



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)

CARLA JOANA SANTOS BARRETO

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DO MAGMATISMO TRANSAMAZÔNICO NA REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PA

FEVEREIRO – 2010

CARLA JOANA SANTOS BARRETO

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA DO MAGMATISMO
TRANSAMAZÔNICO NA REGIÃO CENTRAL DO
AMAPÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.
Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Lafon.

BELÉM
2010

CARLA JOANA SANTOS BARRETO

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA DO MAGMATISMO
TRANSAMAZÔNICO NA REGIÃO CENTRAL DO
AMAPÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia da
Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Dr. Jean Michel Lafon - Orientador
Doutor em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Prof. Dra. Rosemery Nascimento
Doutora em Geologia
Universidade Federal do Pará

Lúcia Travassos da Rosa-costa
Doutora em Geoquímica e Petrologia
CPRM-Belém

Dedico este trabalho a minha mãe Nazaré Barreto pelo seu amor incondicional e dedicação durante todos esses anos, ao meu pai Carlos Barreto que sempre acreditou em mim, ao meu irmão Pedro Barreto e em especial ao meu padrinho, Emílio Souza (In memoriam) e minha madrinha Maria de Lourdes pelo grande amor que lhes tenho.

AGRADECIMENTOS

A Deus que sempre esteve do meu lado, mesmo em momentos que eu não conseguia visualizar uma esperança e por abençoar a mim e a minha família, tornando possível a realização desse sonho.

Agradeço aos meus pais e irmão pelo grande incentivo que sempre me dedicaram em todas as fases importantes da minha vida.

A minha madrinha e padrinho (*in memoriam*) que sempre me apoiaram nos momentos difíceis.

Ao meu orientador Prof. Dr. Jean Michel Lafon pelos inúmeros ensinamentos, conversas e indispensável orientação que foram fundamentais na realização deste trabalho, além da confiança, motivação e amizade.

A Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências, em especial, à Faculdade de Geologia.

A Dra. Lúcia Travassos, que com certeza seu apoio foi primordial para o bom desenvolvimento do trabalho.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica-Pará-Iso e todos que o integram, pela infraestrutura e colaboração, em especial ao professor Marco Antônio pelo auxílio nas análises e aos técnicos Christopherson, Walquiria e Clebson que foram fundamentais para a preparação e análise das amostras.

Ao Gustavo Viegas pela ajuda nos mapas e todo o amor e compreensão dispensados.

As amigas Aline Vieira, Érika Suellen e Mayara Teixeira que nesses cinco anos de convivência na geologia “quase” sempre estiveram ao meu lado me dando força, incentivo e companheirismo.

A Gilmara pela grande ajuda prestada nas análises modais. A Kamilla Borges pela ajuda, principalmente no último semestre, sem o qual eu não me formaria.

Aos amigos de graduação da turma de Geologia 2005.

Enfim, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

O Estado do Amapá, na porção sudeste do Escudo das Guianas, teve a sua evolução principal ligada à orogênese Transamazônica. É dividido em um domínio norte, caracterizado por granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos e um domínio centro-sul denominado de Bloco Amapá, constituído por rochas arqueanas retrabalhadas no Paleoproterozóico. A área estudada abrange um setor localizado na porção central do Estado do Amapá, na transição entre os dois domínios. As unidades que foram estudadas neste trabalho compreendem Granitóides cálcio-alcalinos, Granitos Peraluminosos, Granito Sucuriçu e Tonalito Santo Antônio. O trabalho teve como objetivo investigar os limites entre domínios arqueanos e proterozóicos no sudeste do Escudo das Guianas, caracterizando o magmatismo paleoproterozóico da região central do Amapá, através de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos pelo método Pb-Pb em zircão. Foram utilizadas nove amostras de granitóides, sendo quatro da porção logo a norte da Serra do Navio e cinco do Bloco Amapá, as quais estão associadas às sequências metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova. A caracterização petrográfica definiu rochas tonalíticas a granodioríticas para os granitóides cálcio-alcalinos; sienos a monzograníticas para os Granitos Peraluminosos e Granito Sucuriçu e tonalítica para o Tonalito Santo Antônio. A caracterização geoquímica dos granitóides cálcio-alcalinos apontou caráter peraluminoso, afinidade com granitos de arco vulcânico e semelhança com granitos do tipo I. Para o Granito Sucuriçu e Granitos Peraluminosos foram identificadas natureza alcalina, levemente peraluminosa, afinidade com granitos de arco vulcânico e semelhança com granitos do tipo I. O Tonalito Santo Antônio exibiu afinidade cálcio-alcalina, caráter metaluminoso, afinidade com os granitos de arco vulcânico e semelhança com granitos tipo I.

Os resultados geocronológicos forneceram idade de cristalização de $2262 \pm 1,6$ Ma para o Tonalito Santo Antônio, caracterizando um episódio magmático precoce na evolução da orogênese Transamazônica, a semelhança das idades obtidas por Tavares (2009) de 2,23-2,25 Ga na Serra do Navio. As idades Pb-Pb em zircão dos granitóides cálcio-alcalinos ($2103 \pm 2,5$ Ma e $2096 \pm 3,9$ Ma) apontam para a existência de um evento de granitogênese em torno de 2,10 Ga. Os resultados geocronológicos obtidos para os Granitos Peraluminosos e Granito Sucuriçu, apesar de não terem fornecido resultados confiáveis, apontam para idades em torno de 2,08-2,02 Ga, além de idades de até 2,73 Ga e sugerem a existência de um episódio de granitogênese tardi-transamazônica por fusão de crosta continental arqueana. Os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos confirmam o posicionamento do limite entre domínios paleoproterozóicos e arqueanos logo a norte da Serra do Navio.

Palavras-chave: Amapá, Pb-Pb em zircão, Granitóides, Orogênese Transamazônica, Bloco Amapá

ABSTRACT

The main geological evolution of the Amapá state, southeastern Guyana Shield, is related to the Transamazonian orogeny. The State is divided in a northern domain consisting of Paleoproterozoic granitoids and orthogneisses and a central-southern domain, called the Amapá block, which is composed by Archean rocks reworked during Paleoproterozoic. The study area is located in central Amapá state, at the transition between the two domains. The studied geological units are Calc-alkaline granitoids, Peraluminous granites, Sucuriju granite and Santo Antônio tonalite. The aim of this work was to investigate the boundaries between two Archean and Proterozoic domains in southern Guyana Shield, characterizing the Paleoproterozoic magmatism in central Amapá through petrographical, geochemical and zircon Pb-Pb geochronological studies. Nine samples from granitoids were used, with four of them belonging to the northern portion of Serra do Navio and five samples from Amapá block, the latter associated with metavolcanosedimentary sequences from Vila Nova group. Petrography defined tonalite to granodiorite rocks for Calc-alkaline granites; syeno- to monzogranites for the Peraluminous granites and Sucuriju granite and tonalite rocks for the Santo Antônio tonalite. Geochemical characterization of Calc-alkaline granites pointed out a peraluminous character, affinity with volcanic arc granites and resemblance with type I granites. Sucuriju granite and Peraluminous granites displayed alkaline nature, slightly peraluminous and affinity with volcanic arc granites and Type I granites. Santo Antônio tonalite showed calc-alkaline affinity, metaluminous character and affinity with volcanic arc and type I granites.

Geochronological results furnished crystallization ages of $2262 \pm 1,6$ Ma for Santo Antônio tonalite, characterizing an early magmatic episode in Transamazônico orogeny, close to 2,23-2,25 Ga ages obtained by Tavares (2009) in Serra do Navio. Pb-Pb ages on zircon from Calc-alkaline granites ($2103 \pm 2,5$ Ma and $2096 \pm 3,9$ Ma) indicated another event of granite formation around 2,10 Ga. Geochronological results obtained for Peraluminous granites and the Sucuriju Granite, although not reliable, pointed to a ages around 2,08-2,02 Ga, and up to 2,73 Ga suggesting a late-Transamazian magmatic event caused by melting of Archean continental crust. Petrographical, geochemical and geochronological data confirmed that the boundary between the Paleoproterozoic domains took place just at north of Serra do Navio.

Keywords: Amapá, zircon Pb-Pb, Granitoids, Transamazian Orogeny, Amapá Block.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 3.1 - Mapa de localização da área de trabalho.....	16
FIGURA 4.1 - Províncias geotectônicas da América do Sul.....	17
FIGURA 4.2 - Mapa da Plataforma Sul-Americana com localização do Escudo das Guianas.....	18
FIGURA 4.3 - Modelo de evolução geodinâmica para a porção sudeste do Escudo das Guianas.....	19
FIGURA 4.4 - Mapa geológico da região central do Amapá.....	20
FIGURA 4.5 - Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá.....	24
FIGURA 4.6 - Mapa geológico atualizado do setor a norte da Serra do Navio, região central do Amapá.....	32
FIGURA 5.1 - Mapa geológico atualizado do Estado do Amapá com as amostras estudadas.....	34
FIGURA 5.2 - Separador magnético Frantz e Sala de líquidos pesados.....	42
FIGURA 5.3 - Estereomicroscópio e espectrômetro de massa Finnigan.....	42
FIGURA 6.1 - Diagramas de classificação Q-A-P e Q-(A+P)-M aplicado aos granitóides estudados.....	44
FIGURA 6.2 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (LT-101).....	46
FIGURA 6.3 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (LT-126).....	48
FIGURA 6.4 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do granodiorito (LT-127).....	50
FIGURA 6.5 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (CG-06).....	52
FIGURA 6.6 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (CG-07a).....	54
FIGURA 6.7 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do sienogranito (LT-73).....	56
FIGURA 6.8 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do monzogranito (LT-74).....	58
FIGURA 6.9 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do sienogranito (LT-78).....	60
FIGURA 6.10 - Fotografia macroscópica e fotomicrografias do monzogranito (LT-79).....	62
FIGURA 6.11 - Diagrama normativo Ab-Na-Or segundo Barker (1979).....	65
FIGURA 6.12 - Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO ₂ vs K ₂ O (Peccerillo; Taylor, 1976).....	67
FIGURA 6.13 - Diagrama A/NK versus A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) para os granitóides estudados.....	68
FIGURA 6.14 - Diagrama de Sylvester (1989) para os granitóides estudados.....	68
FIGURA 6.15 - Diagramas de padrões de ETR normalizados para o condito de Evensen (1978).....	70
FIGURA 6.16 - Diagrama multielementar normalizado para os condritos (Sun et al., 1984), a partir do qual foram individualizados dois grupos.....	71
FIGURA 6.17 - Diagrama Rb vs Y+Nb de Pearce et al (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos granitóides estudados.....	72
FIGURA 6.18 - Diagrama Nb versus Y de Pearce et al (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos granitóides estudados.....	72
FIGURA 6.19 - Diagramas de Whalen (1987) para distinção entre granitos tipo A, I, S e M aplicado aos granitóides estudados.....	73

FIGURA 6.20 - Diagramas de discriminação entre granitóides tipo A1 e A2 de Eby (1992).....	74
FIGURA 6.21 - Fotomicrografias de cristais de zircão do tonalito (LT-101).....	75
FIGURA 6.22 - Fotomicrografias de cristais de zircão do tonalito (LT-126).....	76
FIGURA 6.23 - Fotomicrografias de cristais de zircão do tonalito (CG-07a).....	77
FIGURA 6.24 - Fotomicrografias de cristais de zircão do monzogranito (LT-74).....	78
FIGURA 6.25 - Fotomicrografias de cristais de zircão do monzogranito (LT-79).....	79
FIGURA 6.26 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-101) com 12 grãos.....	85
FIGURA 6.27 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-101) com 8 grãos.....	86
FIGURA 6.28 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-126) com 4 grãos.....	87
FIGURA 6.29 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-126) com 3 grãos.....	88
FIGURA 6.30 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (CG-07a) com 9 grãos.....	89
FIGURA 6.31 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (CG-07a) com 5 grãos.....	90
FIGURA 6.32 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o monzogranito (LT-74) com 12 grãos.....	91
FIGURA 6.33 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o monzogranito (LT-74) com 9 grãos.....	92
FIGURA 6.34 - Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o monzogranito (LT-79) com 22 grãos.....	93

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Síntese dos principais dados geocronológicos disponíveis na região central do Amapá e proximidades.....	30
TABELA 2 - Coordenadas, litologias e características das amostras estudadas.....	35
TABELA 3 - Análise modal dos granitóides da região central do Amapá.....	44
TABELA 4 - Análise química dos elementos maiores e traços dos litotipos presentes na região central do Amapá.....	66
TABELA 5 - Resultados isotópicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão das cinco amostras analisadas (LT-101, LT-126, LT-74, LT-79,CG-7A).....	80

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	OBJETIVOS	14
3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E FISIOGRAFIA	15
4	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
4.1	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	23
4.1.1	Embasamento arqueano (Bloco Amapá)	25
4.1.2	Complexos Granulíticos de Tartarugal Grande	25
4.1.3	Complexo Guianense	26
4.1.4	Sequências Metavulcanosedimentares (Grupo Vila Nova)	27
4.1.5	Granitóides paleoproterozóicos transamazônicos	28
4.1.6	Magmatismo paleoproterozóico pós-transamazônico	28
4.1.7	Diques máficos mesozóicos	29
5	MATERIAIS E METODOLOGIAS	33
5.1	MATERIAIS.....	33
5.2	METODOLOGIAS E ATIVIDADES REALIZADAS.....	36
5.2.1	Pesquisa bibliográfica	36
5.2.2	Atividades de campo e coleta das amostras	36
5.2.3	Estudo Petrográfico	36
5.2.4	Caracterização Geoquímica	37
5.2.5	Estudo geocronológico pelo método Pb-Pb em zircão	38
6	RESULTADOS ANALÍTICOS	43
6.1	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.....	43
6.1.1	Análise modal	43
6.1.2	Descrição petrográfica	45
6.1.2.1	Hornblenda tonalito (LT-101).....	45
6.1.2.2	Biotita-tonalito protomilonítico (LT-126).....	47
6.1.2.3	Biotita granodiorito protomilonítico (LT-127).....	49
6.1.2.4	Biotita tonalito protomilonítico (CG-06).....	51
6.1.2.5	Biotita tonalito (CG-07a).....	53
6.1.2.6	Muscovita-biotita leucosienogranito (LT-73).....	55
6.1.2.7	Biotita leucomonzogranito protomilonítico (LT-74).....	57
6.1.2.8	Biotita sienogranito protomilonítico (LT-78).....	59
6.1.2.9	Biotita monzogranito (LT-79).....	61
6.2	CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	63
6.2.1	Introdução	63
6.2.2	Apresentação dos resultados	64
6.2.2.1	Elementos maiores.....	65
6.2.2.2	Elementos terras raras.....	69
6.2.2.3	Elementos traço.....	71
6.3	ESTUDO GEOCRONOLÓGICO.....	75
6.3.1	Introdução	75

6.3.2	Apresentação dos resultados	80
6.3.2.1	Hornblenda tonalito (LT-101).....	85
6.3.2.2	Biotita tonalito (LT-126).....	87
6.3.2.3	Biotita tonalito (CG-07a).....	89
6.3.2.4	Biotita leucomonzogranito (LT-74).....	91
6.3.2.5	Biotita monzogranito (LT-79).....	93
7	INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E CONSEQUÊNCIAS PARA A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA	95
7.1	CARACTERIZAÇÃO DOS EPISÓDIOS MAGMÁTICOS.....	95
7.2	LIMITE DO BLOCO AMAPÁ E DOMÍNIO PALEOPROTEROZÓICO.....	99
7.3	IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA.....	100
8	CONCLUSÕES	102
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105

1. INTRODUÇÃO

Todo o setor nordeste a sudeste do Escudo das Guianas, também conhecido como Província Maroni-Itacaiúnas, é constituído essencialmente por terrenos granito-*greenstones*, granitóides e complexos metamórficos de alto grau, representando uma extensa faixa orogênica desenvolvida durante o Evento Transamazônico (2,26–1,95 Ga) (CORDANI et al., 1979; TEIXEIRA et al., 1989; GIBBS; BARRON, 1993; TASSINARI et al., 2000; DELOR et al., 2003a). Compreende áreas extensivas de crosta paleoproterozóica e dois domínios arqueanos principais: o bloco Imataca, na Venezuela, e o bloco Amapá, na porção centro-sul do Estado do Amapá; ambos retrabalhados durante a orogênese transamazônica (MONTGOMERY; HURLEY, 1978; MONTGOMERY, 1979, ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006).

A década de 40 marca uma evolução do conhecimento geológico no Estado do Amapá, com a descoberta do depósito de manganês na Serra do Navio. Porém, foi somente na década de 70, que vários programas de levantamento geológico foram executados no Estado do Amapá pelo DNPM, CPRM e no âmbito do projeto RADAM. Nos últimos anos o conhecimento geológico do Amapá foi ampliado principalmente na região centro-sul do Estado, com os trabalhos realizados por: Rosa-costa et al. (2001, 2003, 2008), Lafon et al. (2001, 2008), Ricci et al. (2001), Avelar (2002), Pimentel et al. (2002), Avelar et al. (2003), Rosa-costa, Lafon e Delor (2006), Faraco et al. (2006), Oliveira et al. (2008) e Tavares (2009).

O Estado do Amapá é dividido em um domínio norte, caracterizado por granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos e um domínio centro-sul onde se localiza o Bloco Amapá, constituído por rochas arqueanas retrabalhadas no Paleoproterozóico. O limite norte do Bloco Amapá é marcado por faixas de seqüências metavulcanosedimentares do Grupo Vila Nova e granitóides associados na região da Serra do Navio – Tartarugal Grande, porém a continuação a oeste desse limite ainda não foi bem determinada devido à falta de acesso no campo.

Com o propósito de contribuir para melhor definir o limite norte do Bloco Amapá e fornecer dados geológicos e geocronológicos atualizados, tomou-se como área de estudo a região central do Amapá. Portanto, a área estudada nesse trabalho, situa-se geograficamente nas proximidades do Rio Araguari, na região da Serra do Navio, na porção central do Estado do Amapá, na região de transição entre os domínios geotectônicos. As unidades alvo do estudo

compreendem granitóides associados e intrusivos nos terrenos *greenstone belts* da Serra do Navio.

Dessa forma, o presente Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) utilizou-se de caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica *do magmatismo Transamazônico na região central do Amapá*, desenvolvida graças à infra-estrutura laboratorial disponível no Instituto de Geociências da UFPA como o Laboratório de Petrologia e Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), o qual permitiu realizar adequadamente as atividades analíticas necessárias para o estudo geocronológico Pb-Pb em zircão.

O plano de trabalho foi desenvolvido no período decorrente de agosto de 2007 a dezembro de 2009, no âmbito dos Projetos CNPq Universal 47.7553/2004-4: “*Limite entre o Arqueano e o Paleoproterozóico na Amazônia Oriental: Implicações para a evolução geodinâmica da crosta continental*”, sob a coordenação do Prof. Jean Michel Lafon e concluído em janeiro de 2008 e, CNPq Universal 45.1302/2006-0: “*Limites da Província Amazônia Central: Implicações para a evolução geodinâmica da parte oriental do Cráton Amazônico e implantação de métodos em geologia isotópica*”, que está em andamento sob a coordenação do Prof. Moacir Macambira (Faculdade de Geologia-IG/UFPA).

