.4.4	Estudos petrográficos	5
1.4.5	Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS).....	5
1.4.6	Análises químicas	6
1.4.7	Análise geocronológica U-Pb por LA-ICP-MS em zircão.....	7
1.4.7.1	Princípio do método	7
1.4.7.2	Preparação de amostras para datação	8
1.4.7.3	Procedimento analítico	9
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
2.1	INTRODUÇÃO	10
2.2	BLOCO AMAPÁ.....	13
2.3	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	14
3	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	17
3.1	INTRODUÇÃO	17
3.2	ARQUEANO	17
3.2.1	Gnaise Porfírio.....	17
3.2.2	Complexo Guianense	17
3.2.3	Metagranitóide Pedra do Meio.....	17
3.3	PALEOPROTEROZOICO	18
3.3.1	Grupo Vila Nova	18
3.3.2	Diorito Rio Santo Antônio.....	18
3.3.3	Tonalito Papa Vento	18
3.3.4	Complexo Tartarugal Grande	19
3.3.5	Complexo Rio Araguari	20
3.3.6	Granito Cigana.....	20

3.3.7 Granitóides Indiferenciados.....	20
3.3.8 Granito Vila Bom Jesus.....	20
3.3.9 Granito Tauari.....	21
3.4 MESOZOICO	21
3.4.1 Diabásio Cassiporé.....	21
3.5 O COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE NA ÁREA DE ESTUDO	23
4 PETROGRAFIA DOS GRANULITOS E GNAISSES.....	27
4.1 GRANULITOS FÉLSICOS	29
4.1.1 Granulito charnockítico	30
4.1.2 Granulito charnoenderbítico	32
4.1.3 Granulitos enderbíticos	34
4.2 GRANULITOS MÁFICOS	37
4.3. GNAISSES.....	39
4.3.1 Leucognaisses aluminosos	40
4.3.1.1 Granada-biotita leucognaisse	40
4.3.1.2 Biotita-cordierita leucognaisse	42
4.3.1.3 Biotita leucognaisse.....	43
4.3.1.4 Granada leucognaisse	44
4.3.2 Hornblenda-biotita ortognaisse	45
5 METAMORFISMO	49
6 GEOQUÍMICA DOS GRANULITOS E GNAISSES.....	53
7 GEOCRONOLOGIA	69
7.1 RESULTADOS.....	70
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	80
REFERÊNCIAS.....	83
ANEXOS.....	87

1 INTRODUÇÃO

1.1 ABORDAGEM E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

O presente estudo foi realizado na região centro-leste do estado do Amapá, situada no nordeste do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas, na unidade geotectônica conhecida como Província Maroni-Itacaiúnas definida por Tassinari & Macambira (1999, 2004).

Essa região do Amapá têm sido alvo de estudos geológicos sistemáticos na última década, em geral envolvendo mapeamento geológico na escala 1:250.000 realizados pela CPRM (Rosa-Costa *et al.* 2012, Barbosa *et al.* 2013), na qual foi identificado um conjunto de rochas de alto grau metamórfico a norte e nordeste na cidade de Ferreira Gomes, no centro-leste do estado do Amapá. Estes trabalhos propiciaram melhor entendimento da evolução geológica das unidades litoestratigráficas da região e das relações entre as rochas arqueanas e paleoproterozoicas deste segmento do Cráton Amazônico, conduzindo à caracterização de distintos domínios tectônicos (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2014).

Dados geocronológicos obtidos na porção centro-sul do Amapá e noroeste do Pará levaram à identificação de um bloco continental arqueano denominado de Bloco Amapá, limitado a sul por um arco magmático do Paleoproterozóico que faz parte do Domínio Carecuru (Rosa-Costa *et al.* 2006). O limite norte do Bloco Amapá é demarcado por sequências metavulcanosedimentares do Grupo Vila Nova (micaxistos, quartzitos e anfibolitos) e granitóides na região de Tartarugalzinho, porém a continuidade a oeste desse limite ainda não foi bem determinada (Oliveira *et al.* 2008).

No Bloco Amapá, Scarpelli (1969) e João *et al.* (1979) identificaram faixas de rochas granulíticas na região do Rio Tartarugal Grande estendendo-se para oeste, ao longo do Rio Falsino, e as principais rochas reconhecidas são granulitos félsicos e máficos (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Diversas técnicas e métodos de investigações geocronológicas foram utilizados nas rochas das diferentes unidades da região e os resultados indicam idades arqueanas e paleoproterozoicas. Assim, Lafon *et al.* (2000) obtiveram idades U-Pb SHRIMP em zircão de 2602 ± 12 e 2085 ± 24 Ma para um granulito charnockítico e neossoma leucocrático, respectivamente. Também, datações Pb-Pb em cristais de zircão de granulitos da região de Tartarugal Grande forneceram idade mínima em torno de 2,6 Ga (Avelar *et al.* 2001), e Rosa-Costa *et al.* (2014) dataram granulitos do Complexo Tartarugal Grande utilizando o método Pb-Pb em zircão e obtiveram idades de 2100 ± 4 Ma, 2092 ± 7 Ma e 2078 ± 4 Ma, e com o método U-Pb, obtiveram idades de 2671 ± 15 e 2597 ± 55 Ma, o que demonstra atuação de processos no Arqueano e no Paleoproterozoico na região.

Outros métodos isotópicos como Sm-Nd em granulitos félsicos, também já foram aplicados nas rochas desta área por Oliveira *et al.* (2008), permitindo um avanço na investigação dos processos de formação e retrabalhamento da crosta continental. Os resultados de datações nos granulitos félsicos da área de Tartarugal Grande forneceram idades isocrônicas Sm-Nd (rocha total-granada) de 2017 ± 12 Ma, $1981,6 \pm 2,8$ Ma e $2018 \pm 2,3$ Ma, interpretadas como do evento metamórfico de alto grau, na região nordeste do Bloco Amapá.

A partir da avaliação dos dados desses trabalhos é possível sugerir que o conjunto de rochas do Complexo Tartarugal Grande foi envolvido em um evento tectono-termal no Riáciano, no qual promoveu metamorfismo de alto grau, deformação de rochas pré-existentes e formação de novas rochas, resultando numa complexa associação de litotipos de diferentes idades, origens e intensidades de deformação, ainda não completamente discriminadas cartograficamente e compreendidos petrologicamente (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Considerando a continuidade dos trabalhos nesta região, é importante ressaltar que grande parte das pesquisas ali realizadas envolveram estudos em escala regional, o que resultou na organização das unidades litoestratigráficas da região sudeste do Escudo das Guianas, faltando estudos petrológicos nas rochas de alto grau, com base petrográfica, geoquímica e datações complementares. Desta forma, a proposta principal deste trabalho está voltada para estudos petrológicos do terreno metamórfico de alto grau, envolvendo a caracterização petrográfica de detalhe de seus principais tipos de rocha, com enfoque na petrologia metamórfica da área, além de estudos geoquímicos e geocronológicos pelo método U-Pb (LA-ICP-MS), que oferece informações mais precisas e confiáveis, em rochas de alto grau desse tipo, visando a compreensão evolutiva do mesmo, contextualizando-o ao quadro evolutivo desta porção do Cráton Amazônico.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área do trabalho está localizada na porção centro-leste do estado do Amapá, na região de Ferreira Gomes, a cerca de 60 km da cidade de Macapá (Figura 1). O acesso rodoviário é feito a partir desta capital pela rodovia BR-210 até a cidade de Ferreira Gomes, que serviu de base para o levantamento dos trabalhos. O acesso interno na área foi realizado em ramais, com pontes de madeira e pequenas estradas de difícil acesso, tendo como eixo principal a BR-156, que liga Ferreira Gomes à cidade de Tartarugal Grande.

classificação de acordo com as nomenclaturas mais atuais de rochas de alto grau metamórfico;

- ✓ Comparações com diagramas petrológicos para interpretações das condições metamórficas;
- ✓ A caracterização química das rochas estudadas para interpretações petrológicas;
- ✓ Datação em cristais de zircão para melhor entendimento dos eventos magmáticos e metamórficos ocorridos a partir da investigação da idade de cristalização dos protólitos ígneos de rochas metamórficas, empregando o método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS).

1.4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

As atividades e métodos desenvolvidos nesses estudos envolveram pesquisas bibliográficas, levantamentos de campo e análises laboratoriais descritas a seguir.

1.4.1 Pesquisa bibliográfica

Esta atividade foi centrada principalmente na literatura existente sobre a geologia do estado do Amapá, da porção leste do Escudo das Guianas, nas rochas de alto grau metamórfico que compõe o Complexo Tartarugal Grande e como se deu a evolução desta área, buscando os principais trabalhos realizados, como dissertações, teses, relatórios técnicos da CPRM e publicações em periódicos utilizando o portal de periódicos da CAPES. Além disso, a leitura de livros-textos relacionados aos conceitos sobre petrologia, geoquímica, aplicação de métodos geocronológicos e informações acerca do conhecimento dessas rochas que são encontradas na região de estudo. Assim, buscou-se extrair as principais informações para desenvolver este trabalho.

1.4.2 Compilação de bases cartográficas

A elaboração de bases cartográficas foi realizada através de compilações dos principais mapas produzidos pela CPRM (folhas Macapá e Rio Araguari, na escala 1:250.000) e imagens de satélite atualizadas da área para servir de apoio aos trabalhos de campo, bem como na apresentação de mapas já modificados para esta dissertação. Para tal, foram utilizados os *softwares Google Earth Pro, ArcGis 10 e Corel Draw X7*.

1.4.3 Campanha de campo

Os estudos de campo foram feitos ao redor da região de Ferreira Gomes, no período de 10 a 17 de setembro de 2014, onde foi realizado o levantamento de dados geológicos como a coleta sistemática de amostras, dados estruturais, georreferenciamento dos pontos de coleta na

área (Anexo A), verificação das relações de contatos entre os litotipos e visita à unidades adjacentes, como o Granito Porto Grande. Esse trabalho foi feito ao longo da BR-156, em estradas vicinais, pedreiras e leitos de rios, tendo como finalidade estudos petrográficos, geocronológicos e geoquímicos, bem como a definição das relações entre as diferentes unidades litológicas e a interpretação dos processos de formação e evolução que ocorreram na área.

1.4.4 Estudos petrográficos

A análise petrográfica foi realizada a partir do estudo de 31 lâminas delgadas e polidas, no qual 27 lâminas foram coletadas neste trabalho e quatro foram emprestadas do acervo da CPRM. Estas lâminas foram confeccionadas a partir de amostras provenientes de afloramentos na região do Complexo Tartarugal Grande e constam no mapa da Figura 7 e Anexo A. O estudo em detalhe para caracterização mineralógica, textural foi feito por meio da microscopia ótica, em microscópio petrográfico Axioplan 40, marca Zeiss, de luz transmitida e refletida do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (LAPETRO/PPGG) do IG/UFPA. Além disso, no mesmo laboratório, foram capturadas imagens fotomicrográficas em lâminas petrográficas selecionadas, para apresentar neste trabalho as principais características de cada rocha.

Para a obtenção de análises modais e consequente classificação das rochas utilizando diagramas petrológicos, foram contabilizados 1500 pontos em espaçamento dois por meio mm do contador automático de pontos da marca *Swift* do LAPETRO/ PPGG.

Referências bibliográficas de apoio (Deer *et al.* 1965, Yardley 1994, Spear 1995, Best 2003, Fettes & Desmons 2008) foram também utilizadas para auxiliar na identificação mineralógica, na classificação de rochas granulíticas, bem como para o entendimento sobre o metamorfismo de rochas de alto grau.

1.4.5 Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS)

Análises foram realizadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS), utilizando o equipamento LEO-Zeiss modelo 1430 e HITACHI Tabletop Microscope modelo TM3000, do Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), para a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e análises químicas minerais semi-quantitativas, identificando desta forma, as fases minerais que não puderam ser reconhecidas pelos métodos óticos convencionais.

Além disto, o imageamento de cristais de zircão foi obtido no microscópio eletrônico de varredura, do Laboratório de Estudos Geocronológicos da Universidade de Brasília

(IG/UnB), com o uso do equipamento de modelo Fei Quanta 450, com a finalidade de selecionar os melhores cristais de zircão para análises geocronológicas, bem como a captura de imagens após o procedimento da datação.

1.4.6 Análises químicas

Em relação aos estudos litoquímicos, foram realizadas análises de elementos maiores, menores e traço, incluindo os elementos terras raras, em 10 amostras de rochas coletadas nesta dissertação, que foram selecionadas petrograficamente. Além dessas, foram incorporadas neste estudo mais 11 análises geoquímicas pertencentes ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA, cedidas pelo professor Dr. Jean Michel Lafon, a fim de expandir mais dados e integrar informações a este trabalho.

A preparação das amostras para as análises químicas envolveu as seguintes etapas:

a) Trituração das amostras em britador de mandíbula e moagem no equipamento *shatterbox 8515* até atingir a granulometria inferior a 200 *mesh* (0,063 mm), realizados na Oficina de Preparação de Amostras do IG/UFPA;

b) Homogeneização e quarteamento em quarteador mecânico de aço inox, e em seguida pelo método do quadriculamento em cartolina, guardando uma fração em recipiente adequado;

c) Homogeneização e pulverização do quarto selecionado no moinho de ágata automático do Laboratório de Sedimentologia do IG/UFPA;

d) Separação de cerca de 10g de cada amostra e encaminhamento das mesmas para análise ao laboratório comercial da empresa *ACME-Analytical Laboratories Ltda*, Vancouver (Canadá).

As análises químicas dos óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ foram feitos por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são: SiO₂, Al₂O₃, K₂O, CaO, MgO, Na₂O, MnO, TiO₂ e P₂O₅ = 0,01% e Fe₂O₃ = 0,04%.

Os elementos traço, incluindo os terras raras, foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os limites de detecção são: Be, Ba, Zn, Sn e Sc = 1ppm; Sr, Au Ga, W, As e Se = 0,5 ppm; Co e Th = 0,2 ppm; Rb, La, Ce, Cs, U, Zr, Hf, Nb, Y, Ni, Cu e Pb = 0,1 ppm; Tb, Tm, Lu e Hg = 0,01 ppm; V = 8ppm; Ni = 20 ppm; Nd = 0,3 ppm; Sm, Gd, Dy e Yb = 0,05 ppm; Er = 0,03 ppm; Pr, Eu e Ho = 0,02 ppm.

O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel 2013* e a organização das mesmas foi realizada no *software Geochemical Data Toolkit*

3.00 (GCDkit). A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Rollinson (1993), além de artigos científicos e periódicos. Desta forma, foram elaborados diagramas com os dados geoquímicos obtidos, que discriminam e correlacionam os elementos maiores, menores e traço, dando subsídios para discutir e interpretar os processos petrológicos que deram origem às rochas pertencentes ao Complexo Tartarugal Grande.

1.4.7 Análise geocronológica U-Pb por LA-ICP-MS em zircão

As datações U-Pb em zircão por espectrometria de massa ICP-MS com ablação a *laser* (LA-ICP-MS) visaram à determinação das idades de formação das rochas de alto grau metamórfico da área de estudo. Das doze amostras coletadas para este estudo, cinco foram selecionadas para a determinação da idade de cristalização de zircão: granulito enderbítico (HP-09-A), granada-biotita leucognaisse (HP-09-B), neossoma quartzo-feldspático (HP-09-C), granulito charnoenderbítico (HP-02) e granulito charnockítico (HP-21-A).

1.4.7.1 Princípio do método

O sistema U-Pb baseia-se no decaimento isotópico de dois isótopos-pai ^{235}U e ^{238}U , que geram dois isótopos-filhos ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. Trata-se de um sistema interdependente, bivalente. O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão (ZrSiO_4), devido às seguintes propriedades: 1) O mineral incorpora U na sua estrutura, em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum ^{204}Pb (comum) durante a cristalização; 2) O zircão tem ocorrência bem distribuída como mineral acessório na maioria das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares; 3) Apresenta a propriedade de preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de 800°C . A estrutura do zircão também acomoda ^{232}Th , que produz um isótopo de Pb (^{208}Pb) que não é utilizado na determinação de idades.

O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência denominado de “Concórdia”, a qual é um diagrama de eixos coordenados $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Wetherill 1956), as variações de razões isotópicas em função do tempo. Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concórdia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais e podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, são chamados de concordantes. Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes. Nesse caso, um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) secciona a concórdia, nos casos mais simples em dois pontos, os quais

correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam as idades de formação e do distúrbio.

O *Laser Ablation* - LA (laser New Wave UP 213 Nd: YAG; $\lambda = 213$ nm) é um equipamento acessório ao espectrômetro de massas (ICP-MS) acoplado a um microscópio. Devido essa característica é permitida a escolha precisa do domínio pontual restrito do mineral que se pretende analisar. A extração dos íons da amostra é feita por um feixe de laser de alta energia (abrasão) o qual, por sua vez, gera um feixe molecular na forma de aerossol de sólidos e gases que alimentam uma célula de mistura para retenção do sinal, sendo a amostra então dissociada e ionizada em um plasma de alta temperatura, antes de ser analisada no espectrômetro de massa.

1.4.7.2 Preparação de amostras para datação

A preparação é feita através de técnicas convencionais do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) para a separação e concentração de cristais de zircão para estudos geocronológicos, descritas a seguir:

a) Trituração - Esse processo foi realizado na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG-UFGA utilizando britadores de mandíbula que proporcionam a redução do tamanho das amostras coletadas.

b) Bateamento – Consiste no processo realizado em uma pia larga para o encaixe da batéia de 53 cm de diâmetro, com o acréscimo de água, e sobre esta, é colocada outra batéia menor de 30 cm de diâmetro, inserindo o material de estudo. A partir disso se inicia o bateamento, fazendo movimentos circulares na batéia menor imersa em água sobre a batéia grande. Esse processo faz com que os grãos menos densos sejam deslocados da batéia menor e passem para a maior, retendo os grãos de minerais mais densos, sendo finalizado quando estiverem concentrados no fundo da batéia pequena, e com estes separados e armazenados.

c) Microbateamento com água - Esse processo é feito utilizando um pirex redondo, com água, e uma microbatéia, na qual os grãos são inseridos, realizando-se movimentos circulares para concentrar os minerais pesados, e após esse procedimento, os minerais separados são transportados para a placa de Petri.

d) Eliminação de micas e secagem - Na placa de Petri com os minerais concentrados é adicionado álcool etílico (>90%), assim os minerais leves, como as micas, tendem a flutuar, permanecendo em suspensão e, desta forma, são separados do recipiente. Feito isso, a amostra é posta para secar em estufa a 100 °C.

e) Separação de minerais magnéticos e máficos - Após a secagem, os minerais magnéticos são separados inicialmente utilizando imã de mão e posteriormente, os minerais máficos são retirados com imã de neodímio.

f) Microbateamento com álcool - Nesse processo, são retirados alguns minerais leves que ainda permanecem no concentrado de pesados, especialmente o quartzo. Dessa forma, o concentrado é colocado na placa de Petri e imerso em álcool etílico (>90%), realizando-se movimentos circulares, e assim os minerais pesados se concentram na margem da placa e os grãos dos minerais mais leves e claros ficam mais próximos ao centro da placa, sendo estes retirados utilizando pipeta descartável. Feito isso, a placa de Petri é colocada na estufa a 100°C para secagem do material.

g) Separação de zircão - O procedimento é realizado na placa de Petri, com o concentrado seco, sob observação no estereomicroscópio (lupa) do Laboratório de Petrografia do PPGG, em que os cristais de zircão são coletados utilizando agulha de aço e posteriormente são mergulhados em álcool isopropílico dentro de um cadinho de porcelana revestido com papel manteiga. Após esse processo, o cadinho com álcool é posto para secar na estufa e os cristais de zircão são armazenados em um recipiente plástico (*ependorf*).

1.4.7.3 Procedimento analítico

A análise geocronológica foi realizada no Laboratório Neptune do Laboratório de Estudos Geocronológicos da Universidade de Brasília (IG/UnB) utilizando o equipamento MC-ICP-MS Neptune (Thermo Finnigan), com laser New Wave UP-213 acoplado. Esta foi feita pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão, em que inicialmente confeccionam-se pastilhas em resina *epoxy* (*mount*) nas quais são inseridos os cristais de zircão, junto com material de referência (padrões GJ-1 e 91500). O polimento da pastilha com lixa apropriada e pasta diamantada é aplicado, permitindo com que os cristais de zircão fiquem expostos e a superfície se torne límpida.

Esse procedimento é seguido pela obtenção de imagens de cada cristal por catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura, o qual foi realizado no Laboratório de Estudos Geocronológicos da UnB. As imagens auxiliam na seleção dos cristais e dos domínios onde serão realizadas as análises isotópicas. Os detalhes da análise isotópica por LA-ICP-MS são descritos em Buhn *et al.* (2009) e Chemale Jr. *et al.* (2012). Normalmente, a precisão analítica fica entre 1,9 e 3,7% com uma exatidão de 0,6 a 3,8%. A correção de contribuição de chumbo comum, quando é efetuada, apoia-se no modelo de composição do Pb proposto por Stacey & Kramers (1975).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico localizado no norte da América do Sul é uma das mais extensas áreas cratônicas do mundo, tendo alcançado estabilidade tectônica no início do Neoproterozoico (Brito Neves & Cordani 1991). Ele é subdividido nos escudos das Guianas (ao norte) e Brasil Central (Figura 2), entre os quais se interpõe a Bacia Paleozóica do Amazonas (Almeida *et al.* 1981).



Figura 2 – Mapa com a subdivisão do Cráton Amazônico nos escudos das Guianas e Brasil Central. A seta indica a localização do trabalho. Fonte: Modificado de Rosa Costa *et al.* (2009).

Os modelos propostos para a compartimentação geológica da região Amazônica em domínios geotectônicos e geocronológicos, apesar de conflitantes, referem-se à existência de um núcleo arqueano bordejado por cinturões predominantemente proterozoicos. Tassinari & Macambira (2004) dividem o Cráton Amazônico em seis principais províncias geocronológicas: Amazônia Central (> 2,6 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,25 - 2,05 Ga); Ventuari-Tapajós (1,98 - 1,81 Ga); Rio Negro-Juruena (1,78-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,30 Ga) e Sunsás (1,25 – 0,95 Ga) (Figura 3A).

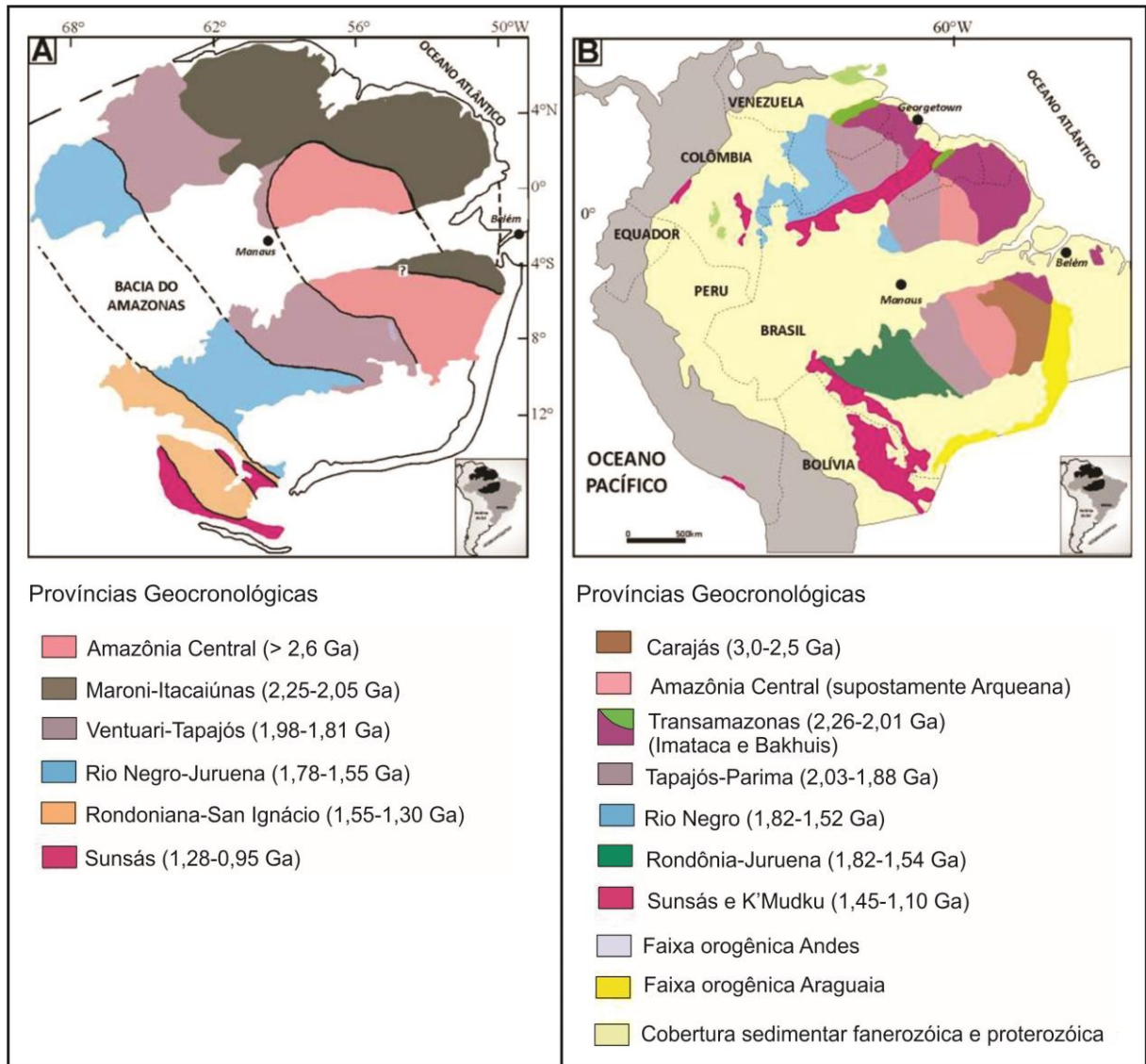


Figura 3 – Mapa das províncias geocronológicas propostas para o Cráton Amazônico com os respectivos intervalos de idade: **A)** Tassinari & Macambira (2004) e **B)** Santos *et al.* (2003).

A Província Maroni-Itacaiúnas corresponde amplamente à Província Transamazonas proposta por Santos *et al.* (2003) (Figura 3B) e abrange parte da Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa, prolongando-se no Brasil pelos estados do Amapá na direção NW-SE e Pará, até os limites com a Província Amazônia Central. Essa província teve sua evolução relacionada ao evento Transamazônico, entre 2,26 e 1,95 Ga, e é constituída por complexos granito-gnáissicos com núcleos granulíticos e faixas de rochas metavulcanossedimentares.

Usando designações ou redefinições de trabalhos anteriores (Santos 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006), foram individualizados cinco domínios tectônicos na Província Maroni-Itacaiúnas em território brasileiro, denominados Bloco Amapá e os domínios Carecuru, Lourenço, Bacajá e Santana do Araguaia (Figura 4). Estes domínios apresentam diferenças,

principalmente em termos de associações litológicas, assinatura isotópica, geocronologia e história evolutiva. No geral, esses domínios representam terrenos do Riáciano, com evolução envolvendo estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, e com relíquias de crosta continental arqueana retrabalhadas. Por outro lado, o Bloco Amapá representa um segmento continental arqueano retrabalhado no Paleoproterozoico durante o evento Transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2014).

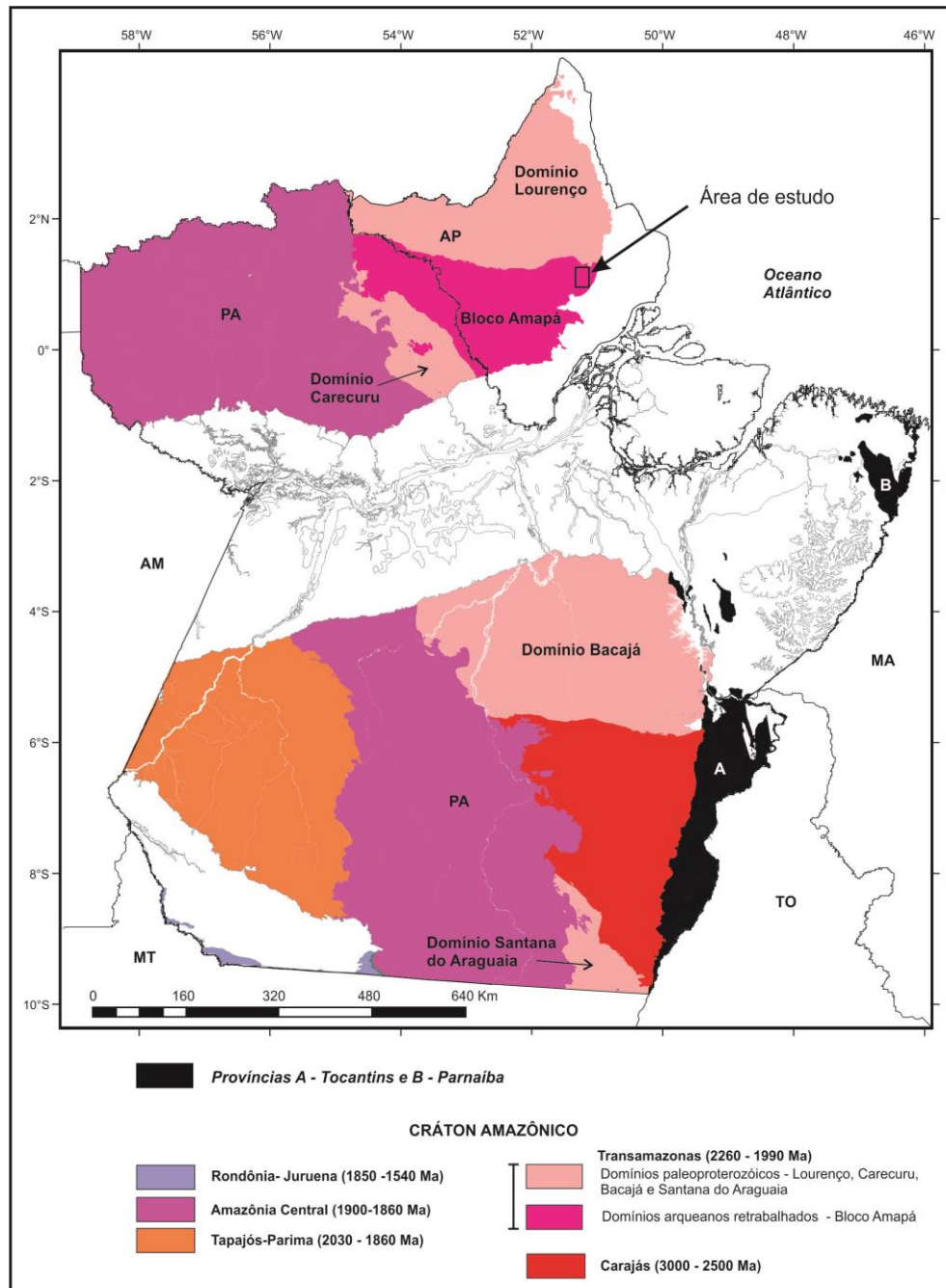


Figura 4 - Compartimentação tectônica dos estados do Pará e Amapá na Província Transamazônicas de acordo com Rosa-Costa *et al.* (2014), com indicação da área do presente estudo.

2.2 BLOCO AMAPÁ

O Bloco Amapá, segundo definição de Rosa-Costa *et al.* (2006) representa o mais expressivo segmento de crosta continental arqueana do Cráton Amazônico com imposição do evento Transamazônico responsável pela deformação e metamorfismo que afetou a região, além da colocação de vários corpos graníticos em diferentes estágios da evolução orogenética. O embasamento do Bloco Amapá é formado por uma associação granulito-gnaiss-migmatito, com metamorfismo atingindo as fácies anfibolito e granulito, cujas principais unidades litoestratigráficas são os complexos Jari-Guaribas, Baixo-Mapari, Tumucumaque e Guianense (Ricci *et al.* 2001). Os precursores dessas unidades são rochas magmáticas com idades do Neoarqueano ao Mesoarqueano, entre 2,85 e 2,60 Ga (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006), com relíquias isoladas de crosta mais antiga do Paleoarqueano, com idade de 3,49 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014). Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtidas nestas unidades demonstram que a formação de crosta continental no Bloco Amapá se deu entre 3,37 e 2,83 Ga (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006).

As datações em rochas granulíticas dos complexos Jari-Guaribas e Iratapuru, localizados na porção central do Bloco Amapá demonstram que o embasamento foi afetado por um evento metamórfico entre 2,10 e 2,08 Ga, associado a um sistema de cavalgamento com transporte tectônico de SW para NE, marcando o estágio colisional do evento Transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2008a, 2008b, 2009).

Por outro lado, na borda nordeste do Bloco Amapá, na região do Rio Tartarugal Grande, foram reportadas por Lima *et al.* (1974) e João *et al.* (1979) a presença de rochas granulíticas na Suíte Metamórfica Ananaí e no Complexo Tartarugal Grande com registros de idades Pb-Pb em zircão de 2,58 Ga para a formação dos protólitos (Avelar *et al.* 2003).

Idades entre 2,04 e 1,98 Ga obtidas por isócronas pelo método Sm-Nd em rocha total e granada sugerem que o evento metamórfico do Bloco Amapá ocorreu em estágios tectônicos tardios (Oliveira *et al.* 2008).

Rochas metavulcanossedimentares do Grupo Ipitinga de idade paleoproterozoica com metamorfismo em fácies xisto verde e anfibolito ocorrem como faixas segundo direção NW-SE, que é a estruturação predominante no Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2014). Uma isócrona Sm-Nd de 2,27 Ga em rocha total foi atribuída à idade de formação das rochas máficas dessa unidade (McReath & Faraco 2006).

Além dessas unidades são registrados plútons graníticos do Paleoproterozoico, alojados nos domínios arqueanos com idades entre 2,10 e 1,99 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2003), que representam diversas etapas de magmatismo no período Riáciano, em estágios colisionais

a tardi-orogênicos. Os granitoides apresentam idades modelo T_{DM} entre 3,05 e 2,3 Ga, com valores de ϵ_{Nd} predominantemente negativos, indicando mistura entre componentes arqueanos e paleoproterozoicos na origem dos magmas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

2.3 UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

As principais unidades litoestratigráficas da região estudada podem ser visualizadas de uma forma geral, no mapa tectônico da Figura 5 e, no quadro litoestratigráfico da Figura 6. Essa região é marcada por unidades arqueanas e paleoproterozoicas, definidas principalmente pelos complexos Guianense e Tartarugal Grande, por seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova e granitóides.