O trabalho é uma continuidade dos trabalhos desenvolvidos durante as pesquisas de Iniciação Científica (Processo CNPQ 504779/2007-9 e PIBIC/UFPA) e, dessa forma, incorpora também uma síntese dos resultados obtidos nessas pesquisas de IC.

Além disso, este trabalho contou com a colaboração da CPRM-Belém, através da Dra Lúcia T. Rosa-Costa que cedeu as amostras dos diversos granitóides. Além disso, este trabalho também está inserido no Programa de Levantamento Geológico do setor estudado, (Folha Araguari – 1/250.000,00) em andamento na CPRM, e os dados obtidos serão compilados junto a base de dados da CPRM.

2. OBJETIVOS

Como mencionado anteriormente, a área estudada localiza-se na região central do Amapá, na zona de transição entre dois domínios geodinâmicos distintos: um domínio paleoproterozóico situado no norte do Amapá e um domínio arqueano representado pelo Bloco Amapá (MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; SATO; TASSINARI, 1997; AVELAR, 2002; AVELAR et al., 2003, ROSA-COSTA et al., 2003; ROSA-COSTA; LAFON DELOR, 2006). Por esse motivo essa área deve ser considerada como estratégica para a compreensão da evolução geodinâmica da porção sudeste do Escudo das Guianas, porém é bastante complexa e carece de informações geoquímicas e geocronológicas mais detalhadas, as quais são necessárias para consolidar o conhecimento geológico da área e melhorar a identificação do limite norte do Bloco arqueano Amapá.

O objetivo principal deste trabalho está inserido em uma proposta mais abrangente que visa investigar os limites entre domínios arqueanos e proterozóicos na Amazônia Oriental, através de estudos geocronológicos sistemáticos das regiões de fronteiras entre esses domínios. Para essa finalidade é preciso caracterizar o magmatismo paleoproterozóico da porção norte do bloco arqueano Amapá, enfatizando principalmente o estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico.

Pretende-se, portanto, trazer novas referências geocronológicas para esse magmatismo, definindo com maior exatidão a cronologia dos episódios magmáticos transamazônicos. Além disso, busca-se identificar possíveis registros magmáticos arqueanos, contribuindo dessa forma para uma delimitação mais precisa do limite norte do Bloco Amapá, e fazer uma síntese das informações geológicas e geocronológicas da área visando a consolidação do contexto geodinâmico de formação desse magmatismo.

A proposta tem como objetivos complementares auxiliar na elaboração em andamento na CPRM-Belém ajudando a validar a nova proposta de coluna lito-estratigráfica para as unidades geológicas do mapa geológico atualizado da área de estudo (Folha Araguari), em relação ao mapa anterior (GIS 2004). Sendo assim, esse trabalho objetiva também consolidar a colaboração dos pesquisadores do Pará-Iso com os geólogos da CPRM–Belém.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E FISIOGRAFIA

A área estudada abrange um setor localizado na porção sudeste do Escudo das Guianas, situando-se geograficamente logo a norte da cidade de Serra do Navio, na folha NA.22 (Folha Macapá) , porção central do Estado do Amapá (Figura 1.1). O acesso rodoviário a partir de Macapá faz-se pela BR-156, sentido sudoeste, até o município de Serra do Navio.

O estado do Amapá, em sua totalidade, é influenciado pelo clima equatorial superúmido, isso significa que ocorre uma grande quantidade de calor e umidade que favorece a propagação da biodiversidade. As temperaturas médias que ocorrem no Estado variam de 36°C a 20°C, a primeira ocorre principalmente no fim da tarde e o segundo acontece no alvorecer. O clima local apresenta duas estações bem definidas, denominadas de verão e inverno. Os índices pluviométricos ocorrem anualmente em média superior a 2.500 mm.

A rede hidrográfica do Amapá é formada por rios que desempenham um grande papel econômico na região desde a atividade pesqueira até o transporte hidroviário. A rede de drenagem na área faz parte da bacia do Amazonas, estando presente o Rio Araguari como o principal rio, o qual deságua no Oceano Atlântico. O Rio Araguari destaca-se pela presença de 36 cachoeiras.

Dentre as atividades econômicas praticadas no Amapá as principais estão envolvidas no extrativismo, agricultura e indústria. Uma importante fonte de recursos financeiros é a extração de castanha-do-pará e madeira, outro item de destaque na economia amapaense é a extração de manganês na Serra do navio. Na pecuária é desenvolvida a criação de gado bovino e búfalo, na agricultura são cultivados, entre outros, mandioca e arroz.

Com relação ao relevo, a porção central do Estado do Amapá apresenta as maiores elevações, podendo atingir 500 m acima do nível do mar.



Fig. 3.1: Mapa de localização da área de trabalho.

Fonte: Modificado de Guianet

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Três grandes unidades geotectônicas constituem o continente sul-americano, ou porção continental (emersa) da Placa Sul-Americana: a Plataforma Sul-Americana, a Faixa Orogênica Andina e a Plataforma Patagônica (ALMEIDA et al., 1981). O território brasileiro ocupa grande parte da Plataforma Sul-Americana, definida por três escudos pré-cambrianos, o Escudo das Guianas, o Escudo Brasil Central ou Guaporé, e o Escudo Atlântico, além de extensas áreas de coberturas plataformais fanerozóicas, acumuladas principalmente nas bacias sedimentares paleozóicas do Amazonas-Solimões, do Paraná e do Parnaíba (Fig. 4.1).



Fig. 4.1: Províncias geotectônicas da América do Sul.
Fonte: Cordani et al. (2000).

O Escudo das Guianas corresponde a um extenso domínio de aproximadamente 900.000 Km², ocupando toda a porção setentrional do Cráton Amazônico e está localizado a norte da bacia do Amazonas (Fig. 4.2). A região central do Amapá constitui a extremidade sudeste do Escudo das Guianas. Do ponto de vista geotectônico, a porção sudeste do Escudo das Guianas (SEG), englobada na Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), insere-se em um modelo de evolução do Cráton Amazônico que envolve um extenso núcleo de crosta continental antiga preservada e estabilizada desde o Arqueano, circundado por faixas móveis de idades proterozóicas (CORDANI et al., 1979, Cordani; NEVES, 1982; TEIXEIRA et al., 1989; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; SANTOS et al., 2000, TASSINARI et al., 2000, TASSINARI; MACAMBIRA, 2004). A PMI teve sua evolução relacionada à Orogênese

Transamazônica, no período entre 2,25 Ga e 1,95 Ga (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TASSINARI et al., 2000, DELOR et al., 2003a; b).

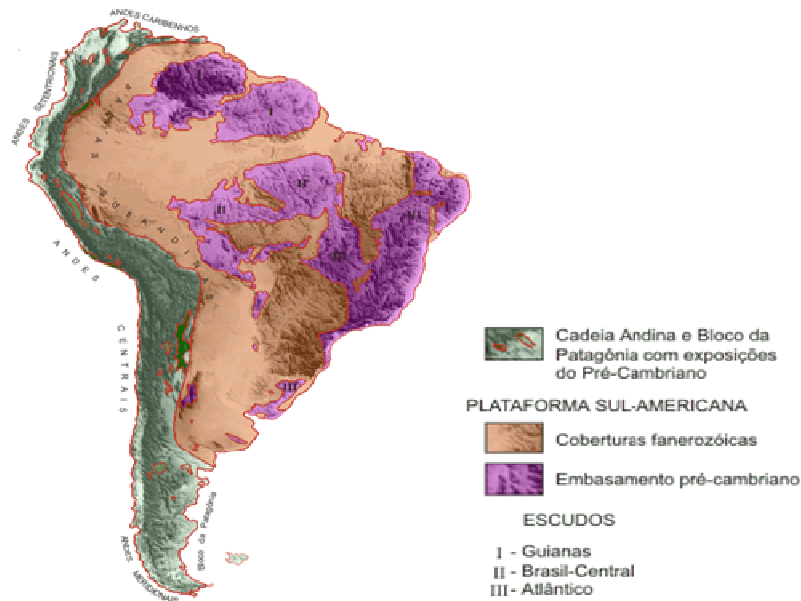


Fig. 4.2: Mapa da Plataforma Sul-Americana com localização do Escudo das Guianas.
Fonte: Modificado de Almeida et al. (1976).

O acervo de dados geocronológicos disponíveis para algumas unidades geológicas do Amapá sugerem uma evolução similar àquela proposta para a Guiana Francesa por Vanderhaeghe et al. (1998). Delor et al. (2003a), com base em mapeamento geológico de detalhes, levantamentos aerogeofísicos e dados geocronológicos, geoquímicos e estruturais, refinou o modelo de evolução geodinâmica para os terrenos Paleoproterozóicos da Guiana francesa a partir do modelo de Vanderhaeghe et al. (1998), e o estendeu a todo o sudeste do Escudo das Guianas (Fig. 4.3).

Nesse modelo atualizado, foi enfatizado o crescimento multi-episódico dos terrenos riacianos, em que a evolução tem início com uma fase juvenil eoriaciana de formação de crosta oceânica e subsequente estágio de oceanização (2,26-2,20 Ga), seguida de acresção de magmas cálcio-alcálicos e desenvolvimento de seqüências metavulcanossedimentares em sistemas de arcos de ilhas mesoriacianos, originados sobre uma zona de subducção entre placas litosféricas oceânicas, durante a convergência entre os blocos continentais arqueanos (2,18-2,13 Ga); na seqüência há uma colisão continental neoriaciana em regime predominantemente transcorrente com cinemática sinistral, acompanhado de migmatização dos granitóides tipo TTG. Simultaneamente, ocorreu a colocação de granitos com origem relacionada principalmente a retrabalhamento crustal, e o desenvolvimento de bacias do tipo

pull-apart na região norte da Guiana francesa e no Suriname (2,11-2,08 Ga). A evolução transamazônica termina com uma fase de extensão crustal e boudinage em escala continental (2,07-2,06 Ga), envolvendo upwelling mantélico e formação de faixas granulíticas (2,08-2,02 Ga), inclusive, no Suriname, de UHT (Ultra High Temperature) (De Roever et al., 2003 DELOR et al., 2003a). No entanto, esta última fase não foi identificada na Guiana Francesa.

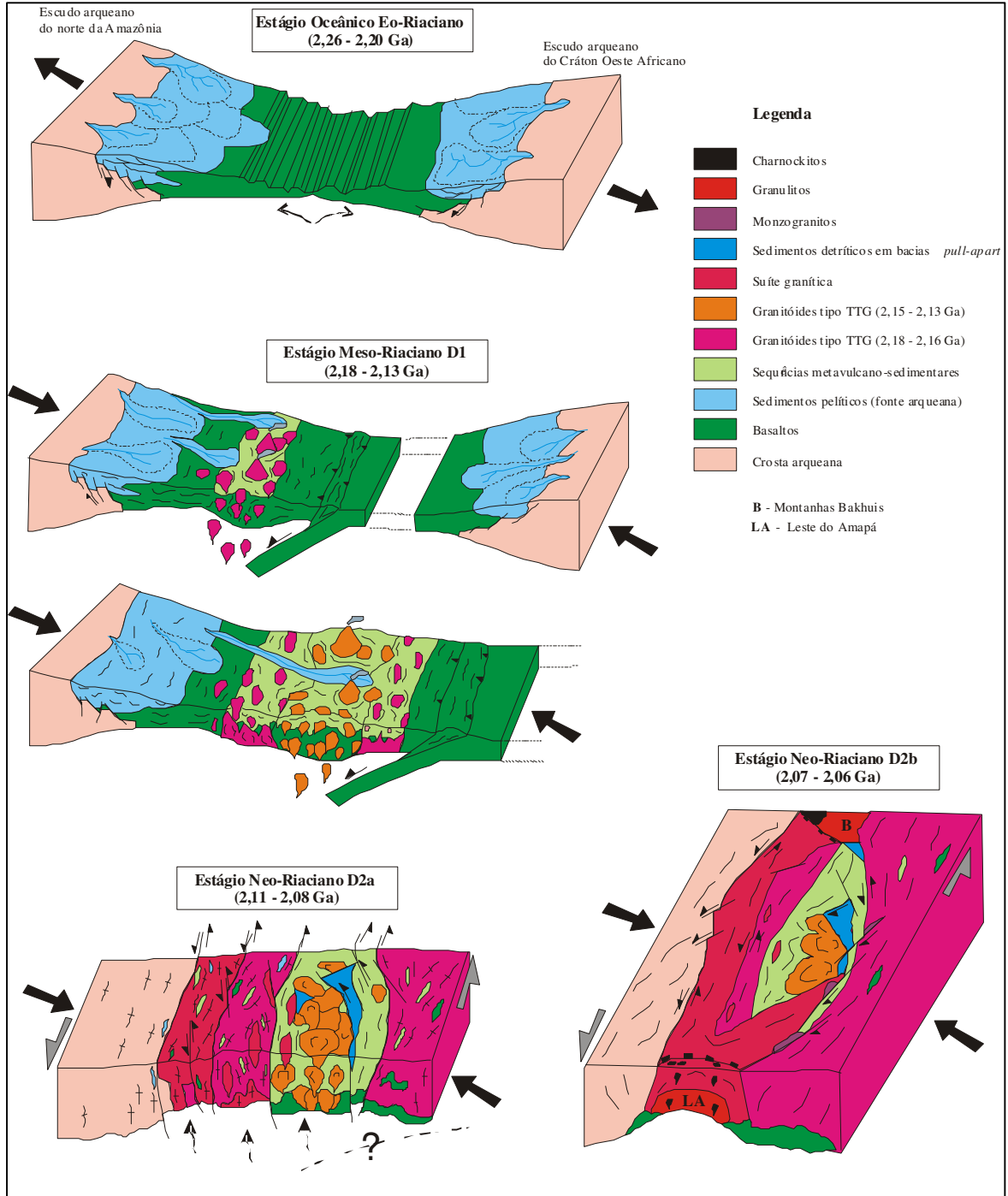


Fig. 4.3: Modelo de evolução geodinâmica para a porção sudeste do Escudo das Guianas.
Fonte: Delor et al. (2003a)

O Estado do Amapá pode ser dividido em um domínio norte, onde predominam granitóides e ortognaisses paleoproterozóicos, e um domínio centro-sul onde predominam rochas arqueanas retrabalhadas durante a Orogênese Transamazônica (MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; SATO; TASSINARI, 1997; AVELAR, 2002; AVELAR et al., 2003).

Um mapa geológico simplificado, baseado no SIG da CPRM-Belém (2004), nos resultados do Projeto RENCA e na tese de doutorado de Rosa-Costa (2006), contendo as principais unidades geológicas para o Estado do Amapá é apresentado na Fig. 4.4. As unidades litoestratigráficas mais importantes do Estado do Amapá serão apresentadas detalhadamente em seguida.

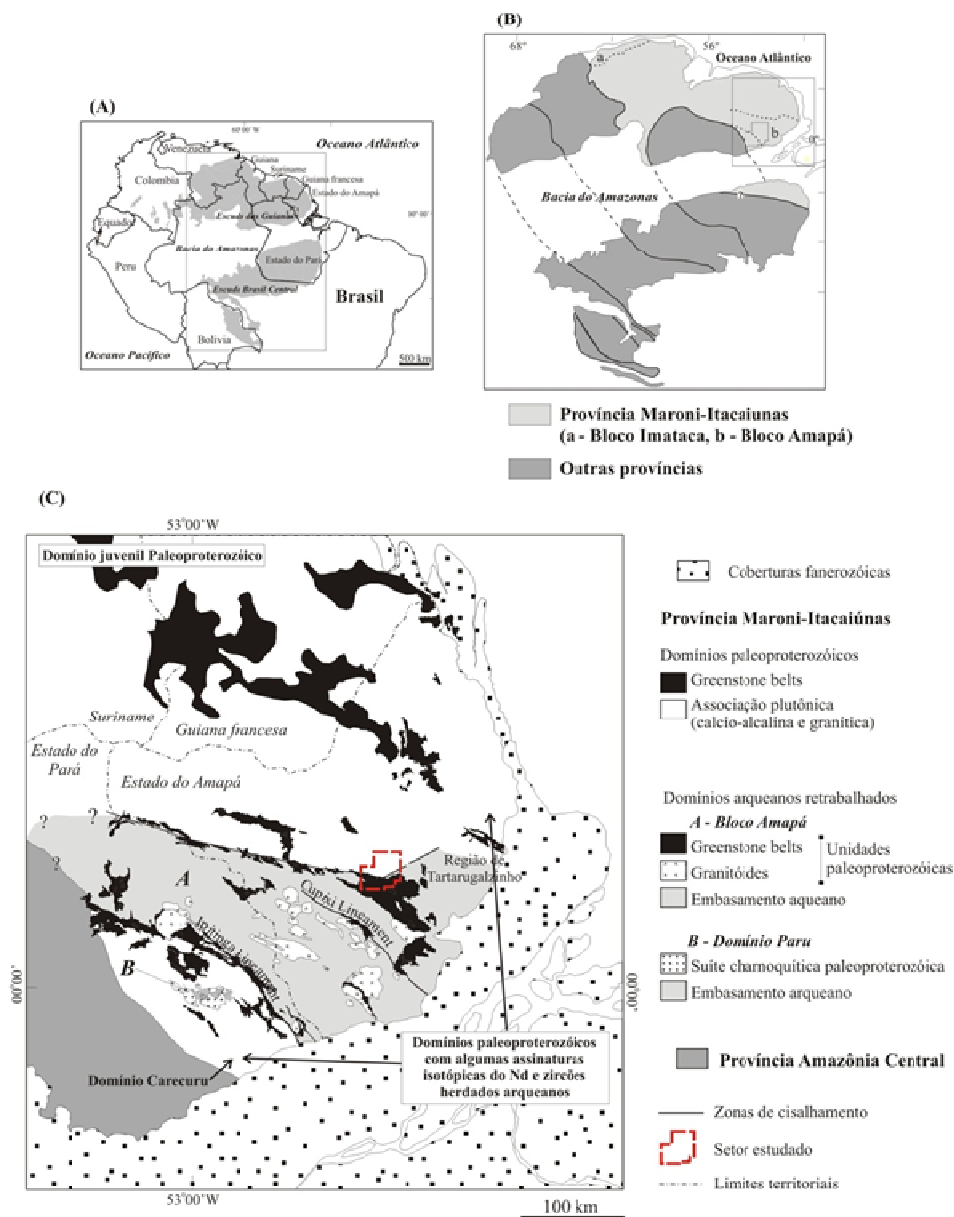


Fig. 4.4: Mapa geológico da região central do Amapá.
Fonte: Modificado de Rosa-costa (2006).

Na região norte e na fronteira com a Guiana Francesa, os ortognaisses e granitóides são essencialmente relacionados à evolução neoriaciana da Orogênese Transamazônica, como mostram os resultados geocronológicos U-Pb em titanita e zircão e Pb-Pb em zircão (LAFON; DELOR; BARBOSA, 2001; AVELAR, 2002; LAFON et al., 2003; FARACO et al. 2009). Além desses, rochas tonalítica e chano-enderbítica do setor de Calçoene–Lourenço forneceram idades U-Pb e Pb-Pb em zircão de 2155 ± 13 Ma e 2151 ± 2 Ma, respectivamente, constituindo assim testemunhas na região norte do Amapá, do estágio mesoriaciano de subdução (NOGUEIRA; BETTENCOURT; TASSINARI, 2000, NASCIMENTO, 2009).

Rochas arqueanas têm sido reconhecidas há vários anos na porção sudeste e central do Amapá, nas regiões do Cupixi e Tartarugalzinho (JOÃO; MARINHO, 1982; MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; LAFON et al., 1998), as quais tinham sido consideradas como inliers ou remanescentes arqueanos isolados em meio a rochas paleoproterozóicas.

Na região NW do Pará e SW do Amapá, diferentes domínios tectônicos foram reconhecidos por Ricci et al. (2001), denominados, de NW para SW, de domínio Cupixi, Jari e Carecuru. Em seguida, estudos geocronológicos (AVELAR, 2002; KLEIN; ROSA-COSTA; LAFON, 2003; ROSA-COSTA et al., 2003) revelaram que os Domínios Jari e Cupixi apresentam padrão geocronológico predominantemente arqueano, enquanto que o Domínio Carecuru é predominantemente paleoproterozóico.

Esses resultados geocronológicos indicaram que as relíquias arqueanas ocorrem na forma de núcleos meso a neoarqueanos com idades Pb-Pb em zircão de 2,80-2,58 Ga, e apresentam um forte retrabalhamento metamórfico no Paleoproterozóico (PIMENTEL; SPIER; FERREIRA, 2002; AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA et al., 2001; 2003). A avaliação dos padrões geocronológicos e isotópicos dos domínios Jari e Cupixi apontam para a existência de um extenso bloco continental arqueano, denominado Bloco Amapá, em que sua extensão é comparável ao Complexo Imataca (ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006). A existência de um domínio Paleoproterozóico essencialmente juvenil (domínio Carecuru), a sul do Bloco Amapá sugere que o Bloco Amapá seja um segmento crustal arqueano independente da Província de Carajás (ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006).

A região Central do Amapá e o limite norte do Bloco arqueano Amapá

As principais unidades litológicas do Bloco Amapá são formadas por assembléias metamórficas e plutônicas arqueanas e granitóides e seqüências tipo *greenstone belt*

paleoproterozóicos. (RICCI et al., 2001, ROSA-COSTA et al., 2003, AVELAR et al., 2003; MCREATH; FARACO, 2006; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006).

Os dados geocronológicos Pb-Pb zircão e Sm-Nd em rocha total, indicam que as atividades magmáticas ocorreram principalmente nos períodos de 2,85-2,79 Ga e 2,66-2,60 Ga, porém com registros de episódios desde 3,3 Ga. Um período prolongado de formação de crosta juvenil ocorreu de 3,29 até 2,83 Ga, enquanto que durante o Neoarqueano, predominaram processos de retrabalhamento crustal da crosta mesoarqueana pré-existente (MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; SATO; TASSINARI, 1997; LAFON et al., 1998; TASSINARI et al., 2000; AVELAR, 2002; AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA et al., 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006; ROSA-COSTA et al., 2008).

Durante a Orogênese Transamazônica, processos de retrabalhamento crustal também predominaram com participação limitada de acreção juvenil em torno de 2,3 Ga. Vários episódios de magmatismo granítico foram registrados em 2,22, 2,18 e 2,05-2,03 Ga. A maioria dos valores de ϵ_{Nd} e as idades-modelo T_{DM} indicam que a origem desse magmatismo se deu por mistura entre magmas paleoproterozóicos e componentes arqueanos. Sequências supra-crustais metamorfisadas na fácies anfíbolito (Grupo Vila Nova) formam cinturões Paleoproterozóicos, sobretudo nas bordas sul e norte do Bloco Amapá (MCREATH; FARACO, 2006).

Dados Sm-Nd obtidos em rochas anfíbolíticas e meta-ultramáficas expostas na região de Vila Nova, definiram uma errócrona com idade de $2,22 \pm 0,12$ Ga (PIMENTEL; SPIER; FERREIRA, 2002), a qual é interpretada, devido a grande incerteza, apenas como idade aproximada para a formação do complexo máfico-ultramáfico Bacuri.

No setor de transição entre os domínios paleoproterozóico e arqueano; observam-se, como era de se esperar, padrões complexos de idades tanto arqueano, como paleoproterozóico. As idades arqueanas são encontradas em rochas granulíticas e em metatonalitos com idades Pb-Pb em torno de 2,85 Ga e 2,58 Ga, interpretadas como sendo da formação dos protólitos destas rochas (AVELAR, 2002; AVELAR et al., 2003). As idades paleoproterozóicas são observadas em mobilizados félsicos, em monzogranitos e em charnoquitos, com idades Pb-Pb em zircão entre 2,13 Ga e 2,05 Ga (AVELAR, 2002). Dados Sm-Nd para estas rochas forneceram idades T_{DM} entre 2,7-3,2 Ga, indicando a presença de um episódio de acreção crustal arqueano (AVELAR, 2002).

Dados geocronológicos mais recentes, forneceram idades Pb-Pb em zircão de 2,25-2,21 Ga (TAVARES, 2009; LAFON et al., 2008), para três amostras de monzogranitos e granodioritos intrusivos nas sequências metavulcanosedimentares da Serra do Navio. Essas

idades são correlacionáveis com as séries do Complexo “*Isle de Cayenne*” na Guiana Francesa, sugerindo que tenham sido formados durante um evento plutônico Eoriaciano, portanto precoce na orogênese Transamazônica.

Recentemente foram datados pelo método Pb-Pb em zircão, um biotita gnaisse granodiorítico migmatizado e um biotita granodiorito porfiroclásticos, inseridos em uma associação de granitóides cálcio-alcálicos a norte do limite do Bloco Amapá (ROSA-COSTA et al., 2008). Para o granodiorito foi obtida uma idade média de 2843 ± 2 Ma e para o gnaisse foi obtida uma idade média de 2605 ± 3 Ma. Essas idades são interpretadas como idades de cristalização dos protólitos ígneos, e reforçam a existência de dois eventos magmáticos principais na transição Meso-Neoarqueano (2,85-2,79 Ga) e no Neoarqueano (2,66-2,60 Ga) no embasamento do Bloco Amapá.

4.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A distribuição espacial das unidades estratigráficas enfocadas pode ser visualizada no mapa geológico preliminar da Fig. 4.5, modificado a partir do GIS da CPRM-Belém (2004). As unidades estratigráficas serão agrupadas em grandes conjuntos litológicos, assim denominados: embasamento arqueano; granulitos; Complexo Guianense; Grupo Vila Nova; Granitóides Paleoproterozóicos Transamazônicos, Magmatismo paleoproterozóico pós-transamazônico, Diques máficos mesozóicos.

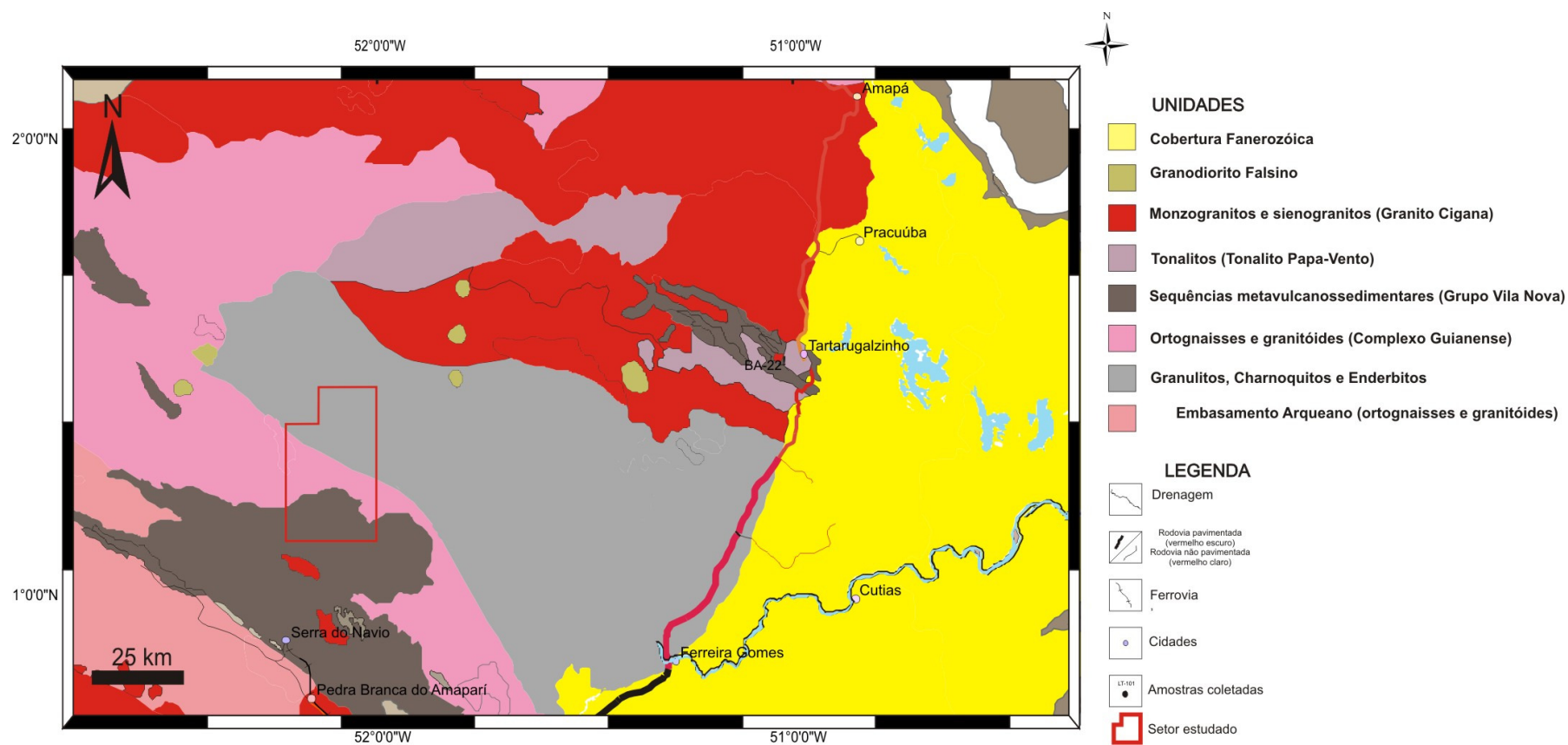


Fig. 4.5: Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá.
 Fonte: Modificado de CPRM-Belém (2004).

4.1.1. Embasamento arqueano (Bloco Amapá)

Scarpelli (1973 *apud* BARROS et al., 1984) propôs a designação de Complexo Tumucumaque para reunir os gnaisses orto e paraderivados, estabilizados em fácies anfíbolito a granulito (porção sul do bloco), que afloram no sudeste do Escudo das Guianas, desde o rio Jari até a serra Lombarda, no centro-norte do Amapá.

Segundo a concepção de Ricci et al. (2001), o Complexo Tumucumaque encerra um conjunto de ortognaisses cinza, metamorfizados em condições de fácies anfíbolito, com ocorrência restrita ao Domínio Cupixi. Essa unidade é definida por gnaisses de composição diorítica a granítica, dominando os termos intermediários tonalíticos e granodioríticos, os quais exibem fraco a moderado grau de migmatização e contêm, freqüentemente, corpos anfíbolíticos aleitados concordantemente ao bandamento gnáissico. Montalvão e Tassinari (1984) apresentaram o primeiro registro de idade arqueana, através de uma isócrona Rb-Sr de 2994 ± 20 Ma de tonalitos e gnaisses da região de Cupixi. Uma datação Pb-Pb em zircão de um gnaisse tonalítico dessa mesma região forneceu uma idade de 2849 ± 6 Ma, interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo (AVELAR et al., 2001; 2003). Análises Sm-Nd em rocha total obtidas em gnaisses deste complexo forneceram idades modelo T_{DM} entre 3,36 e 2,94 Ga (AVELAR, 2002; PIMENTEL; SPIER; FERREIRA, 2002; AVELAR et al., 2003), indicando que os mesmos derivam de fontes paleo a mesoarqueanas.

4.1.2. Complexos Granulíticos de Tartarugal Grande

No sudeste do Escudo das Guianas, complexos granulíticos são conhecidos no noroeste do Suriname (Bakhuis Moutains) e no Bloco Amapá (TASSINARI et al., 2000; DELOR et al., 2003b). No Bloco Amapá, Scarpelli (1969) e João et al. (1979) identificaram faixas granulíticas na região de Tartarugal Grande e mais a oeste, ao longo do rio Falsino.

São granulitos predominantemente félsicos e granulitos máficos subordinados. Essas faixas de rochas granulíticas com direção NW foram incluídas no Cinturão Granulítico Tumucumaque-CGT (LIMA; OLIVEIRA; TASSINARI, 1982). Hasui, Haraly e Schobbenhaus (1984) e Costa e Hasui (1997), baseados em dados geofísicos, propuseram a existência de dois cinturões granulíticos denominados de Cinturão Jarí, na divisa entre os estados do Pará e Amapá, e de Cinturão Amapá, no Estado do Amapá.

Lima, Oliveira e Tassinari (1982) obtiveram uma isócrona Rb-Sr de 2450 ± 74 Ma para granulitos félsicos da região de Tartarugal Grande. Em seguida, dados Pb-Pb em zircão

desses mesmos granulitos forneceram uma idade mínima em torno de 2,6 Ga (LAFON et al., 1998, AVELAR et al., 2001; 2003). As idades-modelo (T_{DM}) para essas rochas situaram-se no intervalo de 2,70 Ga a 3,2 Ga (AVELAR et al., 2001; 2003). Um plúton charnoquítico da mesma área apresentou uma idade Pb-Pb em zircão de 2053 ± 1 Ma (AVELAR, 2002). As relações entre o metamorfismo granulítico regional e o magmatismo charnoquítico não foram bem estabelecidas, entretanto, sugere-se que eles sejam contemporâneos, admitindo, portanto, uma idade tardi-Transamazônica também para o episódio de alto grau. Faraco et al. (2006) divulgaram outros resultados para charnoquitos e enderbitos de Tartarugal Grande, com idades idades modelo de 3,29-2,60 Ga e idades Pb-Pb em zircão de 2,67-2,53 Ga, que representam indícios da participação de magmatismo neo-arqueano e de crosta mesoarquena nos protólitos ígneos dos granulitos. Além dessas, idades Pb-Pb em zircão de 2,02-1,90 Ga, sugerem que o episódio magmático charnoquítico pode ter se prolongado durante o Orisiriano, entretanto os dados são demais frágeis para poder avançar conclusões confiáveis sobre esse ponto.

Datações Sm-Nd em granada dos granulitos félsicos da região de Tartarugal Grande forneceram idades isocrônicas de 2017 ± 12 Ma, $1981,6 \pm 2,8$ Ma e $2018 \pm 2,3$ Ma (OLIVEIRA et al., 2008), a qual indicam uma idade tardi-Transamazônica para o evento de alto grau de metamorfismo, no setor nordeste do Bloco Arqueano Amapá.

4.1.3. Complexo Guianense

O Complexo Guianense foi definido por Lima et al. (1974) para agrupar conjuntos de gnaisses, metagranitóides e inclusive granulitos, distribuídos por amplas regiões do Amapá e NW do Pará. João et al. (1978) propuseram a retirada dessa unidade das rochas granulíticas que ocorrem na região entre os rios Paru e Jari, inserindo-as no Complexo Ananaí. Ricci et al. (2001) redefinem o Complexo Guianense como um conjunto de ortognaisses cinza, metamorfizados sob condições de fácies anfíbolito, restringindo sua área de distribuição ao Domínio Jari. As rochas deste complexo são frequentemente retrometamorfizadas a condições de fácies xisto verde (ROSA-COSTA, 2006). O posicionamento cronoestratigráfico no Neoarqueano do Complexo Guianense foi definido a partir da idade de 2652 ± 4 Ma, obtida em gnaiss tonalítico, interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo (ROSA-COSTA et al., 2003).

4.1.4. Sequências Metavulcanossedimentares (Grupo Vila Nova)

No Estado do Amapá as sequências metavulcanossedimentares associam-se a granitóides de natureza diversa formando terrenos granito-greenstones, afetados por condições de pressão e temperatura condizentes com as fácies xisto verde e anfibolito.

Neste Estado as sequências greenstone belts têm ocorrência limitada, quando comparada com o resto da PMI, e seu posicionamento estratigráfico e contexto geodinâmico, ainda não são claramente estabelecidos devido principalmente ao reduzido número de dados geocronológicos. Distribuem-se em três trends principais de direção NW-SE denominados de Serra do Ipitinga, no limite sul do Bloco Amapá, Serra do Tumucumaque/Serra do Navio, na região de estudo e Serra da Lombarda/Tartarugalzinho (MCREATH; FARACO, 2006), no domínio paleoproterozóico. Essas diversas faixas de rochas metavulcanossedimentares, foram coletivamente agrupadas no Grupo Vila Nova (ex. LIMA et al., 1974; JOÃO et al., 1978). Entretanto, McReath e Faraco (2006) diferenciaram as sequências da Serra do Ipitinga e da Serra do Tumucumaque/Serra do Navio das outras faixas da porção sudeste do escudo das Guianas, incluindo as faixas da Serra da Lombarda/Tartarugalzinho. Na Serra do Navio, a sequência é representada por uma unidade basal de anfibolitos e rochas ultramáficas associadas e por quartzo-xistos e biotita-xistos com lentes de rochas calco-silicatadas e mármores manganésíferos. McReath e Faraco (2006) identificaram contextos geodinâmicos diferenciados para as sequências. A Serra do Ipitinga e Serra do Tumucumaque/Serra do Navio não encontram extensões geometricamente claras nas Guianas e Venezuela, e talvez representem depósitos penecontemporâneos formados em margens continentais passivas e bacias oceânicas, enquanto que a sequência da Serra da Lombarda/Tartarugalzinho e Oiapoque, de acordo com as características geoquímicas, tanto das rochas máficas metavulcânicas como das félsicas plutônicas posteriores, apontam para origens em zonas de supra-subducção.

Recentemente foram datados pelo método Pb-Pb em zircão (TAVARES, 2009), granitóides intrusivos nestas sequências metavulcanossedimentares, o qual foram obtidas idades Eoriacianas (2,25-2,21 Ga), sugerindo que essas sequências também representem um evento precoce na evolução Transamazônica. Além disso, as assinaturas geoquímicas destes granitóides favorecem um contexto extensional, provavelmente de bacia de retro-arco e relacionado a um arco magmático continental.

4.1.5. Granitóides paleoproterozóicos transamazônicos

Várias granitóides associados ao evento transamazônico foram descritos na região central do Amapá. Entretanto ainda não foram bem sucedidas as tentativas de agrupá-los em suítes graníticas. Além disso, a escassez de dados geocronológicos dificulta a elaboração da cronologia dos episódios plutônicos. Na grande maioria, os dados definidos para os granitos transamazônicos foram obtidos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar que indicaram um intervalo de idades entre 2,3 e 1,8 Ga (TEIXEIRA et al., 1989; GIBBS; BARRON, 1993; TASSINARI, 1996).