As unidades do Arqueano estão distribuídas ao longo do Escudo das Guianas até o Amapá, com idades variando de 3,48 a 2,65 Ga, representadas pelo Gnaisse Porfírio, Complexo Guianense e Metagranitoide Pedra do Meio. Essas unidades são constituídas por um conjunto de rochas ortoderivadas metamorfisadas na fácies anfibolito, sendo as duas primeiras compostas por gnaisses diversos e a última (metagranitoide) por biotita granitos, biotita granodioritos e biotita tonalitos.

As unidades do Paleoproterozoico são constituídas por rochas gnáissicas, metagranitoides, metatonalitos, corpos graníticos, bem como associações de rochas de alto grau metamórfico, representadas por granulitos charnockíticos e enderbíticos, e é representada principalmente pelo Complexo Tartarugal Grande que engloba uma associação de rochas de alto grau metamórfico com origens e idades distintas, incluindo granitóides deformados e rochas granulíticas, com idades do Paleoproterozoico (2,10 a 2,07 Ga) e relíquias do Arqueano (2,67 a 2,59 Ga).

Outras unidades do Paleoproterozoico no Amapá foram designadas como Tonalito Papa Vento, caracterizado por granitoides tonalíticos a granodioríticos; Diorito Rio Santo Antônio, representado por rochas classificadas como hornblenda-quartzo diorito, hornblenda diorito e hornblenda tonalito; Complexo Araguari, que reúne ortognaisses e granitóides tonalíticos, granodioríticos, monzograníticos e dioríticos, sendo estes, foliados; e finalmente, o Grupo Vila Nova, caracterizado por rochas metavulcanossedimentares. As idades dessas unidades variam entre 2,26 e 2,10 Ga.

Diversos plútons graníticos foram individualizados nas Folhas Macapá (Barbosa *et al.* 2013) e Rio Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2012), na escala 1:250.000, denominados de Granito Cigana, Granitoides Indiferenciados, Granito Vila Bom Jesus e Granito Tauari, de composição monzogranítica a sienogranítica, com idades entre 2,13 e 2,04 Ga.

As unidades estão dispostas em faixas não tão largas, de direção NW-SE, com a presença de extensos lineamentos, que atingem centenas de quilômetros. Esses lineamentos geralmente são sinuosos, anastomosados, por vezes contendo ramificações para NNW-SSE, e são caracterizados como zonas de cisalhamento transcorrentes ou compressionais. Tais estruturas exibem um complexo arranjo delimitando as unidades, demarcando contatos tectônicos entre os vários corpos das unidades ou controlando as formas dos mesmos, ocorrendo neste caso, como faixas, lentes ou corpos plutônicos, todos estes alongados segundo a direção principal (Rosa-Costa *et al.* 2012).

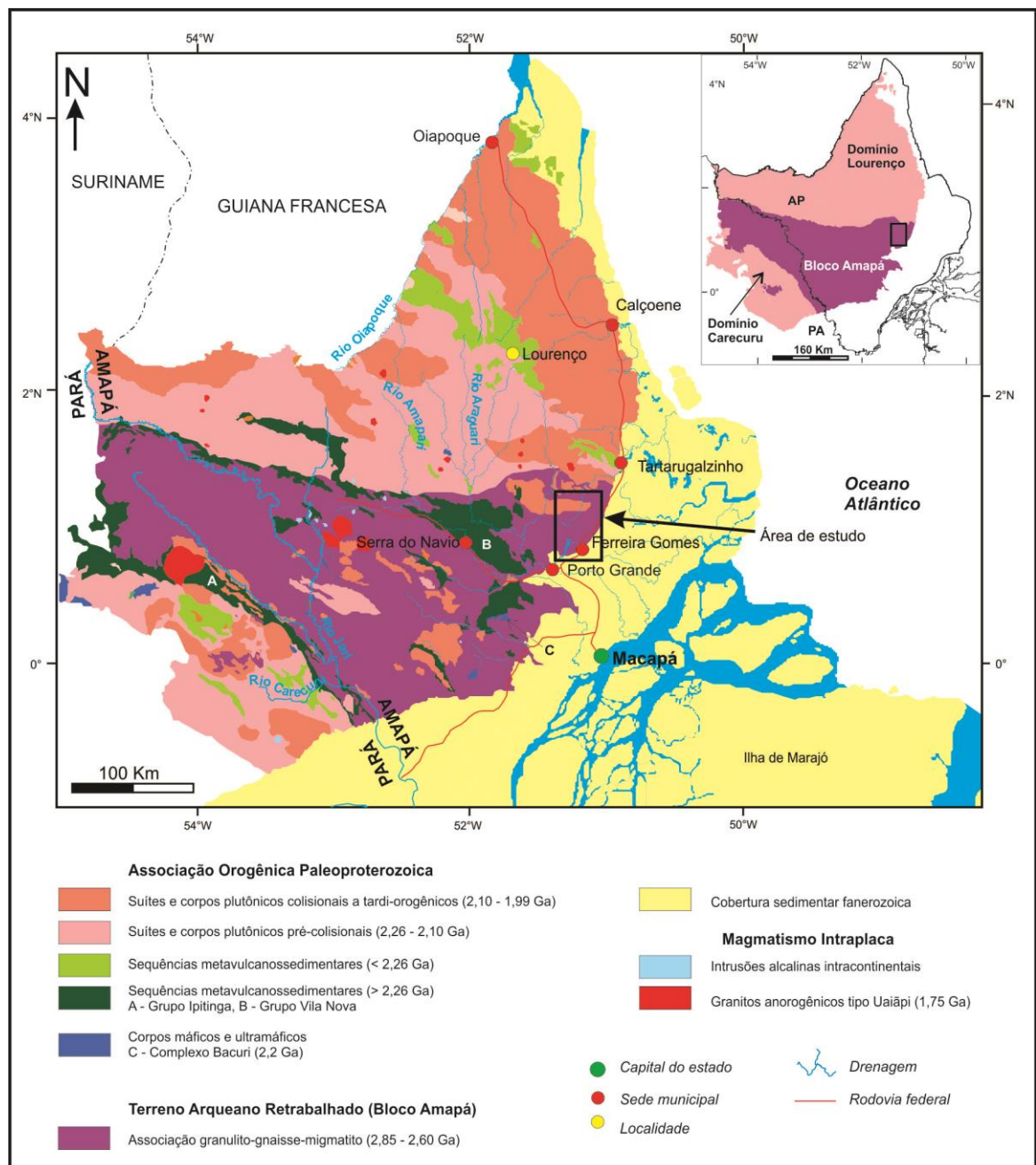


Figura 5 – Mapa com as associações litotectônicas do Amapá (modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014).

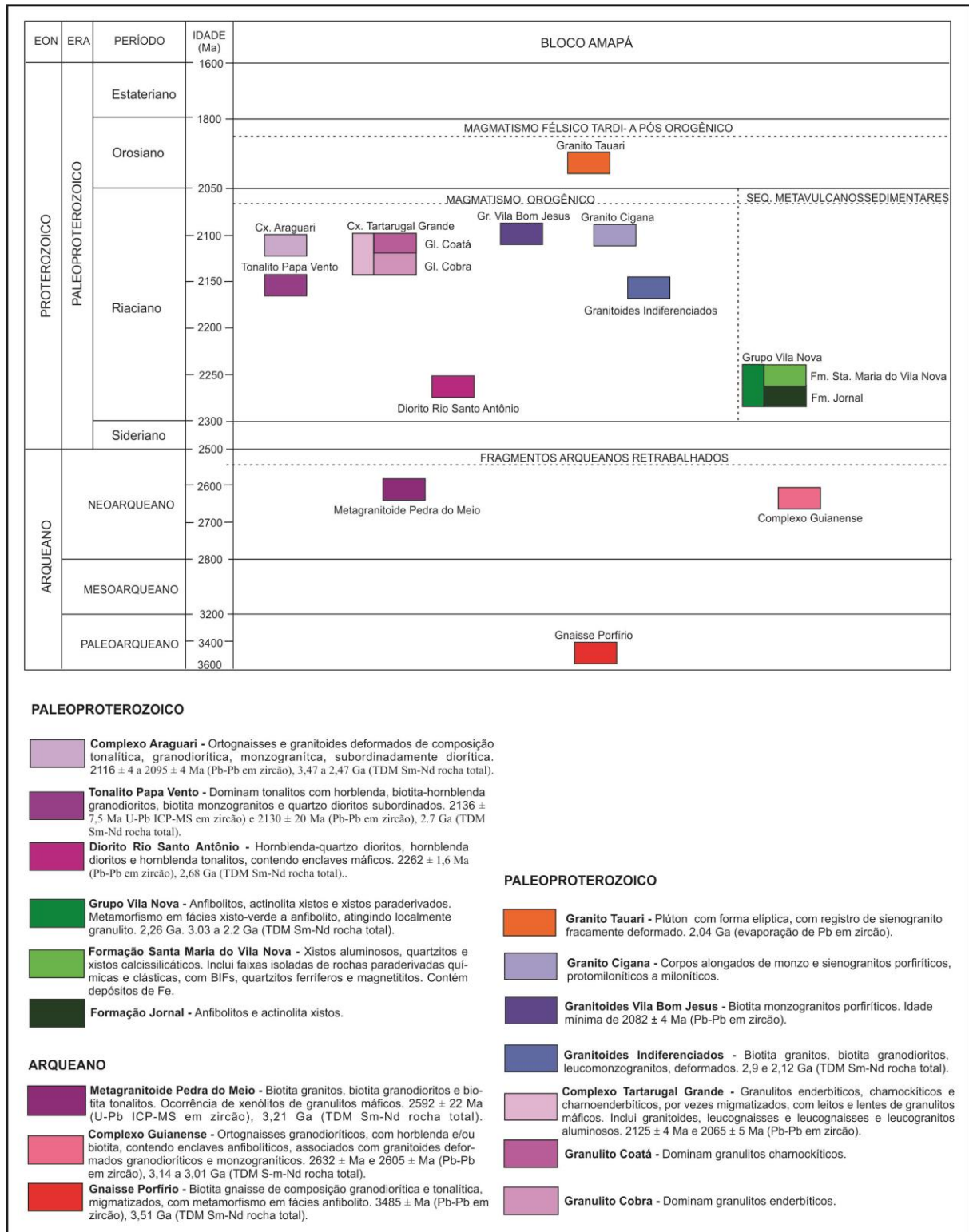


Figura 6 – Quadro litoestratigráfico e descrição das principais unidades litoestratigráficas da região estudada (modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014).

3 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada na porção centro-leste do estado do Amapá, na região de Ferreira Gomes e dos rios Tartarugal Grande, Araguari, Tracajatuba e Ariramba (Figuras 5 e 7). Nos levantamentos de campo foram utilizados os mapas geológicos das folhas Rio Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2012) e Macapá (Barbosa *et al.* 2013), a partir dos quais foi adaptado o mapa da Figura 7.

Os trabalhos de campo foram realizados ao longo de uma seção geológica da região de Porto Grande em direção nordeste utilizando a rodovia BR-156, bem como estradas vicinais desta rodovia para oeste, e no leito e margem dos rios da região.

Na área foi registrada a existência de dois principais períodos geológicos bem definidos, o Arqueano e o Paleoproterozoico, representados por rochas de alto grau metamórfico, sucessões metavulcanossedimentares e granitoides diversos, que serão detalhas a seguir.

3.2 ARQUEANO

3.2.1 Gnaiss Porfírio

O Gnaiss Porfírio se apresenta na forma de um corpo alongado, na direção NW-SE, representada por biotita gnaisses de composição granodiorítica e tonalítica, metamorfizados na fácies anfíbolito. A idade mínima de cristalização obtida pelo método Pb-Pb em zircão é de 3485 ± 3 Ma, e a idade Sm-Nd T_{DM} é de 3,51 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2012).

3.2.2 Complexo Guianense

O Complexo Guianense definido por Lima *et al.* (1974) compreende um conjunto de gnaisses e migmatitos orto e paraderivados, com metamorfismo na fácies anfíbolito e granulito, que se distribui por amplas regiões do Amapá e NW do Pará. Ricci *et al.* (2001) redefiniram este complexo como um conjunto de gnaisses migmatizados predominantemente ortoderivados, de composição diorítica a monzogranítica, metamorfizados sob condições da fácies anfíbolito, cujos precursores magmáticos têm idades neoarquenas, em torno de 2,65 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2001).

3.2.3 Metagranitóide Pedra do Meio

Segundo Rosa-Costa *et al.* (2012), o granitoide Pedra do Meio é definido por um corpo de forma elíptica, com eixo maior na direção NW-SE, compreendendo rochas ortoderivadas representadas por biotita metagranitos, biotita metagranodioritos e biotita

metatonalitos subordinados, metamorfisados na fácies anfíbolito. Datações U-Pb em zircão apontaram idades de 2592 ± 22 Ma (U-Pb zircão), e de 3,21 Ga (Sm-Nd T_{DM}).

3.3 PALEOPROTEROZOICO

3.3.1 Grupo Vila Nova

O Grupo Vila Nova foi designado por Lima *et al.* (1974), e faz parte de um cinturão metavulcanosedimentar que exhibe semelhanças com sequências tipo *greenstone*, que tem representantes em toda porção setentrional do Escudo das Guianas, do Amapá até a Venezuela. Uma idade obtida por McReath & Faraco (1996) nesta unidade indicou valor de 2,26 Ga.

Ricci *et al.* (2001) passaram a designar esta unidade apenas pela sequência que se distribui em uma faixa NW-SE, que se prolonga por mais de 350 km, desde a região da Serra do Tumucumaque, a noroeste, passando pela Serra do Navio, até ser encoberta na extremidade sudeste por unidades sedimentares fanerozoicas da Bacia do Amazonas.

Rosa-Costa *et al.* (2014) propuseram a subdivisão desta unidade nas formações Jornal e Santa Maria do Vila Nova, que agrupam, respectivamente, associações de rochas metamáficas e sucessões metassedimentares.

3.3.2 Diorito Rio Santo Antônio

O Diorito Rio Santo Antônio é representado por dois plútons que afloram no leito do Rio Santo Antônio, afluente pela margem esquerda do Rio Araguari, no mapa geológico da Folha Rio Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2012), intrusivos nas rochas do Grupo Vila Nova. Os tipos petrográficos são hornblenda-quartzo dioritos, hornblenda dioritos e hornblenda tonalitos. Em alguns locais a deformação é indicada pela orientação preferencial de minerais máficos e suave estiramento dos félsicos, e em outros se observa uma foliação milonítica penetrativa nas rochas, com direção segundo a orientação regional NW-SE.

Datações pelo método de evaporação de Pb em zircão, de um hornblenda tonalito indicam idade de 2,26 Ga (Barreto *et al.* 2009).

3.3.3 Tonalito Papa Vento

O termo Tonalito Papa Vento foi proposto por João *et al.* (1979) para designar corpos granitoides sódicos, tonalíticos a granodioríticos, com posicionamento sintectônico. Esses autores consideraram estes granitoides como parte da então Suíte Metamórfica Guianense. Rosa-Costa *et al.* (2014) descaracterizaram a relação com o Complexo Guianense, que tem

idade neoarqueana e consideraram que o Tonalito Papa Vento é representante de magmatismo cálcio-alcálico datado entre 2,14 e 2,13 Ga.

No mapa geológico da Folha Rio Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2012), o Tonalito Papa Vento está representado principalmente por um extenso corpo que ocorre na porção nordeste da folha, alongado segundo direção NW-SE, e é balizado por zonas de cisalhamento, que marcam o contato desse corpo com as rochas da Suíte Intrusiva Flexal e dos complexos Rio Araguari e Tartarugal Grande. Esta unidade engloba gnaisses e granitoides de composição diorítica, tonalítica, granodiorítica e monzogranítica.

3.3.4 Complexo Tartarugal Grande

O Complexo Tartarugal Grande foi descrito por João *et al.* (1979) com as denominações Suíte Metamórfica Tartarugal Grande para designar uma associação de rochas de alto grau metamórfico situada nas bacias dos rios Falsino e Tartarugal Grande, a qual já havia sido reportada por Lima *et al.* (1974). Rosa-Costa *et al.* (2014) em trabalho de mapeamento geológico da Folha Rio Araguari sugeriram a mudança de hierarquia para Complexo Tartarugal Grande, considerando que representa uma associação de rochas de alto grau metamórfico de origens e idades distintas, e no estágio atual do conhecimento ainda não foi possível individualizá-las cartograficamente em unidades litoestratigráficas específicas, pois incluem rochas granulíticas e granitoides deformados de origens diferentes, na qual apresentam rochas com idades paleoproterozoicas com relíquias arqueanas.

O Complexo Tartarugal Grande é constituído por granulitos charnockíticos ou enderbíticos, individualizando alguns corpos designados Granulito Coatá e Granulito Cobra, respectivamente, que foram termos originalmente referidos por João *et al.* (1979). Eles constituem corpos alongados na direção NW-SE e balizados por lineamentos, que representam zonas de cisalhamento transcorrentes ou compressionais (Rosa-Costa *et al.* 2014). Segundo esses autores, o conjunto de datações obtidas no Complexo Tartarugal Grande sugere que esta unidade engloba principalmente rochas formadas durante o período Riaciano, com idades Pb-Pb em zircão entre 2109 ± 11 e 2078 ± 4 Ma, entretanto, pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão que forneceu idades neoarqueanas entre 2671 ± 15 e 2597 ± 55 Ma, interpretada como grãos herdados, de idade mais antiga. Análises Sm-Nd em rocha-total apontaram idades T_{DM} arqueanas, entre 3,29 e 2,55 Ga, indicando que a origem das rochas deste complexo envolve herança de crosta continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2014).

A partir da avaliação dos dados geocronológicos/isotópicos e das demais informações (dados de campo, petrográficos e litoquímicos), Rosa-Costa *et al.* (2014) interpretam o Complexo Tartarugal Grande como relacionado a um evento tectono-termal no Riaciano.

3.3.5 Complexo Rio Araguari

O Complexo Rio Araguari se apresenta no mapa da Folha Rio Araguari como um corpo alongado, fortemente afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE, que por vezes delineiam seus contatos com rochas do Complexo Guianense e Tonalito Papa Vento (Rosa-Costa *et al.* 2012, 2014).

Esta unidade foi proposta para designar um conjunto de ortognaisses e granitoides foliados, com assinatura química cálcio-alkalina, com idades em torno de 2,1 Ga. O Complexo Rio Araguari representa uma suíte plutônica calcio-alkalina expandida, composta, sobretudo, por granitoides foliados e ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica, monzogranítica e diorítica.

3.3.6 Granito Cigana

João *et al.* (1979) propuseram a individualização e designação do Granito Cigana para um conjunto de corpos graníticos sin-cinemáticos, que apresentam formas irregulares ou corpos alongados segundo direção NW-SE. O Granito Cigana representa uma fase magmática potássica, com termos de monzogranitos e sienogranitos. Levando-se em consideração as relações espaciais que sugerem que o Granito Cigana é intrusivo no Tonalito Papa Vento (2,13-2,14 Ga), foi sugerido que este seja mais novo que 2,13 Ga.

3.3.7 Granitóides Indiferenciados

Nesta unidade foram agrupados diversos plutons, supostamente do paleoproterozoico, com dimensões e formas variáveis, que se dispõem em corpos alongados irregulares, sempre com eixo maior concordante à estruturação regional. São seccionados por zonas de cisalhamento que definem as relações de contato com unidades adjacentes. Análises isotópicas Sm-Nd realizadas forneceram idades T_{DM} de 2,90 Ga e 2,12 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014).

3.3.8 Granito Vila Bom Jesus

Esta unidade constitui um plúton de monzogranito porfirítico intrusivo nas unidades Tonalito Papa Vento e Gnaiss Porfírio, cuja datação pelo método de evaporação de Pb em zircão aponta para alojamento do plúton em 2,08 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014).

3.3.9 Granito Tauari

Este granito foi cartografado na região do médio curso do Rio Falsino, cuja forma subcircular sugere representar alojamento tardi a pós-tectônico. Esse corpo trunca a estruturação regional, o que indica relação intrusiva em rochas dos complexos Tartarugal Grande e Araguari e Tonalito Papa Vento. Através do método da evaporação de Pb em zircão, foi obtida a idade média de 2,04 Ga. Tal idade deve ser utilizada como restritiva, devido a imprecisão do resultado analítico, representando apenas uma estimativa aproximada da idade mínima de colocação do corpo (Rosa-Costa *et al.* 2014).

3.4 MESOZOICO

3.4.1 Diabásio Cassiporé

O termo Diabásio Cassiporé foi proposto por Lima et al. (1974) para definir um conjunto de diques de diabásio, de caráter toleítico e idade triássico-jurássica, que recortam as unidades pré-cambrianas do estado do Amapá.

Na porção oeste da área estudada, ocorre um conjunto de diques de diabásio, denominado como Diabásio Cassiporé, com orientações predominantes NNW-SSE e N-S, mas com variações para NW-SE e NE-SW. Estes são representados por rochas básicas cinza escuras a cinza esverdeadas e maciças com idades entre 202 e 190 Ma, obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (Deckart *et al.* 1997).

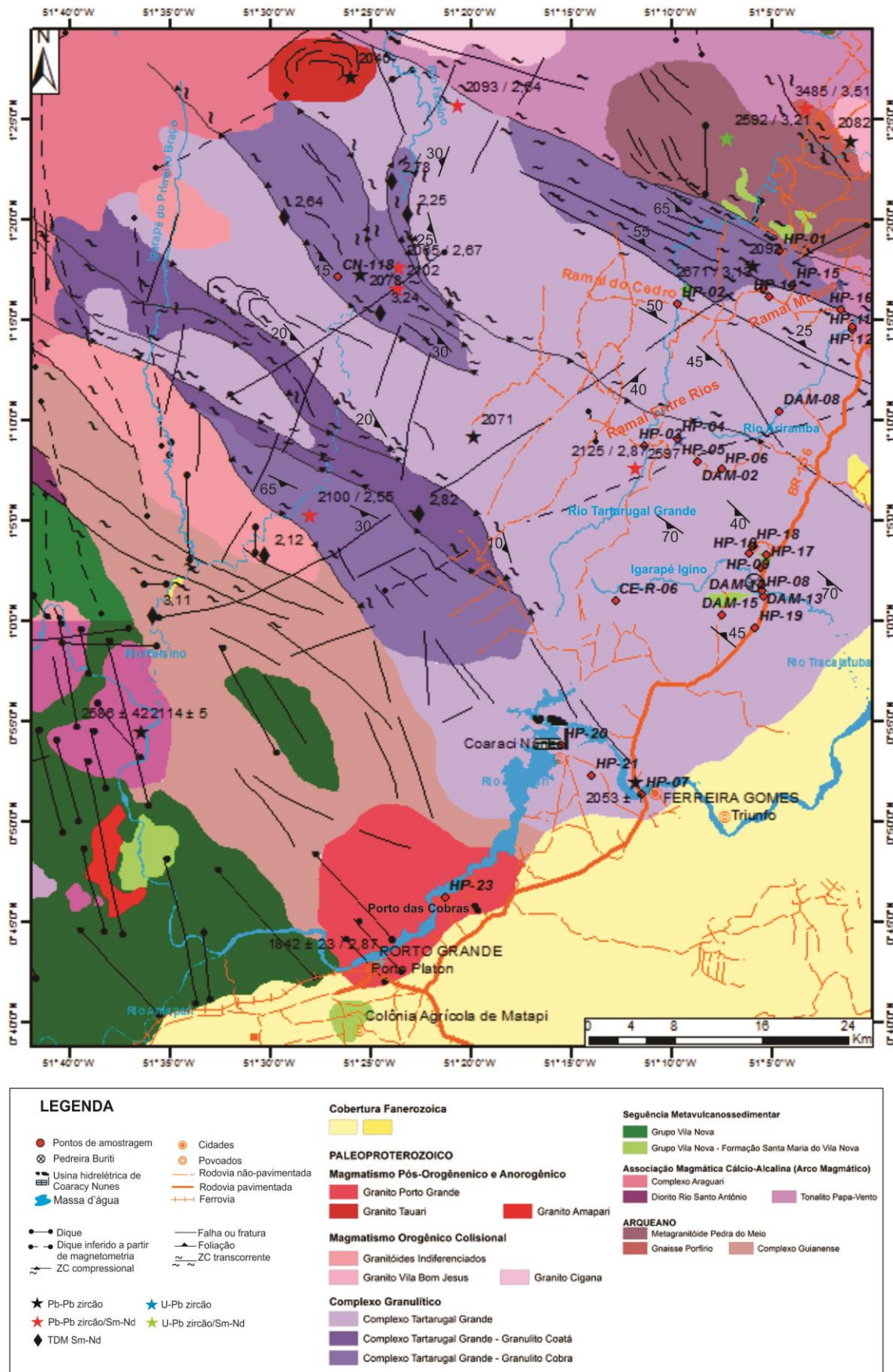


Figura 7 - Mapa geológico da área de estudo em que abrange o Complexo Tartarugal Grande, com indicação dos pontos de amostragem (modificado de Barbosa *et al.* 2013 e Rosa-Costa *et al.* 2012).

3.5 O COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE NA ÁREA DE ESTUDO

O Complexo Tartarugal Grande na área de estudo compreende um conjunto de rochas de alto grau metamórfico formado por granulitos félsicos (incluindo charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos) e granulitos máficos, além de paragneisses. Esta unidade define uma faixa com largura de aproximadamente 60 km por mais de 90 km disposta na direção NW-SE, desaparecendo a leste sob coberturas lateríticas e depósitos costeiros. Em direção noroeste ela se estreita confrontando com a unidade denominada Gnaiss Porfírio.

Essas rochas são encontradas em afloramentos na forma de lajedos nas margens da BR-156 e em estradas vicinais, em pedreiras para exploração brita (Figura 8) e também ao longo das margens dos rios na área como Tartarugal Grande, Araguari, Ariramba, Tracajatuba e Falsino (Figura 9).

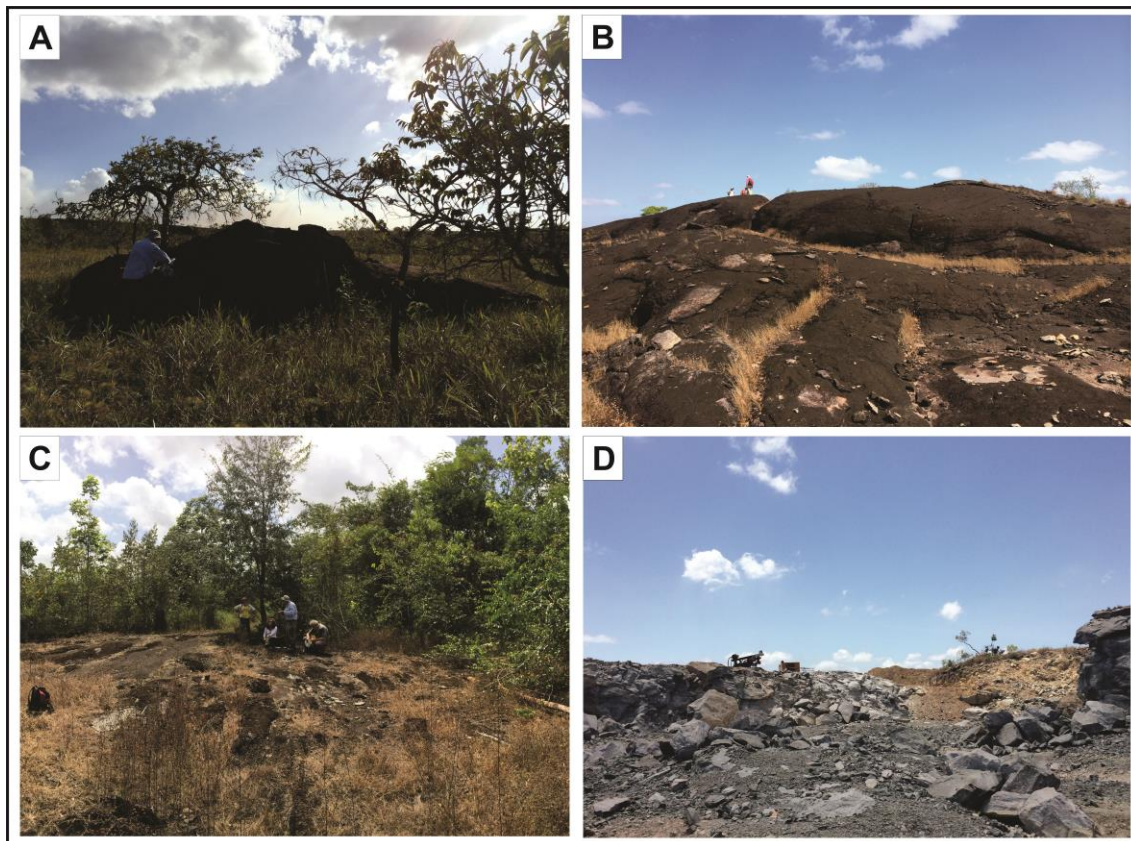


Figura 8 - Aspectos gerais da ocorrência dos gnaisses e granulitos: **A** e **B**) Grandes lajedos abaulados de granulito charnockítico (HP-05) e granada-biotita leucogneisse (HP-08A) às margens da rodovia BR-156; **C**) Grande lajedo de granulito enderbítico (HP-01) no ramal da BR-156 ao vilarejo Mutum; **D**) Pedreira Buriti, onde ocorre granulito enderbítico (HP-09A) e granada-biotita leucogneisse (HP-09B).

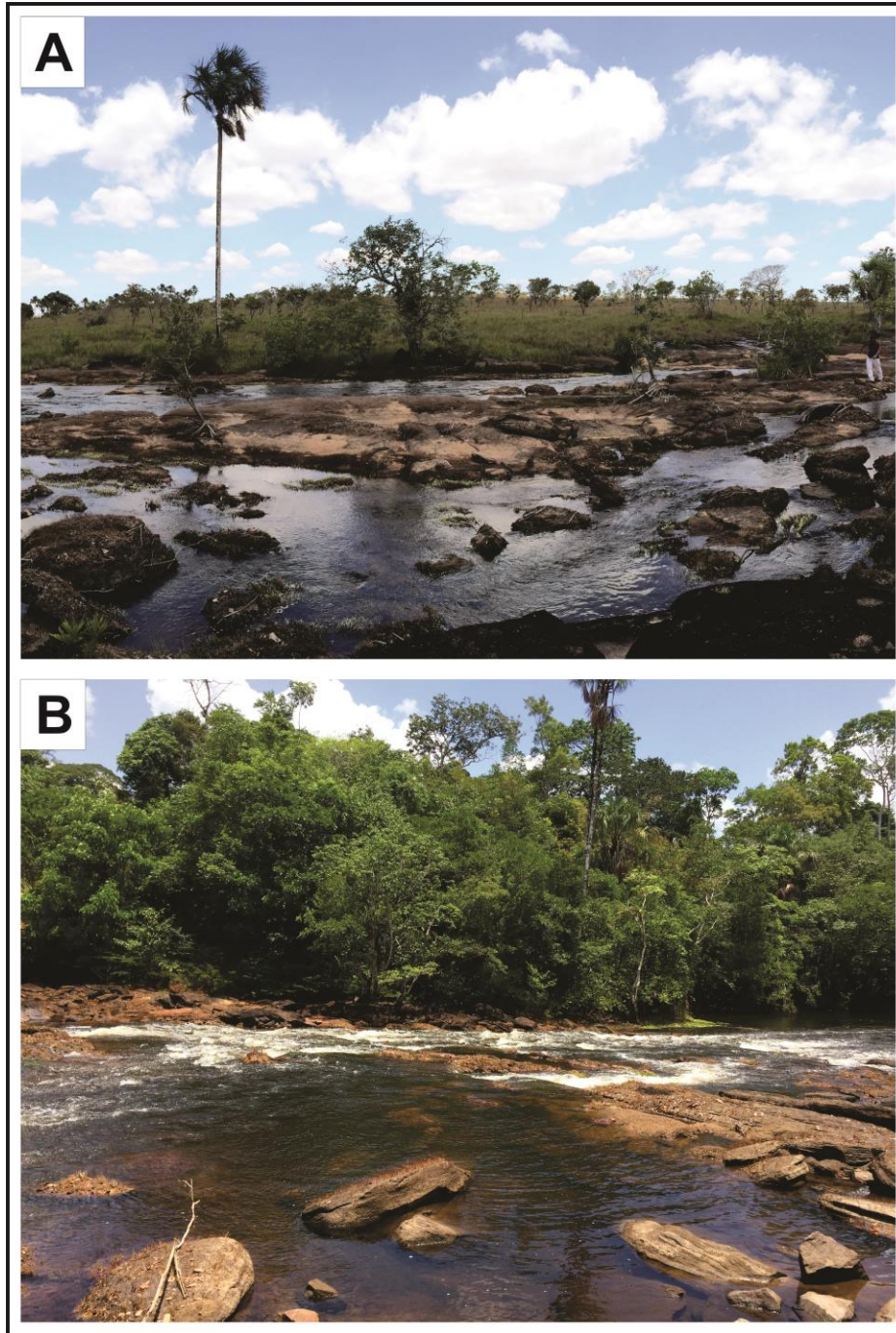


Figura 9 – Aspectos gerais das ocorrências de gnaisses e granulitos em leitos encachoeirados de rios: **A)** Lajedos de granada-biotita leucognaisse no Rio Ariramba (HP-12); **B)** Lajedos de biotita gnaisse no Rio Tartarugal Grande (HP-03).

Os granulitos félsicos apresentam bruscas relações de contato com os leucognaises (Figuras 10–A e B), enquanto que os granulitos máficos ocorrem como corpos de dimensões métricas mais restritas em termos de volume e área aflorante e estão associados aos granulitos félsicos e leucognaises (provavelmente representam corpos intrusivos como diques mais antigos que cortavam as unidades antes do metamorfismo).

A estruturação da área é marcada regionalmente por orientações NW-SE, sendo observado o aleitamento tectônico de rochas de idades (arqueanas e paleoproterozoicas), origens e graus metamórficos diferentes, definindo o contato tectônico entre estas, controlando a forma desses corpos, que ocorrem como faixas, lentes ou plútons, alongados segundo a direção de estruturação principal. A estruturação NW-SE é revelada por extensos lineamentos, que podem atingir centenas de quilômetros. Apresentam-se sinuosos, formando ramificações para NNW-SSE em alguns setores.

Rosa-Costa *et al.* (2006) admitem a atuação de tectônica transcorrente entre 2,07 e 2,03 Ga que condicionou o metamorfismo e migmatização do embasamento arqueano na região e a colocação de pequenos corpos graníticos tardi-orogênicos ao longo de extensas zonas de cisalhamento direcionais. Enquanto que o conjunto de zonas de cisalhamento contracionais caracterizado pelas rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande indica que estas estruturas condicionaram o alçamento destas rochas infracrustais a níveis mais superiores da crosta.

Ao longo do perfil estudado, o complexo está pouco estruturado, tendo sido identificadas feições como foliações e algumas fraturas. No entanto, há bandamentos bem caracterizados em campo (Figura 11). As medidas realizadas indicam que as foliações apresentam direções preferenciais para NW-SE, de acordo com as medidas já realizadas em outros trabalhos, com mergulhos variando entre 20 e 40 graus para NE.

Feições de migmatização, como neossomas, de composição quartzo-feldspática também estão presentes nos granulitos charnockíticos e leucognaisses na forma de leitos concordantes ao bandamento ou veios e bolsões (Figuras 10–C e D), resultantes da fusão parcial desses corpos, deixando este registro nos afloramentos.

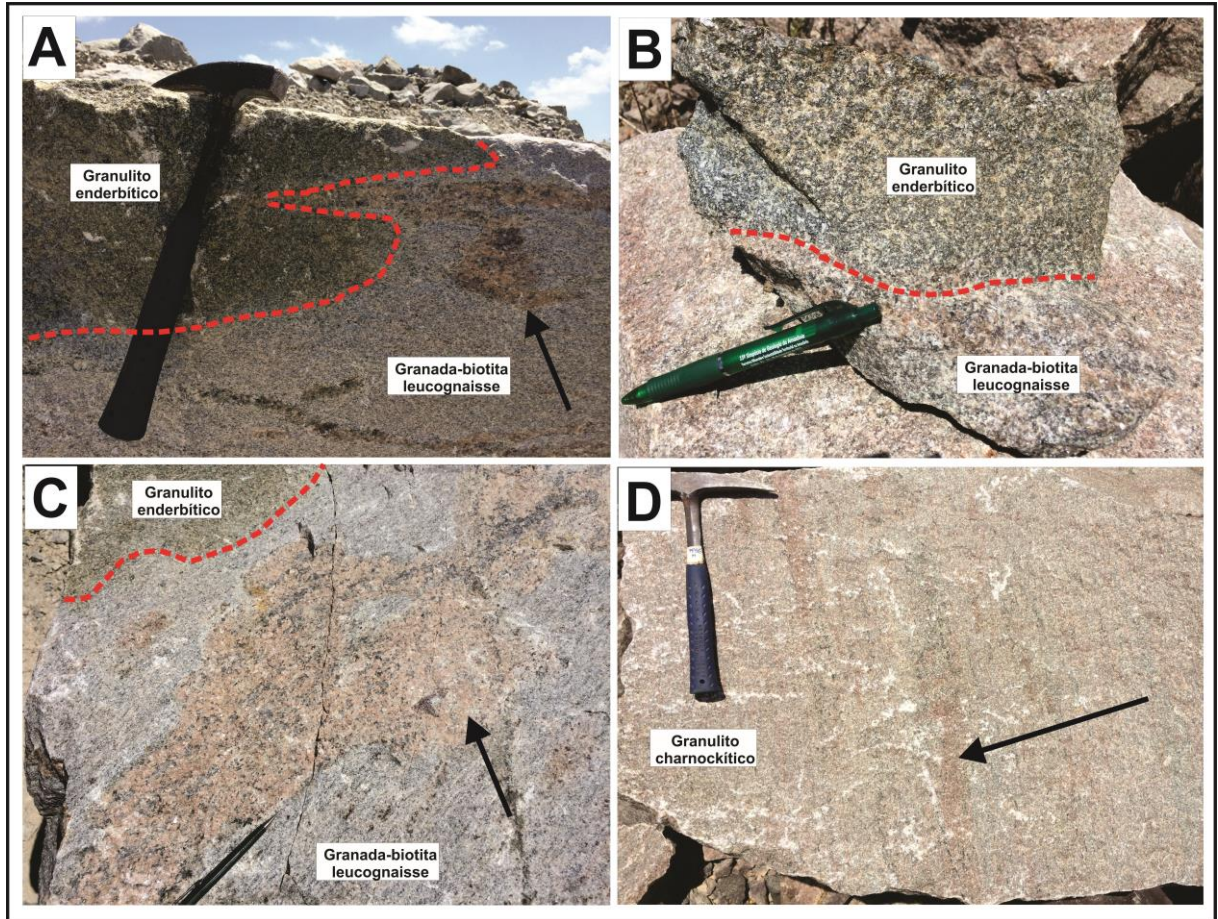


Figura 10 – Relações espaciais entre as rochas de alto grau em cortes na Pedreira Buriti: **A)** Bloco apresentando o contato entre granulito enderbítico (HP-09A) e granada-biotita leucognaisse (HP-09B). Notar neossoma quartzo-feldspático indicado pela seta; **B)** Detalhe da relação de contato entre o granulito enderbítico (HP-09A) e granada-biotita leucognaisse (HP-09B); **C)** Neossoma na forma de bolsão em granada-biotita leucognaisse (HP-09C); **D)** Neossomas em granulito charnockítico (HP-21A).

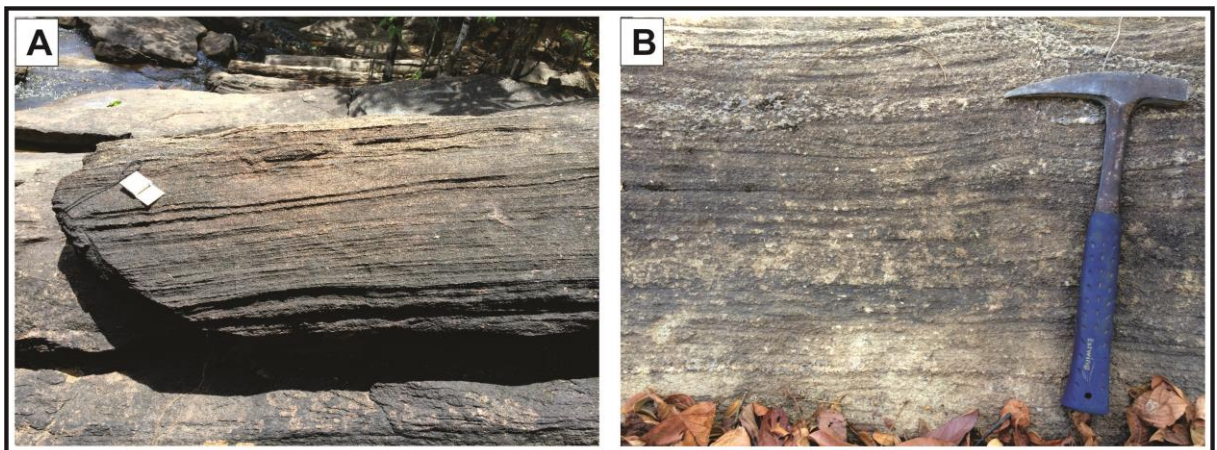


Figura 11 - Representação das estruturas de foliação das rochas do Complexo Tartarugal Grande: **A)** Estrutura bandada em biotita gnaisse (HP-03) no leito do Rio Tartarugal Grande; **B)** Bandamento composicional de granada-biotita leucognaisse (HP-07) às margens do Igarapé Igino.

4 PETROGRAFIA DOS GRANULITOS E GNAISSES

A análise petrográfica envolveu a descrição de amostras de mão e de lâminas delgadas de 27 amostras coletadas durante a campanha de campo deste estudo, além de quatro lâminas delgadas cedidas pela CPRM-Belém. Na análise petrográfica foi possível obter informações mineralógicas e microestruturais, bem como realizar análises modais, com a contagem de 1500 pontos em Contador de pontos *Swift* do LAPETRO/PPGG, o que permitiu a quantificação mineralógica, auxiliando na classificação dos tipos petrográficos e distinção das rochas de alto grau metamórfico estudadas e na interpretação dos processos que ocorreram na área.

A petrografia mostrou que as rochas do Complexo Tartarugal Grande apresentam heterogeneidade nas características supracitadas. Entre os granulitos félsicos e máficos, há variações nas quantidades de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e minerais opacos. Há também variedades composicionais dos gnaisses, contendo distintas proporções de biotita, granada e hornblenda. Porém, a mineralogia essencial dessas rochas é formada por plagioclásio, microclina e quartzo, enquanto que o constituinte acessório reúne minerais opacos, zircão e apatita. Nas Tabelas 1 e 2 é apresentada a composição modal das rochas estudadas do Complexo Tartarugal Grande. A classificação das rochas de alto grau, mais especificamente das rochas granulíticas, seguiram as recomendações de Streckeisen (1974), Le Maitre (2002) e da SCMR (Fettes & Desmons 2008).

De posse disso, os estudos permitiram a caracterização de seis grupos petrográficos. As amostras HP-05, HP-08B, HP-10, HP-18, HP-19B e HP-21A compreendem granulitos charnockíticos; as amostras HP-02 e HP-21B correspondem aos granulitos charnoenderbíticos; as amostras HP-01, HP-03, HP-07, HP-09A, HP-15, HP-16, HP-20 correspondem aos granulitos enderbíticos; as amostras HP-23 e LT-R-262B correspondem aos granulitos máficos; as amostras HP-04A, HP-06, HP-08A, HP-09B, HP-12, HP-13, HP-14, HP-17, HP-19A, LT-R-262A, CN-118, CE-R-06 compreendem leucognaisses; e a amostra HP-11 representa hornblenda-biotita gnaisse.

O Anexo A contém a listagem de todas as amostras estudadas, com a devida classificação e suas coordenadas geográficas, e no mapa da Figura 7, os pontos de afloramento e amostragem estão posicionados e plotados.

Baseado nessas informações e na análise modal os granulitos félsicos foram plotados no diagrama de Streckeisen de classificação de rochas da série charnockítica (Le Maitre 2002), situando-se nos campos do charnockito, charnoenderbito e enderbito e, os granulitos máficos no diagrama de rochas gabroicas, situaram-se no campo do gabronorito (Figura 12).

Tabela 1- Análise modal (%) dos granulitos do Complexo Tartarugal Grande (contagem de 1500 pontos com espaçamento 2).

Tipo petrográfico	Granulitos charnockíticos						Granulitos charnoenderbíticos		Granulitos enderbíticos							Granulitos máficos	
	HP-05	HP-08B	HP-10	HP-18	HP-19B	HP-21*	HP-02	HP-21B	HP-01	HP-03	HP-07	HP-09A	HP-15	HP-16	HP-20	HP-23	LT-R-262B
Quartzo	40,4	47,2	32,8	46,7	30,2	38,1	44,2	41,2	23,9	23,4	33,1	40,0	28,8	24,1	42,4	-	-
Plagioclásio	7,4	9,0	5,1	6,9	1,6	12,3	32,2	35,4	41,3	56,1	45,8	48,9	48,4	43,4	32,2	57,0	52,3
Microclina	34,2	32,3	49,6	39,2	56,7	44,5	6,2	13,1	6,3	0,5	5,0	2,4	0,5	3,4	4,3	-	-
Ortopiroxênio	3,3	2,35	3,2	5,4	3,3	1,2	1,4	6,8	5,3	7,8	5,7	3,9	1,6	4,2	1,7	10,9	17,1
Clinopiroxênio	-	-	-	-	-	-	-	-	2,6	-	6,0	-	-	7,7	-	22,5	19,8
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	14,6	-	-	-	-	-	6,0	5,7	7,7
Biotita	13,0	8,45	8,8	0,6	4,6	3,1	15,0	-	4,0	10,3	1,5	2,4	18,9	16,1	5,7	-	-
Minerais opacos*	1,2	0,7	0,3	1,2	3,1	0,6	0,8	2,9	2,0	1,9	2,5	2,2	1,8	1,0	7,0	3,7	3,1
Zircão	0,5	-	0,2	-	0,5	0,2	0,2	0,6	-	-	0,4	0,2	-	0,1	0,5	-	-
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,2	-
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

*Ilmenita, hematita e magnetita.

Tabela 2 - Análise modal (%) dos gnaisses do Complexo Tartarugal Grande (contagem de 1500 pontos com espaçamento 2).

Tipo petrográfico	Gnaisses													Hbl-bt gnaisse
	Leucognaisses													
Amostra Mineral	HP-04A	HP-06	HP-08A	HP-09B	HP-12	HP-13	HP-14	HP-17	HP-19A	LT-R-262A	CN-118	CE-R-06	HP-11	
Quartzo	41,4	28,1	45,4	35,6	43,6	57,9	37,8	32,8	35,2	34,3	37,1	35,3	45,2	
Plagioclásio	7,2	0,3	1,6	0,6	1,0	2,9	4,1	5,4	1,0	2,5	1,7	5,4	20,2	
Microclina	37,8	58,9	43,9	57,4	42,5	37,9	50,9	45,8	52,2	52,2	50,7	52,8	10,3	
Biotita	11,3	12,2	6,4	4,9	11,8	-	4,3	8,5	9,7	3,7	4,1	2,1	4,5	
Granada	2,1	-	2,2	1,2	-	1,3	2,2	6,6	1,4	-	-	-	-	
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11,4	
Cordierita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,0	6,3	4,2	-	
Minerais opacos*	0,2	0,5	0,5	0,3	0,8	-	0,2	0,9	0,6	0,3	0,1	0,2	2,1	
Zircão	-	-	-	-	0,3	-	0,1	-	-	-	-	-	0,2	
Apatita	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	0,1	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

*Ilmenita, hematita e magnetita.

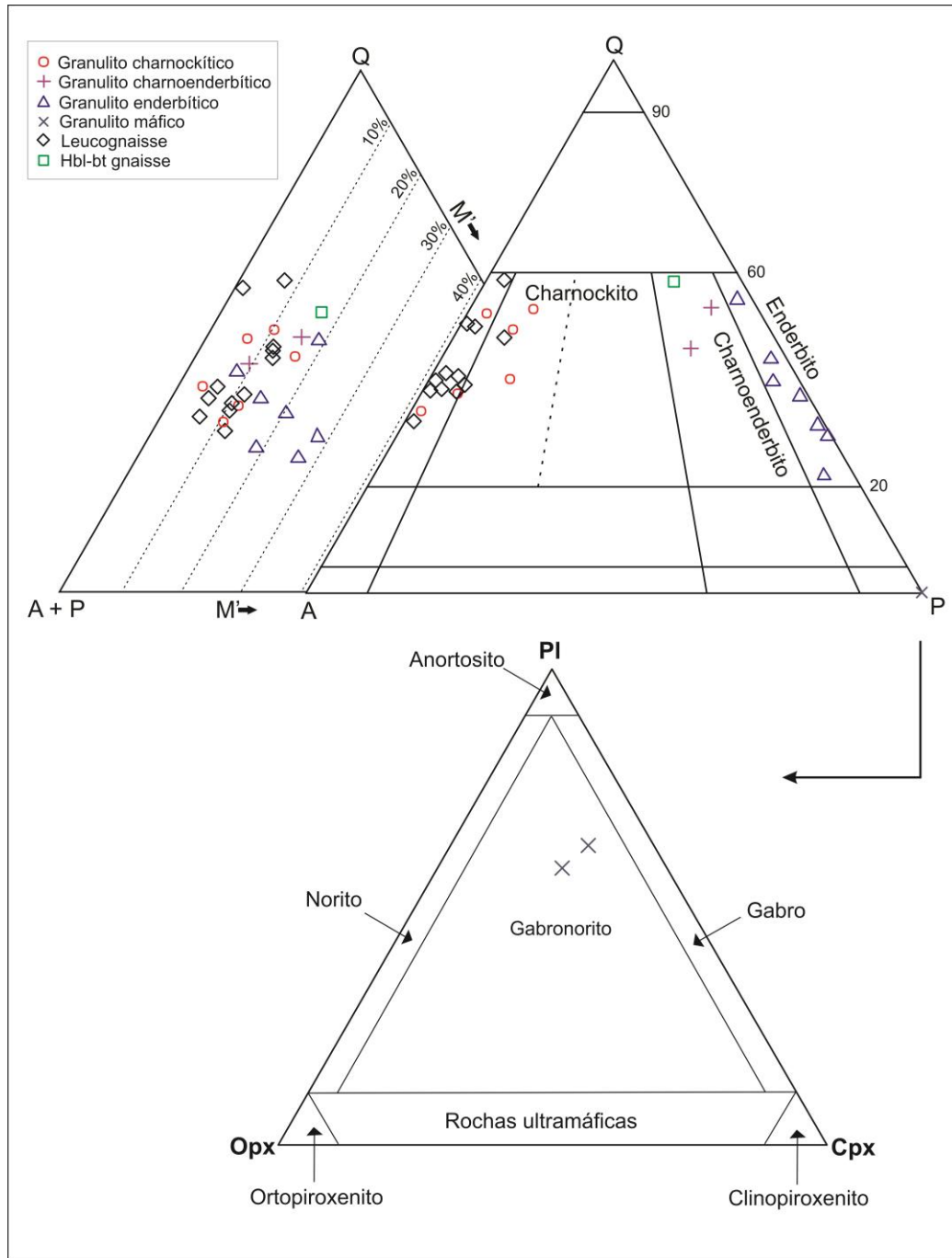


Figura 12 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' de Streckeisen com plotagem das rochas de alto grau estudadas em diagramas da série charnockítica e gabroicas (Streckeisen 1974; Le Maitre 2002). Valores normativos na Tabela 1.

4.1 GRANULITOS FÉLSICOS

Os granulitos félsicos são os tipos petrográficos predominantes na área estudada, representados pelas amostras HP-05, HP-08B, HP-10, HP-18, HP-19B, HP-21A (granulitos charnockíticos), HP-02, HP-21B (granulitos charnoenderbíticos), HP-01, HP-03, HP-07, HP-09A, HP-15, HP-16, HP-20 (granulitos enderbíticos). Eles foram identificados em afloramentos ao longo da BR-156, no Igarapé Igino, nos rios Tartarugal Grande, Araguari e

Tracajatuba, bem como nas proximidades dos vilarejos Cedro, Mutum e Entre Rios, na Pedreira Buriti e em frente à barragem da Hidrelétrica de Coaracy Nunes.

As rochas têm composição granítica, granodiorítica e tonalítica, de acordo com a classificação de Streckeisen (1974) (Figura 12). Os granulitos charnockíticos e charnoenderbíticos são em seus aspectos petrográficos muito parecidos, apresentando cor cinza rosada ou cinza esverdeada, enquanto que os granulitos enderbíticos são individualizados por exibir tonalidades mais escuras variando do cinza escuro ao verde escuro. No geral, apresentam granulação média, e mostram comumente estruturação maciça (Figuras 13A e 16A). Porém, em alguns casos é registrada uma foliação discreta, apresentada principalmente pela orientação preferencial da biotita (Figura 13B). Feições migmatíticas não são de grande expressão, destacando neossomas na forma de veios de composição quartzo-feldspática tanto concordantes ou discordantes à estruturação principal. A seguir esses litotipos serão descritos em mais detalhes.

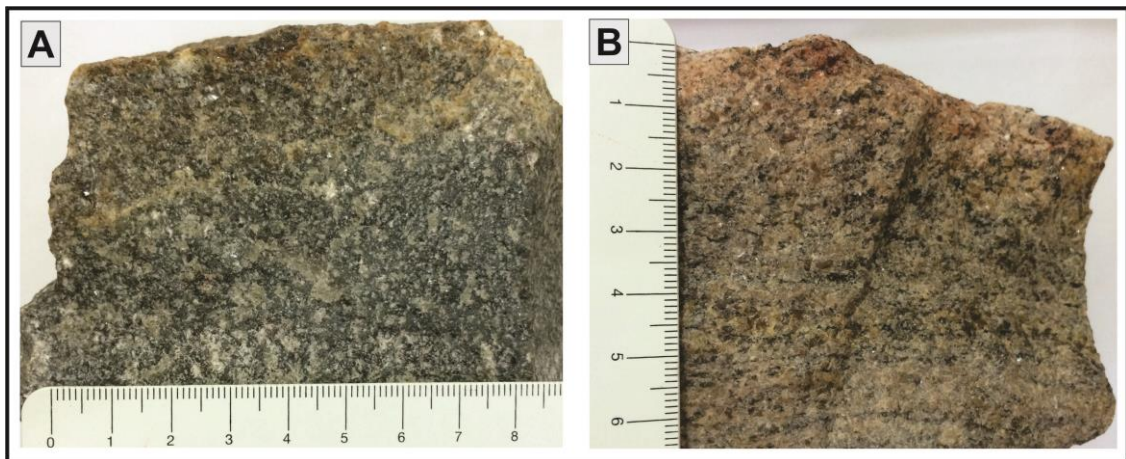


Figura 13 - Feições petrográficas e estruturais dos granulitos estudados: **A)** Rocha de granulação média, apresentando a estrutura maciça característica dos granulitos charnockíticos; **B)** bandamento incipiente (foliação S1), com algumas concentrações discretas de minerais máficos.

4.1.1 Granulito charnockítico

Sob observação microscópica apresentam textura granoblástica inequigranular com conteúdo mineralógico formado por microclina mesopertítica, quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, biotita e minerais opacos (Figura 14A), com zircão, apatita e minerais opacos como minerais acessórios.

Os cristais de ortopiroxênio são subédricos ou anédricos, com dimensões entre 0,5 e 1 mm e pleocroísmo rosado a incolor. Os cristais estão bastante fraturados, com estas fraturas ocupadas por finos minerais micáceos (Figuras 14-B, C e D). Nesse tipo de rocha, o

ortopiroxênio é encontrado também como “resquício”, estando predominantemente substituído por biotita, apresentando coloração rosa salmão.

Existem dois tipos de biotita, provavelmente geradas a partir de diferentes processos. O primeiro é caracterizado por cristais de biotita lamelares, com pleocroísmo forte, variando entre o marrom pálido (X) e o marrom avermelhado (Y, Z), estando normalmente em contatos retos com os outros minerais e definem uma discreta foliação. Análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) detectaram os seguintes teores: Fe (~16%), Al (9,15%), Mg (7,56%), K (8,12%) e Ti (1,74%), confirmando tratar-se de biotita titanífera. O segundo tipo (Figura 14E) ocorre bordejando e substituindo o ortopiroxênio e, neste caso, tem um pleocroísmo mais fraco, que varia do amarelo pálido (X) ao marrom (Y, Z), supostamente um tipo de biotita magnesiânica-ferrífera.

Os cristais de microclina se apresentam em grande quantidade nessa rocha, com percentual variando entre 32 e 57%. Constitui cristais mesoperitéticos em que os intercrescimentos estão na forma de filetes orientados ou na forma de chamas, com percentual de lamelas de albita entre 30 e 40% (Figura 14F). Apresentam contatos comumente suturados ou curvos com os demais minerais, além de forte extinção ondulante. Estão fraturados e estas fraturas são preenchidas provavelmente por biotita pálida e óxidos/hidróxidos de ferro.

O quartzo ocorre em proporção modal entre 30 e 47%, com cristais de até 2mm, sendo estes anédricos, deformados, cujas feições presentes são a extinção ondulante forte, com subgrãos, e alguns cristais estirados e fraturados.

O plagioclásio é um constituinte menor nos granulitos charnockíticos, com conteúdo modal entre 1,5 e 12%, ocorrendo como cristais anédricos e subédricos, com tamanhos menores que 1 mm. Encontram-se maclados segundo a lei da albita e alterados parcialmente para sericita. Contém microfraturas preenchidas por biotita e em outros casos, por carbonato. Seus contatos com os demais cristais normalmente são retos, porém podem exibir contatos curvos com o quartzo. Em muitos casos, uma feição comum são os intercrescimentos mirmequíticos representados por feições vermiformes de quartzo nas bordas do plagioclásio em contato com a microclina.

Os minerais descritos acima (microclina e plagioclásio) contêm inclusões de finos cristais de quartzo, biotita e apatita, representando provavelmente feições texturais ígneas.

Os minerais opacos são finos e anédricos e estão sempre associados com os cristais de ortopiroxênio e biotita, formando contatos retos. O zircão é encontrado como pequenos cristais euédricos e subédricos, inclusos no plagioclásio e microclina, enquanto que a apatita em cristais muito finos, inclusos no plagioclásio e quartzo.

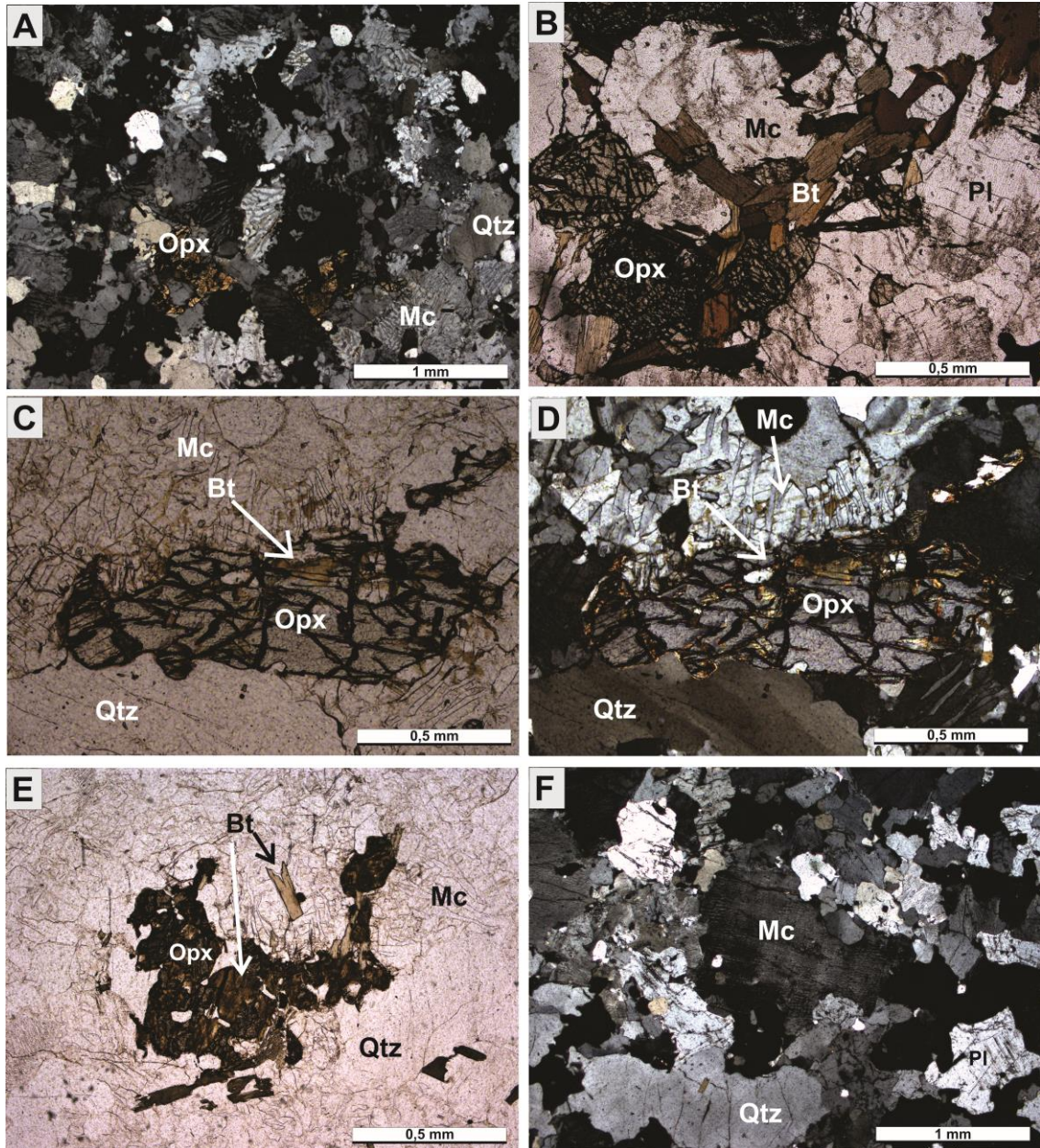


Figura 14 - Representação fotomicrográfrica dos granulitos charnockíticos: **A)** Aspecto geral da textura granoblástica da rocha, com os contatos irregulares endentados entre os cristais; **B)** Detalhe de um cristal de ortopiroxênio subédrico bastante fraturado, em contato de equilíbrio com biotita; **C e D)** Cristais de ortopiroxênio em equilíbrio com os demais minerais com substituição para biotita, com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente; **E)** Biotita nas duas formas, em contato de equilíbrio com os minerais e como resultado da alteração do ortopiroxênio; **F)** Microclina mesopertítica em destaque e cristal de quartzo alongado.

4.1.2 Granulito charnoenderbítico

Sob observação microscópica esse tipo petrográfico não apresenta consideráveis diferenças em relação aos granulitos charnockíticos, apresentando também textura granoblástica inequigranular, sendo constituído por quartzo, plagioclásio (em maiores proporções), microclina, biotita e ortopiroxênio, além de minerais opacos, zircão e apatita como minerais acessórios (Figura 15A). A estrutura principal dessas rochas é o bandamento definido pela orientação dos minerais constituintes.

A biotita ocorre com proporção modal de 15% ou ausente e apresenta cristais orientados, preferencialmente alternados com os minerais félsicos, definindo uma foliação incipiente (Figura 15B). Exibe pleocroísmo variando do marrom pálido (X) ao marrom avermelhado (Y, Z). Também ocorre como mineral secundário, em substituição nas bordas ou fraturas de cristais de ortopiroxênio, com pleocroísmo fraco, variando do amarelo pálido (X) ao marrom (X, Y).

Os cristais de ortopiroxênio apresentam dimensões entre 0,3 e 1 mm. Geralmente mostram feições de deformação, como fraturas e leve encurvamento de seus cristais, além de estarem substituídos parcialmente e/ou totalmente por biotita (Figura 15C). Esses cristais tem um leve pleocroísmo, variando de verde pálido (X) ao rosa salmão (Y, Z).

O quartzo apresenta proporção modal por volta de 40%, definindo cristais anédricos de até 2,5 mm, deformados, com alguns cristais alongados e fraturados. Os contatos são irregulares (serrilhados) entre si (Figura 15D) ou retos com os demais minerais exibindo forte extinção ondulante. Nas bordas desses cristais são encontrados grãos menores em mosaicos poligonais, representando recristalização.

Os cristais de plagioclásio cuja proporção modal na rocha é de cerca de 33%, são do tipo andesina (An_{30-35}) e ocorrem como cristais com formas anédricas e subédricas, apresentando maclamento do tipo polissintética. Os contatos com os cristais quartzo e biotita são irregulares, mas são registrados contatos retos com estes e outros cristais de plagioclásio.

A microclina é um constituinte menor nesse tipo de granulito, com percentagem entre 6 e 13%, apresentam intercrescimento mesopertítico e contatos retos ou interlobados com os cristais de quartzo e plagioclásio.

Os minerais opacos podem alcançar até 3% modal, estando associados com os cristais de piroxênio e biotita, constituindo diminutos cristais anédricos. Os cristais de zircão têm formas euédrica e subédrica, enquanto que a apatita forma cristais muito finos, prismáticos, inclusos nos cristais de plagioclásio e quartzo.

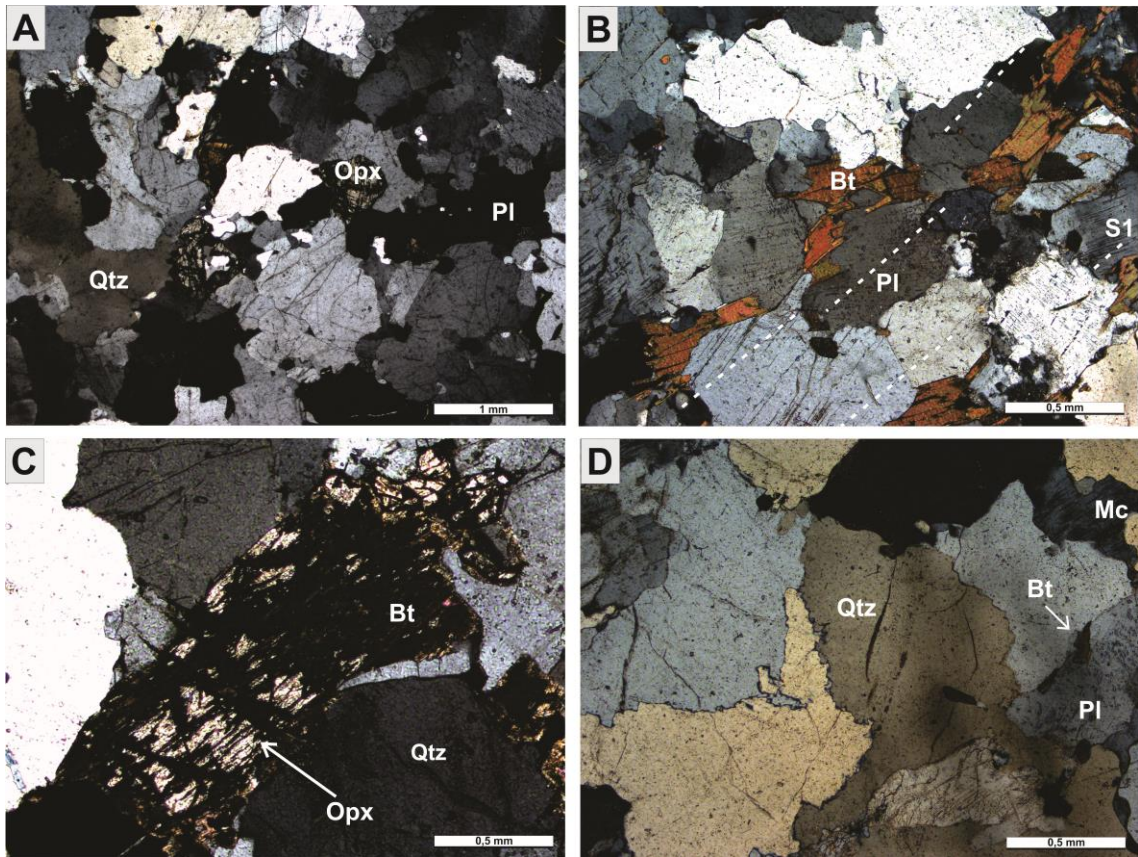


Figura 15 - Representação fotomicrográfica do granulito charnoenderbítico: **A)** Aspecto geral da textura granoblástica, com os cristais apresentando contatos embaiados; **B)** Faixa de cristais orientados de biotita, alternada com bandas félsicas, destacando um bandamento incipiente (S1); **C)** Cristal reliquiar de ortopiroxênio quase totalmente substituído por biotita avermelhada, com reação de hidratação indicativa de retrometamorfismo; **D)** Contatos serrilhados entre os cristais de quartzo com extinção ondulante e subgrãos, indicando a deformação imposta à rocha.

4.1.3 Granulitos enderbíticos

Os granulitos enderbíticos, em termos petrográficos têm como constituição mineralógica principal plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio, biotita e hornblenda e em quantidades menores ou acessórias, microclina, minerais opacos, apatita e zircão. Apresentam, no geral, textura granoblástica poligonal (Figura 16B), com porções foliadas onde a concentração de biotita é alta. Variações na quantidade e ocorrência de alguns destes minerais permitiram caracterizar petrograficamente dois tipos distintos de enderbitos, denominados biotita enderbito e bBiotita-hornblenda enderbito, que diferem basicamente pela presença ou ausência da hornblenda (Figuras 17-A e B). Porém, os demais minerais têm propriedades semelhantes. As características dos minerais formadores desses dois tipos serão descritas em conjunto, a seguir.