O Tonalito Papa Vento é uma denominação antiga e possui afinidade tonalítica. Inserido nesta unidade, um diorito do setor de Tartarugalzinho foi datado pelo método Pb-Pb por Avelar (2002), o qual obteve a idade de 2181 ± 2 Ma.

O Tonalito Papa Vento e Granito Cigana são considerados granitóides em estágio avançado de migmatização, marcados pela presença de enclaves anfibolíticos, considerados como sendo xenólitos do Grupo Vila Nova.

Além dessas idades, Borges et al. (2002) obteve pelo método Pb-Pb em rocha total, uma idade de 1993 ± 13 Ma no Granito Amapari, indicando que este granito foi gerado por fusão crustal, caracterizando também um episódio magmático tardi-transamazônico.

4.1.6. Magmatismo paleoproterozóico pós-transamazônico

Após o fim do Evento transamazônico, várias fases de reativações tectonomagmáticas foram evidenciadas no Amapá. Estas fases estão relacionadas a um regime distensivo e a movimentos verticais de bloco (MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; LIMA et., 1991).

Atividade magmática pós-transamazônica no Amapá é restrita a rochas graníticas félsicas incluídas na Suíte intrusiva Falsino e as alcalinas (gabros e diabásios) da Suíte Mapari. Estas rochas se distribuem em todo o Estado do Amapá, inclusive na área de estudo, como pequenos corpos circulares, intrusivos principalmente nas rochas do Complexo Guianense. A esse episódio magmático é associado também o magmatismo que produziu o Granito Waiãpi, mais a sul no Bloco Amapá com idade em torno de 1,75 - 1,71 Ga (VASQUEZ; LAFON, 2001; CPRM, 2004).

4.1.7. Diques máficos mesozóicos

Na região central do Amapá, como em toda a porção sudeste do escudo das Guianas, as rochas do embasamento são truncadas por enxames de diques e derrames basálticos, denominados Caciporé, no Amapá e Apatoe na Guiana Francesa (Fig. 4.6). As orientações dominantes desses enxames de diques são N-S e NNW-SSE, aproximadamente paralelas a direção de rifteamento do Oceano Atlântico Central durante o Mesozóico. Estas rochas juntamente com suas correspondentes nos demais continentes que circundam este oceano, constituem uma das maiores províncias magmáticas do mundo, a CAMP (Província Magmática do Atlântico Central). Essa Província está ligada a abertura inicial do Oceano Atlântico central. Os dados geocronológicos confirmaram a idade mesozóica de 200-192 Ma amplamente difundida no registro geológico (DECKART et. al., 1997; NOMADE et al., 2007) indicam idades Ar-Ar em plagioclásios de cerca de 192-200 Ma.

Estudos geoquímicos na Guiana Francesa/Suriname (Escudo das Guianas) e na Guiné (Cráton Oeste Africano), discriminam dois grandes grupos de diques nos domínios da CAMP (DECKART et. al., 2005). Na Guiana, predominam toleítos com alto teor de Ti (HTiB), enquanto que na Guiné, prevalecem toleítos com baixo teor de Ti (LTiB). Os diques máficos mesozóicos da região central do Amapá apresentam semelhanças petrográficas e geoquímicas com os diques de mesma idade da Guiana Francesa e Suriname, entretanto os teores de Ti sugerem que estas rochas estejam em um campo intermediário entre os tipos HTiB e LTiB da Província Magmática do Atlântico Central - CAMP. (DUTRA, 2009).

Na Tab. 1 é apresentada uma síntese dos principais dados geocronológicos disponíveis na região centro-sul do Amapá e áreas adjacentes.

Tab. 1: Síntese dos principais dados geocronológicos disponíveis na região central do Amapá e proximidades.

UNIDADE	LITOLOGIA	LOCALIZAÇÃO	IDADE	MÉTODO	REF. *
Gnaisses e granitóides	Biotita gnaisse	Limite norte do Bloco Amapá	2605 ± 3 Ma	Pb-Pb em zircão	1
Gnaisses e granitóides	Biotita granodiorito	Limite norte do Bloco Amapá	2843 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	1
Charno-enderbitito	Charno-enderbitito	Região de Calçoene	2151 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	2
Complexo granitóides cálcio- alcalinos	Tonalito	Região de Calçoene-Lourenço	2155 ± 13 Ma	U-Pb em zircão	3
Granitóides cálcio-alcalinos	Granito	Região de Tartarugalzinho	3,1-2,58 Ga	Pb-Pb em zircão	4
Granitóides/ortognaisses paleoproterozóicos	Diorito (BA-22)	Região de Tartarugalzinho	2181 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	5
			2,61 ± 0,16 Ga	T _{DM}	5
Charnoquito	Charnoquito (BA21A)	Região de Ferreira Gomes	2053 ± 1 Ma	Pb-Pb em zircão	5
			3,05 ± 0,41 Ga	Sm-Nd	5
Granulitos félsicos	Gnaisse charnoquitico com granada (CA-13)	Região de Tartarugal Grande	2,58 Ma	Pb-Pb em zircão	5
			3,29-2,92 Ga	T _{DM}	5
Grupo Vila Nova	Anfibolito (CA16)	Riozinho na fronteira da reserva indígena Waiãpi	2,70 ± 0,10 Ga	T _{DM}	5
Ortognaisses arqueanos retrabalhados	Ortognaisse tonalítico (CA17A)	Região da Serra do Navio	2849 ± 6 Ma	Pb-Pb em zircão	5,6
			2,96-2,94 Ga	T _{DM}	5,6
Granitóides/ortognaisses paleoproterozóicos	Monzogranito (CA18)	Região da Serra do Navio	2055 ± 6 Ma	Pb-Pb em zircão	5
			3,05 ± 0,32 Ga	T _{DM}	5
Granitóides/ortognaisses paleoproterozóicos	Tonalito (CA19B)	Leito do Rio Cupixi-Serra do navio	2,96 ± 0,05 Ga	T _{DM}	5
Granulitos félsicos e máficos	Granulito félsico com granada	Região de Tartarugal Grande	2,6-2,5 Ga	Pb-Pb em zircão	6
Granulitos félsicos e máficos	Granulito félsico com granada	Região de Tartarugal Grande	3,29 Ga	T _{DM}	6
Granulitos félsicos e máficos	Charnoquito	Região de Tartarugal Grande	2,6-2,3 Ga	Pb-Pb em zircão	6
Granulitos félsicos e máficos	Charnoquito	Região de Tartarugal Grande	2,92 Ga	T _{DM}	6
Granulitos félsicos e máficos	Granulito félsico	Região de Tartarugal Grande	2,9 Ga	T _{DM}	6
Charnoquitos e enderbitos paleoproterozóicos	Charnoquito/enderbitito	Região de Tartarugal Grande	2,02-1,90 Ga	Pb-Pb em zircão	7
Charnoquitos e enderbitos paleoproterozóicos	Charnoquito/enderbitito	Região de Tartarugal Grande	3,05-2,64 Ga	T _{DM}	7
Granulitos félsicos e charnoquitos	Charnoquito/enderbitito	Região de Tartarugal Grande	2,67-2,53 Ga	Pb-Pb em zircão	7
Granulitos félsicos e charnoquitos	Granulito/charnoquito	Região de Tartarugal Grande	3,29-2,71 Ga	T _{DM}	7
Complexo Ananaí	Gnaisse enderbitico	Região de Tartarugal Grande	2582 ± 6 Ma	Pb-Pb em zircão	8
Granulitos félsicos	Granulito	Região de Tartarugal Grande	2017 ± 12 Ma	Sm-Nd (rocha total- granada)	9
Granulitos félsicos	Granulito	Região de Tartarugal Grande	1981,6 ± 2,8 Ma	Sm-Nd (rocha total- granada)	9
Granulitos félsicos	Granulito	Região de Tartarugal Grande	2018 ± 2,3 Ma	Sm-Nd (rocha total- granada)	9
Complexo máfico-ultramáfico Bacuri	Anfibolitos, serpentinitos e cromititos	Região centro-sul do Amapá	2220 ± 12 Ma	Sm-Nd	10
Granito Amapari	Granito	Região da Serra do Navio	1993 ± 13 Ma	Pb-Pb em rocha total	11

Granitóides associados ao Grupo Vila Nova	Granodiorito foliado	Região da Serra do Navio	2231 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	12,13
Granitóides associados ao Grupo Vila Nova	Monzogranito	Região da Serra do Navio	2249 ± 9 Ma	Pb-Pb em zircão	12,13
Granitóides associados ao Grupo Vila Nova	Monzogranito	Região da Serra do Navio	2233 ± 5 Ma	Pb-Pb em zircão	12,13
Greenstone Belts	Anfibolitos e actinolita xistos	Ipitinga	2267 ± 66 Ma	Sm-Nd	14
Complexo Jari-Guaribas	Gnaiss enderbitico	Domínio Jari	2790 ± 8 e 2788 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	15
Complexo Guianense	Gnaiss monzogranítico	Domínio Jari	2628 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	15
Embasamento arqueano	Ortognaisses granulíticos	Domínio Jari	3,26-2,83 Ga	T _{DM}	15
Granitóides paleoproterozóicos	Granitóides associados às sequências metavulcanosedimentares	Domínio Jari	2,52-2,45 Ga	T _{DM}	15
Granito Waiãpi	Granito	Domínio Jari	1753 ± 3 Ma	Pb-Pb em zircão	16
Complexo Jari-Guaribas	Gnaiss enderbitico	Domínio Jari	2790 ± 15 Ma	Pb-Pb em zircão	17
Complexo Jari-Guaribas	Gnaiss enderbitico	Domínio Jari	2788 ± 2 Ma	Pb-Pb em zircão	18
Complexo Jari-Guaribas	Gnaiss enderbitico	Domínio Jari	2790 ± 8 Ma	Pb-Pb em zircão	19

* Referências: (1) Rosa-costa et al. 2008; (2) Nascimento (2009); (3) Nogueira, Bettencourt e Tassinari (2000); (4) Balieiro-silva 2008; (5) Avelar 2002; (6) Avelar et al. 2003; (7) Faraco et al. 2006; (8) Rosa-costa et al. 2001; (9) Oliveira et al. 2008; (10) Pimentel et al. 2002; (11) Borges et al. 2002; (12) Tavares, 2009; (13) Lafon et al. 2008; (14) McReath e Faraco, 2006; (15) Rosa-costa, 2006; (16) Vasquez e Lafon, 2001; (17) Rosa-costa et al. 2001; (18) Rosa-costa et al., 2003; (19) Rosa-costa; Lafon; Delor, 2006.

O mapa preliminar modificado da CPRM-Belém (2004) apresenta pouco detalhamento, devido à escala mapeada de 1:250.000, que não abrange corpos de escala não mapeável (Fig. 4.5). Desta forma foi confeccionado um mapa atualizado, modificado da CPRM-Belém (2009), em que foram individualizadas e agrupadas as principais unidades estratigráficas da região central do Amapá (Fig. 4.6).

Essa nova proposta de mapa geológico, bem como coluna estratigráfica, apesar de atualizada, ainda é de caráter preliminar, e propõe individualizar corpos granitóides e unidades que no mapa anterior localizavam-se agrupadas a unidades maiores. Esse mapa apresenta algumas mudanças em relação ao mapa anterior, como no caso da unidade de granulitos, charnoquitos/enderbitos na porção leste e sudeste do mapa que atualmente é denominada de suíte de granitóides cálcio-alcálicos; Complexo Guianense que anteriormente era utilizado para descrever diversas unidades foi restringido à porção sudeste do mapa; O Granito Cigana, apresentado no mapa anterior é redefinido para a denominação de suíte de granitóides cálcio-alcálicos no mapa e coluna estratigráfica atuais; o Complexo Guianense e a unidade de Charnoquitos/enderbitos que se estendem na faixa NW-SE da região foram atualmente redefinidos para a suíte de granitóides cálcio-alcálicos.

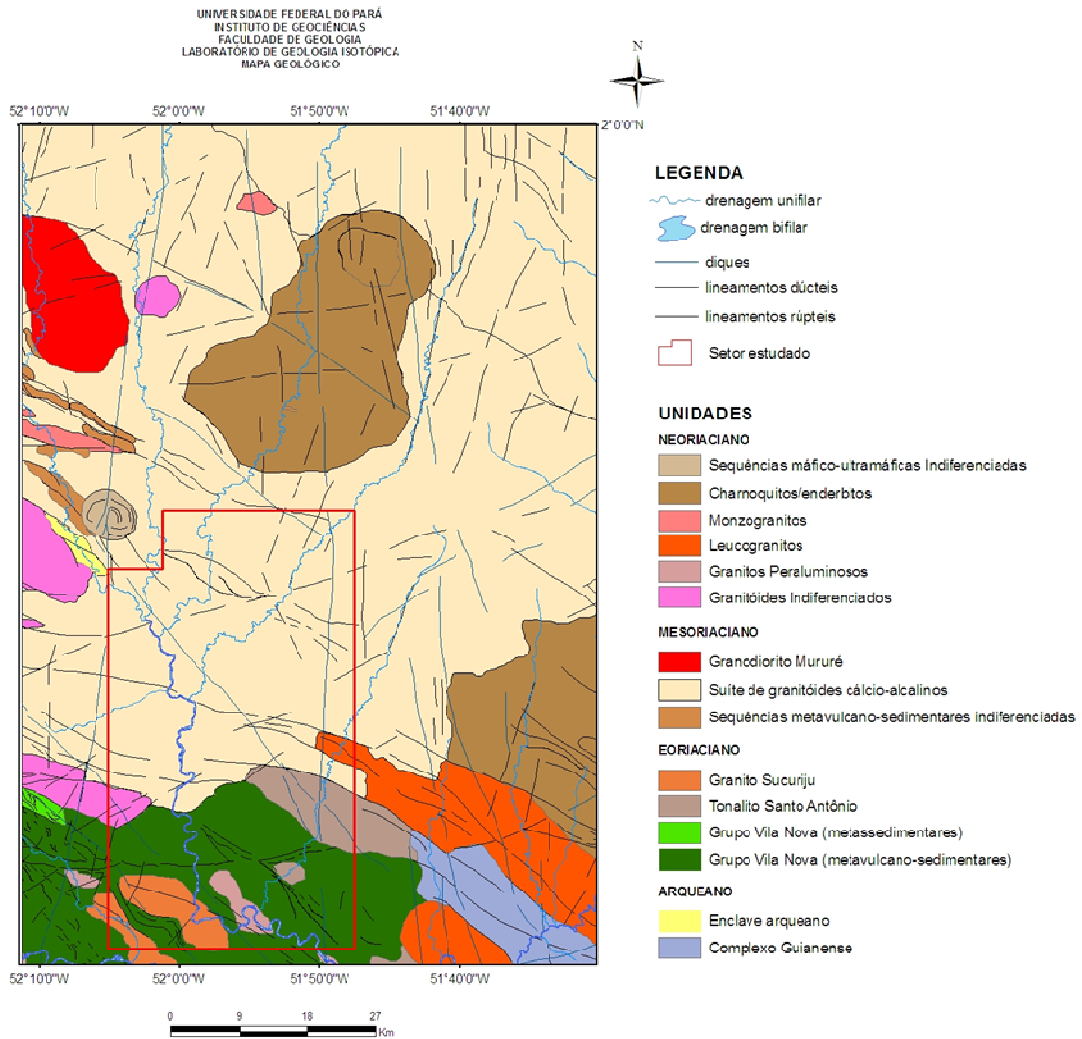


Fig. 4.6: Mapa geológico atualizado do setor a norte da Serra do Navio, região central do Amapá. Fonte: Modificado de CPRM-Belém, Folha Araguari 1/250000 (2009).

Nesse mapa também foi possível individualizar corpos granitóides como o Granito Sucuriju, Tonalito Santo Antônio, Granitos peraluminosos, Leucogranitos e Granitóides indiferenciados, intrusivos nas sequências metavulcanossedimentares. Além disso, foram delimitados outros corpos intrusivos como granitóides indiferenciados, Granodiorito Mururé, Monzogranitos e um grande corpo de charnoquitos/enderbitos ao norte da área. Neste novo mapa também foram discriminados os diversos diques mesozóicos dispostos em toda a área.

5. MATERIAIS E METODOLOGIAS

5.1. MATERIAIS

Para a realização desse estudo foram utilizadas nove amostras (LT-101, LT-73, LT-74, LT-126, LT-127, LT-78, LT-79, CG-06, CG-07a) provenientes da região central do Amapá (Fig. 5.1). Estas amostras foram coletadas pelas Geólogas Dras Lúcia Travassos e Cíntia Gaia durante uma campanha de campo realizada em 2006 pela CPRM-Belém para o levantamento geológico da Folha Rio Araguari (1: 250.000).

Com relação às amostras utilizadas, foram coletadas duas de cada unidade para as análises geoquímicas, sendo que para os granitóides cálcio-alcálicos foram coletadas quatro amostras em dois pontos diferentes. As amostras LT-126, LT-127, CG-06, CG-07a no mapa modificado da CPRM-Belém 2009 (Fig. 5.1) fazem parte de pequenos corpos intrusivos na unidade referente aos Granitóides cálcio-alcálicos, enquanto que as amostras LT-78 e LT-79 são referentes ao Granito Sucuriju. As amostras LT-73 e LT-74 fazem parte da unidade de Granitos peraluminosos, enquanto que a amostra LT-101 está incluída na Unidade referente ao Tonalito Santo Antônio.

Além dessas nove amostras, foram apresentados neste trabalho, mais três granitos (ROB26A, ROB27 e INCRA) da Tavares (2009), associados às sequências metavulcanossedimentares da Serra do Navio, localizados logo a sul dos Granitos Peraluminosos e Granito Sucuriju, os quais também ocorrem intrusivos nestas sequências. As amostras de Tavares (2009) foram utilizadas a título de comparação neste trabalho, devido apresentarem natureza geoquímica de granitos tipo A, o que surpreendeu um pouco, sobretudo se as idades de 2,21-2,25 Ga forem aceitas como idade de cristalização.