Os cristais de piroxênio apresentam características semelhantes; tanto os ortopiroxênios quanto os clinopiroxênios são anédricos ou subédricos, exibem comumente contato reto e por vezes, curvo com os outros cristais, e ambos se mostram bastante

fraturados. Dentre estes, o ortopiroxênio ocorre em maior quantidade, apresentando pleocroísmo fraco com cor rosa salmão, birrefringência de primeira ordem e ângulo de extinção reto. Em uma das amostras, a análise por MEV-EDS indicou Mg (8,63%), Fe (26,63%), Si (28,08%) e O (36,53%). O clinopiroxênio é provavelmente da variedade diopsídio (Figura 16C), com pleocroísmo fraco variando do incolor (X) ao verde pálido (Y, Z), com ângulo de extinção entre 38 e 44°.

Da mesma maneira que nas outras rochas a biotita se apresenta com duas feições que representam gerações diferentes. A primeira se apresenta em quantidades entre 1,5 e 19% modal, com pleocroísmo variando entre marrom amarelado (X) e marrom avermelhado (Y, Z), definindo sua natureza titanífera, comprovada por análises de MEV-EDS que detectou os seguintes teores: Ti (3,7%), Mg (6,73%), Al (7,96%), K (9,1) e Fe (16,05%). Estes cristais mostram discreta orientação preferencial, formando agregados ou trilhas orientadas (Figura 16D), porém podem ser encontrados de maneira dispersa nessas rochas. O outro tipo difere deste pelo seu fraco pleocroísmo que varia do amarelo pálido (X) ao marrom (Y, Z), e por ocorrer em substituição nas bordas dos cristais de ortopiroxênio, representando reação de hidratação, relacionada ao processo retrometamórfico.

Os cristais de plagioclásio são subédricos e anédricos, com tamanho variando entre 0,5 e 1,5 mm. O maclamento é do tipo polissintético, e em alguns cristais o encontra-se encurvado em resposta a deformação (Figura 17D). Os contatos são retos com os demais cristais, porém também mostram contatos suturados, além de estarem alterados para sericita.

O quartzo apresenta cristais com forte extinção ondulante e feições de subgrãos devido à deformação superimposta. Em algumas porções estão cominuídos e recristalizados. Exibem contatos suturados com os outros cristais de quartzo, enquanto que com os demais cristais, são comumente retos.

Os cristais de microclina são mesopertíticos e têm formas subédricas, exibindo maclamento do tipo xadrez e contatos retos com os demais cristais.

Os minerais opacos alcançam proporções de 2 a 7%, são tabulares ou estão na forma de grãos, com dimensões que variam de 0,1 a 0,5 mm. Análises por MEV-EDS mostraram os seguintes valores: Ti (34,02%) e Fe (37,83%), o que permite caracterizá-los como ilmenita.

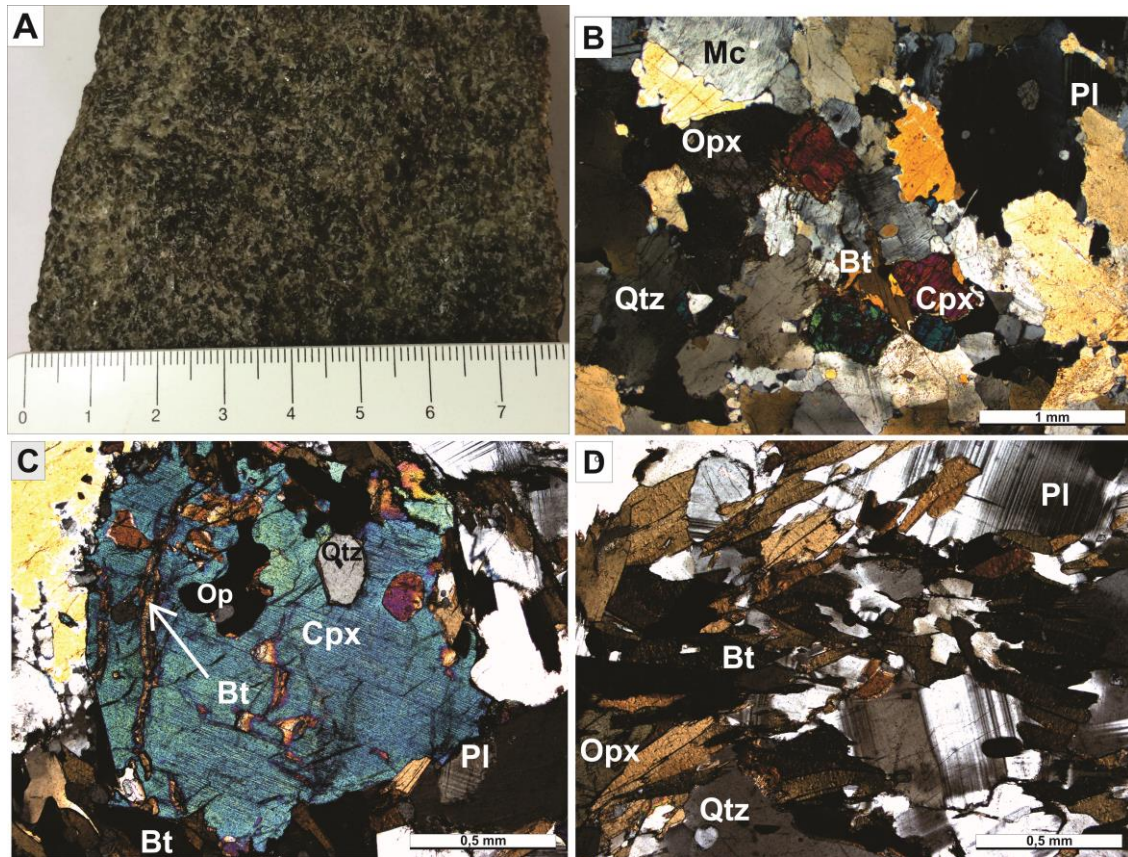


Figura 16 – Aspectos petrográficos dos Granulitos enderbíticos: **A)** Amostra de mão do granulito enderbítico, exibindo a estruturação maciça característica desse litotipo; **B)** Associação mineralógica em equilíbrio na rocha, exibindo textura granoblástica; **C)** Cristal de clinopiroxênio com inclusões de quartzo e minerais opacos, além das fraturas preenchidas por biotita e; **D)** Cristais de biotita titanífera formando agregados orientados na rocha, em contato de equilíbrio com piroxênio.

Os cristais de anfibólio presentes apenas no tipo biotita-hornblenda enderbítico ocorrem em proporções modais de 6 e 14% aproximadamente, caracterizados por serem xenomórficos, tendo dimensões entre 0,3 e 0,7 mm. Apresentam pleocroísmo moderado, variando de verde oliva (X) ao marrom (Y, Z) e ângulo de extinção de 15 e 20° caracterizando-os como hornblenda. Estes se encontram fraturados, além de exibirem contatos perfeitamente retos com os outros cristais, contendo inclusões de minerais opacos. A hornblenda pode ocorrer de duas formas, em contatos tipo ponto tríplice com os cristais de quartzo, plagioclásio e piroxênios demonstrando equilíbrio metamórfico, os quais são dominantes (Figura 17C) ou associada aos piroxênios, em que estão substituídos parcialmente em suas bordas, formando coroas, ou totalmente, representando fases hidratadas crescidas durante o retrometamorfismo.

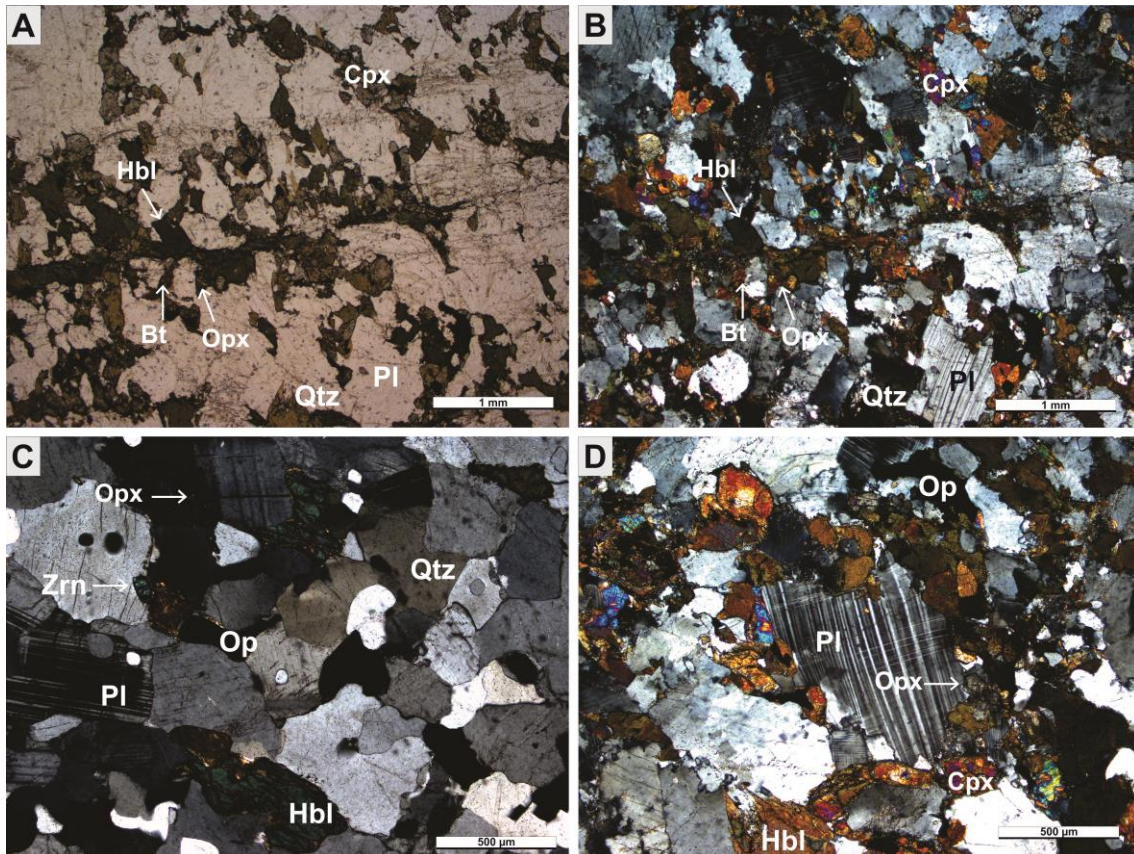


Figura 17 – Feições petrográficas microscópicas em Biotita-hornblenda enderbito: **A e B**) Com nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, os principais minerais da rocha formando textura granoblástica; **C**) Cristais de hornblenda formando pontos trípticos com o quartzo e plagioclásio e; **D**) Maclas levemente encurvadas do plagioclásio, resultante de processos deformacionais.

4.2 GRANULITOS MÁFICOS

Os granulitos máficos são rochas de pouca ocorrência na área estudada e foram coletados em apenas dois pontos, ao longo da BR-156 (LT-R-262B) e no Porto das Cobras (HP-23).

Na escala mesoscópica são rochas de cor preta, granulação fina com variação até média, isotrópicas e homogêneas (Figura 18A), exibindo localmente uma discreta foliação definida pela orientação dos cristais de hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Em termos petrográficos, são rochas que apresentam textura granoblástica poligonal, com pontos trípticos perfeitos entre as várias fases minerais, são equigranulares, com a constituição mineral formada por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio e hornblenda (Figura 18B), e em quantidades menores ou acessórias minerais opacos e apatita. Estes minerais encontram-se em perfeito equilíbrio, pois mostram contatos retos bem definidos e minerais como o plagioclásio límpidos, sem alteração. Em alguns pontos apresentam uma sutil reação que envolveu a formação de carbonatos, indicando que houve o processo de carbonatação, relacionada ao retrometamorfismo. Porém, tais feições ocorrem localmente.

O plagioclásio é o mineral mais abundante com teores de 52 a 57% modal e ocorre como cristais com dimensões de 0,1 a 0,8 mm, sendo anédricos, com contatos retos ou interlobados, com junções tríplexes nos contatos com os demais cristais da rocha. Isso indica um equilíbrio textural entre esses minerais. Os cristais são límpidos, sem alteração e o maclamento é do tipo albita (Figura 18C). Em alguns cristais, a geminação mecânica ocorre caracterizada por lamelas encurvadas, descontínuas e afinadas nas suas extremidades. A composição e o teor de anortita obtida pelo método de Michel-Levy foi An_{60} , o que lhe confere o tipo labradorita. Alguns destes cristais de plagioclásio contêm pequenas inclusões de hornblenda e apatita.

O ortopiroxênio exibe teores de 11 a 17% modal e é caracterizado por apresentar cristais com pleocroísmo fraco, variando, de incolor (X) a rosa pálido (Y, Z), com birrefringência baixa e extinção reta. O clinopiroxênio (19 e 22,5% modal) apresenta cristais com pleocroísmo fraco, variando do incolor (X) ao verde claro (Y, Z), com cores de interferência na segunda ordem e ângulo de extinção de 42° , o que permite classificá-lo como diopsídio. Ambos têm tamanho pequeno, entre 0,1 e 1 mm e são subédricos. Os contatos com os outros cristais são comumente retos.

As feições texturais dessas rochas em que definem os contatos perfeitos entre as diferentes fases minerais, indicam o crescimento concomitante, denotando equilíbrio metamórfico na formação dessas rochas.

Os piroxênios apresentam em casos raros uma feição reliquiar, margeando pequenos cristais de plagioclásio, formando uma espécie de “cordão” em torno. Em alguns pontos, o cristal de plagioclásio está completamente englobado, constituindo inclusões no piroxênio, representando, possivelmente, feições texturais primárias de origem magmática.

Nas fraturas e bordas de alguns cristais de piroxênio há discretas transformações, provavelmente para biotita oxidada.

Os cristais de anfibólio apresentam dimensões variadas, desde cristais de tamanho entre 0,1 e 0,5 mm a cristais de tamanho entre 1,0 e 1,5 mm. Esse mineral tem o pleocroísmo moderado, variando do marrom pálido (X), marrom esverdeado (Y) ao marrom escuro (Z) e ângulo de extinção entre 13° e 17° , caracterizando-o como hornblenda. Estes se mostram principalmente na forma de cristais xenomórficos, podendo ocorrer como cristais subédricos (prismas curtos) e anédricos. Seus contatos são retos com os demais cristais, mostrando o equilíbrio na sua formação. Além disso, os cristais de hornblenda também podem se apresentar na forma de agregados orientados, constituindo um discreto bandamento definido pela alternância com os minerais félsicos (Figura 18D).

Os diminutos minerais opacos são anédricos e estão associados com piroxênio e anfibólio, seja como inclusão ou em contatos retos. Através da análise por MEV-EDS foi possível identificar a ilmenita com proporções de Fe = 38,30% e Ti = 33,51%, além da magnetita, com Fe = 80,09%.

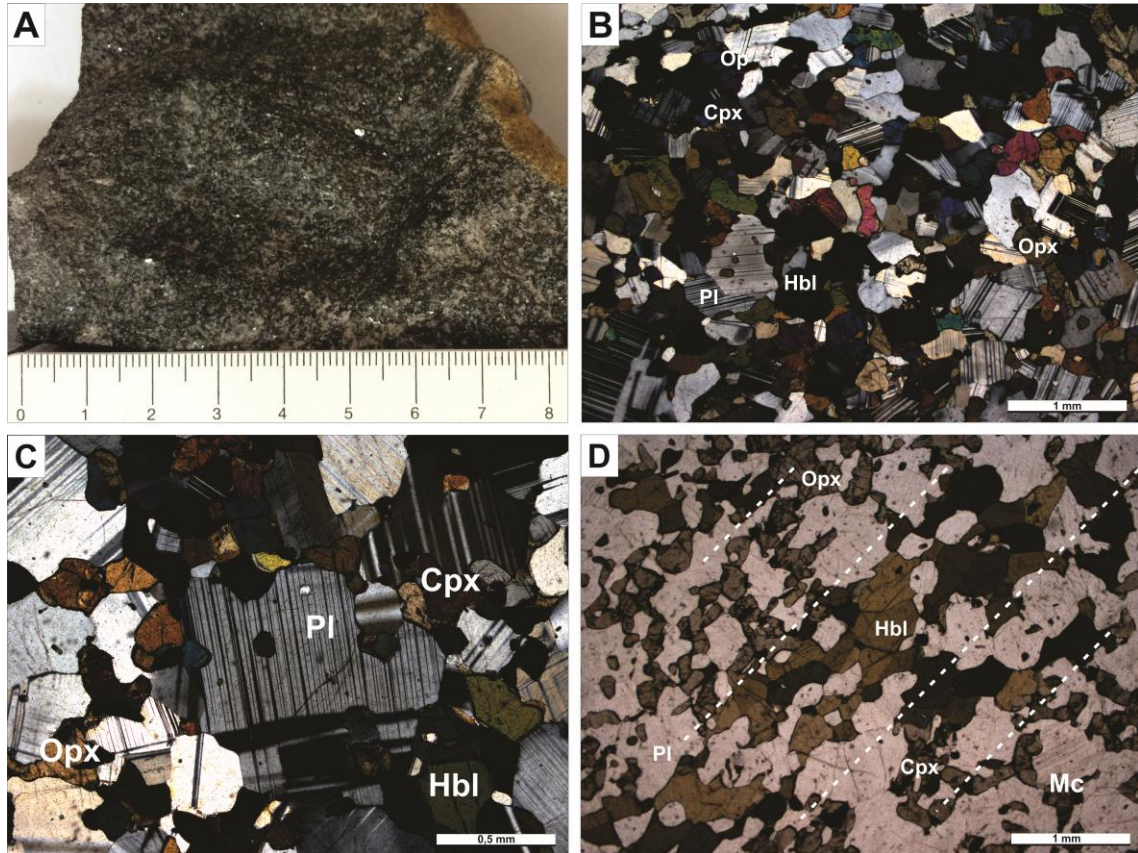


Figura 18 – Feições petrográficas dos granulitos máficos: **A)** Amostra de mão do granulito máfico exibindo a cor cinza escura e a estruturação maciça da rocha; Representações fotomicrográficas: **B)** Textura granoblástica poligonal com contatos em ponto tríplice entre os minerais; **C)** Cristais de plagioclásio exibindo maclamento do tipo albita e contendo inclusões de finos cristais de hornblenda; **D)** Com nicóis descruzados, faixa de agregados de cristais de hornblenda com orientação preferencial na rocha.

4.3. GNAISSES

Os gnaisses da área estudada foram classificados petrograficamente em dois tipos, leucognaisses, representados pelas amostras HP-04A, HP-06, HP-08A, HP-09B, HP-12, HP-13, HP-14, HP-17, HP-19A, LT-R-262A, CN-118, CE-R-06 e hornblenda-biotita gnaiss representado pela amostra HP-11, e caracterizam paragnaisses e ortognaiss, respectivamente. Nos leucognaisses, foi possível reparar quatro variedades em razão da presença e quantidade de biotita, granada e cordierita. Porém, no geral, essas rochas são muito parecidas, sendo detalhadas a seguir.

4.3.1 Leucognaisses aluminosos

Essas rochas ocorrem principalmente na porção centro-leste da área estudada, comumente associadas aos granulitos enderbíticos/charnockíticos, exibindo contatos bruscos com estes litotipos. Também são encontradas feições de anatexia, como neossomas quartzo-feldspáticos. As variedades petrográficas identificadas foram baseadas na presença ou ausência de biotita, granada e cordierita, porém, geralmente eles apresentam características muito semelhantes. Em geral essas rochas não mostram um claro bandamento, sendo identificada apenas uma discreta orientação de biotita e cristais de quartzo alongados.

4.3.1.1 Granada-biotita leucognaisse

Esse tipo de gnaisse apresenta granulação média, cor branca, com bandamento composicional incipiente (Figuras 19A), formado pela alternância de porções ricas em quartzo, microclina e plagioclásio com leitos muito finos com concentração de biotita, minerais opacos e porfiroblastos de granada. Os minerais acessórios presentes são apatita, zircão e minerais opacos. A textura da rocha é granoblástica poligonal com finas lâminas de biotita orientadas definindo a foliação (Figura 19B).

O quartzo se apresenta com teores variando entre 33 e 45% em cristais anédricos, sendo encontrado em formas alongadas e como mosaicos poligonais, exibindo extinção ondulante. Os contatos com os outros cristais são retos, tipo ponto tríplice, podendo ser encontrados ainda endentados com a microclina e embricados, sinalizando deformação intensa. Além disso, o quartzo foi reconhecido em finos agregados recristalizados, formando trilhas entre os cristais maiores.

Os cristais de microclina são mesopertíticos, se apresentam em cristais com formas anédricas e subédricas, com forte extinção ondulante e maclamento tipo xadrez difuso em que aparecem lamelas incipientes ou por vezes apagadas, levando ao desaparecimento das maclas. Os contatos com os cristais de quartzo são comumente suturados. Alguns cristais contêm inclusões de quartzo e biotita, além de estarem alterados pra sericita.

Os cristais de biotita ocorrem também em duas formas, como biotita primária e secundária. Na primeira forma, os cristais exibem forte pleocroísmo, variando de amarelo pálido (X) ao marrom avermelhado (Y, Z), sendo a variedade titanífera, comprovada por análises de MEV-EDS que apresentaram as seguintes concentrações: Ti = 2,69%, K = 9,91%, Mg = 8,15%, Al = 9,21% e Fe = 16,40%. Estes cristais estão orientados, formando trilhas nesses gnaisses e alternados com os minerais félsicos, realçando a estruturação dos gnaisses. Na outra forma, a biotita também ocorre provavelmente como produto de alteração da

granada ou até mesmo da própria biotita, porém com pleocroísmo marrom pálido ou verde claro.

O plagioclásio se apresenta como diminutos cristais anédricos, com forte extinção ondulante, alterados para sericita. O maclamento é do tipo albita-periclina, além de intercrescimento mirmequítico, que é bastante comum nos bordos do plagioclásio quando em contato com a microclina, desenvolvendo-se grãos de quartzo tipo vermiforme.

Os cristais de granada são microporfiroblastos euédricos (Figura 19C), que se encontram fraturados com preenchimento de biotita. Além disso, mostram textura em coroa, com substituição nas bordas por um fino mineral de coloração marrom, provavelmente biotita. Os porfiroblastos contêm inclusões de quartzo e biotita, englobando e preservando esses cristais em processo de crescimento do mineral. Em alguns gnaisses as granadas estão orientadas sutilmente, destacando-se em bandas, com a foliação as contornando (Figura 19D).

Os minerais opacos ocorrem como cristais anédricos e sempre associados à biotita e granada em contatos retos. A análise por MEV-EDS permitiu identificar a hematita, com alto teor de Fe (77,61%).

O zircão ocorre como finos cristais subédricos e alguns prismáticos na rocha, enquanto que a apatita forma cristais muito finos, euédricos, sendo encontrados como inclusões em cristais de microclina e quartzo.

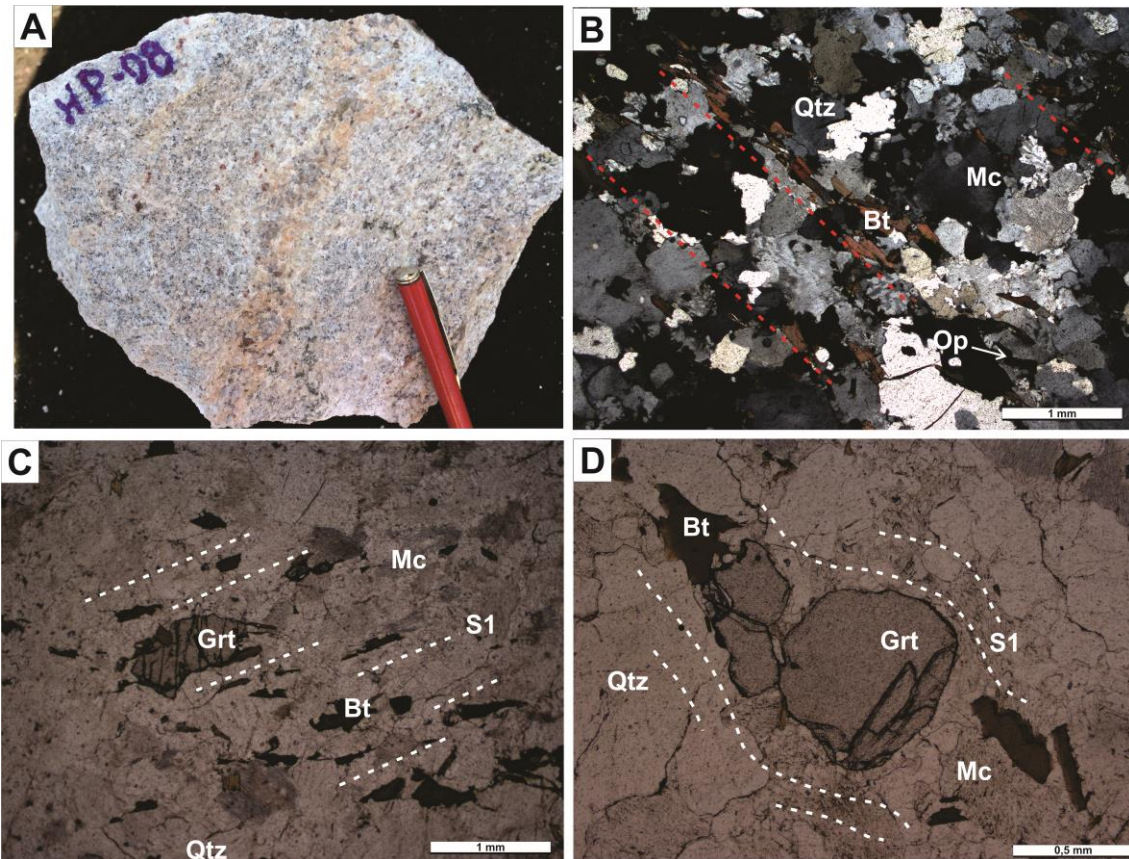


Figura 19 – Feições petrográficas dos leucognaises: **A)** Amostra de mão de Granada-biotita leucognaisse exibindo bandamento composicional incipiente e concentrações de leucossomas na rocha. Representações fotomicrográficas: **B)** Textura granoblástica poligonal e concentrados de biotita, formando finas lâminas orientadas e alternadas com minerais félsicos, originando bandamento composicional; **C)** Cristal deformado e fraturado de granada orientada em conjunto com os cristais de biotita; **D)** Microporfiroblasto de granada fraturada, contornada pela foliação.

4.3.1.2 Biotita-cordierita leucognaisse

O biotita-cordierita leucognaisse é constituído por quartzo, microclina, cordierita e em menores quantidades biotita e plagioclásio. Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão e minerais opacos. A rocha é granoblástica inequigranular (Figura 20A). Este litotipo difere da rocha anterior pela presença da cordierita, de modo que, as características dos demais minerais dessa rocha são muito semelhantes ao gnaisse descrito anteriormente.

Com proporções modais entre 4 e 7%, a cordierita ocorre na forma de cristais alongados, acompanhando a orientação da biotita (Figuras 20-B e C), bem como os cristais de quartzo estirados, definindo orientação incipiente. Exibem maclamento polissintético complexo, porém as geminações são descontínuas e acunhadas (Figura 20D). Os cristais exibem extinção ondulante e contém inclusões de quartzo, biotita e minerais opacos. Ao longo das fraturas, há substituições para um mineral de cor verde clara, caracterizando a pinita.

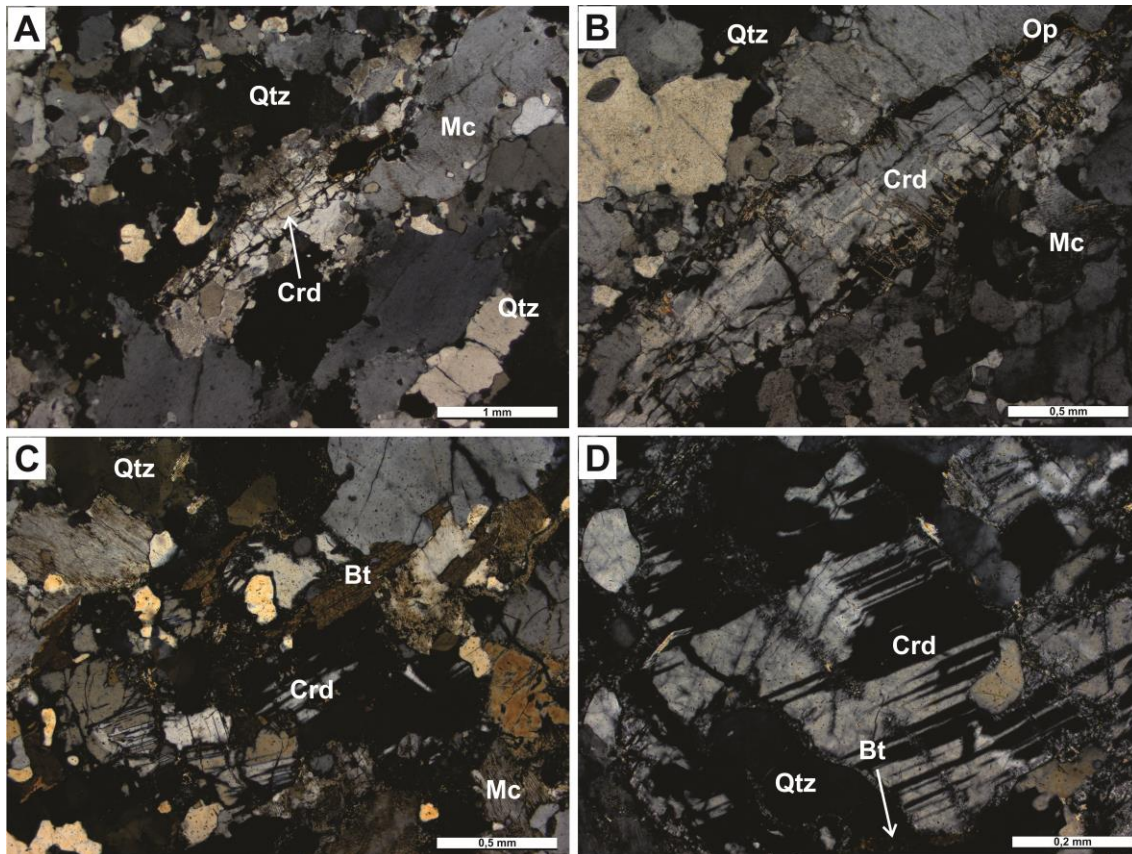


Figura 20 - Representação fotomicrográfica de Biotita-cordierita leucogneisse: **A)** Cristais em contatos irregulares, formando textura granoblástica inequigranular; **B)** Cristal de cordierita alongado, bastante fraturado e alterado para pinita; **C)** Cristais de biotita orientados e em equilíbrio com a cordierita; **D)** Cristal de cordierita com maclamento descontínuo e acunhado.

4.3.1.3 Biotita leucogneisse

O biotita leucogneisse exibe granulação média, cor cinza e bandamento incipiente, em que se alternam finos leitos ricos em minerais félsicos (quartzo, microclina e plagioclásio) com bandas formadas por biotita. A textura é granoblástica inequigranular. Os minerais acessórios são apatita, zircão e minerais opacos.

O quartzo é encontrado como cristais alongados ou agregados poligonais e exibem extinção ondulante. Em algumas porções estes cristais estão cominuídos, em grãos diminutos, indicando a atuação da deformação sobre rocha. Os contatos com os outros cristais são retos, porém também existem contatos suturados.

O plagioclásio se apresenta como cristais subédricos ou anédricos, com maclamento tipo albita, porém em algumas seções encontram-se transformados para sericita.

Os cristais de biotita expressam-se pelo pleocroísmo variando do amarelo pálido (X) a marrom avermelhado (Y, Z). Têm contatos retos com o plagioclásio e quartzo e mostram-se alterados para outro tipo de biotita de cor marrom pálido. Formam trilhas exibindo orientação incipiente (Figuras 21-A e B).

Os cristais de microclina se apresentam como mesopertitas como lamelas na forma de filetes, com forte extinção ondulante, maclamento apagado, além de estarem fraturados.

Os minerais opacos são anédricos e estão comumente associados com os cristais de biotita, exibindo contatos retos e curvos.

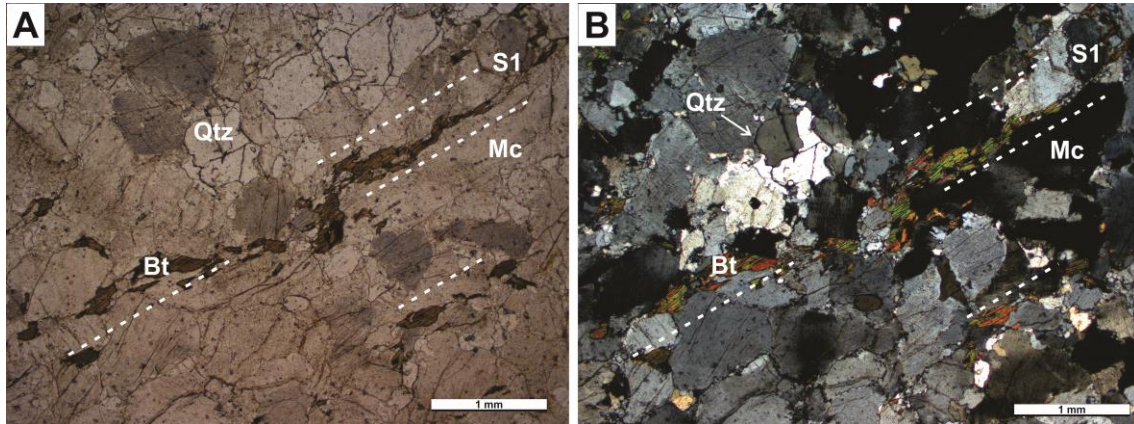


Figura 21 - Representação fotomicrográfica do Biotita leucogneisse do Complexo Tartarugal Grande: **A)** Trilhas de biotita ressaltando a orientação (S1) (luz natural); **B)** Textura granoblástica inequigranular com minerais com contatos irregulares (luz polarizada).

4.3.1.4 Granada leucogneisse

Este tipo de gnaiss representado pela amostra HP-13 é caracterizado por exibir cor branca, granulação fina, devido à cominuição nas zonas de cisalhamento, além de uma discreta orientação dos minerais, mostrando a alternância de finas bandas ricas em quartzo com leitos mais feldspáticos (Figura 22A). Esta rocha contém ainda, porfiroblastos de granada. É possível identificar a presença de neossomas feldspáticos, bastante comuns nas rochas dessa área.

Microscopicamente, esta rocha exibe textura porfiroblástica em matriz granoblástica inequigranular, sendo constituída por quartzo, microclina, plagioclásio e granada (Figura 22B). O zircão ocorre como mineral acessório. A biotita ocorre de forma secundária, produto de alteração da granada.

O quartzo é o mineral mais abundante na rocha (~58%). Os cristais são caracterizados por estarem bastante cominuídos, exibir forte extinção ondulante, além de alguns cristais estarem na forma de fitas, definindo orientação na rocha. Seus contatos com os outros cristais podem ser retos, porém ocorrem também suturados.

A microclina está na forma de cristais subédricos ou anédricos, apresentando forte extinção ondulante. Seus contatos comumente são retos, porém são identificados contatos embaiados com os cristais de quartzo. Esse mineral apresenta maclamento xadrez, bem como

exsolução na forma de filetes, que podem chegar em proporção de mesopertita. Alguns cristais contêm inclusões de quartzo e zircão e encontram-se alterados para sericita.

A granada é o menor constituinte, com teor modal de 1,3%, e ocorrem como microporfiroblastos fraturados contornados por biotita (Figuras 22-C e D), ao longo dessas fraturas.

Os cristais de plagioclásio são antipertíticos e ocorrem em pequenas proporções na rocha (~3%) e se expressam como diminutos cristais anédricos, com contatos retos.

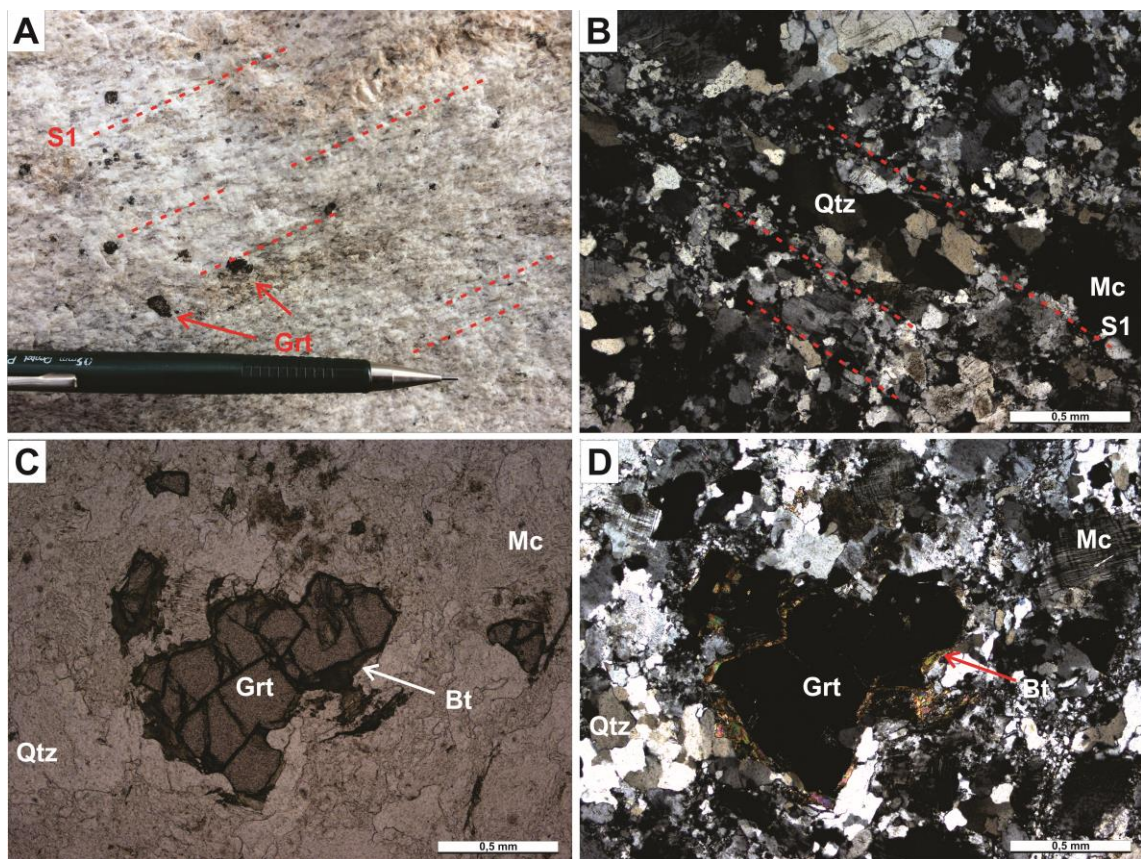


Figura 22 – Feições petrográficas do Granada leucogneisse do CTG: **A)** Porfiroblastos de granada em amostra de mão, exibindo a discreta orientação dos cristais de microclina e quartzo. Notar bandas de neossomas concordantes à foliação; **B)** Cristais de quartzo e microclina alongados, envoltos por uma matriz granoblástica; **C)** Detalhe de porfiroblasto de granada fraturada, bordas substituídas por biotita; **D)** Mesma feição com luz polarizada. No canto superior direito, se tem a microclina com maclamento xadrez, bem como agregados cominuídos e recristalizados quartzo-feldspáticos, indicando deformação.

4.3.2 Hornblenda-biotita ortogneisse

Esse tipo compreende ortogneisse de composição granodiorítica, e só foi identificado na margem da BR-156, aflorando em lajedos (HP-11). Provavelmente não faz parte do terreno granulítico, mas do domínio arqueano tectonicamente próximo do limite com o Complexo Tartarugal Grande, a NE da região. Além disso, não foram encontrados gnaisses com essa

mesma composição na área estudada. No entanto, o hornblenda-biotita gnaïsse foi descrito no trabalho.

Essa rocha apresenta coloração rosada, granulação média, e bandamento composicional bem definido, com a alternância de bandas ricas em minerais félsicos com finos leitos ricos em minerais máficos (Figura 23A). Os constituintes principais são quartzo, plagioclásio e hornblenda, em menores quantidades microclina, biotita e minerais opacos (Figura 23B), e acessórios apatita e zircão. A textura da rocha é granoblástica inequigranular, formada pelos cristais de variados tamanhos na rocha.

O quartzo se apresenta na forma de cristais anédricos, alongados, e a maior parte dos cristais é caracterizada por agregados poligonais, além de apresentar extinção ondulante, aspecto este que indica forte deformação imposta na rocha.

O plagioclásio se apresenta em quantidade modal de 26%, caracterizado por cristais anédricos e subédricos com dimensões de 0,5 a 2,5 mm. Os contatos com os demais cristais são comumente retos, porém com alguns cristais de quartzo, esses contatos são curvos. O maclamento na maioria dos cristais é do tipo albita e em algumas seções as maclas são difusas.

Com teor de 11%, os cristais de anfibólio se apresentam na forma subédrica, como prismas alongados menores que 1 mm. O pleocroísmo é moderado e varia de verde amarronzado (X) a marrom escuro (Y, Z), com ângulo de extinção entre 15 e 25°, caracterizando-o como hornblenda. Estes cristais estão bastante fraturados e têm contatos retos com os demais minerais, com biotita e minerais opacos sempre associados à hornblenda, definindo agregados na rocha.

A biotita é um constituinte de pouca proporção nessa rocha (4,5%) e ocorre como lamelas orientadas, acompanhando e associando-se aos cristais de hornblenda, exibindo uma orientação incipiente alternando com os minerais félsicos. Apresenta pleocroísmo do marrom amarelado (X) ao marrom escuro (Y, Z).

Os cristais de microclina são pouco frequentes e se apresentam em forma anédrica, com extinção ondulante forte e maclamento do tipo xadrez quase apagado. Seus contatos podem ser retos ou interlobados com os demais cristais.

Os minerais opacos ocorrem como pequenos cristais anédricos, sempre associados aos cristais de anfibólio e biotita. Os contatos com estes são retos e curvos.

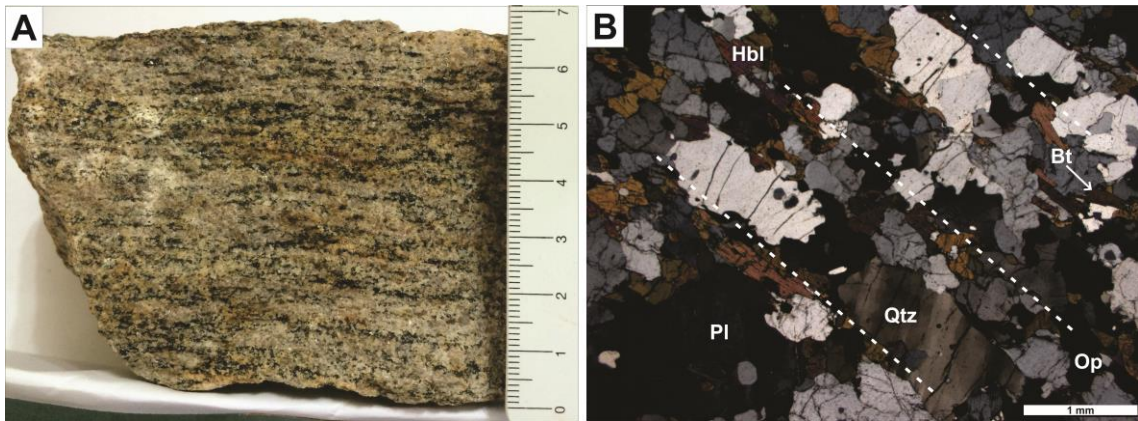


Figura 23 – Feições petrográficas do ortogneisse do CTG: **A)** Amostra de mão de Hornblenda-biotita gnaiss, exibindo a alternância das bandas ricas em minerais félsicos com os leitos máficos; **B)** Fotomicrografia exibindo a constituição principal (plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita) e a textura granoblástica da rocha. Notar cristais de biotita orientados, em alternância com os cristais de quartzo alongados, formando o bandamento composicional (HP-11).

Discussão dos resultados

A partir do estudo petrográfico realizado em amostras do Complexo Tartarugal Grande foram caracterizados seis principais tipos de rochas na área, classificadas como: granulito charnockítico, granulito charnoenderbítico, granulito enderbítico (representando granulitos félsicos); granulito máfico, leucognaisses aluminosos e ortognaisses. Entre estes, foram feitas ainda subclassificações de acordo com a característica composicional e presença ou ausência de alguns minerais.

Os granulitos félsicos são os tipos predominantes por toda a área e representam originalmente protólitos magmáticos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica. Em alguns casos ainda registram-se remanescentes de uma textura magmática do protólito, apresentando o que seria uma textura hipidiomórfica, indicado por agregados de cristais de microclina e plagioclásio com faces bem definidas contendo inclusões de quartzo, biotita, apatita e zircão.

Os granulitos máficos representam corpos menores encaixados nos granulitos charnockíticos/enderbíticos ou leucognaisses, como leitos tabulares contínuos ou lentiformes e concordantes à estruturação principal da área. Eles devem representar provavelmente corpos tabulares, como diques antigos, de natureza basáltica.

Os leucognaisses são tipos especiais que se associam intimamente aos ortogranulitos félsicos. Eles têm tendência aluminosa dada a sua riqueza em microclina e presença de granada (1,2 a 6,6%) na maioria das amostras e em alguns casos de cordierita (4 a 7% modal). Isto permite interpretar que seus protólitos derivam de rochas sedimentares aluminosas (pelíticas) ou alternativamente, granitos tipo-S. Os ortognaisses foram identificados apenas no

ponto HP-11 no NE da área e são rochas de composição granodiorítica. Como estão no limite tectônico do Complexo Tartarugal Grande com o Tonalito Papa Vento, provavelmente essa rocha faz parte dessa última unidade.

Assim, com o entendimento dos dados de campo, petrográficos e a partir das associações mineralógicas: Mc mesopertítica + Qtz + Pl + Opx + Bt (granulito charnockítico); Pl + Qtz + Mc mesopertítica + Opx ± Bt (granulito charnoenderbítico); Pl + Qtz + Mc mesopertítica + Opx + Bt ± Cpx ± Hbl (granulito enderbítico); Pl (An₆₀) + Opx + Cpx + Hbl (granulito máfico); Qtz + Mc + Pl ± Bt ± Grt ± Crd (leucognaisses), sabe-se que os granulitos e leucognaisses estudados foram gerados a partir de processos de metamorfismo regional de altas temperaturas e pressões moderadas na fácies granulito. Isso será melhor detalhado à frente.

5 METAMORFISMO

As rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande foram inicialmente reconhecidas por Scarpelli (1969), Lima *et al.* (1974) e João *et al.* (1979) e, mais recentemente, por Rosa-Costa *et al.* (2014) no projeto do mapeamento geológico da Folha Rio Araguari, em que foram caracterizadas e descritas sumariamente. No entanto, o conhecimento do metamorfismo na área é incipiente, pois não houve o aprofundamento necessário ao estudo das diversas rochas e discussões com esse enfoque.

Assim, de posse da análise integrada dos dados da literatura, de campo, petrográficos, juntamente com o quimismo e análises geocronológicas das rochas dessa região, pode-se indicar a atuação do metamorfismo regional sobre um conjunto de rochas de diferentes naturezas e variadas composições atingindo condições metamórficas máximas na fácies granulito, resultando na formação de granulitos ortoderivados e leucognaisses. A análise petrográfica com as indicações mineralógicas e microestruturais permitiu estabelecer as seguintes paragêneses:

Paragênese	Rocha
Granulito charnockítico	Mc mesopertítica + Qtz + Pl + Opx + Bt (1)
Granulito charnoenderbítico	Pl + Qtz + Mc mesopertítica + Opx ± Bt (2)
Granulito enderbítico	Pl + Qtz + Mc mesopertítica + Opx + Bt ± Cpx ± Hbl (3)
Granulito máfico	Pl (An ₆₀) + Opx + Cpx + Hbl ₁ (4)
Leucognaisse	Qtz + Mc + Pl + Bt ± Grt ± Crd (5)

Analisando esses dados comparados com a literatura (Spear 1995, Best 2003, Fettes & Desmons 2008, Yardley 1994) foi permitido interpretar que as associações minerais com a presença do ortopiroxênio na maioria das amostras e com ampla distribuição na área foram geradas em alta temperatura, sob condições estimadas acima de 780 °C. Porém, a presença de biotita titanífera (paragêneses 1,2 e 3) e hornblenda em equilíbrio (paragêneses 3 e 4), de acordo com os diagramas de Spear (1995), indica que as temperaturas estariam abaixo de 850 °C, o que justificaria também a ausência de olivina nos granulitos máficos. Por outro lado, ao longo da área, não foi registrada a presença de granada nos granulitos máficos, o que permite estimar pressão baixa a média, supostamente na faixa de 5 a 7 kbar. Isto está de acordo com a presença de cordierita nos leucognaisses indicativa de condições metamórficas de pressão baixa, dentro da fácies granulito (Yardley 1994). Na grade petrogenética da Figura 24A encontra-se delimitado o campo de estabilidade metamórfica que atingiu a área, e o diagrama

de Ringwood (1975) da Figura 24B exibe as condições de pressão em que a granada estabiliza nos granulitos máficos, acima de 10 kbar, para diferentes composições das rochas originais.

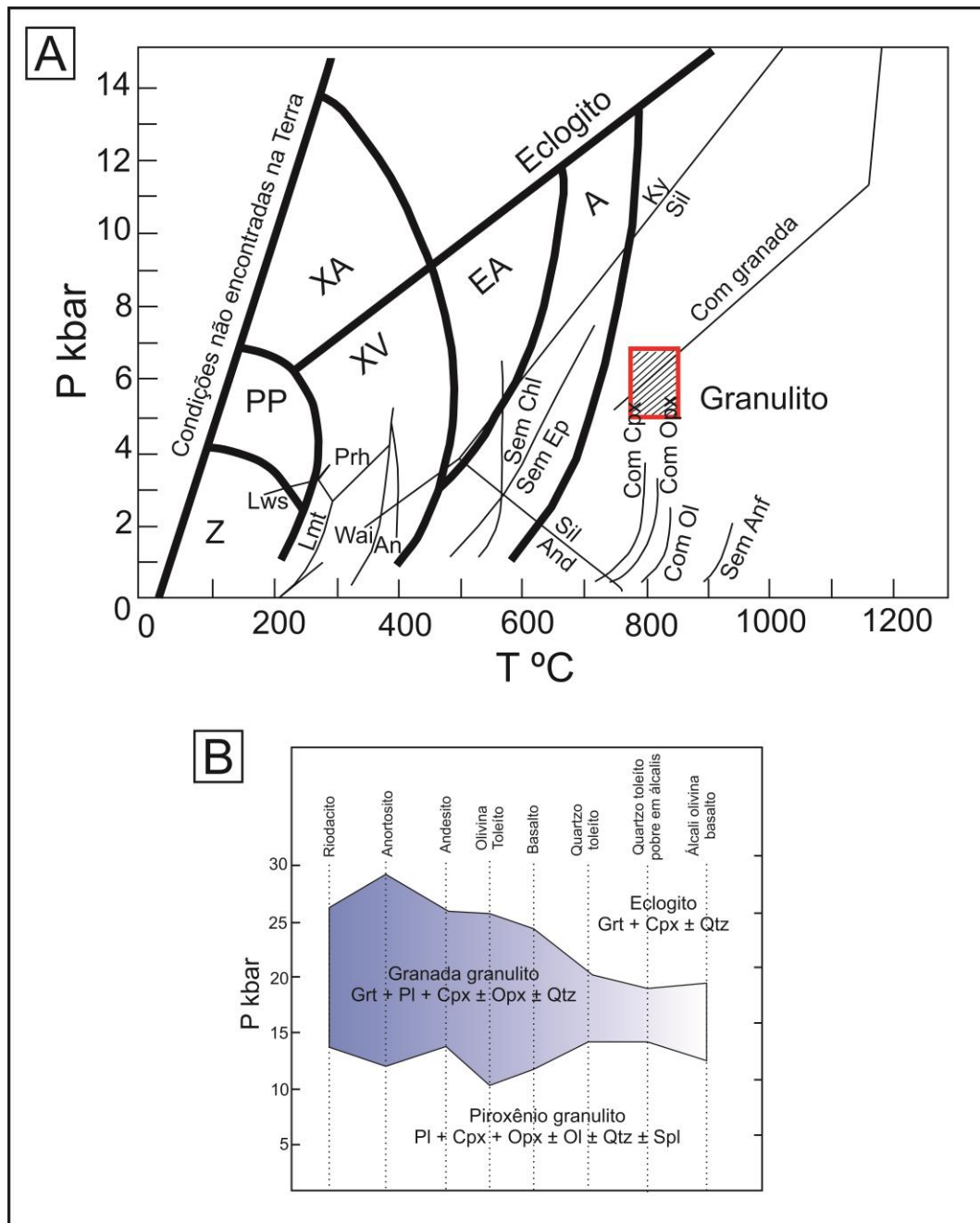


Figura 24 - Diagramas apresentando as possíveis condições em que as rochas estudadas foram formadas: **A)** Diagrama P-T (modificado de Spear 1995) mostrando as principais fácies metamórficas com indicação do campo e as prováveis P-T das condições metamórficas para a formação das rochas da área (campo rachurado); **B)** Diagrama exibindo as condições de P da transição da fácies granulito para a fácies eclogito, com os respectivos intervalos para os protólitos ígneos à T = 1000° C. Em azul, as condições de P em que a granada estabiliza nos granulitos máficos (modificado de Ringwood 1975).

Acrescidos a esse evento metamórfico, feições migmatíticas estão presentes na área sendo restritas nos granulitos e mais definidas nos gnaisses. Elas não são de grande expressão e são caracterizadas pela presença de massas de composições graníticas, os neossomas,

divididos em duas porções, o leucossoma, constituído por minerais félsicos como quartzo e feldspatos e melanossoma, composto por minerais máficos como a biotita e granada, dispersos ou em porções concentradas no leucossoma. Apresentam-se em leitos concordantes ao bandamento, contínuos e por vezes na forma de veios ou bolsões, tendo composição sienogranítica e granulação média. A paragênese mineral $qtz + mc + pl \pm bt \pm grt$ nos neossomas dos granulitos félsicos e leucognaisses associada às feições texturais típicas de massas fundidas confirmam que estas foram provavelmente originadas a partir do alto fluxo de calor imposto sobre essas rochas originando magmas regenerados.

Nessas rochas também estão presentes características que indicam deformações associadas à evolução desse terreno granulítico. O quartzo tem ocorrência comum como grãos alongados, dispostos em fitas (*ribbons*) e agregados poligonais em contatos ponto tríplices ou com desenvolvimento de subgrãos. Outra feição de deformação em microescala bastante comum é a extinção ondulante forte nos cristais de quartzo e feldspatos, com características que indicam processo de recuperação (*recovery*), no qual os deslocamentos são reduzidos pela interação entre elementos do retículo e resultando a partir da modificação da orientação cristalográfica dos grãos minerais (Passchier & Trouw 2005). Os porfiroblastos de granada são comuns nos leucognaisses e refletem condições metamórficas, orientação e geometria da trama de quando foram formados, representando desta forma, indícios dos estágios iniciais da história de deformação (Fossen 2010). Os cristais de granada não apresentam diferenças significativas no tamanho em relação aos demais minerais que formam a rocha, sendo classificados como microporfiroblastos. Os microporfiroblastos de granada se apresentam fraturados, e por vezes não exibem a forma hexagonal, são irregulares e mal formadas.

O bandamento é uma estrutura planar na qual é caracterizada pela cristalização orientada e pela segregação metamórfica dos minerais na rocha que definem, em bandas claras, ricas em quartzo e feldspatos, alternadas com bandas mais escuras, com maiores teores de minerais máficos. No caso das rochas estudadas, o bandamento é bastante discreto, podendo ser notado pela orientação das lamelas de biotita, em alternância com os minerais félsicos presentes, melhor definida nos gnaisses e muito discreta ou inexistente nos granulitos. Em alguns granulitos da região se nota a concentração local dos cristais de piroxênios separados do quartzo e feldspatos, o que indica uma orientação destes minerais.

Outro evento metamórfico foi registrado ao longo da zona de cisalhamento marcante da área, em que há influência da fase fluida nesse processo identificado principalmente no granada leucognaisse do ponto HP-13. Ao longo da zona deformada, essa rocha sofreu intenso

processo de cominuição dos cristais formadores e a granada foi modificada sutilmente em suas bordas por fases hidratadas gerando biotita.

Após o pico metamórfico indicado pelas paragêneses, há indícios de retrometamorfismo sugestivos de condições mais brandas da temperatura, abaixo de 700 °C, como as substituições parciais ou quase completas em alguns cristais. Um dos exemplos são as reações envolvendo orto-e clinopiroxênio com hornblenda e/ou biotita, que ocorrem em desequilíbrio e substituem parcial ou totalmente os cristais de piroxênio nas bordas e/ou fraturas. As principais reações reconhecidas são: $\text{Opx} + \text{Mc} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bt} + \text{Qtz}$; $\text{Opx} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Hbl}$ e $\text{Cpx} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Hbl}$. Geralmente nesse processo, devido às reações de hidratação, há também a formação de óxidos e hidróxidos de ferro na forma de lamelas nas bordas ou no interior da biotita e hornblenda (Yardley 1994). Além desses, outros exemplos comuns são as transformações de cristais de cordierita em agregados de minerais verdes (pinita) e a granada por biotita.

Os granulitos félsicos e leucognaisses apresentam outras evidências relacionadas a um processo pós-pico metamórfico, como pertitização e mimerquitização. As mesopertitas encontradas nas rochas da área ocorrem como filetes e podem indicar crescente resfriamento, enquanto que a mimerquita é uma feição de intercrescimento formada pela reação entre os feldspatos gerando diminutas massas de quartzo, feição também indicativa de equilíbrio em temperaturas mais baixas. Essas feições correspondem ao arrefecimento da temperatura guardando ainda proximidade aos equilíbrios metamórficos.

6 GEOQUÍMICA DOS GRANULITOS E GNAISSES

Dentre as 28 amostras coletadas no trabalho de campo, dez foram selecionadas para tratamento químico. Além destas, foram agregadas 11 análises geoquímicas do acervo do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA, cedidos pelo professor Jean-Michel Lafon, para complementar o trabalho. Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas 3, 4 e 5.

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da *ACME – Analytical Laboratories LTDA* – Vancouver, Canadá, e envolveram a determinação de elementos maiores, menores e traço. Os óxidos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são: $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,04\%$, SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , CaO , MgO , Na_2O , MnO , TiO_2 e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,01\%$.

Os elementos traço (Rb, Sr, Ba, Th, U, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Mo, W, Cu, Zn, Ga, Zr, Sn, Pb, Co e Y), incluindo os terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os limites de detecção são: Be, Ba, Zn, Sn e Sc = 1ppm; Sr, Au, Ga, W, As e Se = 0,5ppm; Co e Th = 0,2ppm; Rb, La, Ce, Cs, U, Zr, Hf, Nb, Y, Ni, Cu e Pb = 0,1ppm; Tb, Tm, Lu e Hg = 0,01ppm; V = 8ppm; Ni = 20ppm; Nd = 0,3ppm; Sm, Gd, Dy e Yb = 0,05ppm; Er = 0,03ppm; Pr, Eu e Ho = 0,02ppm.

O estudo buscou extrair as informações sobre as características geoquímicas das rochas, definindo suas tipologias composicionais e suas variações, a natureza dos protólitos e a interpretação do seu significado na evolução desse terreno de alto grau metamórfico, além da compreensão dos processos geológicos que levaram à formação do Complexo Tartarugal Grande.

As rochas analisadas de acordo com as classificações petrográficas compreendem granulitos charnockíticos (HP-10, HP-21A, DAM-01A, DAM-02, DAM-09, DAM-13, DAM-14A, DAM-15), granulitos charnoenderbíticos (HP-21B, DAM-07, DAM-08), granulitos enderbíticos (HP-07, HP-20), granulitos máficos (HP-04B, HP-23, DAM-01B, DAM-12B, DAM-14B) e leucognaisses (HP-13, HP-14, HP-17), que apresentam boa correlação com a geoquímica, conforme indicado nas Tabelas 3, 4 e 5.

Tabela 3 - Análises químicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande. Elementos maiores e menores em % em peso, elementos traço em ppm.

	Granulitos Charnockíticos							
	HP-10	HP-21A	DAM-01A*	DAM-02*	DAM-09*	DAM-13*	DAM-14A*	DAM-15*
SiO ₂	72,67	74,29	72,44	75,60	73,13	75,63	73,41	73,72
TiO ₂	0,18	0,17	0,15	0,18	0,12	0,19	0,85	0,18
Al ₂ O ₃	15,52	13,67	14,52	11,70	14,59	12,42	13,56	14,29
Fe ₂ O ₃	1,22	1,30	2,36	2,59	1,57	2,31	2,41	1,76
MnO	0,01	<0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04
MgO	0,37	0,26	0,56	0,60	0,24	0,36	0,27	0,62
CaO	1,97	1,26	0,79	0,43	1,66	1,62	1,12	0,62
Na ₂ O	4,99	3,41	4,21	2,08	4,49	3,03	2,97	2,48
K ₂ O	2,78	4,84	4,07	6,21	3,66	3,77	5,07	5,47
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,06	0,04	0,03	0,04	0,07	0,04
P.F.	0,1	0,6	0,8	0,3	0,3	0,3	0,2	0,7
Total	99,86	99,84	99,99	99,76	99,81	99,70	99,98	99,92
K ₂ O+Na ₂ O	7,77	8,25	8,28	8,28	8,15	6,8	8,04	7,95
K ₂ O/Na ₂ O	0,56	1,42	0,97	2,99	0,82	1,24	1,71	2,21
FeO _T /(FeO _T + MgO)	0,75	0,82	0,79	0,81	0,87	0,85	0,89	0,72
Ba	517	519	508	616	1004	707	333	399
Rb	97,2	120,8	164	215,7	66,9	115,9	271,9	141,8
Sr	406,6	91,4	149,8	52,7	349,3	113,5	58,7	121,3
Co	3,6	3,1	19,3	22,5	24,7	37,6	18,2	15,5
Nb	3,7	4,6	6,3	14,8	1,9	11,3	14,5	4,8
Zr	109,9	119,3	100	296,4	80,2	199,7	193,7	82,8
Y	2,8	6,9	9,2	53,4	4,1	13,6	55,4	7,6
Cu	1,8	3,9	11,1	5,1	5	10,8	4,4	18,4
V	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Ga	16,6	15,1	19,2	16,7	15,9	16,5	17,1	19,9
Hf	3,0	3,5	3	9	<0,1	6,1	5,6	2,8
Ta	0,4	0,3	0,7	0,6	<0,1	0,5	0,6	0,2
Th	5,6	34,6	16,4	51,5	8,6	60,6	48,7	2,7
Zn	35	22	36	26	19	17	21	6
Pb	2,9	5,2	5,4	10,1	5,6	11,6	11,6	3,1
U	1,2	2,2	4	2,4	0,5	1,7	8,1	1,1
W	15,6	12,8	114,1	153,1	147,2	223,1	117,6	95,6
La	14,2	39,8	29,3	105,3	20,2	102,8	53,7	18,0
Ce	21,8	73,1	54,4	225,8	36,5	199,2	116,5	32,9
Pr	2,36	8,11	5,19	24,17	3,42	19,16	12,87	2,95
Nd	7,5	28,4	16,9	85,4	10,9	61,8	43,3	9,1
Sm	1,24	5,23	2,76	16,00	1,77	8,76	9,03	1,39
Eu	0,45	0,48	0,57	1,52	0,50	1,16	0,58	0,43
Gd	0,93	3,96	1,95	13,97	1,19	5,49	8,19	0,96
Tb	0,11	0,44	0,31	2,14	0,14	0,69	1,49	0,16
Dy	0,52	1,87	1,67	11,18	0,71	3,10	9,05	1,00
Ho	0,08	0,20	0,30	2,02	0,13	0,48	1,90	0,27
Er	0,14	0,46	0,75	5,20	0,42	1,21	5,65	0,87
Tm	0,03	0,07	0,11	0,73	0,08	0,19	0,89	0,18
Yb	0,23	0,50	0,61	4,49	0,51	1,18	5,64	1,27
Lu	0,04	0,07	0,09	0,66	0,09	0,21	0,81	0,21
ΣETR	49,63	162,69	114,91	498,58	76,56	405,43	269,60	88,34
(La/Sm) _N	7,21	4,79	6,68	4,14	7,19	7,39	3,74	1,54
(Eu/Eu*) _N	1,21	0,30	0,71	0,29	0,99	0,48	0,19	0,74
(La/Yb) _N	41,67	53,73	32,42	15,83	26,73	58,80	6,43	2,72

DAM*: Amostras do acervo do laboratório Pará-Iso cedidas pelo professor Jean-Michel Lafon.

Tabela 4 - Análises químicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande. Elementos maiores e menores em % em peso, elementos traço em ppm.

	Granulitos charnoenderbíticos			Granulitos Enderbíticos	
	HP-21B	DAM-07*	DAM-08*	HP-07	HP-20
SiO ₂	73,52	61,22	71,17	70,30	70,97
TiO ₂	0,22	0,59	0,21	0,26	0,67
Al ₂ O ₃	13,97	17,55	15,10	15,93	12,21
Fe ₂ O ₃	1,40	6,30	2,24	2,42	5,65
MnO	0,02	0,10	0,03	0,03	0,08
MgO	0,30	1,92	0,74	0,75	0,34
CaO	1,75	4,99	2,82	3,54	2,00
Na ₂ O	3,33	3,70	4,01	4,58	2,50
K ₂ O	4,64	2,80	2,84	1,66	4,44
P ₂ O ₅	<0,01	0,21	0,08	0,07	0,17
P.F.	0,6	0,6	0,5	0,3	0,6
Total	99,76	99,98	99,74	99,84	99,63
K ₂ O+Na ₂ O	7,97	6,5	6,85	6,24	6,94
K ₂ O/Na ₂ O	1,39	0,76	0,71	0,36	1,78
FeO _T /(FeO _T + MgO)	0,81	0,75	0,73	0,74	0,94
Ba	1337	973	963	648	1553
Rb	121,3	109	68,4	28,8	122,0
Sr	195,5	446,1	390,4	355,7	181,8
Co	2,9	20,0	26,1	6,7	5,8
Nb	9,8	9,9	4,9	3,8	25,1
Zr	189,7	128	78,1	143,6	712,2
Y	2,1	14,1	4,0	3,6	68,9
Cu	3,3	15,7	7,9	21,6	10,8
V	8	77	20	28	8
Ga	15,0	19	15,1	18,4	19,9
Hf	5,3	1,8	2,0	3,5	16,7
Ta	0,7	0,6	0,2	0,4	1,1
Th	0,5	8,4	22,6	1,2	17,7
Zn	21	57	26	22	106
Pb	0,8	4,2	5,0	1,2	3,6
U	0,7	1,2	0,5	0,3	1,1
W	9,6	61	145,6	10,7	10,9
La	13,4	43,3	42,4	22,2	139,9
Ce	17,0	84,3	83,2	32,2	253,7
Pr	1,41	8,69	8,44	3,09	30,49
Nd	4,0	29,6	27,6	9,9	114,3
Sm	0,56	4,95	4,11	1,52	18,70
Eu	1,03	1,16	0,68	0,78	3,48
Gd	0,52	3,55	2,40	1,07	16,87
Tb	0,06	0,51	0,28	0,12	2,46
Dy	0,37	2,65	0,98	0,86	13,81
Ho	0,10	0,49	0,15	0,13	2,61
Er	0,20	1,33	0,34	0,30	7,35
Tm	0,06	0,19	0,04	0,05	1,07
Yb	0,39	1,16	0,27	0,36	6,94
Lu	0,06	0,18	0,04	0,06	1,01
ΣETR	39,16	182,16	170,93	72,64	612,69
(La/Sm) _N	15,07	5,52	6,50	9,20	4,71
(Eu/Eu*) _N	5,51	0,80	0,62	1,77	0,57
(La/Yb) _N	23,19	25,25	106,00	41,62	13,61

DAM*: Amostras do acervo do laboratório Pará-Iso cedidas pelo professor Jean-Michel Lafon.

Tabela 5 - Análises químicas das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande. Elementos maiores e menores em % em peso, elementos traço em ppm.