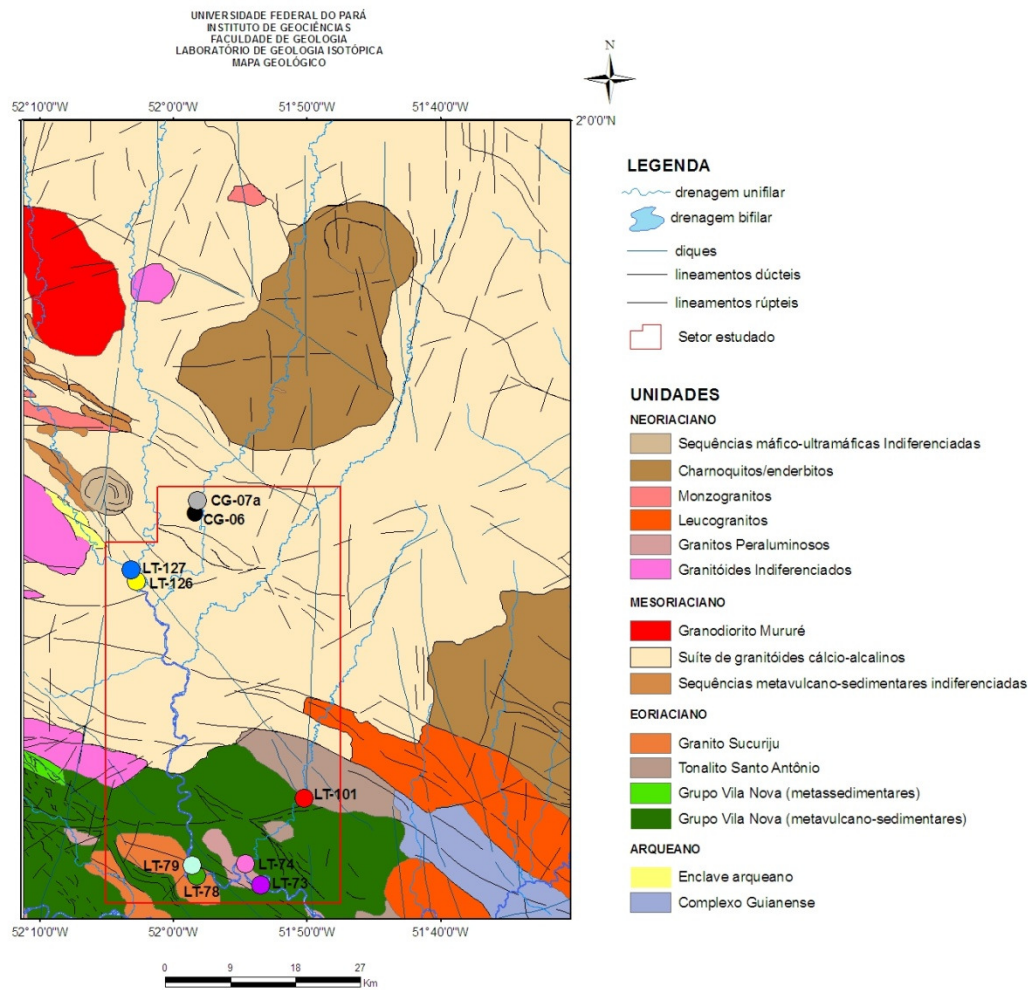


Fig. 5.1: Mapa geológico atualizado do Estado do Amapá com as amostras estudadas.
Fonte: Modificado de CPRM-Belém (2009).

Das amostras coletadas durante a viagem de campo, foram separadas cinco para datação, nove para análises químicas e nove para a confecção de lâminas delgadas. A tabela 1 apresenta de forma simplificada o tipo de estudo desenvolvido em cada amostra, bem como as respectivas unidades, coordenadas e litologias.

Tab. 2: Coordenadas, litologias e características das amostras estudadas.

Sigla da amostra	Coordenadas	Unidades	Litologia	Lâmina	Geoquímica
LT-101	01° 09' 7,8" 51° 50' 14,8"	Tonalito Santo Antônio	Hornblenda tonalito	x	x
LT-126	01° 25' 27,2" 52° 02' 48,7"	Granitóides cálcio-alcálicos	Biotita tonalito protomilonítico	x	x
LT-127	01° 26' 17,5" 52° 03' 14,3"		Biotita granodiorito protomilonítico	x	x
CG-06	01° 30' 30,8" 51° 58' 25,8"		Biotita tonalito protomilonítico	x	x
CG-07a	01° 31' 28,2" 51° 58' 13"		Biotita tonalito	x	x
LT-73	01° 02' 40,2" 51° 53' 31"		Granitos Peraluminosos	Muscovita-biotita leucosienogranito	x
LT-74	01° 04' 14,5" 51° 54' 39,2"	Biotita leucomonzogranito protomilonítico		x	x
LT-78	01° 03' 19,1" 51° 58' 18,2"	Granito Sucuriju	Biotita sienogranito protomilonítico	x	x
LT-79	01° 04' 07,7" 51° 58' 37,5"		Biotita monzogranito	x	x

5.2. METODOLOGIAS E ATIVIDADES REALIZADAS

5.2.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica consistiu de um levantamento bibliográfico referente ao contexto geológico regional da área de estudo (evolução geodinâmica, dados geocronológicos, etc.), à geoquímica de granitóides, aos princípios básicos de geocronologia e, em específico, do método Pb-Pb em zircão, e finalmente as técnicas convencionais de preparação de amostras e procedimentos experimentais para os métodos empregados.

5.2.2. Atividades de campo e coleta das amostras

Devido às dificuldades de acesso a área, possível apenas pelos rios e necessitando, portanto, de uma logística adequada e onerosa, uma viagem ao local de coleta não foi possível. A coleta das amostras e o mapeamento geológico do setor investigado foram realizadas sob a coordenação das geólogas Dras Lúcia T. Rosa-Costa e Cíntia M. Gaia da CPRM-Belém, no âmbito do projeto de Levantamento Geológico da Folha Rio Araguari (1: 250.000).

Apesar de não ter sido possível realizar uma viagem de campo que abrangesse exatamente os locais de coleta das amostras, foi efetuada uma viagem de campo no período de 9 a 12 de Dezembro de 2007 na região central do Amapá, para maior familiarização com o contexto geológico regional e com as principais unidades geológicas.

5.2.3. Estudo Petrográfico

Foram descritas as paragêneses minerais principais, varietais, acessórias e de alteração, identificadas através da análise de nove lâminas delgadas (LT-126, LT-127, LT-73, LT-74, LT-78, LT-79, CG-06, CG-07a, LT-101), utilizando o microscópio óptico binocular no Laboratório de Microscopia Óptica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Em seguida, foi efetuada uma análise modal em todas as lâminas delgadas, utilizando-se um contador de pontos da marca Swift, com o qual foram contados em média 1500 pontos por lâmina. Os dados obtidos foram lançados no diagrama Q-A-P, de acordo com a subcomissão de Nomenclatura das Rochas Ígneas da IUGS (STRECKEISEN, 1973) e Q-

(A+P)-M, permitindo a classificação adequada das rochas estudadas. Além disso, para complementar o estudo petrográfico foi utilizado o diagrama normativo An-Ab-Or (BARKER, 1979), com base na análise química das amostras.

5.2.4. Caracterização Geoquímica

Para a análise química das nove amostras, as mesmas foram previamente preparadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências–UFPA, compreendendo as etapas de trituração, pulverização, homogeneização e quarteamo, visando a homogeneidade e a boa representatividade do material.

Posteriormente as amostras foram encaminhadas para um laboratório comercial (ACME Analytical Laboratories - Acmelabs), com a finalidade de serem realizadas as análises químicas de elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras.

A Acmelabs realiza diversos tipos de análise em rochas, minerais, solos e sedimentos. Para este estudo, foi utilizado o pacote Grupo 4A + 4B para análise litogeoquímica de óxidos maiores e elementos traços, cujo procedimento analítico é descrito em detalhes no folder da empresa, disponível no site www.acmelab.com, que inclui também os limites de detecção e a precisão analítica para cada elemento. A análise total de uma amostra (Grupo 4A+4B) requiere 10 mg de amostra pulverizada.

As abundâncias totais dos óxidos maiores e de vários elementos menores são determinadas em uma amostra de 0.2g analisada por espectrometria de emissão-ICP seguindo uma fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão em composto diluído nítrico. A perda ao fogo (LOI) é feita pela diferença em peso após aquecimento a 1000°C.

A análise de **Elementos Traços totais por ICP-MS** é um pacote que compreende duas análises separadas. Os teores de elementos terras raras e elementos refratários são determinados por espectrometria de massa ICP após uma fusão de 0,2g da amostra com metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico. Adicionalmente, uma fração de 0,5g da mesma amostra é digerida em água régia e analisada por espectrometria de massa ICP para a determinação dos teores de metais base e preciosos.

O tratamento dos dados geoquímicos obtidos nessa fase foi realizado baseando-se na concentração dos seguintes elementos:

- Elementos maiores, menores e elementos terras raras (ETR): Diagrama de Barker (1979), Peccerillo e Taylor (1976), Maniar e Piccoli (1989), Sylvester (1989), ETR segundo condritos de Evensen (1978) e multielementos segundo Sun (1980).
 - Elementos-traço: Diagramas de Whalen, Currie e Chappell (1987), Eby (1992) e Pearce, Harris e Tindle (1984).

Estes diagramas foram escolhidos visando à distinção de possíveis séries magmáticas e o reconhecimento de tipologia destas rochas. Com o diagrama de Barker espera-se caracterizar a composição normativa dos granitóides, enquanto que nos diagramas de Maniar e Piccoli espera-se a caracterização com relação ao índice de saturação em alumina. O diagrama de Sylvester tem a finalidade de caracterizar os granitóides baseados no caráter cálcico alcalino e fortemente peraluminoso ou caráter alcalino. A partir dos elementos traços Rb, Y e Nb, lançados no diagrama de Pearce, Harris e Tindle (1984), é possível discriminar ambientes geotectônicos. Os diagramas de Whalen têm a finalidade de caracterizar os granitos em tipo I, A, S e M.

5.2.5. Estudo geocronológico pelo método Pb-Pb em zircão

Para o estudo geocronológico Pb-Pb em zircão foram selecionadas cinco amostras de granitóides, sendo tonalitos (LT-101, LT-126, CG-07a), monzogranito (LT-74) e sienogranito (LT-79), representativos das unidades investigadas que ocorrem tanto no domínio paleoproterozóico, quanto no domínio arqueano (Bloco Amapá).

As análises isotópicas foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, sob a supervisão do Dr. Marco Antonio Galarza.

Princípios do método Pb-Pb em zircão:

Este método de datação baseia-se na desintegração radioativa de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U), dando origem a dois isótopos de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb). Neste processo acontece uma reação espontânea no núcleo do átomo instável (radioativo ou elemento pai), que o transforma em um átomo estável (radiogênico ou elemento filho). Os principais processos de decaimento radioativo são: decaimento alfa (α), decaimento beta (β^+ e β^-), decaimento por

captura de elétron e radiações eletromagnéticas γ . O tempo é representado pelas taxas de decaimento (constantes de desintegração).

O método utilizado neste trabalho é o Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão, o qual se baseia no princípio de que este mineral seja capaz de preservar informações isotópicas (U-Pb) do momento da sua cristalização, resistindo a eventos como a alteração hidrotermal e o metamorfismo. Além disso, o zircão apresenta uma alta razão U/Pb, não existindo praticamente nenhum Pb inicial nesse mineral (Pb comum). Esta característica, juntamente com o fato de que as constantes de desintegração dos isótopos do elemento U são conhecidas com bastante precisão, faz com que o zircão seja um ótimo geocronômetro para a determinação da idade de formação de rochas.

Kober (1986; 1987) foi quem desenvolveu o método para a obtenção de idades a partir da evaporação direta do Pb radiogênico contido no zircão. De acordo com esse autor o método de evaporação de Pb em etapas sucessivas permite obter um conjunto de idades pela razão do $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ (* = radiogênico) a partir de domínios distintos do cristal, desde a borda até o centro, sendo que nas etapas de baixa temperatura as idades são geralmente mais baixas, correspondendo às bordas do cristal, enquanto que nas etapas de temperaturas mais elevadas, as quais correspondem às porções internas (núcleo dos cristais, por exemplo), as idades também são mais altas. Essas diferenças de idade são interpretadas normalmente como sendo derivadas da perda de Pb radiogênico nas porções periféricas do cristal enquanto que, nas porções internas, o sistema permanece preservado. Nessas condições somente o Pb extraído nas etapas de alta temperatura deve ser utilizado para o cálculo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$.

-Equações de desintegração:

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} \cdot (e^{\lambda_5 \cdot t} - 1) \quad (1)$$

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} \cdot (e^{\lambda_8 \cdot t} - 1) \quad (2)$$

Onde,

λ_8 : constante de desintegração do $^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ (STEIGER; JÄGER, 1977),

λ_5 : constante de desintegração do $^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ (STEIGER; JÄGER, 1977),

t: tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o sistema U-Pb

Dividindo-se a equação (1) por (2) obtém-se a equação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em função da idade

(t):

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = [(e^{\lambda_5 \cdot t} - 1)/(e^{\lambda_8 \cdot t} - 1)] / 137,88$$

(3) considerando a razão atual $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$

Em cada incremento de temperatura, um conjunto de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (blocos de leitura isotópica) é determinado, a partir do qual é calculada uma idade. Logo após, a evaporação total do Pb presente no zircão, um espectro de idades é obtido e visualizado em um diagrama Idade versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os primeiros blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a baixas temperaturas, correspondem a sítios mais frágeis do cristal e tendem a fornecer idades mais novas. À medida que a temperatura sofre novos incrementos, é liberado o Pb de porções mais preservadas do zircão. As idades adquiridas a partir destes sítios são geralmente mais antigas e similares entre si, tendendo a formar um platô de idades, geralmente interpretado com sendo da cristalização dos zircões.

A principal limitação do método Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão é que a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é uma idade aparente, pois a razão U/Pb não é determinada e, portanto, não se pode construir o diagrama Concórdia, que permite avaliar o grau de discordância dos pontos analíticos e identificar situações em que ocorre a perda de Pb pelo processo de metamictização ou, ainda, a presença de Pb herdado. Os resultados mais confiáveis são encontrados quando o conjunto de cristais de uma amostra fornece idade similar em todas as etapas de evaporação, o que ocorre com maior frequência em rochas magmáticas.

Procedimento experimental:

Para a determinação da idade de cristalização, o procedimento experimental prévio consistiu da britagem da amostra na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e no peneiramento para a obtenção das frações granulométricas **125-180** μm e **180-250** μm . As mesmas foram tratadas no separador magnético Frantz e com líquido pesado (bromofórmio) para a concentração de minerais pesados, no laboratório de separação de minerais do Pará-Iso (Fig. 5.2A e B). A partir desse concentrado, foi realizada uma triagem e separação manual dos cristais de zircão com auxílio de um estereomicroscópio (Fig. 5.3A).

Os cristais selecionados foram fotografados logo em seguida no estereomicroscópio. Normalmente os cristais considerados adequados para a datação são aqueles que não apresentam fraturas ou inclusões, ou evidências de metamictização, que ocorre devido aos efeitos radioativos do urânio sobre a estrutura cristalina, provocando a perda de Pb*. Os cristais selecionados foram colocados em um espectrômetro de massa FINNIGAN MAT262 para a obtenção das composições isotópicas (Fig. 5.3B).

A técnica posiciona frente a frente dois filamentos, sendo um filamento de evaporação, onde o zircão é depositado, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado.

Geralmente, são realizadas até três etapas de evaporação ou aquecimento a temperaturas de 1450°, 1500° e 1550°, com duração de 5 minutos de evaporação em cada etapa, dependendo da quantidade de Pb contida no zircão. Esgotado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050° e o Pb ali depositado é então ionizado.

Em cada ionização são obtidos, em geral, 5 blocos de dados (análise em modo monocoletor). A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada etapa de evaporação. Em seguida, os dados analíticos são processados em um programa adequado chamado de ISOPLOT (LUDWIG, 2004), o qual permitiu os cálculos das idades e suas representações gráficas.

As idades calculadas são representadas em um diagrama Idade (Ma) vs. etapa de aquecimento. Quando as idades de diferentes etapas são similares, a idade do grão é calculada a partir da média dessas idades. Senão, apenas a idade obtida na etapa de mais alta temperatura é considerada para a idade do grão, eliminando-se dessa forma as etapas de mais baixa temperatura. Os resultados são apresentados com desvios de 2σ e as correções do Pb comum (Pb não radiogênico) foram feitas mediante o uso do modelo de evolução de Pb de Stacey e Kramers (1975).

As idades obtidas dependem do comportamento do Pb dentro do zircão e dos processos de difusão deste elemento. Eventos posteriores à cristalização do zircão, como metamorfismo e hidrotermalismo, podem ter perturbado o sistema isotópico U-Pb levando a perda de Pb radiogênico (KRONER; JAECKEL; WILLIAMS, 1994; PAQUETTE et al., 1994). Nestes casos a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é rejuvenescida e deve ser interpretada como idade mínima de cristalização, caso tenha ocorrido somente uma perturbação parcial do sistema isotópico. No entanto, se o evento ocasionou uma perda total de Pb*, zerando o sistema U-Pb, a idade será do evento perturbador (KOBBER 1986; 1987; KARABINOS; GROMET, 1993). Estes fatores fazem com que rochas magmáticas fornecessem melhores resultados em relação, por exemplo, a rochas metamórficas.



Fig. 5.2: Instalados no Laboratório de separação de minerais do Pará-Iso. A) Separador magnético Frantz; B) Sala de líquidos pesados (bromofórmio).



Fig. 5.3: A) Estereomicroscópio; B) Espectrômetro de massa marca Finnigan modelo MAT262 utilizado para a obtenção das composições isotópicas.

6. RESULTADOS ANALÍTICOS

6.1. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

O estudo petrográfico realizado em escala macro e microscópica permitiu a identificação de diferentes litotipos através da descrição dos aspectos texturais e mineralógicos das rochas investigadas. Para a classificação destas rochas utilizou-se análise modal e terminologia sugerida por Streckeisen (1976) que permitiu identificar as rochas no diagrama Q-A-P. Neste diagrama também foram lançados os dados dos granitóides tipo A eoriacianos estudados por Tavares (2009).

6.1.1. Análise modal

As composições modais (Tab. 3) e o diagrama Q-A-P (Fig. 6.1) mostram que a amostra do granitóide Tonalito Santo Antônio está inserido no campo do tonalito, junto com três amostras de granitóides cálcio-alcálico. A quarta amostra de granitóide cálcio-alcálico (LT-127) está inserida no campo dos granodioritos, junto com uma amostra (ROB26A) de Tavares (2009). As amostras dos granitóides Sucuriçu e peraluminosos estão inseridas nos campos dos monzo a sienogranitos, bem como as amostras (INCRA e ROB27) de Tavares (2009) que estão inseridas no campo dos monzogranitos. O diagrama Q-(A+P)-M, mostra que os teores de minerais máficos nas rochas estudadas variam entre 4,2 % a 32,4% (Fig. 6.1 e Tab. 3), sendo maiores na amostra do Tonalito Santo Antônio e nas quatro amostras dos granitóides cálcio-alcálicos. Na tab. 3 observa-se que a amostra do Tonalito Santo Antônio e duas amostras dos granitóides cálcio-alcálicos (LT-126 e CG-06) não possuem feldspato potássico, apenas plagioclásio. Além disso, a amostra do Tonalito Santo Antônio se destaca por ser a única com hornblenda e sem biotita, ao contrário das demais que possuem biotita, porém sem hornblenda. As amostras dos granitóides peraluminosos se caracterizam por serem as únicas com presença de muscovita.

Tab. 3: Análise modal dos granitóides da região central do Amapá.