	Granulitos máficos					Leucognaisses		
	HP-04B	HP-23	DAM-01B*	DAM-12B*	DAM-14B*	HP-13	HP-14	HP-17
SiO	51,63	48,43	48,59	55,03	49,95	74,71	74,66	73,37
TiO ₂	0,52	1,12	0,84	0,18	0,47	0,04	0,16	0,30
Al ₂ O ₃	5,63	16,26	14,57	7,19	13,96	14,54	13,58	13,75
Fe ₂ O ₃	12,50	13,96	12,23	26,34	14,63	0,54	1,72	2,20
MnO	0,21	0,23	0,21	0,27	0,22	0,02	0,03	0,04
MgO	19,08	5,48	8,46	5,48	6,86	0,12	0,21	0,40
CaO	8,20	11,81	12,19	2,89	10,54	0,89	0,74	1,31
Na ₂ O	0,75	2,26	2,12	0,45	2,11	3,95	3,13	3,11
K ₂ O	0,41	0,11	0,47	0,09	0,23	4,96	5,33	4,99
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,08	0,10	0,16	0,05	0,06	0,07
P.F.	0,3	0,0	0,2	1,3	0,6	0,1	0,3	0,3
Total	99,27	99,75	99,96	99,32	99,73	99,92	99,92	99,84
K ₂ O+Na ₂ O	1,16	2,37	2,59	0,54	2,34	8,91	8,46	8,10
K ₂ O/Na ₂ O	0,55	0,05	0,22	0,20	0,11	1,26	1,70	1,60
FeO _T /(FeO _T + MgO)	0,37	0,70	0,57	0,82	0,66	0,80	0,88	0,83
Ba	34	19	54	14	77	490	230	547
Rb	7,5	0,8	4,5	2,1	1,7	127,3	274,2	217,7
Sr	11,8	128,4	206,7	9,9	182,8	117,7	40,8	73,9
Co	89,3	51,4	62,0	26,3	62,5	0,6	2,1	4,0
Nb	3,0	3,5	5,0	4,7	13,3	1,0	13,9	13,2
Zr	57,9	50,0	51,6	54,4	115,8	45,8	127,4	242,8
Y	19,9	22,4	17,1	14,2	30,5	6,8	40,3	44,2
Cu	1,3	88,6	24,3	32,1	107,2	2,1	3,2	1,8
V	117	300	297	52	363	<8	<8	20
Ga	8,0	18,3	14,6	10,0	17,9	14,4	16,7	18,9
Hf	1,6	1,6	1,5	1,6	3,6	1,8	4,6	6,7
Ta	0,3	0,9	0,3	0,6	0,9	<0,1	0,5	0,7
Th	0,5	<0,2	<0,2	4,2	1,1	7,7	38,2	49,2
Zn	9	16	16	6	12	3	19	33
Pb	7,7	0,3	1,2	2,1	1,1	8,9	10,1	7,1
U	0,4	<0,1	0,1	1,0	0,4	3,0	13,0	2,4
W	3,2	4,8	35,5	101,5	41,4	1,2	10,8	10,5
La	46,1	3,3	5,3	12,9	11,7	13,8	40,1	69,9
Ce	109,5	8,5	13,4	26,8	28,8	23,5	83,1	139,3
Pr	10,51	1,48	1,85	2,91	3,89	2,42	9,81	15,73
Nd	38,9	7,7	7,8	11,4	17,4	8,2	34,4	56,0
Sm	7,30	2,26	2,21	2,29	4,77	1,65	7,82	9,72
Eu	1,00	0,99	0,81	0,83	1,33	0,35	0,34	0,78
Gd	5,88	3,30	2,71	2,26	5,66	1,50	7,07	8,01
Tb	0,89	0,63	0,48	0,38	0,97	0,21	1,24	1,21
Dy	4,45	4,07	2,93	2,33	5,68	1,11	6,81	6,85
Ho	0,76	0,83	0,66	0,49	1,12	0,26	1,39	1,36
Er	1,95	2,49	1,85	1,36	3,22	0,67	3,88	4,14
Tm	0,27	0,35	0,28	0,18	0,47	0,11	0,56	0,70
Yb	1,74	2,29	1,70	1,14	2,90	0,80	3,88	4,37
Lu	0,24	0,39	0,27	0,18	0,43	0,12	0,58	0,70
ΣETR	229,49	38,58	42,25	65,45	69,69	54,70	200,98	318,77
(La/Sm)_N	3,98	0,92	1,51	3,55	8,15	5,27	3,23	4,53
(Eu/Eu*)_N	0,44	1,05	0,96	1,05	1,07	0,64	0,13	0,26
(La/Yb)_N	17,88	0,97	2,10	7,64	9,57	11,64	6,98	10,80

DAM*: Amostras do acervo do laboratório Pará-Iso cedidas pelo professor Jean-Michel Lafon.

Para os granulitos félsicos os teores de SiO_2 não mostram grandes diferenças, cujos os valores nos granulitos charnockíticos variam de 72 a 75%, nos granulitos charnoenderbíticos vão de 61 a 73%, e nos granulitos enderbíticos ficam em torno de 70%. As concentrações de Al_2O_3 nessas rochas variam de 11 a 17%, enquanto que a soma dos álcalis ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) estão entre 6 e 8%. Os conteúdos de Fe_2O_3 , MgO e CaO mostram valores baixos, variando de 1,2 a 6%, 0,2 a 2%, 0,4 e 5% respectivamente. Esses tipos têm comportamento geoquimicamente semelhante.

Já os tipos máficos exibem comportamento totalmente diferente, são pobres em sílica, com concentrações entre 48 e 56% e, o conteúdo de Al_2O_3 está entre 5 a 16%. O somatório dos álcalis ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) também é baixo, estando entre 0,5 e 2,6%. Em relação ao conteúdo de Fe_2O_3 , MgO e CaO , os valores são altos, variando de 12 a 28%, 5 a 19% e 2 a 12%, respectivamente.

Os leucognaisses são tipos especiais, que apresentam química parecida com os granulitos félsicos, porém com origem diferente. O conteúdo de sílica varia de 73 a 74% e o de alumina entre 13,5 e 14,5%. O somatório dos álcalis é alto, em torno de 8%, enquanto que as concentrações de Fe_2O_3 , MgO e CaO mostram baixos teores, menores que 2%.

Os dados químicos foram tratados em diagrama de variação de discriminantes, inicialmente em diagramas de Harker (1909) (Figuras 25 e 26). Nestes diagramas é possível destacar os grupos composicionais e, no geral, são definidos campos separados. Alguns campos podem coincidir, totalmente ou parcialmente, como no caso dos leucognaisses que estão superpostos no campo dos granulitos félsicos.

Os granulitos charnockíticos estão bem concentrados, exibindo um campo homogêneo composicionalmente. Os granulitos charnoenderbíticos e enderbíticos têm o comportamento parecido nos diagramas, estando sempre juntos devido sua proximidade composicional. Neste grupo, apenas uma amostra de granulito charnoenderbítico (DAM-07) foge ao padrão por ter o conteúdo de sílica menor que as demais, mas no geral está sempre coerente em todos os diagramas, com raras exceções.

Os granulitos máficos são totalmente separáveis dos granulitos félsicos, com apenas uma amostra apresentando comportamento anômalo. No entanto, estes tipos se concentram em grupos que exibem teores com baixa sílica.

Os leucognaisses, dentro do contexto geral, formam campos bem definidos e concentrados, menos dispersos que os outros litotipos.

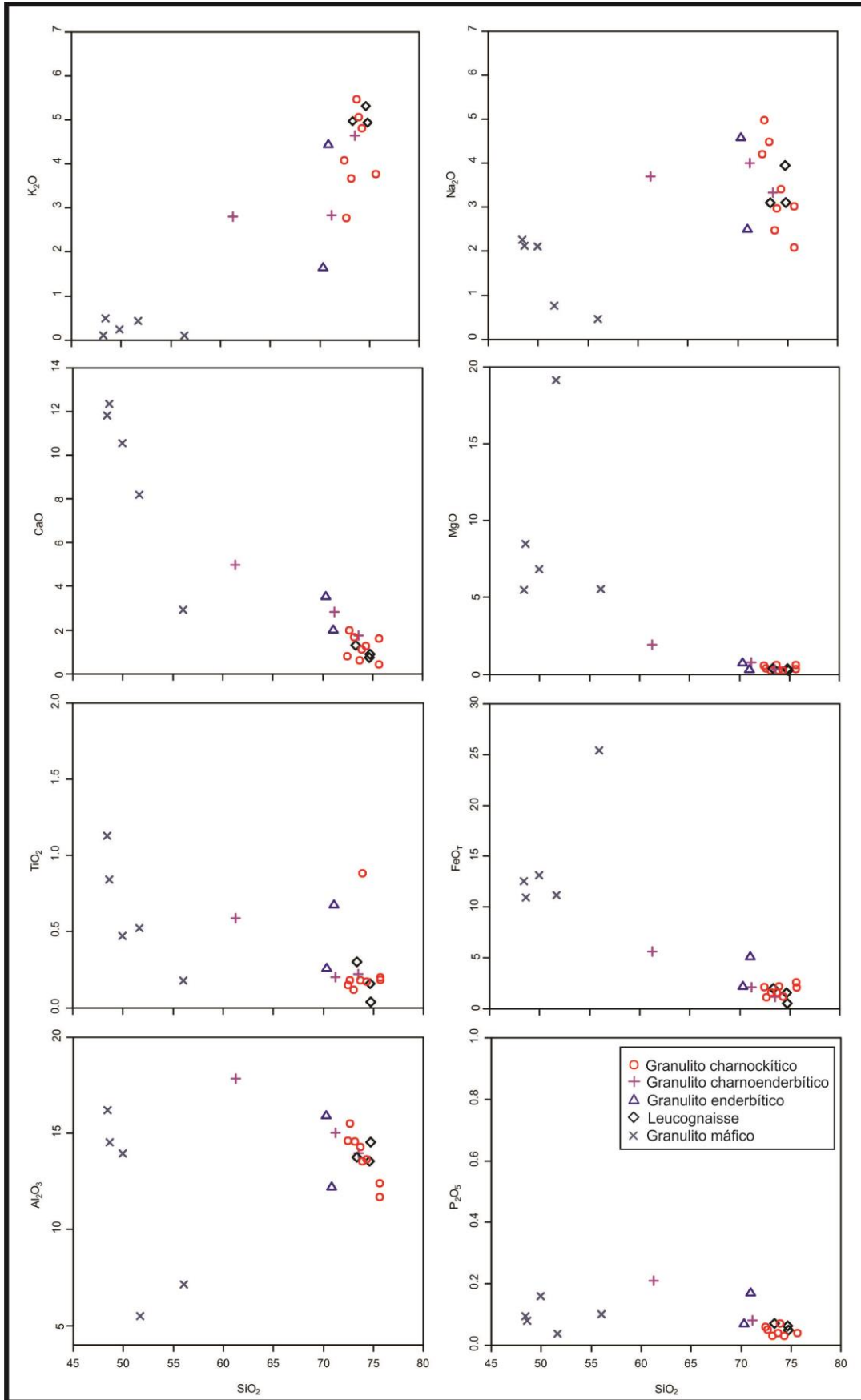


Figura 25 - Diagramas de Harker (1909) para os elementos maiores (% em peso) das rochas pertencentes ao Complexo Tartaral Grande.

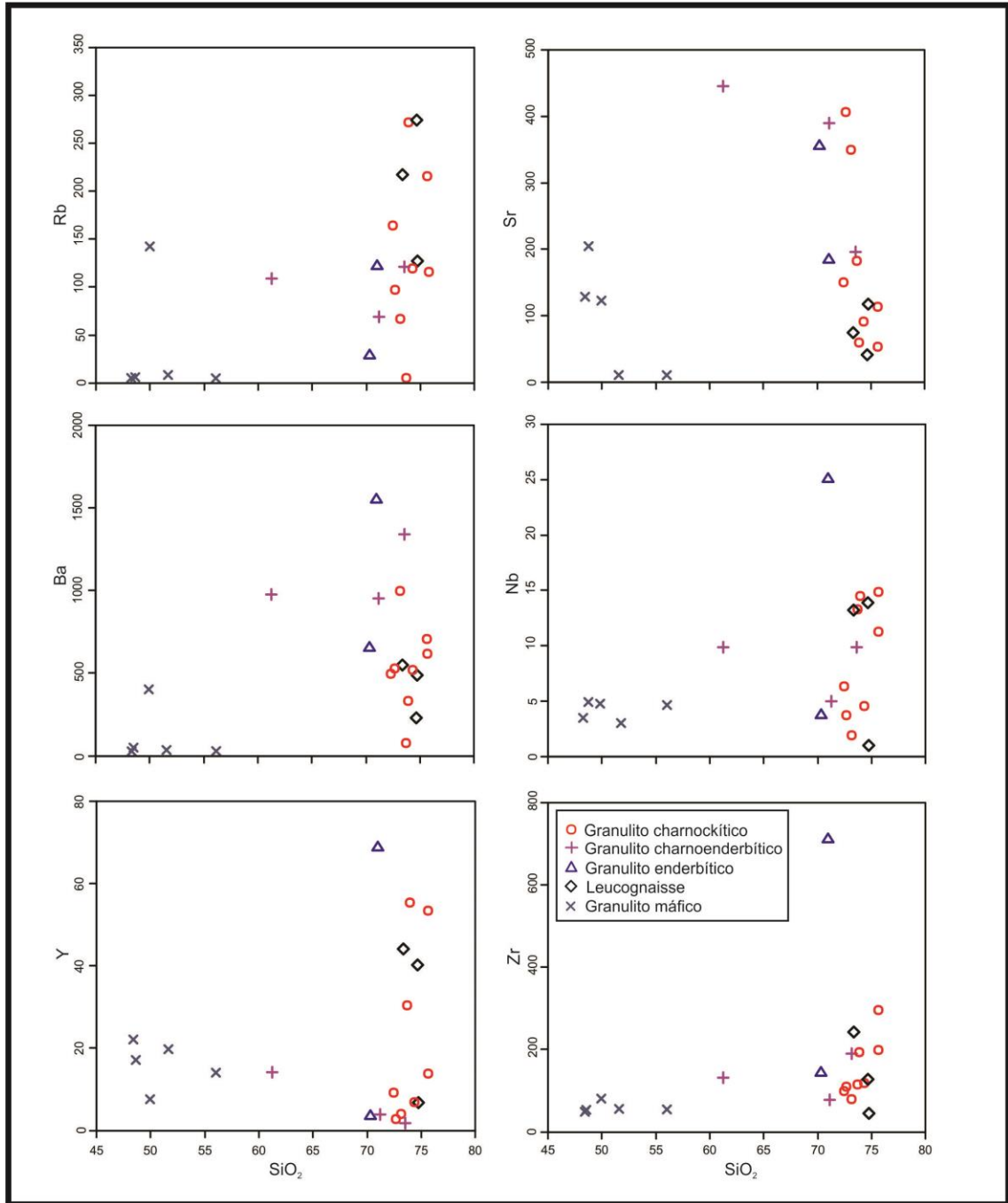


Figura 26 - Diagramas de Harker (1909) para os elementos traço das rochas do Complexo Tartarugal Grande.

Os dados analíticos geoquímicos dos elementos maiores e menores permitiram discriminar as rochas em diagramas geoquímicos, já que estas guardam assinaturas geoquímicas dos protólitos de acordo com herança magmática ou sedimentar. Isto pode ser observado nos diagramas de classificação geoquímica R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980) e TAS (Cox *et al.* 1979), na qual os grupos de rochas, na maioria dos casos, posicionam-se em campos bem definidos.

Assim, nos diagramas de classificação geoquímica de rochas ígneas R1-R2 (Figura 27A) e TAS (Figura 27B), os granulitos charnockíticos situam-se em um campo restrito do granito. Os granulitos charnoenderbíticos posicionam-se no campo do granito e os granulitos enderbíticos no campo superior do granito tendendo ao granodiorito.

Os granulitos máficos situam-se no campo do gabro/basalto, com exceção da amostra HP-04, que tem comportamento anômalo e tende ao campo de rochas ultramáficas.

Os leucognaisses são homogêneos composicionalmente e reagrupam na porção extrema direita do campo do granito no diagrama TAS em razão da riqueza em sílica e altos teores em álcalis. No diagrama R1-R2 situam-se na porção inferior do campo do granito na transição do campo dos álcalis-granitos em razão dos baixos teores de CaO e MgO, o que coincide com a classificação petrográfica (Figura 12A).

Com relação ao índice de Shand (1950) de saturação em alumina (A/NK versus A/CNK) os granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos estão bem definidos na porção inferior do campo peraluminoso com duas amostras na transição para o campo metaluminoso (Figura 28A). Os leucognaisses também se encontram na parte inferior do campo peraluminoso, porém estão muito bem concentrados nessa porção do diagrama.

No diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) (Figura 28B), a maioria das amostras do conjunto de granulitos félsicos situam-se nas proximidades do vértice Na_2O+K_2O , demonstrando tendência cálcio-alcálica. O conjunto de leucognaisses plotados no diagrama apresenta comportamento parecido aos granulitos félsicos. Os granulitos máficos alinham-se no lado oposto, compatível com a série basáltico toleítica. Isto permite interpretar esses dois conjuntos como de evolução magmática diferente, um relacionado à série cálcio-alcálica e o outro, toleítica.

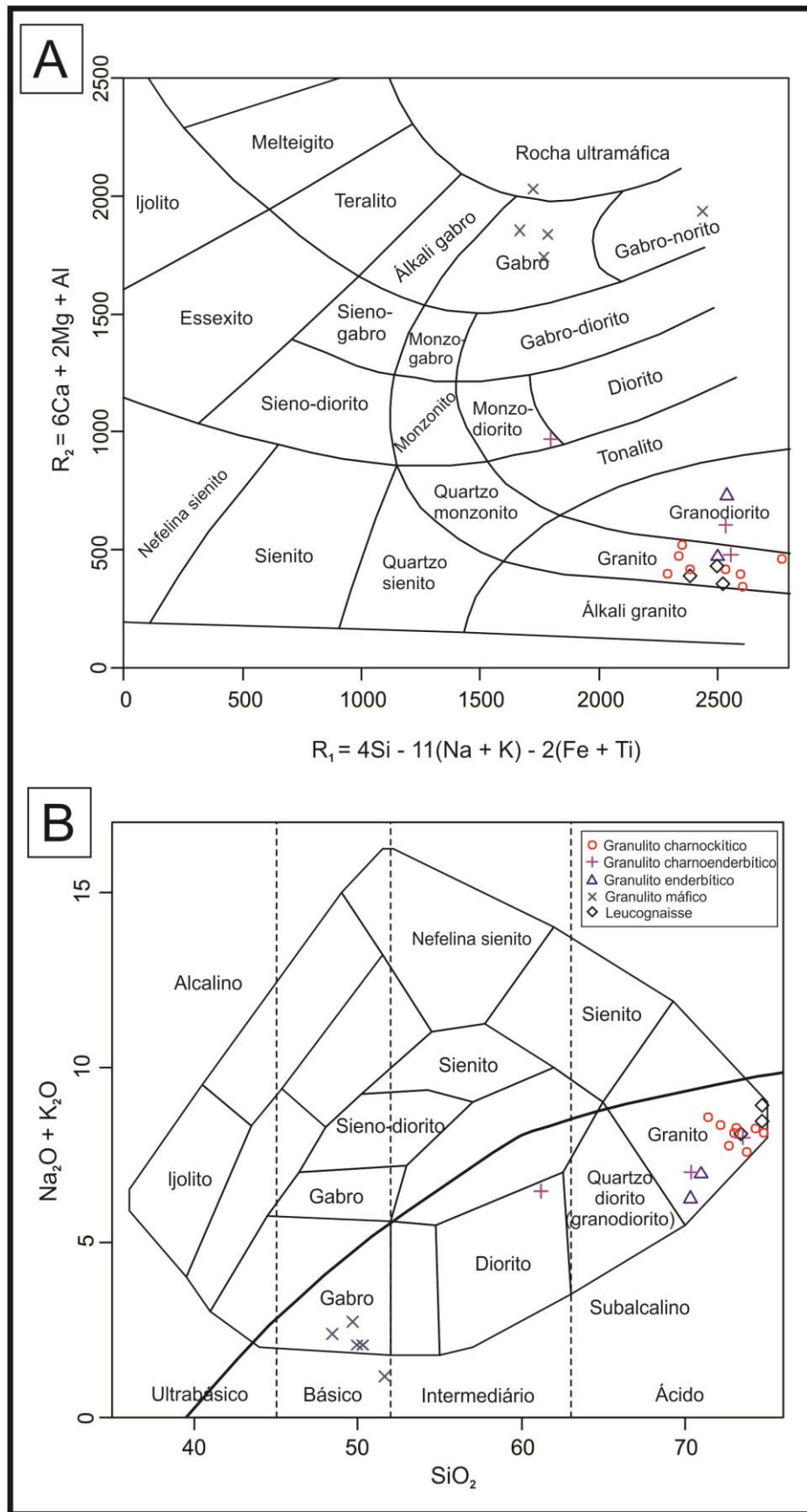


Figura 27 - Diagramas geoquímicos de classificação de rochas: **A**) Multielementos R_1 - R_2 (De la Roche *et al.* 1980) e **B**) Diagrama de classificação TAS (Cox *et al.* 1979).

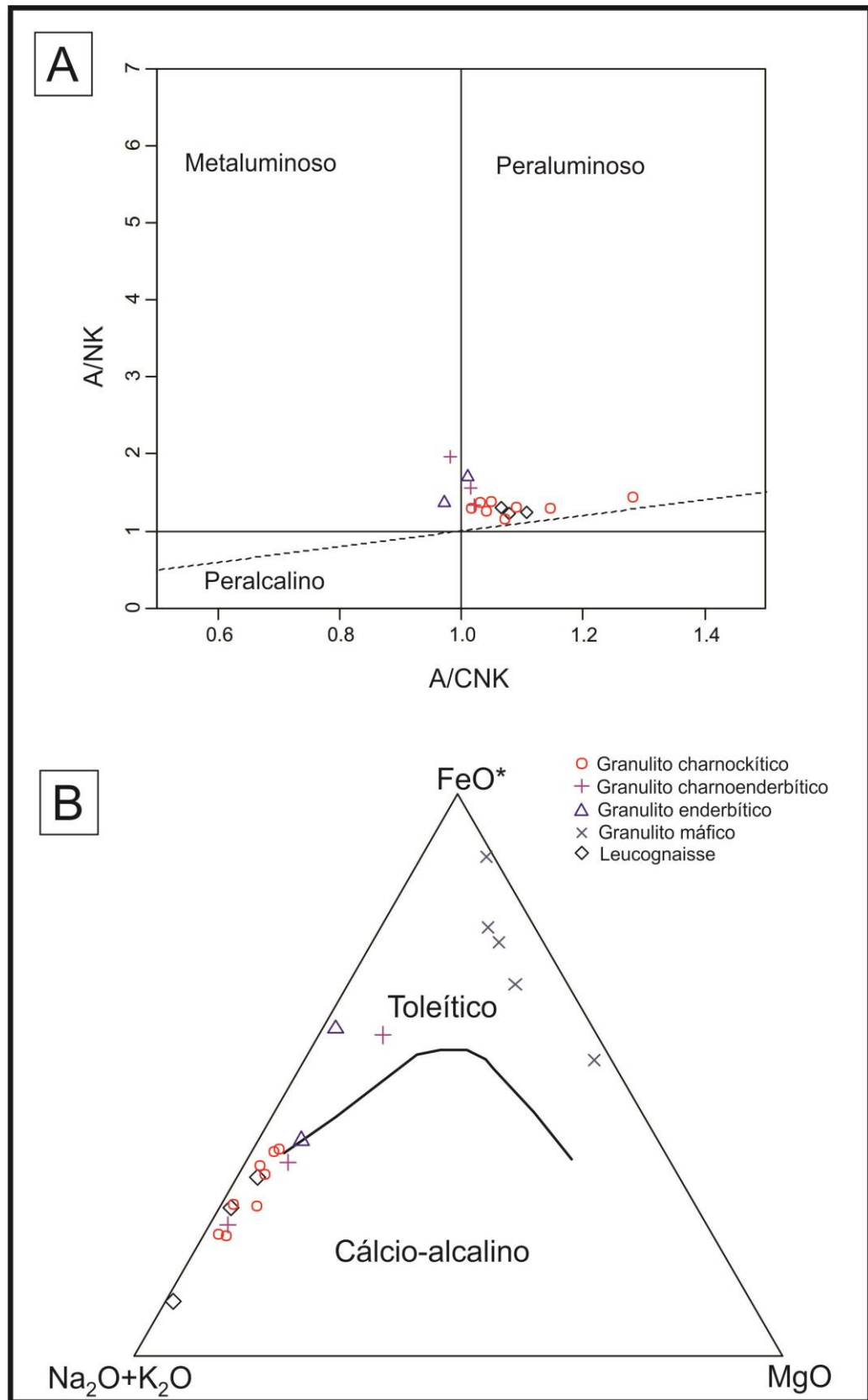


Figura 28 - Representação gráfica das análises geoquímicas realizadas para as rochas do Complexo Tartarugal Grande: **A**) Diagrama de classificação de índice de saturação em alumina (Shand 1950); **B**) Diagrama AFM de classificação de séries magmática (Irvine & Baragar 1971).

Os diagramas de multielementos (Figura 29) normalizados pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989) mostram que as rochas estudadas são enriquecidas (com exceção de algumas amostras de granulitos máficos) em LILE (*large-ion lithophile elements*) em relação aos ETRL (elementos terras raras leves) e HFSE (*high field strength elements*). Analisando as mesmas separadamente, é possível observar que os granulitos charnockíticos (Figura 29A), charnoenderbíticos (Figura 29B) e enderbíticos (Figura 29C) apresentam um padrão similar, com anomalias positivas de Rb e U e anomalias negativas acentuadas de Nb, P e Ti.

No caso das amostras de granulito charnoenderbítico (Figura 29B), uma amostra (HP-21B) exhibe assinatura diferente, como anomalia negativa de Th, Nd e Sm, enquanto as outras apresentam o inverso, apontando para uma diferença composicional nessas rochas. Os granulitos enderbíticos (Figura 28C) mostram padrão semelhante à anterior, porém com pequenas diferenças, como no caso das anomalias de Nb e Ti, que não são acentuadas como nas demais rochas.

Em relação aos granulitos máficos (Figura 29E), as assinaturas mostram, na maioria, um padrão parecido, sub-horizontal. Porém, amostras como HP-23 e DAM-01B apresentam um padrão diferenciado, com acentuadas anomalias negativas de Sr e Ti.

Os leucognaisses (Figura 29D) exibem assinaturas semelhantes, com pequenas distinções, como a queda acentuada de Nb e Ti para a amostra HP-13 em comparação com as amostras HP-14 e HP-17.

Com relação aos elementos terras raras (ETR) (Figura 30) os dados analíticos normalizados pelo condrito segundo Evensen *et al.* (1978) apresentam padrões oblíquos semelhantes para os granulitos félsicos. Os granulitos máficos mostram um padrão praticamente plano, com exceção da amostra HP-04B que tem comportamento anômalo. Para os granulitos charnockíticos (Figura 30A), charnoenderbíticos e enderbíticos, as respectivas razões acentuadas $[(La/Yb)_N = 2,72-58,80]$, $[(La/Yb)_N = 23,19-106]$ e $[(La/Yb)_N = 13,61-41,62]$ indicam que são tipos moderados a fortemente fracionados. Para este mesmo conjunto de amostras as anomalias de Eu são baixas, com valores das razões Eu/Eu* de 0,19 a 1,21; 0,62 a 5,51 e 0,57 a 1,77 respectivamente. No entanto, a amostra de granulito charnoenderbítico HP-21B mostra uma anomalia positiva de Eu (~5), diferente do padrão das duas outras amostras (DAM-07 e DAM-08) (Figura 30B). O mesmo ocorre com as amostras de granulito enderbítico (Figura 30C), que apresentam anomalias de Eu diferentes, uma positiva e outra negativa.

Os leucognaisses são menos fracionados, com razão $[(La/Yb)_N = 6,98-11,64]$ e anomalias de Eu muito baixas ($Eu/Eu^* = 0,13-0,64$) registradas para essas rochas. Esse litotipo apresenta um padrão sub-horizontal para os ETRP (Figura 29D).

Para os granulitos máficos (Figura 30D), o padrão é sub-horizontal, com exceção da amostra HP-04B, que mostra enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e anomalia negativa de Eu. As outras amostras, com razão $[(La/Yb)_N = 0,97-9,57]$, apresentam menor grau de fracionamento e insignificante anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,44-1,07$).

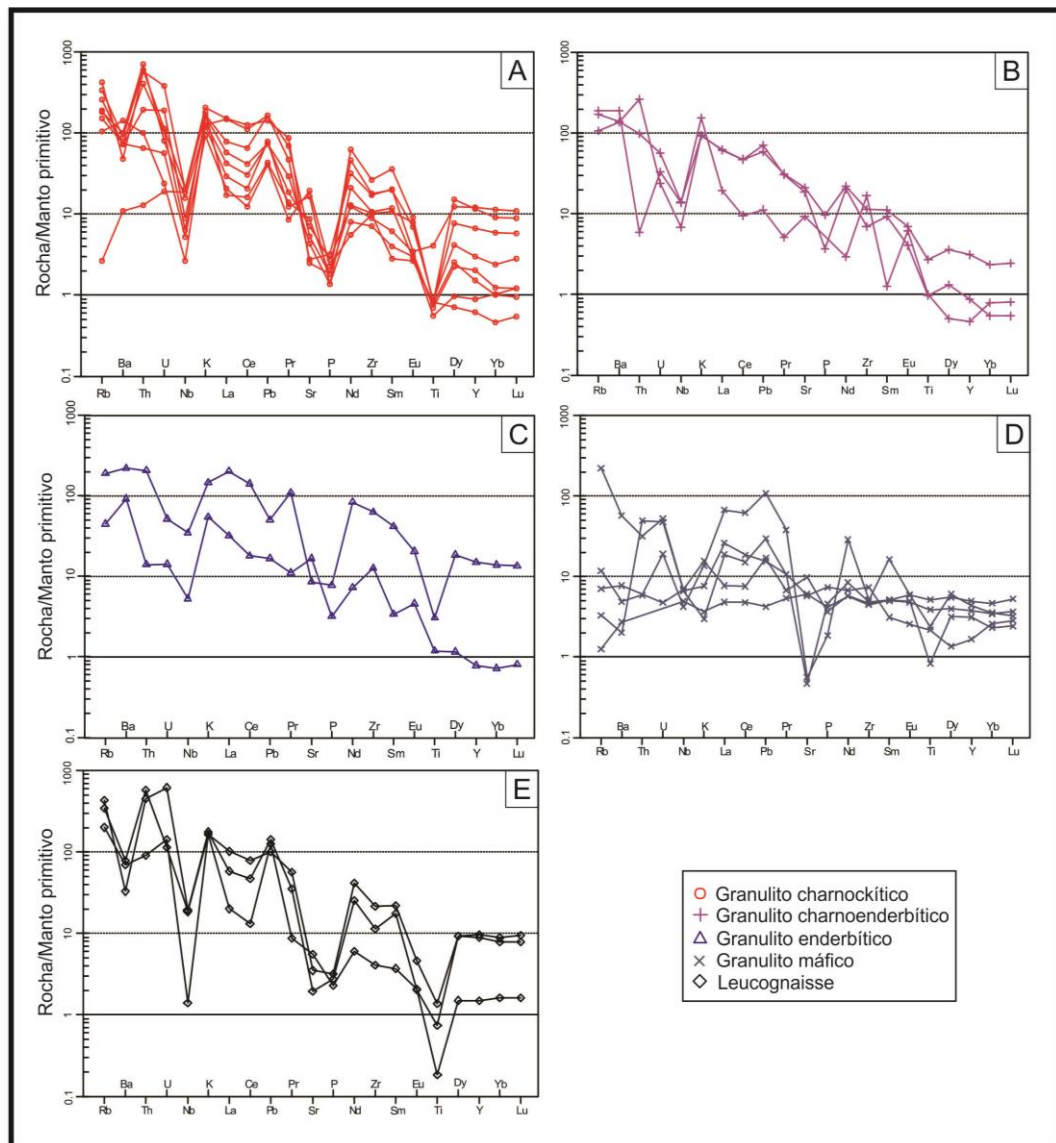


Figura 29 - Diagramas de multielementos das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

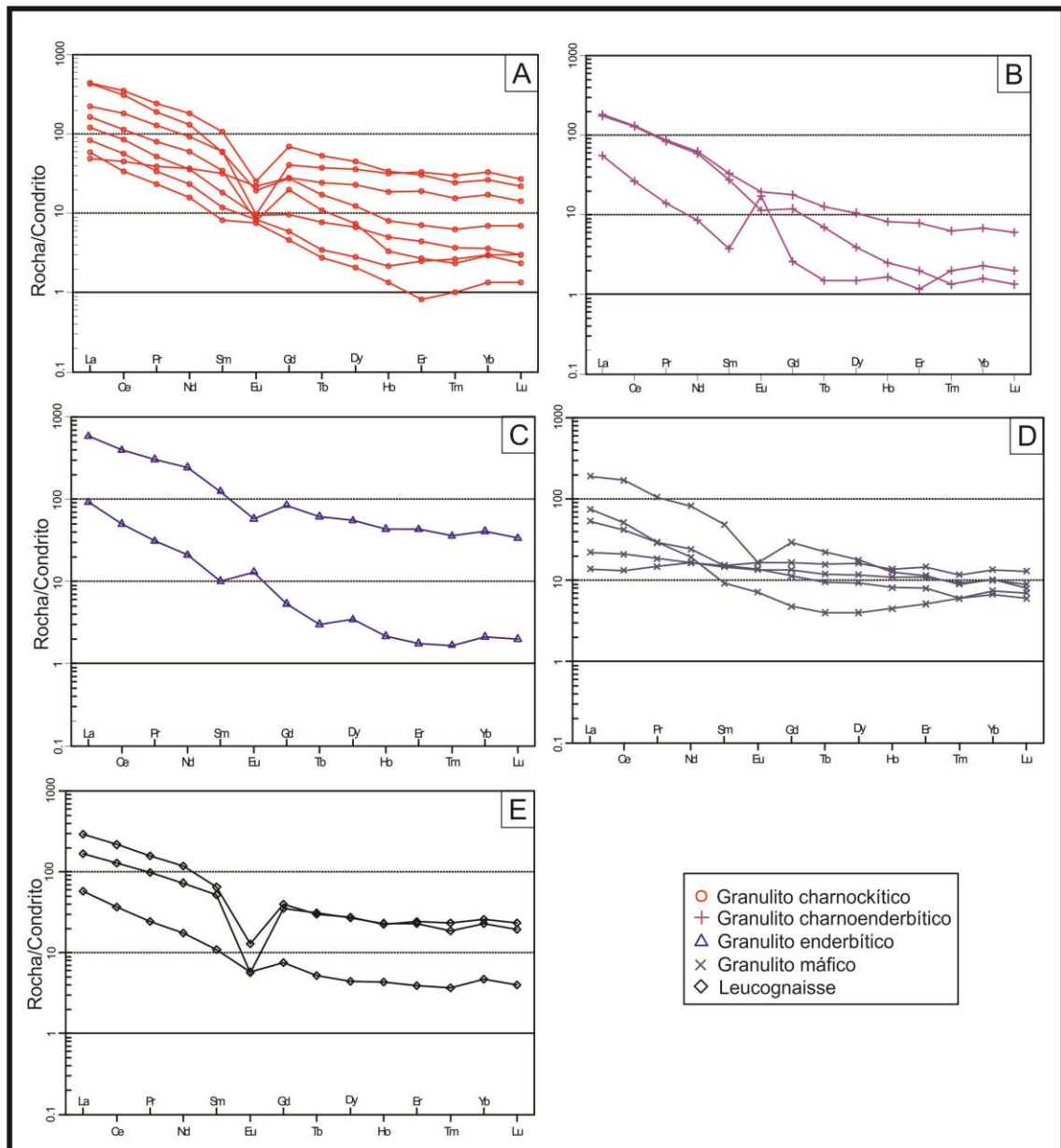


Figura 30 - Diagramas de elementos terras raras normalizados por condrito (Evensen *et al.* 1978) para as amostras representativas do Complexo Tartarugal Grande.