AMOSTRA	LT-101	LT-126	LT-127	CG-06	CG-07A	LT-73	LT-74	LT-78	LT-79
QUARTZO %	29,90	15,10	32,00	36,10	31,40	24,00	28,80	28,60	27,40
PLAGIOCLÁSIO %	37,70	53,60	40,10	41,80	52,20	24,80	27,80	18,40	32,00
K-FELDSPATO %	-	-	10,70	-	0,30	46,70	35,80	45,00	29,40
HORNBLENDA %	30,40	-	-	-	-	-	-	-	-
BIOTITA %	-	23,00	22,50	21,40	14,70	3,60	5,50	7,50	10,70
MUSCOVITA %	-	-	-	-	-	0,60	1,80	-	-
EPIDOTO %	0,20	6,00	-	0,50	0,60	-	-	-	0,40
OPACOS	0,90	0,10	0,50	X	0,10	X	X	0,40	X
TITANITA		0,90			0,40			X	
APATITA	0,90	0,40	0,10		X	X		X	X
ZIRCÃO	X	0,50	0,10		X	X	X	X	X
M (Máficos) %	32,40	30,90	23,20	21,90	15,80	4,20	7,30	7,90	11,10
A + P	37,70	53,60	50,80	41,80	52,20	71,50	63,60	63,40	61,40
Q (Quartzo)* %	44,23	22,00	34,00	46,00	37,42	25,00	31,00	31,00	31,00
A (Alcalis)* %	0,00	0,00	33,00	0,00	0,36	49,00	39,00	49,00	33,00
P (Plagioclásio)* %	55,77	78,00	36,00	54,00	62,22	26,00	30,00	20,00	36,00

Abreviações: 1 - Com base, em média de 1500 pontos por amostra; A – Álcali-feldspato; P – Plagioclásio; * recalculado a 100%; X= mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal; - = mineral não observado.

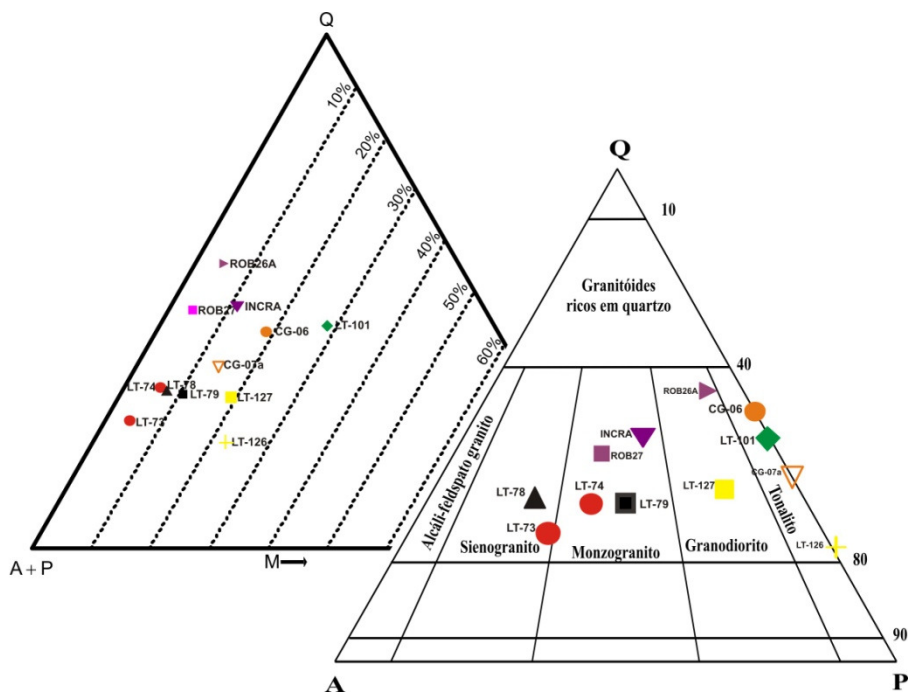


Fig.6.1: Diagramas de classificação Q-A-P e Q-(A+P)-M, segundo Streckeisen (1976), aplicado aos granitóides estudados.

6.1.2. Descrição petrográfica

6.1.2.1. Hornblenda tonalito (LT-101)

Macroscopicamente esta rocha apresenta coloração cinza escura a esbranquiçada, granulação média a grossa e estrutura isotrópica (Fig. 6.2A). A mineralogia é constituída por quartzo, plagioclásio e anfibólio.

Microscopicamente, apresenta textura granular alotriomórfica com granulação grossa (Fig. 6.2B). Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (55,77%), quartzo (44,23%) e anfibólio (29,8%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos, apatita, zircão e allanita. As fases minerais secundárias são representadas por argilominerais, sericita, carbonato, clorita e epidoto.

O Plagioclásio forma cristais subédricos e o contato com outras fases minerais ocorre em geral curvilíneos a retos. Os cristais estão moderadamente alterados para argilominerais, sericita e epidoto, impossibilitando a determinação da composição deste mineral por meios ópticos. Além disso, foram observadas maclas deformacionais.

O Quartzo ocorre como mineral intersticial e forma cristais anédricos a subédricos, os quais exibem extinção ondulante moderada e localmente trilhas ou agregados de novos grãos. As relações de contato entre os seus cristais são em geral curvilíneas a retas.

O Anfibólio forma cristais subédricos, que por vezes estão na forma de agregados (Fig. 6.2C). Apresenta pleocroísmo forte definido pelas seguintes absorções Z=verde escuro Y= verde pálido e X= verde claro, sendo esta última predominante na maioria dos cristais. Os cristais de anfibólio estão maclados com inclusões de apatita, minerais opacos, zircão e estão moderadamente alterados para clorita (Fig. 6.2D). Este anfibólio é classificado como Hornblenda.

Os minerais opacos ocorrem como pequenos cristais subédricos distribuídos espaçadamente na rocha, muitas vezes inclusos na hornblenda e plagioclásio. O zircão forma cristais prismáticos a arredondados. A apatita forma cristais prismáticos inclusos na hornblenda. A allanita forma cristais subédricos inclusos na hornblenda.

Argilominerais, sericita, carbonato e epidoto são os minerais produtos de alteração do plagioclásio (Fig. 6.2C), enquanto que a clorita é produto de alteração do anfibólio.

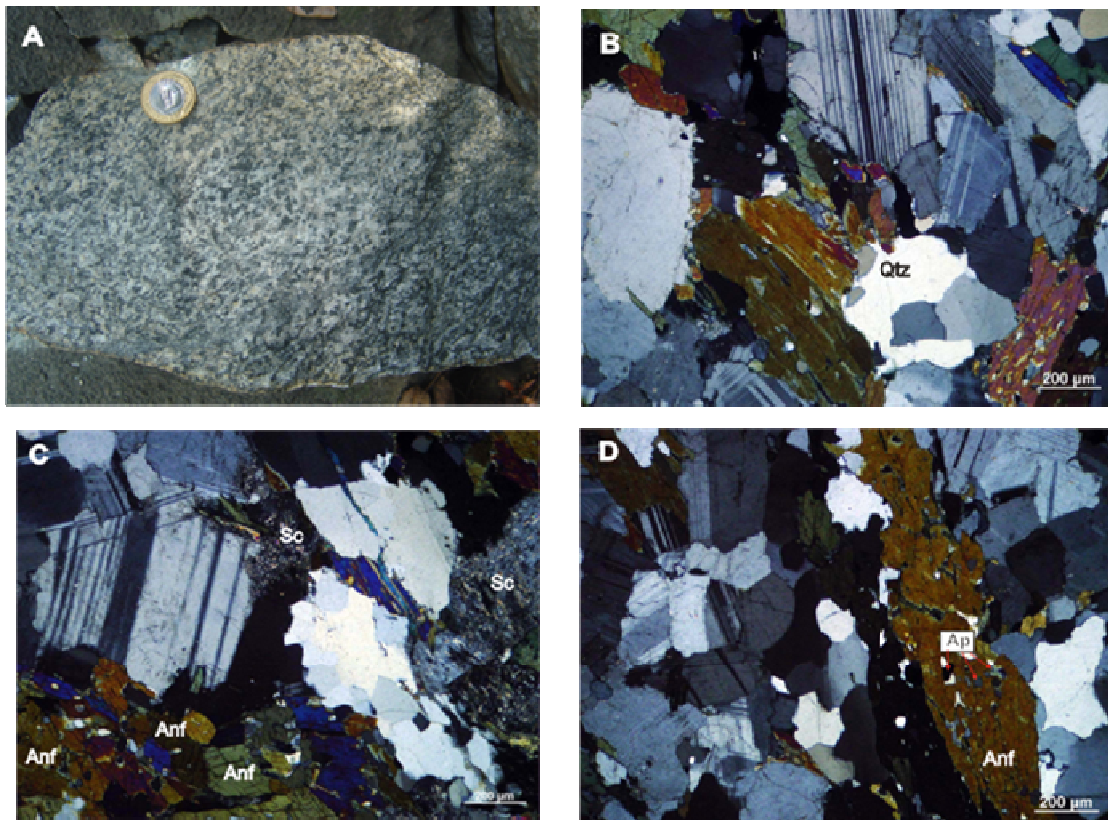


Fig. 6.2: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (LT-101). A) Aspecto macroscópico; B) Textura granular albitomórfica, definida por cristais subédricos de plagioclásio e hornblenda; C). B) Detalhe dos agregados de hornblenda subédricos e da alteração do plagioclásio para sericita; D) Inclusões de apatita nos cristais de hornblenda.

6.1.2.2. Biotita-tonalito protomilonítico (LT-126)

Macroscopicamente trata-se de uma rocha mesocrática, de cor cinza escuro com pontuações e manchas esbranquiçadas, textura fanerítica fina a média, inequigranular (Fig. 6.3A) e anisotropia estrutural dada por uma foliação milonítica "S-C" irregular e descontínua dada pelo plagioclásio, quartzo e biotita.

Microscopicamente, apresenta textura protomilonítica com granulação grossa (Fig. 6.3B). Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (53,6%), quartzo (15,1%), biotita (23%) e como fases varietal ocorre epidoto primário (6%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos (0,1%), apatita (0,4%), zircão (0,5%) e titanita (0,9%). Argilominerais, sericita, carbonato, clorita e epidoto representam as fases minerais secundárias.

O plagioclásio forma cristais inequigranulares, subédricos a anédricos. Alguns cristais estão envoltos em bandas anastomosadas recristalizadas de granulação fina, compostas por fragmentos de plagioclásio, quartzo, biotita orientada e epidoto (Fig. 6.3C). O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Ocorrem maclamentos dos tipos albita-periclina e albita (Fig. 6.3D), sendo que algumas maclas apresentam-se levemente curvadas (Fig. 6.3D). Baseado no método de Michel Levy, a composição deste mineral é An_{24} (oligoclásio). Os cristais estão moderadamente alterados para sericita, argilominerais e epidoto, que por vezes mascara as maclas, o que impossibilita a determinação da composição por meios ópticos.

O quartzo forma cristais subédricos a anédricos. Em geral, exibe extinção ondulante, subgrãos, novos grãos (Fig. 12E), grãos estirados em mosaicos médios, além de mosaicos finos localizados nos contatos entre os cristais de plagioclásio. As relações de contato entre os seus cristais são em geral curvilíneas, suturadas, retas até junções tríplices localizadas (Fig. 6.3F), enquanto que com as demais fases minerais são em geral curvilíneas a retas.

A biotita forma cristais subédricos a anédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= verde e X= amarelo pálido. O contato em geral é reto com cristais de plagioclásio e quartzo. As lamelas estão orientadas na forma de feixes anastomóticos, os quais contornam cristais de plagioclásio (Fig. 6.3D, E e F) e quartzo. Além de ocorrer, finas lamelas em mosaicos retos de faces subédricas. Apresenta inclusões de apatita, zircão, epidoto, associação com epidoto e está moderada a totalmente alterada para clorita.

O epidoto primário forma cristais subédricos, muito fraturados, associados e inclusos na biotita e bordejando alguns cristais de plagioclásio.

Os minerais opacos formam cristais subédricos a anédricos. Ocorrem de forma intersticial e também inclusos no epidoto. Além disso, estão levemente orientados. O zircão forma cristais subédricos a anédricos, inclusos na biotita. A titanita está levemente orientada e a apatita ocorre inclusa na biotita.

Os argilominerais, sericita, carbonato e epidoto secundário são os minerais produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita secundária é oriunda da alteração da biotita.

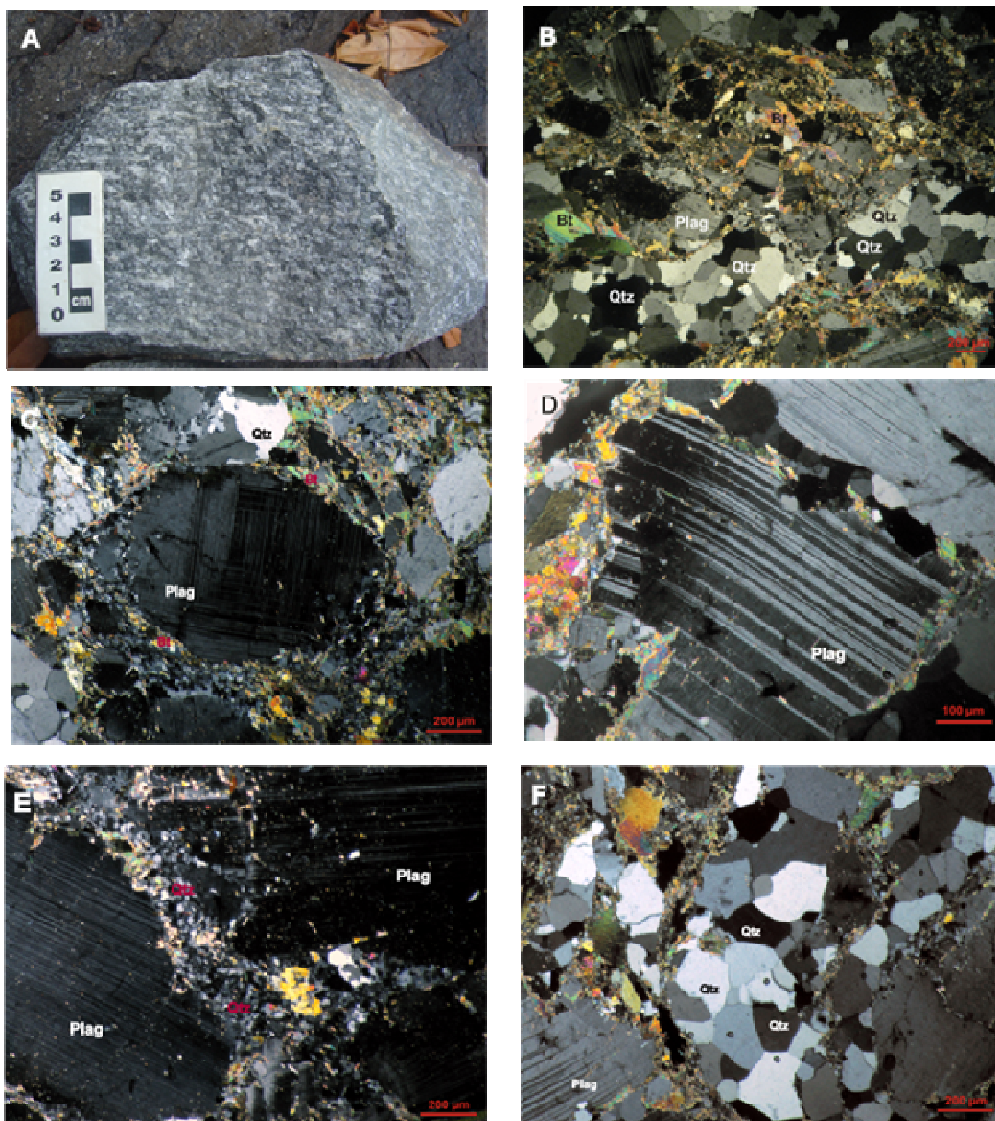


Fig. 6.3: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (LT-126). A) aspecto macroscópico; B) Textura protomilonítica, definida por lamelas de biotita levemente orientadas; C) Cristal de plagioclásio envolto por lamelas de biotita; D) Maclamento albita no plagioclásio e maclas levemente curvadas; E) Recristalização de quartzo; F) Contatos curvilíneos a junções tríplices dos cristais de quartzo.

6.1.2.3. Biotita granodiorito protomilonítico (LT-127)

Macroscopicamente trata-se de uma rocha mesocrática, de cor cinza escuro com feixes esbranquiçados, textura fanerítica média a grossa, inequigranular e aspecto estrutural anisótropo, definido por uma orientação preferencial de cristais de quartzo e feldspatos na forma de agregados ou grãos individuais (Fig. 13A). Além disso, os feldspatos subcirculares estão contornados por cristais achatados de quartzo.

Microscopicamente, apresenta textura protomilonítica com granulação média (Fig. 6.4B). Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (40,1%), quartzo (25,7%), microclina (10,7%) e biotita (22,5%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos (0,5%), apatita (0,1%) e zircão (0,1%). Argilominerais, sericita, carbonato e clorita representam as fases minerais secundárias.

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Alguns cristais apresentam maclas deformacionais, no entanto na maioria dos cristais, não foi observado maclamento, devido às maclas estarem mascaradas pela alteração, o que impossibilitou a determinação da composição deste mineral por meios ópticos. Os cristais estão fortemente alterados para argilominerais, sericita e carbonato (Fig. 6.4C).

O quartzo forma cristais subédricos a anédricos. Em geral, exibem extinção ondulante, subgrãos, agregados policristalinos, novos grãos como agregados policristalinos finos que definem a porção matricial (Fig. 6.4C e D), trilhas orientadas paralelamente as lamelas de biotitas, além de *ribbons* de quartzo. As relações de contato com os minerais adjacentes ocorrem em geral de forma curvilínea (Fig. 6.4D), reta até junções tríplices em escala local.

A microclina forma cristais subédricos a anédricos, tanto como cristais individuais quanto como agregados, por vezes contornados por lamelas de biotita orientada. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma curvilínea a reta. Observa-se presença de pertitas, do tipo filete, textura micrográfica, proporcionada pelo intercrescimento de quartzo com plagioclásio e maclamento xadrez difuso (Fig. 6.4E e F).

A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= verde escuro e X= verde claro. O contato em geral é retilíneo com cristais de quartzo, plagioclásio e microclina. As lamelas estão fracamente orientadas, por vezes contornando cristais de microclina, plagioclásio (Fig. 6.4B) e agregados de quartzo policristalino. Apresenta inclusões de apatita, zircão, opacos e está moderadamente alterada para clorita.

Os minerais opacos formam cristais subédricos a anédricos que ocorrem intersticiais e inclusos na biotita. O zircão forma cristais subédricos, inclusos na biotita. A apatita apresenta-se muito fraturada e ocorre inclusa na biotita

Os argilominerais são oriundos da alteração dos cristais de microclina e plagioclásio, sericita e carbonato são produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita é oriunda da alteração da biotita.