Usando diagrama para caracterização de ambientes tectônicos de Batchelor e Bowden (1985) que utiliza parâmetros multicatiônicos ($R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti) \times R2 = 6Ca + 2Mg + Al$) (Figura 31) e diagrama *Y versus Nb* (Figura 32) de Pearce *et al.* (1984) é indicado posicionamento no campo dos granitoides de arco magmático. Algumas amostras ficam no limite do campo, porém, no geral, essas rochas têm origem em ambiente de arco magmático, relacionados à colisão.

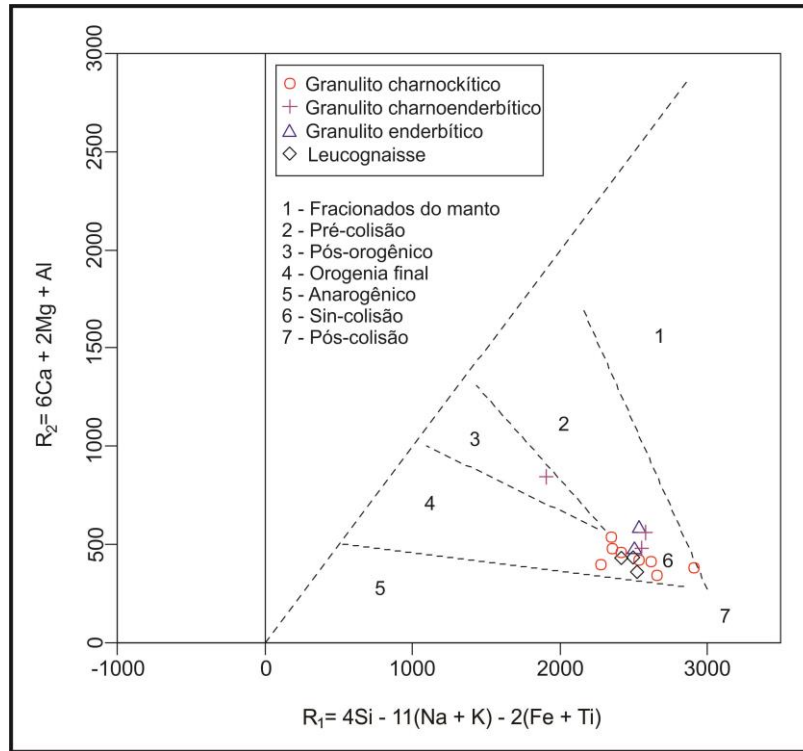


Figura 31 - Diagrama de classificação tectônica $R_1 \times R_2$ (Batchelor & Bowden 1985).

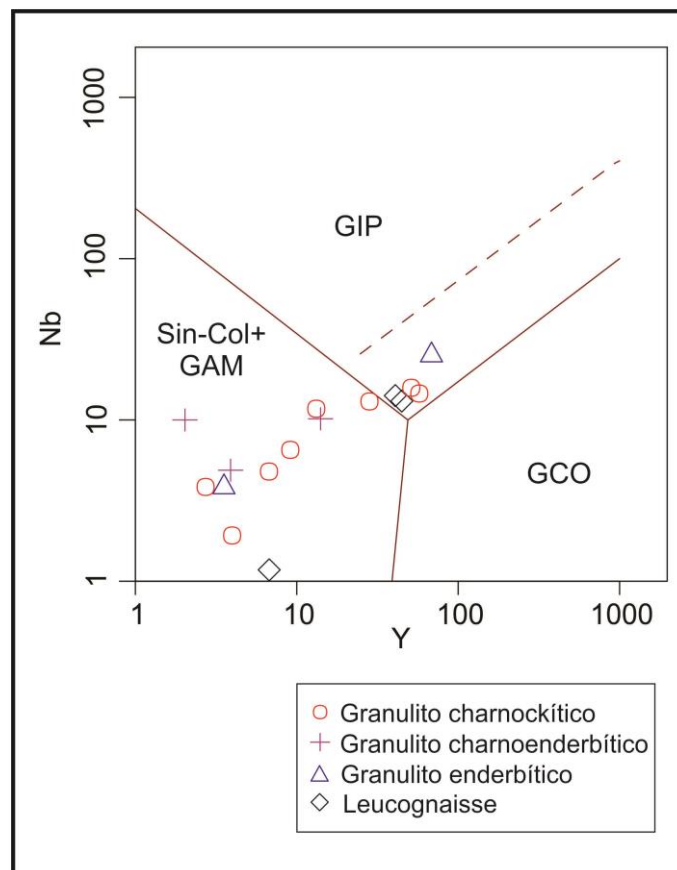


Figura 32 - Diagrama geoquímico discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb , (Pearce *et al.* 1984). Legendas: Sin-COL = granitoides sin-colisionais; GCO = granitoides de cadeias oceânicas; GIP = granitoides intraplacas.

Discussão dos resultados

De posse dos dados geoquímicos, o estudo indicou que na área de estudo no Complexo Tartarugal Grande há predominância de rochas ácidas, representados pelos granulitos félsicos, com teores de sílica entre 61 e 75%. Já para os granulitos máficos, formados por rochas básicas (SiO_2 entre 48 e 55%) os teores de Fe_2O_3 , MgO e CaO mostraram-se mais elevados. Em ambos os tipos, algumas amostras são intermediárias.

Os granulitos félsicos possuem, no geral, comportamento muito homogêneo, com características que podem refletir uma suíte colisional cálcio-alcálica. Enquanto que os granulitos máficos são rochas provavelmente provenientes de uma suíte toleítica. Considerando que no campo eles formam pequenos corpos, os mesmos podem representar diques de uma geração posterior a todas essas rochas.

Os leucognaisses são tipos ricos em alumínio (rochas peraluminosas) devido à alta concentração de microclina e granada. E, apesar de apresentarem características geoquimicamente parecidas com os granulitos félsicos, possuem gênese distinta. São rochas provavelmente originadas de granitoides tipo-S, derivados de uma fusão de rochas sedimentares.

Nos diagramas de multielementos para os granulitos félsicos as anomalias mais expressivas são representadas por Ti e P que entram na composição da ilmenita e apatita, respectivamente. É também observada forte anomalia negativa de Nb, que é característica de zonas de subducção e pode ser um indicador de contaminação crustal (Rollinson 1993).

Os granulitos máficos apresentam assinaturas semelhantes, salvo duas amostras que exibem comportamento diferente das demais. Estas amostras têm anomalias negativas acentuadas de Sr e podem indicar provável retenção de plagioclásio durante os eventos de fusão parcial na geração dos protólitos dessas rochas, segundo Wilson (1989). No entanto, algumas amostras mostram padrão sub-horizontal e de acordo com MacLean & Barret (1993), se os padrões forem horizontais ou sub-horizontais, significa que os elementos permaneceram imóveis durante a fusão dessas rochas.

Em relação aos ETR, os granulitos félsicos apresentam moderado enriquecimento de ETRL, em relação aos ETRP. Esse grau de fracionamento pode ser influenciado pela presença de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda na fonte. Essas rochas exibem anomalias negativas de Eu, com raras exceções em que são registradas anomalias positivas. Os leucognaisses também mostram esse comportamento dos ERTL em relação aos ETRP e o grau de fracionamento pode ser influenciado pela formação da granada e plagioclásio nessas rochas (Rollinson 1993), além de apresentarem anomalias negativas de Eu. Os granulitos

máficos apresentaram menor grau de fracionamento e foram os únicos que não registraram anomalias significantes de Eu, com exceção da amostra HP-04B que tem comportamento diferenciado. Dessa forma, quando há extração de Eu por fracionamento ou fusão parcial, se tem como resultado a anomalia negativa, na qual esse elemento fica retido no plagioclásio cálcico da fonte de magma. Quando essa anomalia negativa é pouco expressiva, pode-se sugerir que os magmas tenham evoluído por fracionamento do plagioclásio a partir de magmas mais máficos. Nos magmas félsicos, o empobrecimento de elementos terras raras pesados pode ser influenciado por fases acessórias como zircão e apatita (Rollinson 1993).

Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, os granulitos félsicos do complexo foram classificados como pertencentes ao ambiente de arco magmático, relacionados a zonas de subducção cálcio-alcálica.

7 GEOCROLOGIA

As rochas representativas do Complexo Tartarugal Grande, tais como granulito charnoquítico (HP-21A), granulito charnoenderbítico (HP-02), granulito enderbítico (HP-09A), granada-biotita gnaiss (HP-09B) e neossoma quartzo-feldspático do leucognaiss (HP-09C) foram selecionadas para estudo geocronológico pelo método U-Pb em zircão.

As análises foram realizadas pelo método *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)*, no Laboratório de Estudos Geocronológicos da Universidade de Brasília (UnB).

O processo de preparação das amostras para esse estudo, desde a trituração até a separação dos cristais de zircão foi realizado no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) e no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), onde foram selecionados 80 grãos de zircão da amostra HP-02 (fração 180-250 μm); 55 grãos da fração 180 a 250 μm e 110 grãos da fração 125 a 180 μm da amostra HP-09A; 120 grãos da amostra HP-09B (fração 180-250 μm); 100 cristais da amostra HP-09C (fração 125-180 μm); e por fim, 48 cristais da amostra HP-21A (fração 125-180 μm). A confecção dos moldes de resina, onde os cristais de zircão são fixados e polidos foi realizada no Laboratório de Laminação do IG/UFPA.

A captura de imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de zircão, para demarcação dos pontos analíticos em cada cristal foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade de Brasília (IG/UnB) utilizando equipamento modelo Fei Quanta 450.

Os cristais de zircão selecionados para as análises geocronológicas mostram pequenas diferenças quanto as suas características, tais como morfologia, forma geométrica, limpidez, ausência ou não de inclusões e metamictização, conforme será descrito adiante. A Figura 33 apresenta imagens dos grupos de cristais de zircão de 4 amostras submetidas às análises.

Os cristais de zircão do granulito charnoenderbítico (amostra HP-02) apresentam cor caramelo, são límpidos ou translúcidos, com formas prismáticas alongadas, bem desenvolvidas, com relação comprimento-largura 3x1. Alguns grãos exibem microfaturas e diminutas inclusões, além de fracos indícios de metamictização. A amostra de granulito enderbítico (HP-09A) exibe uma população de grãos de zircão heterogênea. Alguns cristais são alongados, com faces preservadas, enquanto que a maioria dos grãos apresenta prismas curtos, com relação comprimento-largura 2x1 e um ligeiro arredondamento das faces piramidais. Os cristais são límpidos e pouco fraturados. Os grãos de zircão pertencentes à amostra HP-09B são alongados (relação comprimento-largura 3x1), prismáticos, translúcidos

e límpidos e poucos apresentam microfraturas e pequenas inclusões. Em relação à amostra HP-09C, também há uma variedade no conjunto de cristais separados. Alguns grãos são alongados e com formas preservadas, porém a maior parte apresenta corrosão, formando cristais arredondados e curtos. Estes grãos exibem indícios de metamictização, com cores variando do laranja ao marrom escuro, contendo microfraturas e por vezes, várias inclusões em um mesmo cristal. Por fim, a amostra HP-21A contém cristais semelhantes aos da amostra HP-02, com prismas finos e alongados (relação comprimento-largura 3x1), límpidos e translúcidos, contendo microfraturas e poucas inclusões.

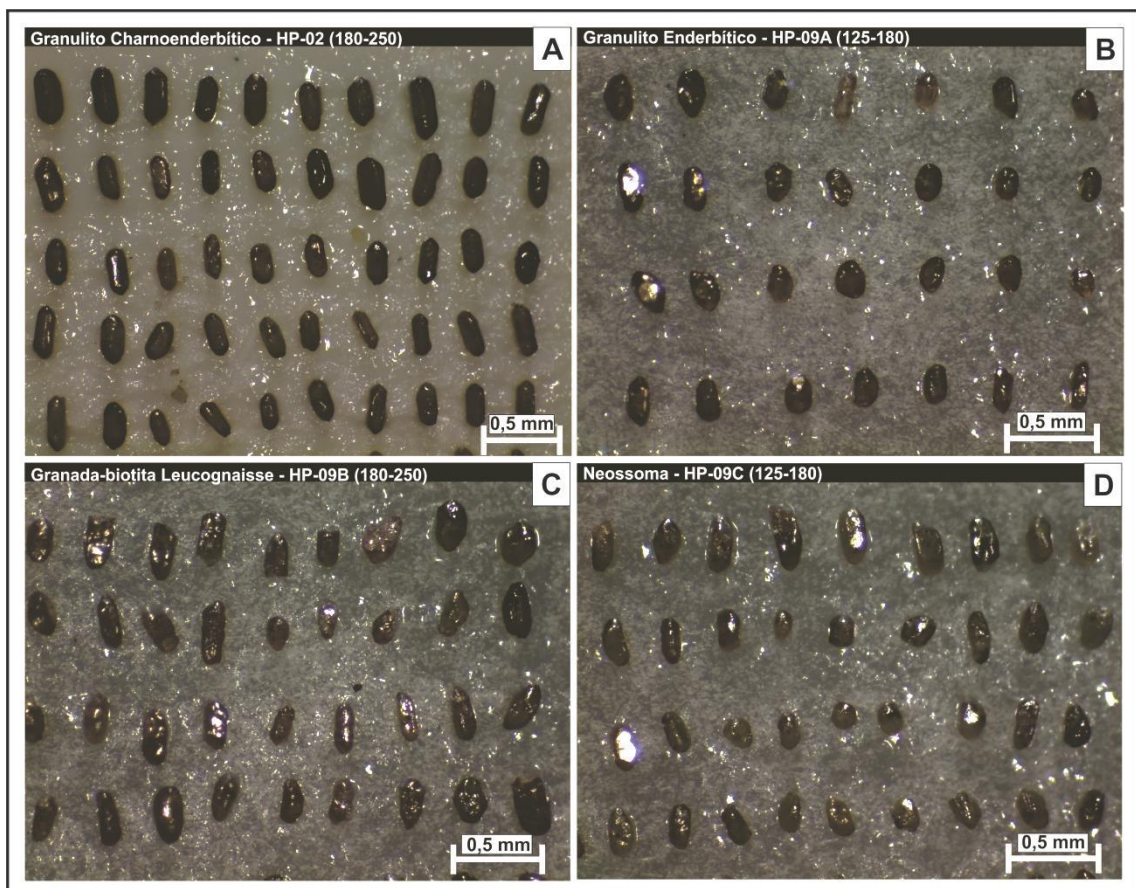


Figura 33 - Cristais de zircão das rochas do Complexo Tartarugal Grande em moldes de resina utilizados para análise geocronológica: **A)** Granulito charnoenderbítico (HP-02, fração 180 a 250 μm); **B)** Granulito enderbítico (HP-09A, fração 125-180 μm); **C)** Granada-biotita leucognaisse (HP-09B, fração 180 a 250 μm); **D)** Neossoma quartzo-feldspático (HP-09C, fração 125-180 μm). Imagens feitas com o auxílio de lupa binocular.

7.1 RESULTADOS

Na Figura 34 estão dispostas as imagens de elétrons retroespalhados dos cristais utilizados para a obtenção da idade de cristalização, enquanto que os resultados analíticos pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS estão nas tabelas 6 a 11.

As imagens de elétrons retroespalhados da amostra HP-02 (granulito charnoenderbítico) identificaram cristais subédricos com faces bem definidas e terminações

das pirâmides irregulares, apresentando zoneamento concêntrico bem definido. A razão Th/U (Tabela 6), acima de 0,1 é característica de cristais de zircão de origem ígnea. Dos cristais de zircão selecionados e incluídos na pastilha dessa amostra, 30 foram analisados e desses, três cristais definiram idade concórdia, que forneceu intercepto em 2045 ± 14 Ma, com MSWD = 1,03 (Figura 35A). Foram registradas ainda, idades de 2,71 e 2,61 Ga indicando herança arqueana. Os outros 27 cristais não foram utilizados no cálculo da idade porque foram adotados alguns critérios básicos prévios para a exclusão das análises, sendo estes a incerteza da razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \geq 5\%$, o valor da razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima de 3% que indica alto teor de Pb comum, e o $\text{Rho} \leq 0,5$. Além desses critérios, como a maioria dos grãos não foi concordante ou apresentou idades bastante discordantes, as análises foram excluídas, pois não foi possível criar boas discórdias com elas.

Para a amostra HP-09A (granulito enderbítico) foram identificados por MEV cristais subédricos, alguns com formas bastante corroídas, bem como zoneamento concêntrico. A razão Th/U é elevada (0,13 a 1,7), indicando que estes cristais têm proveniência ígnea. Juntando as análises das frações 125 a 180 μm e 180 a 250 μm , foram escolhidos 165 cristais e analisados 43 pontos (Tabelas 7 e 8). Destes, 32 pontos forneceram idades de $2084 \pm 7,9$ Ma e 358 ± 130 Ma, de intercepto superior e inferior, respectivamente, com MSWD = 1,7 (Figura 35B). Os critérios para a exclusão das análises foram os mesmos citados no parágrafo anterior.

Para as amostras a seguir, não foi possível gerar idades confiáveis, já que os cristais analisados apresentaram perdas consideráveis de Pb, além da alta dispersão de idades, de modo que não se posicionaram sobre a curva concórdia, o que impossibilitou a definição segura da idade. Porém, foram feitas algumas tentativas, que serão relatadas a seguir.

As análises executadas na amostra HP-09B (granada-biotita leucognaisse) mostraram cristais de zircão prismáticos, com terminações piramidais bem definidas e estruturas zonadas oscilatórias perfeitamente concêntricas. A razão Th/U também varia entre 0,12 e 0,5, sugerindo se tratar de cristais de uma rocha ortoderivada. Foram analisados 17 pontos na tentativa de se obter uma idade (Tabela 9) e como não foi possível determinar uma idade concordante, chegou-se a idade no intercepto superior de 2617 ± 25 Ma e no intercepto inferior de 682 ± 530 Ma com MSWD de 2,3 (Figura 35C).

As imagens feitas para a amostra HP-09C (neossoma do granada-biotita leucognaisse) exibiu cristais subédricos, alguns com as faces cristalinas desgastadas e formas arredondadas. O zoneamento nesses grãos por vezes é concêntrico e em outras está difuso. Os cristais apresentam-se muito metamitizados e contêm muitas inclusões. A razão Th/U na maioria dos

casos é menor que 0,1, provavelmente por essa rocha ser resultante da anatexia dos gnaisses da área (Tabela 10). Para esta amostra, foram analisados 14 grãos. Porém, não foi possível determinar uma idade precisa e o cálculo forneceu um intercepto superior de 1731 ± 220 Ma e no intercepto inferior de -95 ± 610 Ma, com $MSWD = 5,4$, sendo assim, essas idades não têm significado geológico aproveitável (Figura 35D).

Por fim, o imageamento dos cristais da amostra HP-21A (granulito charnockítico) mostraram grãos euédricos, com zoneamento bem definido, porém contendo algumas inclusões. A razão Th/U se mostrou entre 0,02 e 0,52 (Tabela 11). Dos 48 grãos analisados, foram utilizados 18 pontos e destes, a partir de 5 pontos se tentou obter idades com resultados de 2671 ± 10 Ma e 293 ± 300 Ma, de intercepto superior e inferior, respectivamente, com $MSWD = 0,82$ (Figura 35E). No entanto, mesmo com o dado pouco confiável, sugere que a idade de cristalização do protólito é arqueana, em torno de 2,67 Ga.

Nessas amostras foram analisados núcleo e borda em alguns cristais (Figura 34), no entanto, os resultados foram idênticos. O que mostra que estes grãos são homogêneos e não há qualquer indicativo de sobrecrecimento metamórfico, sendo o zoneamento pertencente a um único processo na evolução magmática.

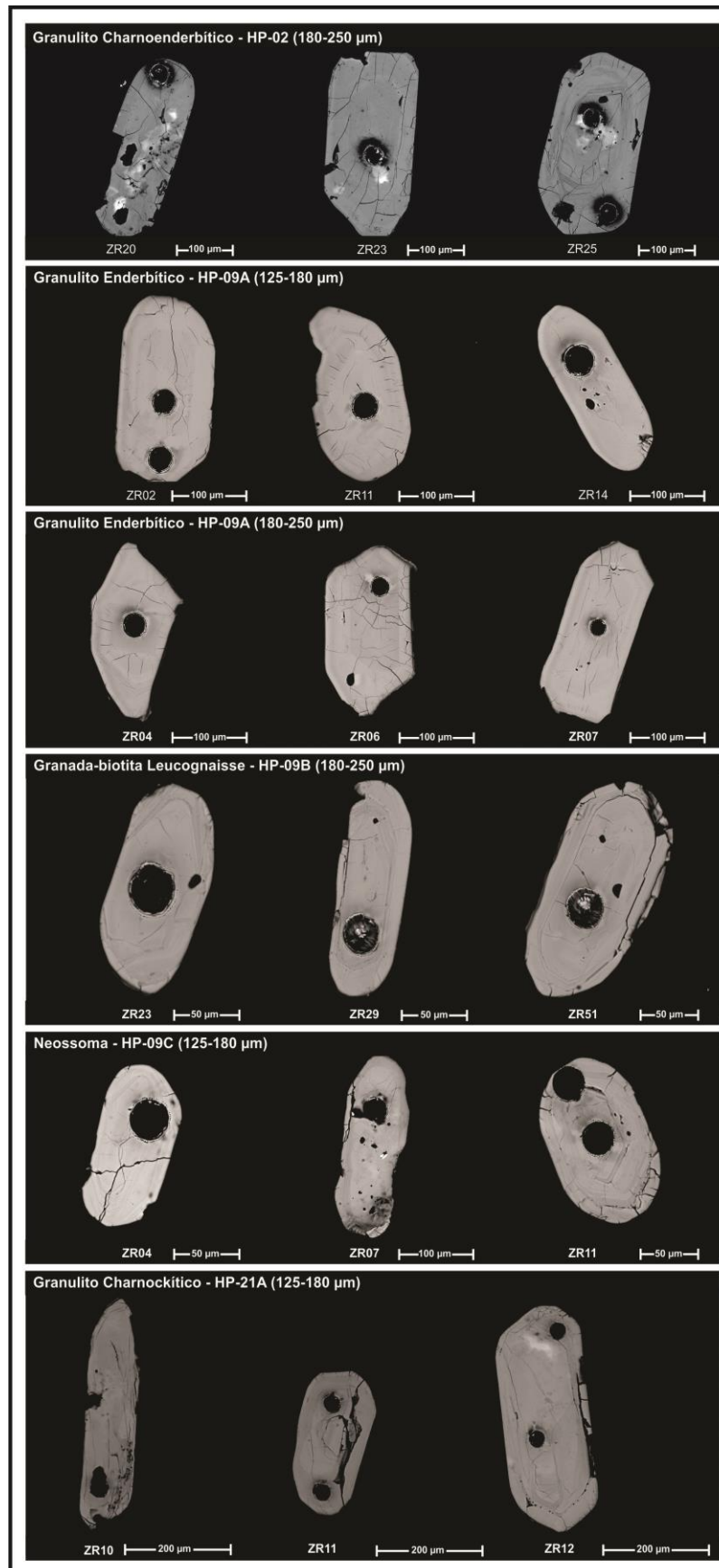


Figura 34 - Imagens de elétrons retroespalhados de alguns cristais de zircão selecionados das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, analisados pelo método U-Pb (LA-ICP-MS). Os círculos escuros são os locais da análise.

Tabela 6 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb em cristais de zircão do granulito charnoederbítico (HP-02, fração granulométrica 180-250 µm) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	2 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	2 σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	2 σ abs	% U-Pb disc.
ZR01	0,077	3074	10,65	1,994	2,41	0,1447	1,04	0,43	1622	79	871	17	1113	32	46,30
ZR02(B)	0,073	959	4,14	3,064	2,67	0,1715	2,34	0,88	2092	43	1021	44	1424	41	51,21
ZR02(N)	0,140	868	4,99	3,108	1,57	0,1560	1,45	0,93	2281	15	935	25	1435	24	59,02
ZR03	0,110	123	1,96	7,112	4,52	0,1937	2,87	0,63	3284	107	1141	60	2126	79	65,25
ZR04*	0,065	112124	42,62	6,375	2,63	0,3698	2,12	0,81	2029	53	2028	74	2029	46	0,05
ZR05	0,145	56021	56,33	6,163	1,44	0,3506	1,15	0,80	2063	28	1938	38	1999	25	6,09
ZR06	0,113	1014	4,87	2,250	2,07	0,1230	1,70	0,82	2133	39	748	24	1197	29	64,93
ZR07	0,061	5864	3,24	3,128	2,24	0,1823	1,99	0,89	2021	34	1079	39	1440	34	46,58
ZR08	0,751	32597	97,36	4,826	6,16	0,2234	6,09	0,99	2420	27	1300	143	1789	101	46,29
ZR09	0,123	157327	32,23	7,496	2,60	0,4164	1,80	0,69	2105	64	2244	68	2173	46	-6,58
ZR10	0,029	19809	53,70	2,101	2,65	0,1395	2,24	0,84	1786	50	842	35	1149	36	52,86
ZR11	0,211	179510	24,09	7,015	1,29	0,4042	0,97	0,76	2041	27	2188	36	2113	23	-7,20
ZR12	0,092	64069	40,21	5,513	1,87	0,3255	1,51	0,80	1998	37	1817	48	1903	32	9,06
ZR13	0,046	260	2,69	1,276	4,47	0,0752	3,16	0,71	2001	109	468	28	835	50	76,63
ZR14	0,083	1599	4,64	3,099	3,90	0,1654	3,61	0,93	2175	49	987	66	1432	59	54,64
ZR15	0,292	1499	5,50	4,188	4,64	0,1977	4,13	0,89	2386	70	1163	88	1672	75	51,26
ZR16	0,085	3842	6,62	6,327	2,14	0,3524	1,96	0,92	2101	27	1946	66	2022	37	7,37
ZR17	0,175	7954	9,98	7,337	1,43	0,4143	1,10	0,77	2077	29	2234	42	2153	25	-7,58
ZR18	0,079	2611	3,44	1,882	1,34	0,1395	1,06	0,79	1583	27	842	17	1858	18	46,80
ZR19	2,256	138938	28,23	12,151	1,49	0,4953	1,10	0,74	2634	31	2593	47	2616	28	1,52
ZR20*	0,158	366214	27,15	6,586	1,07	0,3732	0,75	0,70	2070	23	2044	26	2057	19	1,25
ZR21	0,190	4062	6,28	5,231	2,93	0,2316	2,79	0,95	2495	28	1343	67	1075	49	46,17
ZR22	0,064	3436	12,34	12,020	3,71	0,5083	1,85	0,50	2572	105	2649	80	2606	68	-2,99
ZR23	0,076	118843	53,97	13,445	1,88	0,5251	1,40	0,75	2704	39	2721	62	2711	35	-0,61
ZR24(B)	0,067	1162	7,12	1,575	2,17	0,1070	1,36	0,63	1744	60	655	17	960	27	62,43
ZR24(N)	0,269	404	1,19	3,905	3,39	0,1715	3,11	0,92	2509	43	1020	58	1615	54	59,33
ZR25(B)*	0,083	283986	19,33	6,362	1,47	0,3668	1,32	0,90	2040	18	2014	46	2027	26	1,26
ZR25(N)	0,429	219005	31,48	12,022	1,69	0,4799	1,53	0,90	2668	21	2527	64	2606	31	5,29
ZR26	0,393	2960	1,99	8,509	1,57	0,4188	1,31	0,84	2315	27	2255	50	2287	28	2,58
ZR27	0,086	4846	3,72	8,432	1,28	0,3768	1,01	0,79	2479	24	2062	36	2279	23	16,86

N = núcleo; B= borda;

* = dados usados para o cálculo da idade concórdia.

Tabela 7 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais em zircão do granulito enderbítico (HP-09A, fração granulométrica 125-180 µm) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	2 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	2 σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	2 σ abs	% U-Pb disc.
ZR01*	0,365	705297	14,48	6,564	1,09	0,3714	0,91	0,84	2073	16	2055	19	2036	32	1,78
ZR02(B)	0,214	157226	40,73	10,026	2,11	0,5568	1,92	0,91	2106	28	2437	39	2853	88	-35,50
ZR02(N)*	0,437	571799	31,01	6,093	1,20	0,3405	1,06	0,89	2095	14	1989	21	1889	35	9,83
ZR03*	0,415	259496	28,71	6,243	1,49	0,3530	1,35	0,91	2074	17	2010	26	1949	45	6,05
ZR04	0,368	85265	48,38	4,445	1,92	0,2646	1,82	0,95	1983	16	1721	32	1513	49	23,69
ZR05*	0,162	302056	29,96	6,123	1,45	0,3499	1,31	0,91	2055	17	1994	25	1934	44	5,89
ZR06*	0,316	420828	35,94	7,127	1,44	0,4017	1,29	0,90	2080	18	2127	25	2177	48	-4,67
ZR07	1,667	11,037	67,15	4,014	2,31	0,2455	2,06	0,89	1935	36	1637	37	1415	52	26,87
ZR08	5,563	468814	43,48	7,757	1,71	0,4184	1,63	0,95	2157	13	2203	31	2253	62	-4,47
ZR09(B)*	0,441	817055	20,93	7,081	1,40	0,3989	1,28	0,91	2081	16	2122	25	2164	47	-3,99
ZR09(N)*	0,489	503102	45,47	6,454	1,25	0,3627	1,10	0,87	2085	17	2040	22	1995	38	4,33
ZR10*	0,467	629782	30,73	6,245	1,25	0,3518	1,11	0,89	2081	16	2011	22	1943	37	6,61
ZR11*	0,207	859523	30,90	6,915	1,21	0,3883	0,97	0,80	2086	22	2101	21	2115	35	-1,37
ZR12*	0,425	911126	18,45	6,268	1,10	0,3522	0,97	0,89	2085	12	2014	19	1945	33	6,73
ZR13	0,459	102512	30,22	9,156	2,14	0,5064	1,98	0,92	2113	25	2354	39	2641	86	-25,00
ZR14*	0,481	280658	58,16	6,714	1,28	0,3732	1,17	0,91	2104	13	2074	23	2045	41	2,84
ZR15	0,130	9932	62,15	2,005	8,05	0,1227	5,05	0,63	1934	216	1117	106	746	71	61,43
ZR16	0,286	372676	31,22	7,664	3,82	0,4667	3,68	0,96	1942	34	2192	68	2469	150	-27,12
ZR17*	0,433	98344	35,95	6,359	1,41	0,3662	1,09	0,78	2042	28	2027	25	2011	38	1,49
ZR18*	0,365	702539	26,28	6,227	1,29	0,3524	1,02	0,79	2073	24	2008	22	1946	34	6,10
ZR19*	0,480	232010	31,71	6,601	1,24	0,3746	1,05	0,85	2068	19	2059	22	2051	37	0,80
ZR20	0,469	18486	6,49	5,160	1,87	0,3032	1,73	0,93	2006	21	1846	31	1707	52	14,91

N = núcleo; B = borda;

* = dados usados para o cálculo da idade.

Tabela 8 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb em cristais de zircão do granulito enderbítico (HP-09A, fração granulométrica 180-250 µm) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	2 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	2 σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	2 σ abs	% U-Pb disc.
ZR01*	0,486	565042	46,36	6,731	1,01	0,3761	0,85	0,84	2095	14	2077	18	2058	30	1,76
ZR02*	0,495	1048380	21,81	7,089	1,17	0,3979	1,02	0,87	2087	15	2123	21	2159	37	-3,47
ZR03*	0,457	373273	33,95	6,331	1,40	0,3573	1,18	0,85	2078	23	2023	24	1969	40	5,22
ZR04*	0,567	157984	55,83	5,863	1,10	0,3347	0,94	0,85	2057	15	1956	19	1861	30	9,53
ZR05*	0,410	211454	25,87	7,008	1,08	0,3946	0,96	0,90	2082	11	2112	19	2144	35	-3,00
ZR06*	0,499	297928	36,32	5,527	1,47	0,3174	1,38	0,94	2047	12	1905	25	1777	43	13,18
ZR07*	0,526	23138	12,75	5,550	1,34	0,3201	1,19	0,89	2039	17	1908	23	1790	37	12,20
ZR08*	0,400	413209	30,85	6,697	1,40	0,3757	1,30	0,93	2088	13	2072	25	2056	46	1,54
ZR09*	0,501	443347	26,85	6,851	1,40	0,3865	1,29	0,92	2078	14	2092	25	2107	46	-1,35
ZR10*	0,437	374129	26,14	5,787	1,52	0,3323	1,39	0,92	2047	17	1945	26	1849	45	9,68
ZR11*	0,610	4098	4,43	5,009	2,00	0,2962	1,89	0,95	1995	19	1821	34	1672	56	16,17
ZR12*	0,298	569341	49,52	6,216	2,04	0,3533	1,91	0,93	2065	22	2007	35	19509	64	5,57
ZR13(B)*	0,429	662852	18,41	6,482	1,48	0,3648	1,32	0,89	2083	20	2043	26	2005	45	3,73
ZR13(N)*	0,412	89931	72,42	4,998	1,78	0,2902	1,65	0,93	2027	19	1819	30	1642	48	18,99
ZR14	0,062	2411	4,72	1,154	10,94	0,1050	6,31	0,58	1190	334	779	116	644	77	45,90
ZR15*	0,275	200912	32,70	6,845	1,69	0,3767	0,89	0,53	2122	48	2092	30	2061	31	2,86
ZR16*	0,517	294375	40,92	8,157	1,27	0,4522	1,10	0,86	2109	19	2249	23	2405	44	-14,02
ZR17*	0,595	172602	42,28	6,715	2,27	0,3851	1,91	0,84	2049	40	2075	40	2100	68	-2,47
ZR18*	0,445	637942	19,13	6,135	1,43	0,3469	1,27	0,89	2075	19	1995	25	1920	42	7,47
ZR19*	0,394	638601	25,18	7,158	1,35	0,4028	1,19	0,88	2083	19	2131	24	2182	44	-4,75
ZR20	0,512	3437060	90,25	5,753	3,99	0,3301	1,25	0,31	2048	130	1939	68	1839	40	10,21

N = núcleo; B = borda;

* = dados usados para o cálculo da idade.

Tabela 9 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb em cristais de zircão do granada-biotita leucognaisse (HP-09B, fração granulométrica 125-180 µm) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	2 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	2 σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	2 σ abs	% U-Pb disc.
ZR02	0,296	39376	96,59	17,815	4,33	0,6244	2,45	0,57	2881	113	2980	82	3128	121	-8,54
ZR09	0,231	11424	10,94	16,444	1,63	0,5525	1,10	0,67	2950	37	2903	31	2836	50	3,88
ZR10	0,425	2219	2,43	11,657	1,32	0,4745	0,72	0,54	2636	35	2577	25	2503	30	5,03
ZR19	0,042	17308	14,93	5,773	1,92	0,3369	1,49	0,77	2018	41	1942	33	1872	48	7,26
ZR23	0,507	25484	8,49	10,372	1,08	0,4392	0,81	0,76	2570	20	2469	20	2347	32	8,66
ZR25	0,165	9574	8,17	11,063	2,23	0,4610	2,06	0,92	2597	26	2528	41	2444	83	5,89
ZR27	0,364	581886	22,13	7,132	1,00	0,4075	0,75	0,75	2056	19	2128	18	2204	28	-7,20
ZR29	0,484	8010	25,54	12,902	1,17	0,5472	0,87	0,75	2567	23	2673	22	2813	40	-9,58
ZR34	0,407	26206	40,02	12,667	1,52	0,4856	1,09	0,72	2735	32	2655	28	2552	46	6,69
ZR37	0,289	67020	51,55	13,080	2,60	0,5406	2,16	0,83	2610	46	2685	48	2786	98	-6,73
ZR39	0,728	284359	42,21	10,832	0,94	0,4613	0,72	0,76	2560	16	2509	17	2445	29	4,50
ZR41	0,522	107912	41,91	14,198	1,06	0,5253	0,81	0,77	2793	19	2763	20	2722	36	2,56
ZR42	0,572	385058	27,82	13,369	1,11	0,5375	0,77	0,69	2656	23	2706	21	2773	34	-4,39
ZR43	0,360	162102	28,43	15,557	1,12	0,5414	0,71	0,63	2893	25	2850	21	2789	32	3,59
ZR44	0,280	20939	20,58	12,774	1,26	0,5204	0,94	0,75	2634	25	2663	24	2701	42	-2,53
ZR49	0,514	306126	29,00	12,449	1,30	0,5127	0,94	0,72	2616	27	2639	24	2668	41	-1,97
ZR51	0,367	69072	28,69	12,699	2,43	0,4751	2,09	0,86	2775	38	2658	45	2506	87	9,69

Tabela 10 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão do neossoma (HP-09C; fração granulométrica 125-180) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	2 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	2 σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	2 σ abs	% U-Pb disc.
ZR01	0,063	4313	13,36	1,183	6,04	0,0714	5,93	0,98	1959	37	793	65	445	51	77,30
ZR02	0,084	208	4,51	5,309	4,63	0,1932	2,52	0,54	2821	124	1870	78	1138	52	59,64
ZR03	0,093	2134	12,59	3,413	3,64	0,1688	2,97	0,82	2307	70	1507	56	1005	55	56,43
ZR04	0,061	52470	89,96	3,420	2,78	0,2261	2,18	0,79	1795	60	1509	43	1314	52	26,81
ZR05(N)	0,191	187	6,26	8,518	9,69	0,2832	6,79	0,70	2967	214	2288	169	1608	192	45,82
ZR06	0,041	1078	2,01	3,721	1,38	0,2205	0,97	0,7	1991	32	1576	22	1284	23	35,51
ZR07	0,056	4083	7,90	3,422	3,42	0,2395	3,14	0,92	1689	48	1509	53	1384	78	18,06
ZR08	0,060	2407	2,99	4,170	2,98	0,2073	1,39	0,47	2298	88	1668	48	1215	31	47,14
ZR09	0,621	62102	39,19	12,712	2,05	0,4605	1,92	0,93	2828	21	2659	38	2442	78	13,65
ZR10	0,051	1460	5,70	2,337	3,66	0,1522	3,25	0,89	1822	58	1224	51	913	55	49,87
ZR11(B)	0,031	1205	4,62	1,428	3,89	0,0944	3,84	0,99	1793	19	901	46	582	43	67,56
ZR11(N)	0,152	31435	93,00	3,245	9,52	0,1909	2,31	0,24	2004	311	1468	143	1126	48	43,80
ZR12	0,052	1768	1,49	2,590	3,00	0,1545	2,60	0,87	1979	51	1298	44	926	45	53,20

N = núcleo; B = borda.

Tabela 11 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão do granulito charnockítico (HP-21A; fração granulométrica 125-180) do Complexo Tartarugal Grande, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	2 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	2 σ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	2 σ abs	% U-Pb disc.
ZR01	0,056	45668	16,8	4,142	20,0	0,2406	1,1	0,95	2030	27	1663	39	1390	57	31,39
ZR02	0,069	9824	19,0	5,319	7,9	0,3037	0,4	0,91	2057	9	1872	17	1710	20	16,88
ZR03	0,359	763377	8,4	6,672	6,9	0,3783	0,3	0,77	2070	10	2069	9	2068	14	0,10
ZR04	0,045	11280	20,6	19,002	46,2	0,6881	1,2	0,76	2828	25	3042	23	3375	48	-19,27
ZR05(B)	0,063	5449	11,4	7,265	9,3	0,3167	0,3	0,82	2521	10	2144	11	1773	16	29,71
ZR07	0,098	3301	42,1	3,652	7,0	0,1809	0,2	0,59	2304	26	1561	15	1072	11	53,46
ZR09	0,340	181076	3,7	17,183	25,4	0,6095	0,7	0,77	2862	14	2945	14	3068	28	-7,22
ZR10	0,524	7946	11,6	3,945	9,4	0,1997	0,4	0,92	2267	14	1623	19	1174	24	48,19
ZR11(N)	0,166	25468	11,6	14,163	17,3	0,5600	0,5	0,85	2684	9	2761	11	2967	30	-6,78
ZR12(N)	0,042	22299	5,5	11,634	13,0	0,4660	0,4	0,87	2663	7	2575	10	2466	20	7,36
ZR12(B)	0,055	2409	70,5	2,219	2,2	0,1262	0,9	0,69	2465	11	1187	7	766	5	62,91
ZR13	0,022	1493	74,5	1,381	1,4	0,1014	0,9	0,86	1602	7	881	6	622	5	61,10
ZR14	0,165	93201	23,3	7,159	24,1	0,3896	0,7	0,57	2142	47	2131	30	2120	35	1,01
ZR15	0,054	3452	54,0	3,632	8,3	0,1810	0,3	0,89	22394	16	1557	18	1073	20	53,20
ZR17	0,034	2016	15,8	3,058	6,2	0,1797	0,3	0,94	2006	11	1422	15	1065	19	46,89
ZR18(N)	0,349	164766	9,9	20,476	40,3	0,6674	1,1	0,87	2999	14	3114	19	3996	44	-9,87
ZR19	0,178	326586	6,1	12,131	16,1	0,5056	0,5	0,87	2596	9	2615	12	2638	25	-1,63
ZR20	0,097	456455	3,4	13,907	28,4	0,5515	1,0	0,94	2679	10	2743	19	2831	44	-5,65
ZR21(N)	0,183	4296	21,9	3,920	7,7	0,1977	0,3	0,90	2273	13	1618	16	1163	19	48,78
ZR22	0,300	327547	3,3	12,315	12,1	0,4962	0,3	0,76	2652	9	2629	9	2598	16	2,07
ZR25	0,314	5465	25,1	12,337	19,1	0,4908	0,6	0,86	2674	11	2630	14	2574	28	3,69
ZR26	0,295	5738	26,1	4,718	7,4	0,2318	0,3	0,83	2318	13	1770	13	1344	16	42,02
ZR27	0,131	255998	6,8	9,775	38,5	0,4189	0,9	0,57	2550	53	2414	35	2255	43	11,56
ZR28	0,122	145365	4,4	9,375	27,8	0,4046	0,9	0,81	2538	28	2375	27	2190	44	13,68

N = núcleo; B= borda.

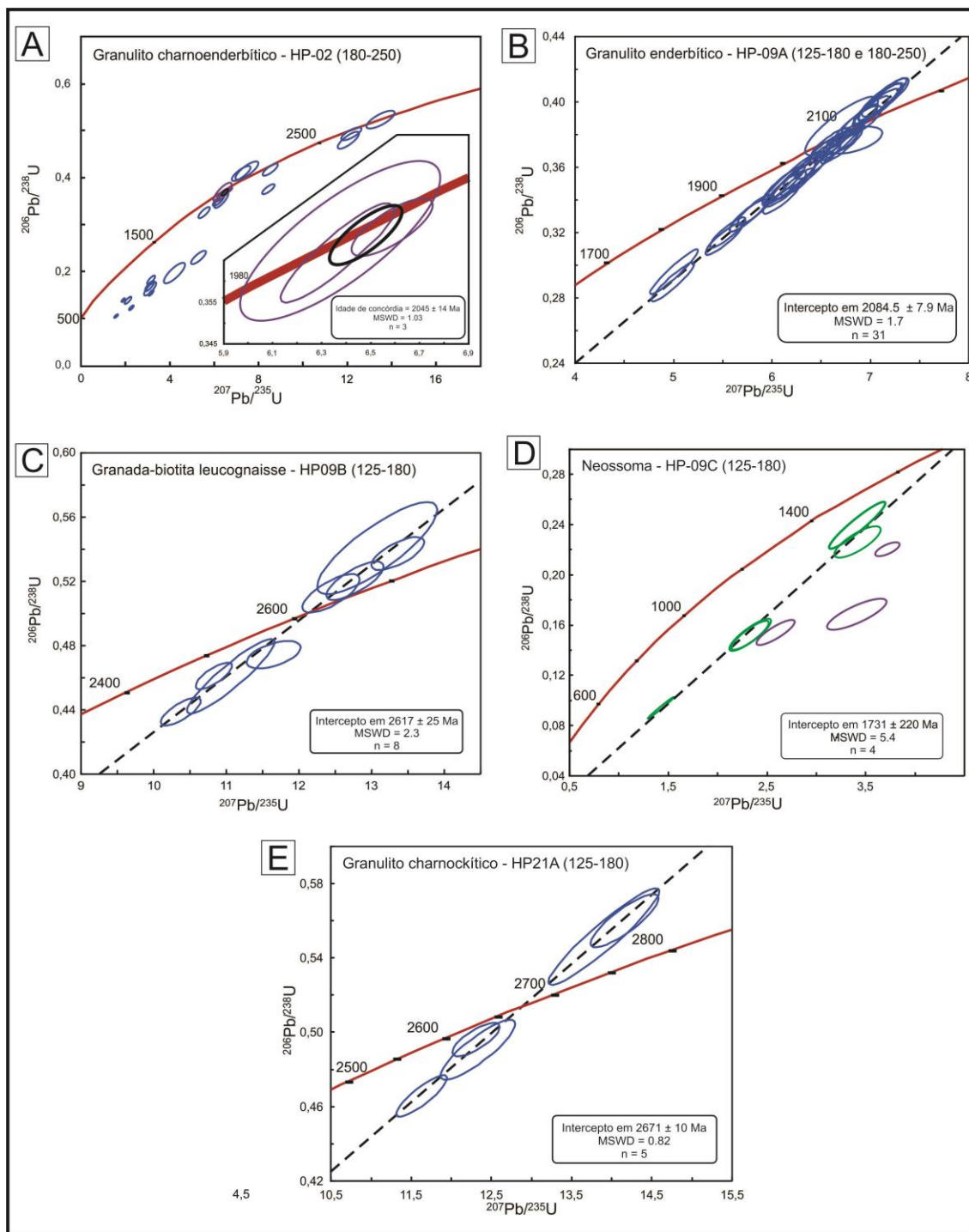


Figura 35 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cinco amostras do Complexo Tartarugal Grande, onde fornecem idade de cristais de zircão.

Discussão dos resultados

As análises geocronológicas U-Pb em zircão foram realizadas em um granulito charnoenderbítico e granulito enderbítico e forneceram idades médias de 2045 ± 14 Ma e $2084 \pm 7,9$ Ma, respectivamente. Esses valores são interpretados como idade mínima de cristalização do zircão dos protólitos desses granulitos, que devem representar rochas magmáticas, provavelmente de natureza plutônica granítica. Esses valores são semelhantes e coincidem nos erros analíticos, apontando para um magmatismo no Paleoproterozoico (no período Riaciano). Também foram obtidas idades entre 2,71 e 2,61 no granulito charnoenderbítico, registrando relíquia arqueana.

As análises realizadas em amostras dos outros grupos composicionais não forneceram resultados satisfatórios devido à grande dispersão das idades e perdas consideráveis de Pb. Assim, para os resultados obtidos das amostras de granada-biotita leucognaisse e de granulito charnockítico, foram calculadas idades médias, com valores no intercepto superior de 2617 ± 25 Ma e 2671 ± 10 Ma, respectivamente, que representam as idades de formação dos protólitos dessas rochas no Neoarqueano e tais idades comparadas com os dados existentes na literatura coincidem aproximadamente com outros resultados já obtidos na região (Tabela 12).

Nesse sentido conforme indicam os dados Sm-Nd (T_{DM}) em várias rochas da região, as mesmas foram extraídas de fontes arqueanas com diferentes valores de idade, desde 3,29 até 2,25 Ga, de acordo com a Tabela 12.

A tentativa de analisar cristais de zircão de neossoma (amostra HP-09C) teve como objetivo obter a idade do metamorfismo de alto grau que ocorreu nas rochas da região, no entanto, não se teve sucesso, visto que o resultado não é confiável, sendo necessárias novas análises. Porém, Oliveira *et al.* (2008) dataram granulitos félsicos da área pelo método Sm-Nd em rocha total-granada e obtiveram idades isocrônicas de 2,02 a 1,98 Ga, que sugerem representar reequilíbrios metamórficos no final do Paleoproterozoico logo após a colocação dos corpos, já que há uma pequena diferença em relação às idades de cristalização.

Considerando os dados de campo, petrográficos e geoquímicos, os dados da literatura e o conjunto de idades obtidas para as rochas do Complexo Tartarugal Grande é possível concluir que esta unidade engloba rochas granitoides formadas durante o período Riaciano, porém tem incorporado relíquias neoarqueanas, que podem, inclusive, ser provenientes de rochas fonte desses granitóides.

Os resultados das datações Sm-Nd entre 2,02 e 1,98 Ga de Oliveira *et al.* (2008), indicam que as rochas do Complexo Tartarugal Grande foram submetidas a um evento

metamórfico de alto grau no final do Paleoproterozoico relacionado ao evento termo-tectônico Transamazônico.

Tabela 12 – Sumário dos dados geocronológicos e isotópicos do Complexo Tartarugal Grande.

Rocha	Idade	Método	Referência
Granulito charnockítico	2602 ± 12 Ma	U-Pb (SHRIMP)	Lafon <i>et al.</i> (2000)
Neossoma	2085 ± 24 Ma	U-Pb (SHRIMP)	Lafon <i>et al.</i> (2000)
Granada-biotita gnaiss	2,58 Ga	Pb-Pb em zircão	Avelar (2002)
Granulito charnockítico	2,60 Ga	Pb-Pb em zircão	Avelar (2002)
Granulito charnockítico	2125 ± 4 Ma	Pb-Pb em zircão	Faraco <i>et al.</i> (2004)
Granulito félsico	1981,6 ± 2,8 Ma	Sm-Nd rocha total-granada	Oliveira <i>et al.</i> (2008)
Granulito félsico	2017 ± 12 Ma	Sm-Nd rocha total-granada	Oliveira <i>et al.</i> (2008)
Granulito félsico	2018 ± 2,3 Ma	Sm-Nd rocha total-granada	Oliveira <i>et al.</i> (2008)
Granulito enderbítico	2100 ± 4 Ma	Pb-Pb em zircão	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)
Granulito migmatizado	2092 ± 7 Ma	Pb-Pb em zircão	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)
Granulito charnoenderbítico	2078 ± 4 Ma	U-Pb (LA-ICP-MS)	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)
Granulito charnockítico	2597 ± 55 Ma	U-Pb (LA-ICP-MS)	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)
Granulito charnoenderbítico	2045 ± 14 Ma	U-Pb (LA-ICP-MS)	Neste trabalho
Granulito enderbítico	2084 ± 7,9 Ma	U-Pb (LA-ICP-MS)	Neste trabalho
Granada-biotita leucognaiss	2617 ± 25 Ma	U-Pb (LA-ICP-MS)	Neste trabalho
Granulito charnockítico	2671 ± 10 Ma	U-Pb (LA-ICP-MS)	Neste trabalho
Granada-biotita gnaiss	3,29 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Avelar (2002)
Granulito charnockítico	2,92 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Avelar (2002)
Granulito charnockítico	2,92 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Faraco <i>et al.</i> (2004)
Neossoma	2,78 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Avelar (2002)
Biotita gnaiss	2,71 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Avelar (2002)
Granulito félsico	3,15 – 2,79 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Oliveira <i>et al.</i> (2008)
Granulito enderbítico	2,55 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)
Granulito charnockítico	3,13 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)
Granulito máfico	2,25 Ga	Sm-Nd (T_{DM})	Rosa Costa <i>et al.</i> (2014)

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos em levantamentos de campo, análises petrográficas, dados litoquímicos e geocronológicos, bem como dados da literatura permitiram acrescentar novas informações sobre o conhecimento geológico da área de estudo, bem como discutir os processos que levaram à formação das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande.

Essa grande unidade localizada na região de Ferreira Gomes, centro-leste do Amapá foi caracterizada inicialmente em trabalhos de Scarpelli (1969), Lima *et al.* (1974) e João *et al.* (1979). Posteriormente, foi bem mais estudada por Rosa-Costa *et al.* (2001, 2003, 2006, 2008 e 2009) e no Projeto da CPRM (Rosa-Costa *et al.* 2014), em que demonstraram representar uma intrincada associação metamórfica de rochas de alto grau, de origens e idades distintas, que incluem granulitos, gnaisses e granitoides deformados.

A partir dos estudos petrográfico e geoquímico desse trabalho, as rochas da área foram classificadas como granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos (estes três representando granulitos félsicos), além de granulitos máficos e leucognaisses. Os tipos félsicos são rochas que ocorrem amplamente distribuídos na área e representam originalmente protólitos magmáticos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, compatíveis com séries cálcio-alcálicas. Os granulitos máficos representam corpos menores encaixados nos ortogranulitos charnockíticos/enderbíticos e leucognaisses, na forma de leitos tabulares contínuos ou lentiformes, concordantes à estruturação principal da área. Essas rochas devem representar diques antigos, de natureza basáltica e que, certamente, tiveram uma evolução magmática diferente do conjunto de rochas anteriores, e que é compatível com a série basáltica-toleítica.

Os leucognaisses são tipos com tendência aluminosa, graças à alta concentração de microclina e quartzo, presença de granada e, em alguns casos de cordierita, além das características geoquímicas com alto alumínio e caráter peraluminoso. Dessa forma, se pode concluir que seus protólitos representam granitoides tipo-S que foram alojados conjuntamente com os outros corpos granitoides associados.

Nos diagramas de multielementos os granulitos félsicos se destacam pela anomalia negativa de Nb, indicativa de ambiente de zonas de subducção, podendo ser também de contaminação crustal, além de anomalias mais expressivas representadas por Ti e P (Rollinson 1993). Os granulitos máficos mostram assinaturas geoquímicas com padrão sub-horizontal, compatível com composições basáltica-toleíticas e são indicativas de que os elementos

permaneceram imóveis, representando as rochas magmáticas originais (MacLean & Barret 1993).

Os elementos terras raras (ETR) nos granulitos félsicos apresentam enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados e esse grau de fracionamento pode ser explicado pela presença de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda na fonte. Essas rochas exibem, no geral, anomalias negativas de Eu. Os leucognaisses também mostram o mesmo comportamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados e o grau de fracionamento tem influência pela formação da granada e plagioclásio nessas rochas (Rollinson 1993), além das anomalias negativas de Eu. Os granulitos máficos exibiram um menor grau de fracionamento, sendo os únicos a não registrarem anomalias significantes de Eu. Segundo Rollinson (1993), a extração de Eu por fracionamento ou fusão parcial resulta em uma anomalia negativa, onde esse elemento fica retido no plagioclásio cálcico da fonte do magma. A anomalia negativa pouco expressiva é explicada pelo fracionamento do plagioclásio a partir de magmas mais máficos.

Os diagramas de discriminação de ambientes tectônicos permitiram reconhecer o ambiente tectônico em que os granulitos félsicos foram formados, sendo posicionados no campo de granitos de arco magmático, da série cálcio-alcálica relacionados a zonas de subducção.

No estudo metamórfico as paragêneses minerais são indicativas das condições de pico, atingindo temperaturas estimadas entre 780 °C e 850 °C, devido à estabilidade dos piroxênios e hornblenda nos granulitos e pressões médias estabelecidas entre 5 a 7 kbar devido a ausência de olivina e granada nos tipos máficos (Spear 1995). A cordierita em equilíbrio nos leucognaisses reforça condição de pressão baixa a média, dentro da fácies granulito (Yardley 1994).

Os estudos estruturais/microestruturais indicam evidências de deformação nessas rochas, tanto no campo, com as rochas se mostrando pouco estruturadas, sendo identificadas foliações e algumas fraturas, bem como o fraco bandamento nas rochas, quanto na análise microscópica, sendo visualizados cristais de quartzo na forma de fitas ou com o desenvolvimento de subgrãos, além da forte extinção ondulante em quartzo e feldspatos.

O processo de anatexia também ocorreu na área, onde altas condições de temperatura foram impostas nos granulitos e gnaisses, originando neossomas de composição sienogranítica e granulação média, divididos em duas porções, o leucossoma, constituído por minerais félsicos e o melanossoma composto por minerais máficos.

Os estudos revelaram ainda outro estágio na evolução metamórfica relacionado à instabilidade de alguns minerais no arrefecimento da temperatura, representando o retrometamorfismo (<700 °C).

Os estudos geocronológicos U-Pb no granulito charnoenderbítico e no granulito enderbítico revelaram idades médias de 2045 ± 14 Ma e $2084 \pm 7,9$ Ma, respectivamente. Esses valores são interpretados como a idade mínima de cristalização do zircão dos protólitos desses granulitos, que representam rochas magmáticas graníticas. Esses valores apontam para o alojamento de corpos magmáticos no Paleoproterozoico (período Riaciano). Valores de idade mais antiga (2,71 e 2,61 Ga) representam cristais herdados de rochas arqueanas.

Neste trabalho não foi possível obter a idade do metamorfismo o qual as rochas da região foram submetidas. Porém, Oliveira *et al.* (2008), utilizando a metodologia Sm-Nd em rocha total-granada em granulitos félsicos obtiveram idades isocrônicas de 2,02 a 1,98 Ga, que sugerem representar idades do metamorfismo relacionadas ao evento Transamazônico.

Assim, o conjunto de dados geocronológicos em concordância com resultados de trabalhos já desenvolvidos na área revelam que as rochas do Complexo Tartarugal Grande foram formadas durante eventos magmáticos no Riaciano, com relíquias de rochas neoarqueanas incorporadas. Por fim, esses tipos foram submetidos a processos de metamorfismo granulítico, promovendo deformação de tipos pré-existentes e reequilíbrio dos minerais, resultando numa complexa associação formada por granulitos e gnaisses de diferentes idades, origens e intensidades de deformação.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá: Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. *In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, *Atas*, CD-ROM.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 83-99.
- Barbosa J.P.O., Chaves C.L., Neto M.C.C., Anjos G.C., Rosa-Costa L.T. 2013. *Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica da Folha Rio Macapá (NA.22-Y-D em escala 1:250.000)*. Belém, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Serviço Geológico do Brasil.
- Barreto C.J., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T. 2009. Magmatismo eoríaciano (2,26 Ga) na porção norte do Bloco arqueano Amapá: nova evidência e implicações geodinâmicas. *In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus, *Anais*, CD-ROM.
- Batchelor R.A., Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**, p. 43-55.
- Best M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd edition: Oxford, U.K., Blackwell Publishing Company, 729 p.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114.
- Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon *in situ* dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2):275-295.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, George Allen & Unwin, 450 p.
- De La Roche H. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.

- Deckart K., Feraud H., Bertrand H.G. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Suriname and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **50**: 205-220.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1965. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. 2ª ed. Tradução de Carlos Antônio Regêncio Macedo. Fundação Calouste Gulbenkian, 727p.
- DNIT. 2013. Base cartográfica retirada do site: <http://www.dnit.gov.br/download/mapas-multimodais/mapas-multimodais/ap.pdf>
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8):1199-1212.
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Costa E.J.S., Vale A.G., Camozzato E. 2004. Folha NA.22 - Macapá. In: Schobbenhaus C., J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of metamorphic rocks. New York, Cambridge University Press, 244p.
- Fossen H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge, Cambridge University Press, 463p.
- Harker A. 1909. *The natural history of igneous rocks*. London, Methuen.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 523-546.
- João X.S.J., Carvalho J.M.A., Vale A.G., Frizzo S.J., Martins R.C. 1979. *Projeto Rio Falsino*. Belém, DNPM-CPRM, v.1-A, 199 p. (Relatório Final).
- Lafon J.M., Avelar, V.G., Rossi Ph., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2,1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In: 31º International Geological Congress. Rio de Janeiro, *Abstracts*, CDROM.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. London, Cambridge University Press, 1-193.
- Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silva G.G. 1974. Geologia. In: Brasil. Projeto RADAM. *Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, I/120p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 6).
- MacLean W., Barrett T. 1993. Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*. **48**:109-133.
- McReath I., Faraco M.T.L. 1996. Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova Metamorphic Suite, Northern Brazil. In: 1º South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão, *Extended Abstracts*, p. 194-196.

- McReath I., Faraco M.T.L. 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana shield – West African Craton Province. *Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo*, **5**(2): 49-53.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*; **38**(1):116-129.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Germany, Springer, 366p.
- Pearce J. A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4): 956-983.
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Vale A.G., Macambira E.M.B., Araújo O.J.B. 2001. Geologia e Recursos Minerais do projeto RENCA-Fase I, CPRM. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *atas*, CD-ROM.
- Ringwood A.E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York, McGraw-Hill, 688p.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, Longman, 352p.
- Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B em escala 1:250.000)*. Belém, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: www.cprm.gov.br.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006a. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Res.*, **10**: 277-300.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A.; Delor C. 2006b. T-Th-Pb (EPMA) monazite and zircon Pb-Pb geochronology of the transamazonian high-grade metamorphism in the archean Amapá Block (Brazil), Southeastern Guiana Shield. In: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta Del Leste.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Monié P., Arnaud N., Dantas E.L., Barbosa O.S. 2008a. Sm-Nd, Pb-Pb e Ar-Ar dating of high-grade metasedimentary rocks from the Archean Amapá Block, northeastern Amazonian Craton: further age constraints for the Paleoproterozoic metamorphism and provenance implications. In: 6º South American Symposium on Isotope Geology. *Anais*, San Carlos de Bariloche- Argentina.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C. 2008b. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**: 445-462.
- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:113-128.
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic

domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil-southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**:101-120.

Rosa-Costa L. T., Silva C. M. G., Barbosa J. P. O., Neto M. C. C. 2012. *Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B em escala 1:250.000)*. Belém, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: www.cprm.gov.br.

Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Ricci P.S.F., Lafon J.M. 2001. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozoico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG-NO. 1 CD ROM.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 169-226.

Scarpelli W. 1969. Preliminary geological mapping of the Falsino River, Amapá. Brazil. *Verth. Ned. Geol. Mijnbouwkundig*, **27**: 125-130.

Shand S. J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. London, Thomas Murby, p.1-488.

Spear F. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington D.C., Mineralogical Society of America, 799p.

Stacey J.S., Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207-221.

Streckeisen A. 1974. How should charnockitic rocks be named? In: Bellière J., Duchesne J. C. (ed.). *Géologie des Domaines Cristallins*. Liège, Société Géologique de Belgique, Centenary Volume, p. 349-360.

Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London. Special Publication 42: 313-345.

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., Brito Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.

Wetherill G.W. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **9**:290-292.

Yardley B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Brasília, Ed. UnB, 340p.

ANEXOS

ANEXO A - Localização das amostras coletadas e atividades desenvolvidas.

Amostra	Coordenadas	Localização	Litologia	Atividades			Observação
				Petrografia	Geoquímica	Geocronologia	
HP-01	01°18'27.7" 51°04'39.3"	Ramal do vilarejo Mutum	Granulito enderbítico	X			
HP-02	01°15'48.6" 51°09'44.7"	Ramal do vilarejo Cedro	Granulito charnoenderbítico	X	X	X	
HP-03	01°08'43.2" 51°11'21.9"	Ramal do vilarejo Entre Rios / Rio Tartarugal Grande	Biotita gnaise	X			
HP-04A	01°09'06.7" 51°09'44.5"	Margens do Rio Ariramba	Granada-biotita leucognaisse	X			
HP-04B	01°09'06.7" 51°09'44.5"	Margens do Rio Ariramba	Granulito máfico		X		
HP-05	01°07'55.9" 51°08'42.2"	Ramal do vilarejo Entre Rios	Granulito charnoquítico	X			
HP-06	01°07'33.5" 51°07'32.7"	Ramal do vilarejo Entre Rios	Granulito charnockítico	X			
HP-07	00°51'21.7" 51°11'29.8"	Margens do Rio Araguari	Granulito enderbítico	X	X		
HP-08A	01°01'45.9" 51°05'31.9"	Margens do Igarapé Igino	Granada-biotita leucognaisse	X			
HP-08B	01°01'45.9" 51°05'31.9"	Margens do Igarapé Igino	Granulito charnoquítico	X			
HP-09A	01°01'56.3" 51°05'51.1"	Área da Pedreira Buriti	Granulito enderbítico	X		X	
HP-09B	01°01'56.3" 51°05'51.1"	Área da Pedreira Buriti	Granada-biotita leucognaisse	X		X	
HP-09C	01°01'56.3" 51°05'51.1"	Área da Pedreira Buriti	Granada-biotita leucogranitóide (neossoma)	X		X	
HP-10	01°03'20.4" 51°06'09.0"	Margens do Igarapé Igino	Granulito charnoquítico	X	X		
HP-11	01°14'30.0" 51°00'59.9"	Margens da BR-156	Anfibólio-biotita gnaise	X			
HP-12	01°14'40.2" 51°01'02.6"	Margens do Rio Ariramba	Biotita leucognaisse	X			
HP-13	01°16'35.6" 51°05'27.4"	Ramal do vilarejo Cedro	Granada leucognaisse	X	X		
HP-14	01°16'11.0" 51°05'09.7"	Ramal do vilarejo Mutum	Granada-biotita leucognaisse	X	X		
HP-15	01°16'44.8" 51°04'00.6"	Ramal do vilarejo Mutum	Granulito enderbítico	X			
HP-16	01°15'30.2" 51°01'34.2"	Ramal do vilarejo Cedro (Sítio Santo Antônio)	Granulito enderbítico	X			
HP-17	01°03'15.3" 51°05'19.6"	Margens da BR-156	Granada-biotita leucognaisse	X	X		

HP-18	01°03'43.6" 51°05'58.8"	Margens da BR-156	Granulito charnoquítico	X			
HP-19A	00°59'38.3" 51°05'52.8"	Margens da BR-156	Granada-biotita leucognaisse	X			
HP-19B	00°59'38.3" 51°05'52.8'	Margens da BR-156	Granulito charnoquítico	X			
HP-20	00°53'47.2" 51°15'33.6"	Em frente à Hidrelétrica de Coaracy Nunes	Granulito enderbítico	X	X		
HP-21A	00°52'17.9" 51°14'01.5"	Próximo à Hidrelétrica de Coaracy Nunes	Granulito charnoquítico	X		X	
HP-21B	00°52'17.9" 51°14'01.5"	Próximo à Hidrelétrica de Coaracy Nunes	Granulito charnoenderbítico	X	X		
HP-23	00°46'12.6" 51°21'18.3"	Porto das Cobras	Granulito máfico	X	X		
LT-R-262A	01°07'33.6" 51°07'33"	Margens da BR-156	Biotita-cordierita leucognaisse	X			Lâmina delgada cedida pela CPRM
LT-R-262B	01°07'33.6" 51°07'33"	Margens da BR-156	Granulito máfico	X			Lâmina delgada cedida pela CPRM
CN-118	01°17'10" 51°26'39.9"	Margens do Rio Falsino	Biotita-cordierita leucognaisse	X			Lâmina delgada cedida pela CPRM
CE-R-06	01°01'02" 51°12'50"	Ramal próximo da margem da BR-156	Cordierita leucognaisse	X			Lâmina delgada cedida pela CPRM
DAM-01A	01°07'33,5" 51°07'32,9"	Ramal do vilarejo Entre Rios	Granulito charnoquítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-01B	01°07'33,5" 51°07'32,9"	Ramal do vilarejo Entre Rios	Granulito máfico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-02	01°07'55,7" 51°08'42,2"	Ramal do vilarejo Entre Rios	Granulito charnoquítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-07	01°16'35" 51°03'54"	Ramal do vilarejo Cedro	Granulito enderbítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-08	01°10'26,3" 51°04'38,6"	Ramal do vilarejo Cedro (sítio)	Granulito enderbítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-09	01°03'43,5" 51°06'00,6"	Margens do Igarapé Igino	Granulito charnoquítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-12A	01°01'13" 51°05'28,3"	Próximo ao Rio Tracajatuba	Granulito enderbítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-12B	01°01'13" 51°05'28,3"	Próximo ao Rio Tracajatuba	Granulito máfico		X		Análise química do acervo do professor Lafon

DAM-13	01°01'28" 51°05'30,8"	Próximo ao Rio Tracajatuba	Granulito charnoquítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-14A	01°02'39,4" 51°05'37"	Margens da BR-156	Granulito charnoquítico Granulito charnoquítico/		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-14B	01°02'39,4" 51°05'37"	Margens da BR-156	Granulito máfico		X		Análise química do acervo do professor Lafon
DAM-15	01°00'18,2" 51°07'29,8"	Área da Mina de Ferro Zamapá	Granulito charnoquítico		X		Análise química do acervo do professor Lafon