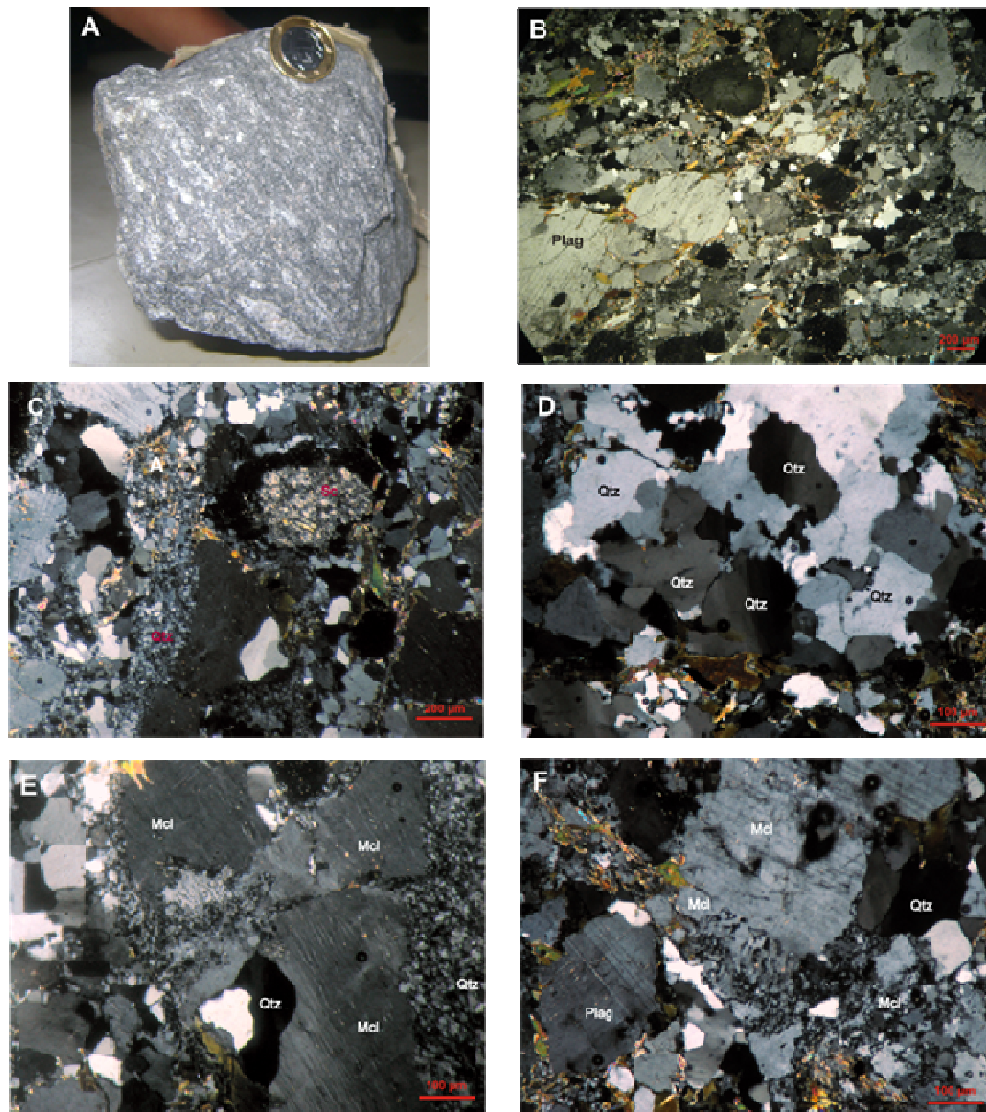


Fig. 6.4: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do granodiorito (LT-127). A) Aspecto macroscópico; B) Textura protomilonítica, definida por lamelas de biotita levemente orientadas que por vezes contornam cristais de plagioclásio; C) Intensa alteração dos cristais de plagioclásio para sericita e novos grãos de quartzo; D) relações de contato curvilíneas a retas do quartzo; E) Intercrescimento pertítico e textura micrográfica; F) Detalhe da textura micrográfica.

6.1.2.4. Biotita tonalito protomilonítico (CG-06)

Macroscopicamente esta rocha é mesocrática, apresenta cor cinza esbranquiçado e granulação grossa. Possui bandas alternadas descontínuas e irregulares de coloração escura, definida por biotita, e bandas de coloração esbranquiçada, definida por plagioclásio e quartzo (Fig. 6.5A).

Microscopicamente, apresenta textura protomilonítica com granulação grossa (Fig. 6.5B e C). Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (41,8%), quartzo (36,1%) e biotita (21,4%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos e epidoto primário (0,5%). As fases minerais secundárias são representadas por argilominerais, sericita, carbonato e clorita.

O plagioclásio forma cristais inequigranulares, subédricos a anédricos. Alguns cristais estão envoltos por lamelas de biotita. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Ocorrem maclamentos dos tipos albita e periclina, o qual baseado no método de Michel Levy, a composição deste mineral é An_{25} (oligoclásio). Os cristais estão fortemente alterados para argilominerais, sericita e carbonato (Fig. 6.5D).

O quartzo ocorre como cristais anédricos. Em geral, exibem extinção ondulante, subgrãos (Fig. 6.9D) e lamelas de biotita contornando seus cristais (Fig. 6.5C). As relações de contato entre seus cristais são em geral curvilíneas, lobadas, denteadas (Fig. 6.5D) até retas.

A biotita ocorre como cristais subédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções: Z=Y= marrom escuro e X= amarelo esverdeado. O contato com outras fases minerais são em geral retilíneos. A moderada orientação das lamelas define uma foliação moderada, que contorna cristais de plagioclásio e quartzo (Fig. 6.5C), além disso, algumas lamelas estão microdobradas, caracterizando a estrutura *kink bands*. Apresenta inclusões de epidoto e está moderada a totalmente alterada para clorita.

O epidoto ocorre como cristais subédricos a anédricos, muito fraturados associados e inclusos nas lamelas de biotita.

Os argilominerais, sericita e carbonato são minerais produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita secundária é oriunda da alteração da biotita.

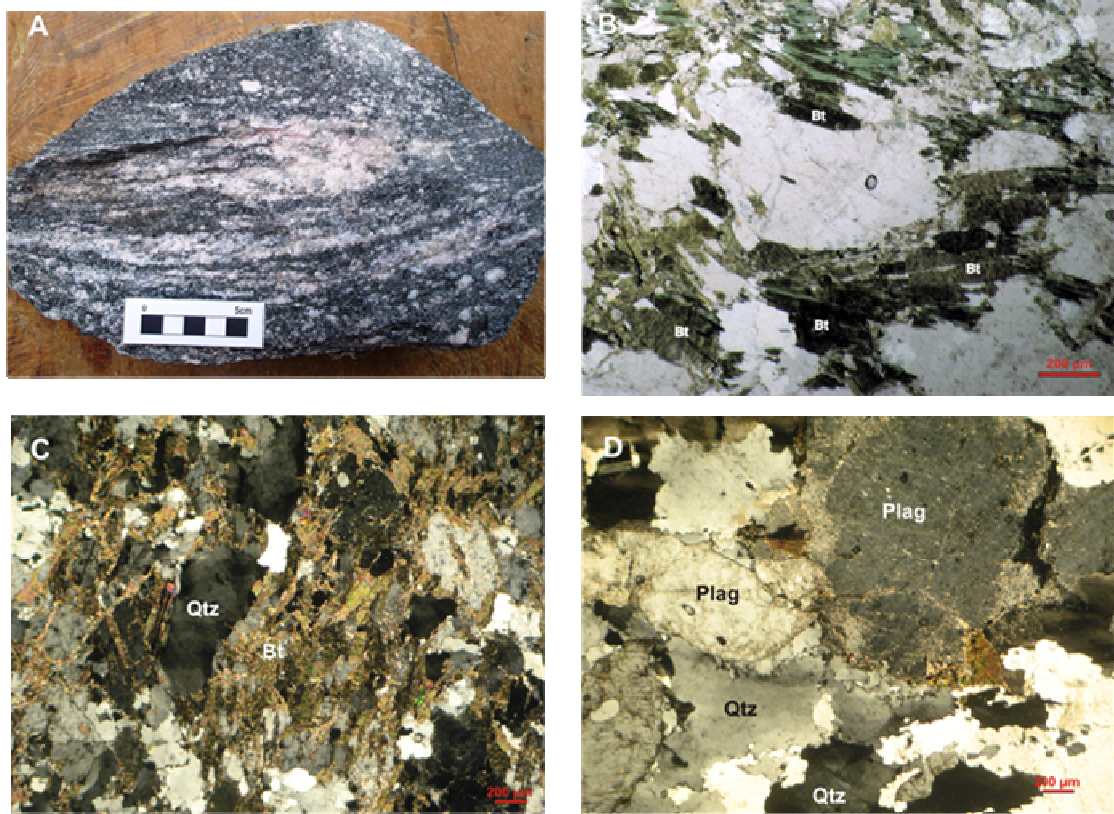


Fig. 6.5: Fotografia e fotomicrografias do tonalito (CG-06). A) Aspecto macroscópico; B) Textura protomilonítica, definida por lamelas de biotita moderadamente orientadas; C) Lamelas de biotita contornando cristais de quartzo; D) Os cristais de plagioclásio estão fortemente alterados para argilominerais e os cristais de quartzo exibem extinção ondulante, subgrãos e suas relações de contato são em geral curvilíneas, lobadas e denteadas.

6.1.2.5. Biotita tonalito (CG-07a)

Macroscopicamente esta rocha é equigranular de cor cinza escuro com pontuações e bandas estreitas de cor preta, granulação média e aspecto estrutural anisótropo, dado por uma foliação cataclástica espaçada, descontínua e irregular, composta mineralogicamente por feldspatos, quartzo e biotita (Fig. 6.6A).

Microscopicamente, apresenta textura granular hipidiomórfica com granulação média (Fig. 6.6B). Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (52,2%), quartzo (31,4%), microclina (0,3%) e biotita (14,7%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos (0,1%), apatita, zircão, titanita (0,4%) e allanita (0,6%) são os principais minerais acessórios. Argilominerais, sericita, carbonato, clorita representam as fases minerais secundárias.

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos e o contato com outras fases minerais são em geral retilíneos a curvos. Alguns cristais estão envoltos por lamelas de biotita (Fig. 6.6C). Os cristais apresentam maclamentos dos tipos albita e albita-periclina (Fig. 6.6C), sendo que localmente apresentam maclas deformacionais. Baseado no método de Michel Levy, a composição deste mineral é An_{27} (oligoclásio). Os cristais estão leve a moderadamente alterados para argilominerais sericita e carbonato.

O quartzo forma cristais subédricos a anédricos. Em geral, exibem forte extinção ondulante, mosaicos de subgrãos recristalizados (Fig. 6.6D) e localmente *ribbons*. Os contatos com outras fases minerais são em geral curvilíneos a retos.

A microclina forma cristais subédricos e o contato com outras fases minerais ocorre em geral retilíneo. Exibe maclamento xadrez difuso e está levemente alterado para argilominerais.

A biotita ocorre como cristais subédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= marrom esverdeado e X= amarelo creme. As lamelas ocorrem como cristais isolados e em agregados que contornam cristais de plagioclásio (Fig. 6.6C). O contato em geral é retilíneo com plagioclásio e quartzo. Apresenta inclusões de apatita, zircão, opacos e está leve a moderadamente alterada para clorita.

Os minerais opacos formam cristais subédricos a anédricos que ocorrem intersticiais ou inclusos na biotita. A allanita ocorre como cristais anédricos disseminados e localmente em cristais euédricos zonados, além de possuir núcleos metamórficos. O zircão forma cristais subédricos, inclusos na biotita. A titanita possui hábito bipiramidal e faces subédricas.

Os argilominerais, sericita e carbonato são produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita é oriunda da alteração da biotita.

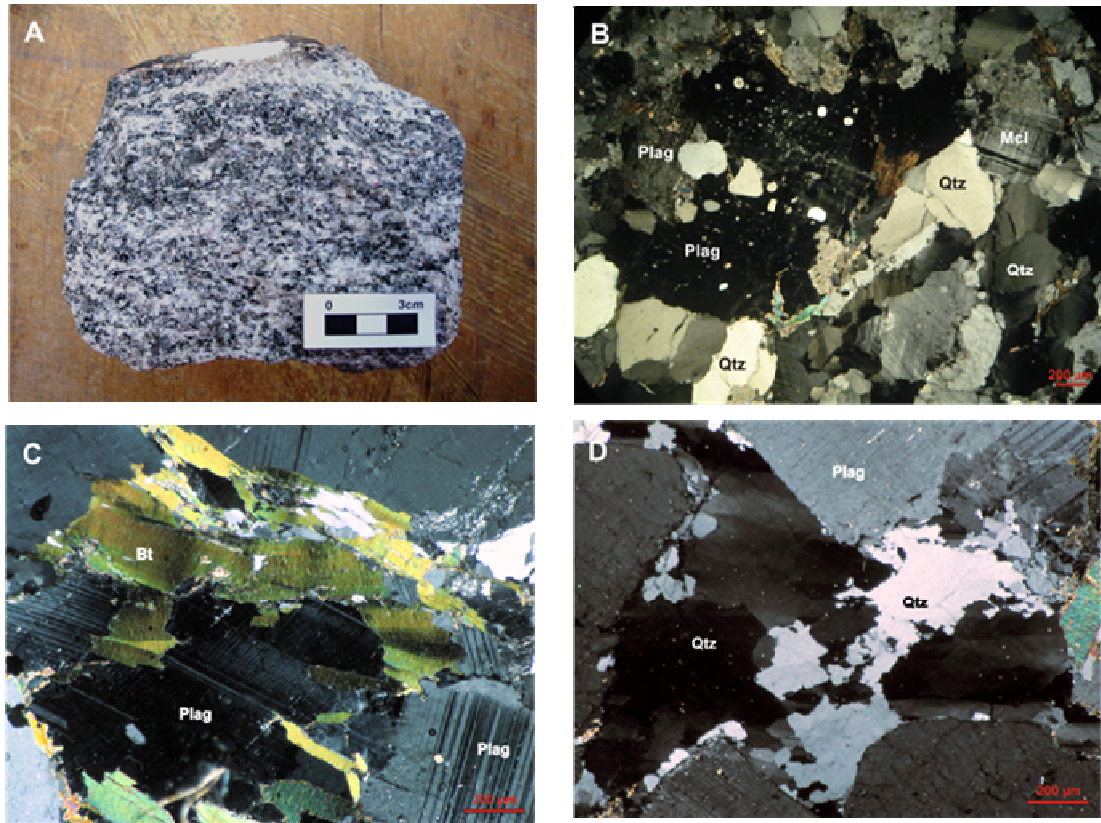


Fig. 6.6: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do tonalito (CG-07a). A) Aspecto macroscópico; B) Textura granular hipidiomórfica, definida por cristais subédricos de plagioclásio e quartzo; C) Alguns cristais de plagioclásio estão envoltos por lamelas de biotita e apresentam maclamento do tipo albita.

6.1.2.6. Muscovita-biotita leucosienogranito (LT-73)

Macroscopicamente trata-se de uma rocha leucocrática, inequigranular de cor cinza médio a esbranquiçado, textura fanerítica média a grossa e aspecto estrutural isotrópico (Fig. 6.7A). A mineralogia é composta por plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita.

Microscopicamente, apresenta textura granular alotriomórfica com granulação grossa (Fig. 6.7B). Em termos modais, consiste essencialmente de microclina (46,7%), plagioclásio (24,8%), quartzo (24%) e como fase varietal ocorre biotita (3,6%) e muscovita (0,6%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos, apatita e zircão. Argilominerais, sericita, carbonato e clorita representam as fases minerais secundárias.

A microclina forma cristais subédricos a anédricos que desenvolvem contatos retilíneos com os minerais adjacentes. Observa-se intercrescimento pertítico, do tipo gota, inclusões granulares de quartzo (*drop-like*) (Fig. 6.7C), textura micrográfica e maclamento xadrez difuso. Os cristais estão leve a moderadamente alterados para argilominerais (Fig. 6.7C).

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Alguns cristais apresentam maclas deformacionais, no entanto na maioria dos cristais, não foi observado maclamento, devido à maclas estarem mascaradas pela alteração o que impossibilitou a determinação da composição deste mineral por meios ópticos. Os cristais estão moderada a fortemente alterados para argilominerais (Fig. 6.7B), sericita e carbonato.

O quartzo forma cristais subédricos a anédricos. Em geral, exibem extinção ondulante e subgrãos e grãos individuais em contato retilíneo com microclina (Fig. 6.7D). Além disso, apresentam contatos curvilíneos a retos com os minerais adjacentes.

A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= marrom e X= amarelo creme. As lamelas estão orientadas de forma incipiente em contato reto com plagioclásio, quartzo e microclina. Além disso, algumas lamelas estão microdobradas, caracterizando a estrutura *kink bands*. Apresenta inclusões de apatita e está moderadamente alterada para clorita.

Os minerais opacos formam cristais subédricos a anédricos que ocorrem intersticiais e inclusos na biotita e estão sofrendo processo de oxidação.

Os argilominerais são produtos de alteração da microclina e plagioclásio, sericita e carbonato são produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita é oriunda da alteração da biotita.

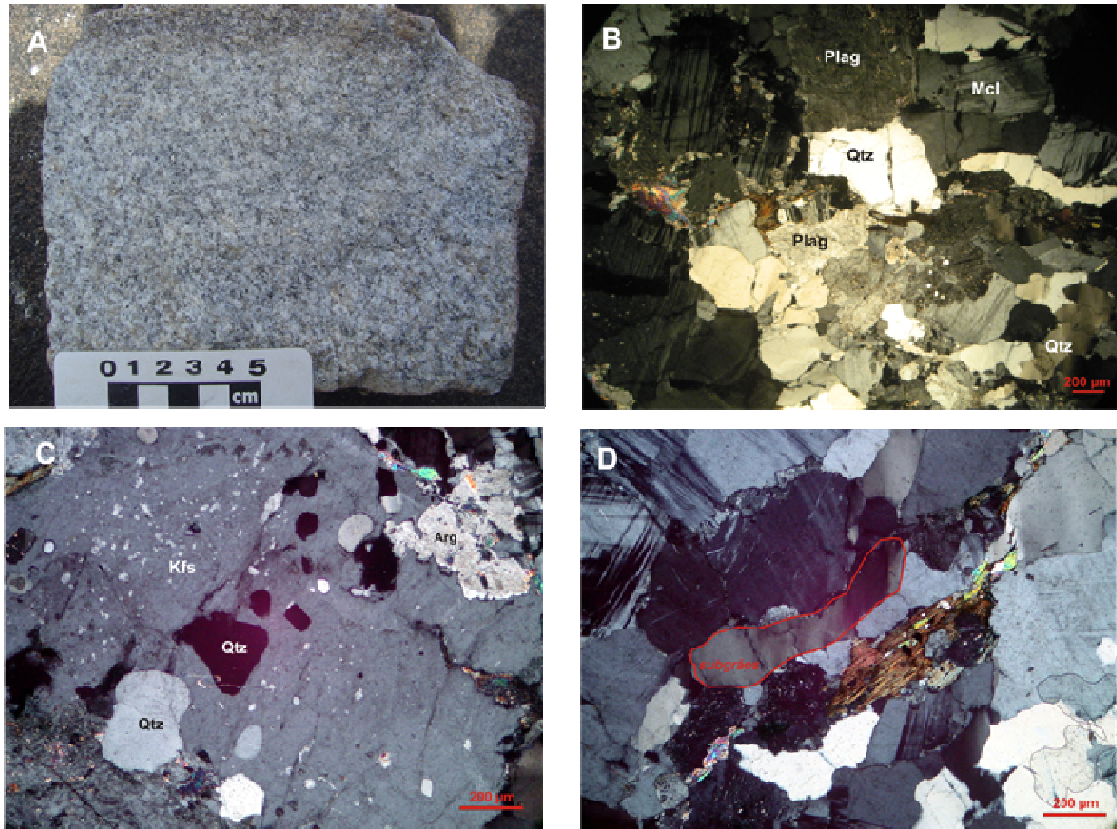


Fig. 6.7: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do sienogranito (LT-73). A) Aspecto macroscópico; B) Textura granular aliotriomórfica, definida por cristais anédricos de microclina, plagioclásio e quartzo, sendo que os cristais de plagioclásio apresentam-se fortemente alterados para argilominerais; C) Intercrescimento perítico do tipo gota e inclusões granulares de quartzo (*drop like*) em cristais de microclina levemente alterados para argilominerais; D) Subgrãos de quartzo.

6.1.2.7. Biotita leucomonzogranito protomilonítico (LT-74)

Macroscopicamente trata-se de uma rocha leucocrática, de cor cinza médio com pontos e manchas esbranquiçadas, textura fanerítica grossa, inequigranular e aparentemente não deformada em amostra de mão (Fig. 6.8A), apesar de na escala microscópica apresentar-se levemente orientada.

Microscopicamente, apresenta textura protomilonítica, com granulação média a grossa (Fig. 6.8B). Em termos modais, consiste essencialmente de microclina (35,8%), quartzo (28,8%), plagioclásio (27,8%) e como fases varietais ocorre biotita (5,5%) e muscovita (1,8%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos e zircão. Argilominerais, sericita, carbonato e clorita representam as fases minerais secundárias.

A microclina forma cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma curvilínea a reta. Observa-se a presença de intercrescimento pertítico, do tipo string e gotas, inclusões granulares de quartzo (*drop like*) e maclamento xadrez difuso (Fig. 6.8C). Os cristais estão fortemente alterados para argilominerais.

O quartzo forma cristais anédricos, em geral, exibem extinção ondulante, subgrãos na forma de grãos médios individuais (Fig. 6.8D), novos grãos como trilhas de cristais finos e grãos na forma de agregados policristalinos. O contato com os minerais adjacentes são em geral curvilíneos, curvos, lobados, denteados e retos (Fig. 6.8D).

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Não foi observado maclamento, devido às maclas estarem mascaradas pela alteração o que impossibilitou a determinação da composição deste mineral por meios ópticos. Os cristais estão fortemente alterados para argilominerais sericita e carbonato.

A biotita forma cristais subédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= marrom escuro e X= amarelo creme. O contato com outras fases minerais em geral é retilíneo. As lamelas estão fracamente orientadas, definindo uma foliação incipiente, as quais por vezes contornam cristais de microclina, plagioclásio e quartzo. Apresenta inclusão de minerais opacos, zircão e está moderadamente alterada para clorita.

A muscovita forma lamelas subédricas a anédricas, sendo que as lamelas ocorrem associadas com a biotita.

Os minerais opacos formam cristais subédricos a anédricos e estão sofrendo processo de oxidação. O zircão forma cristais subédricos que ocorrem inclusos em lamelas de biotita.

Os argilominerais são produtos de alteração da microclina e plagioclásio, sericita e carbonato são produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita é oriunda da alteração da biotita.

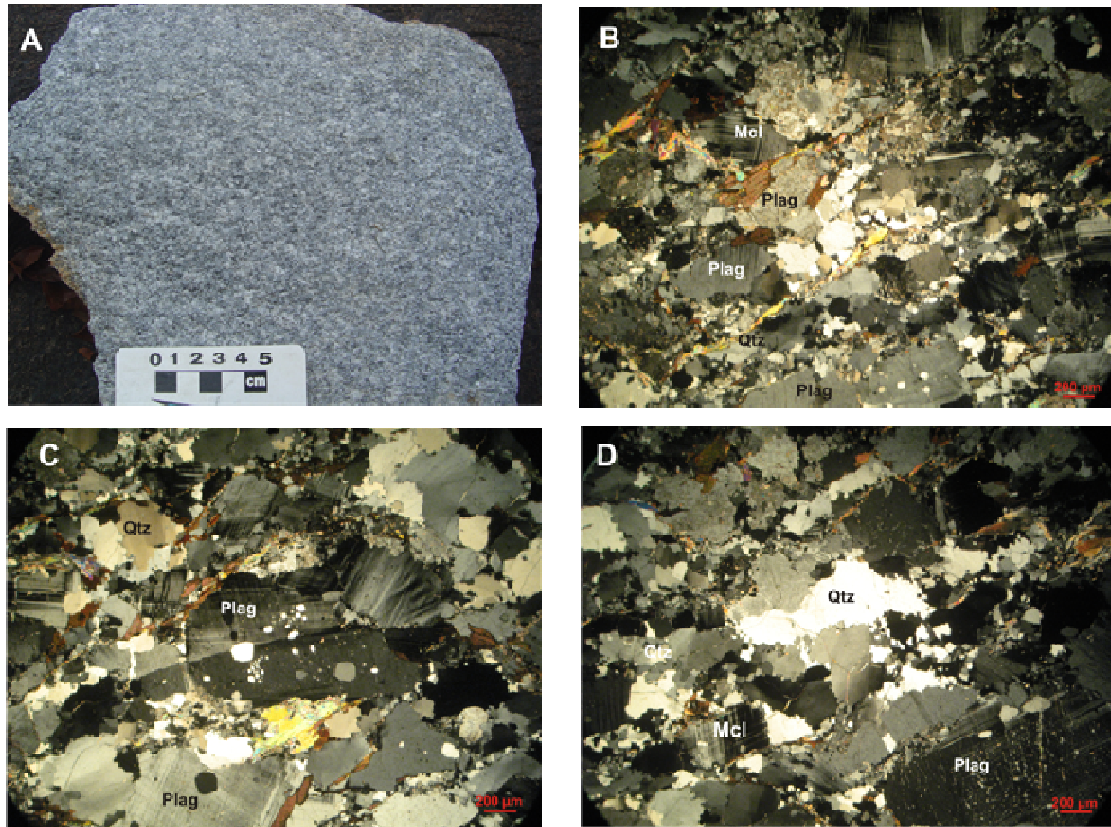


Fig. 6.8: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do monzogranito (LT-73). A) Aspecto macroscópico; B) Textura protomilonítica, definida por lamelas de biotita levemente orientadas; C) Intercrescimento perítico, do tipo string e gotas e inclusões granulares de quartzo (*drop like*); D) Subgrãos de quartzo na forma de grãos médios individuais e contatos curvilíneos, denteados e lobados com minerais adjacentes.

6.1.2.8. Biotita sienogranito protomilonítico (LT-78)

Macroscopicamente esta rocha é inequigranular de cor cinza escuro com pontuações e bandas estreitas de cor preta, granulação grossa e aspecto estrutural anisótropo, dado por uma foliação espaçada, descontínua e irregular, composta mineralogicamente por feldspatos, quartzo e biotita (Fig. 6.9A).

Microscopicamente, apresenta textura protomilonítica com granulação grossa (Fig. 6.9B). Em termos modais consiste essencialmente de microclina (45,0%), quartzo (28,6%), plagioclásio (18,4%) e como fase varietal biotita (7,5%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos (0,4%), titanita, apatita e zircão. As fases minerais secundárias são representadas por argilominerais, sericita e clorita.

A microclina ocorre como cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Os cristais apresentam textura micrográfica, proporcionada pelo intercrescimento de quartzo em feldspato potássico, maclamento xadrez difuso, intercrescimento pertítico, do tipo filete (Fig. 6.9C) e inclusões granulares de quartzo (*drop like*) (Fig. 6.9D). Os cristais apresentam-se leve a moderadamente alterados para argilominerais.

O quartzo ocorre como cristais subédricos a anédricos. Em geral, exibem extinção ondulante, subgrãos e novos grãos, que por vezes, contornam cristais de biotita e microclina. As relações de contato entre seus cristais são em geral, onduladas, serrilhadas, retas até poligonais (Fig. 6.9E).

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Ocorre maclamento do tipo albita, porém não foi possível determinar a composição deste mineral, devido as maclas serem pouco nítidas. Além disso, algumas maclas estão levemente curvadas. Os cristais estão levemente alterados para sericita e moderadamente para argilominerais.

A biotita ocorre como cristais subédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= marrom escuro e X= amarelo esverdeado. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea. A fraca orientação das lamelas define uma foliação espaçada incipiente. As lamelas de biotita apresentam inclusões de zircão e apatita e estão associadas a cristais de titanita. Além disso, estão moderada a totalmente alteradas para clorita.

Os minerais opacos formam cristais subédricos em geral associados a biotita. A titanita forma cristais bipiramidais. O zircão forma cristais subédricos associados e inclusos na biotita. A apatita forma cristais subédricos inclusos na apatita.

Os argilominerais são produtos de alteração dos cristais de microclina. Os argilominerais, sericita, carbonato e epidoto secundário são os minerais produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita secundária é oriunda da alteração da biotita.

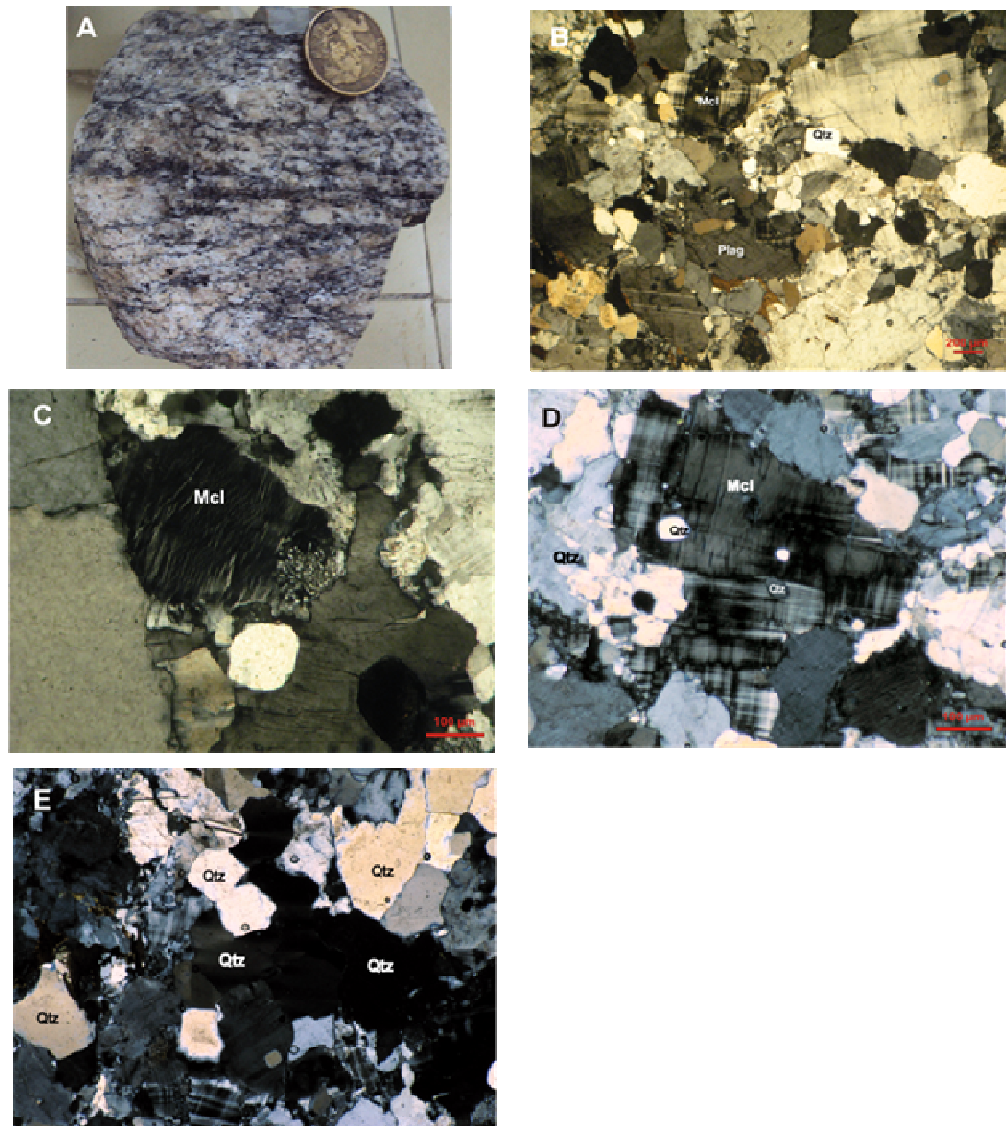


Fig. 6.9: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do sienogranito (LT-78). A) Aspecto macroscópico; B) Textura protomilonítica, definida por lamelas de biotita levemente orientadas; C) Intercrescimento perítico do tipo filete em cristais de microclina; D) Inclusões granulares de quartzo (*drop like*); E) Relações de contato dos cristais de quartzo em geral, onduladas, serrilhadas, retas até poligonais.

6.1.2.9. Biotita monzogranito (LT-79)

Macroscopicamente trata-se de uma rocha mesocrática, de cor cinza médio a esbranquiçado, textura fanerítica grossa, inequigranular e aspecto estrutural anisótropo, dado por uma foliação espaçada, no qual há uma alternância nas bandas de concentração dos minerais máficos, dado pela biotita, e félsicos, dado pelo quartzo e feldspato (Fig. 6.10A).

Microscopicamente, apresenta textura granular alotriomórfica de granulação grossa (Fig. 6.10C). Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (32,0%), microclina (29,4%), quartzo (27,4%) e biotita (10,7%). As principais fases acessórias primárias identificadas são minerais opacos, apatita, zircão e allanita (0,4%). Argilominerais, sericita, carbonato, clorita representam as fases minerais secundárias.

O plagioclásio forma cristais subédricos a anédricos. O contato com outras fases minerais ocorre em geral de forma retilínea a curva. Alguns cristais apresentam maclas deformacionais, no entanto, na maioria dos cristais não foi observado maclamento, devido às maclas estarem mascaradas pela alteração, o que impossibilita a determinação da composição deste mineral por meios ópticos. Os cristais estão fortemente alterados para argilominerais, sericita e carbonato.

A microclina forma cristais subédricos a anédricos. Desenvolve contatos curvilíneos, irregulares a retos com os minerais adjacentes. Observa-se intercrescimento pertítico, do tipo *string*, inclusões granulares de quartzo (*drop like*), textura micrográfica (Fig. 6.10D) e maclamento xadrez difuso (Fig. 6.10C). Os cristais estão moderadamente alterados para argilominerais.

O quartzo forma cristais individuais subédricos a anédricos. Em geral, exibem extinção ondulante (Fig. 6.10D), subgrãos e novos grãos que ocorrem como mosaicos policristalinos, cristais triturados e recristalizados em mosaicos de subgrãos. O contato entre os seus cristais ocorre em geral de forma curvilínea, reta e serrilhada, enquanto que com as demais fases minerais variam desde retos a curvos.

A biotita ocorre como cristais subédricos com forte pleocroísmo definido pelas seguintes absorções Z=Y= marrom escuro e X= amarelo creme. As lamelas estão fracamente orientadas, definindo uma foliação incipiente (Fig. 6.10B), por vezes contornando cristais de microclina, plagioclásio e quartzo. O contato com outras fases minerais em geral é retilíneo a irregular. Apresenta inclusões de apatita, epidoto e opacos e está moderadamente cloritizada.

Os minerais opacos formam cristais subédricos a anédricos. Possuem orientação concordante as lamelas de biotita. Ocorrem de forma intersticial e alguns cristais estão

sofrendo processo de oxidação. O zircão forma cristais de hábito bipiramidal, subédricos e inclusos na biotita. A allanita apresenta cor marrom, forma cristais subédricos, com zoneamentos concêntricos e inclusos na biotita.

Os argilominerais são produtos de alteração do feldspato potássico e plagioclásio, sericita e carbonato são produtos de alteração do plagioclásio, enquanto que a clorita é oriunda da alteração da biotita.

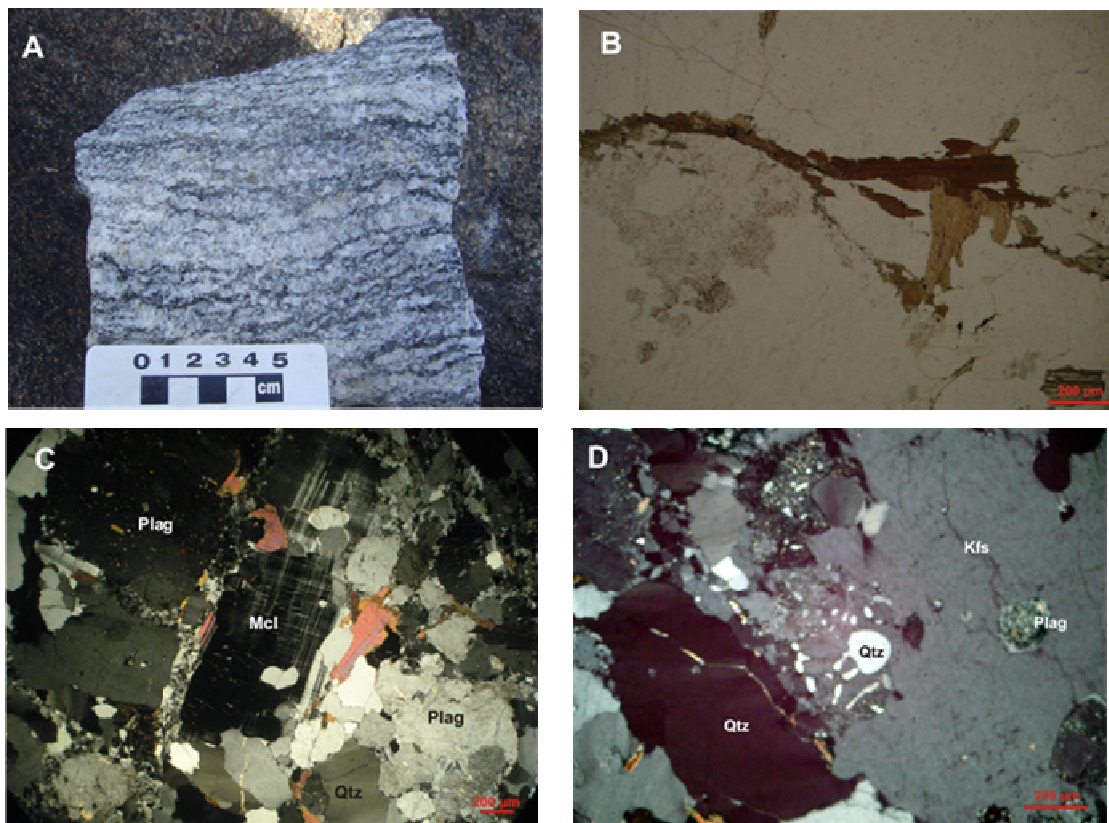


Fig. 6.10: Fotografia macroscópica e fotomicrografias do monzogranito (LT-79). A) Aspecto macroscópico; B) Biotita em luz natural, levemente orientada; C) Textura granular alotriomórfica, definida por cristais anédricos de plagioclásio, microclina e quartzo, sendo que os cristais de microclina apresentam maclamento xadrez difuso; D) Textura micrográfica e cristais individuais de quartzo com extinção ondulante.

6.2. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

6.2.1. Introdução

Os processos magmáticos, principalmente no que diz respeito à sua origem e evolução, são bastante complexos. Para tanto, são realizados estudos petrográficos e geoquímicos que visam o seu entendimento.

Os elementos maiores constituintes das rochas são Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P. Eles são os constituintes essenciais dos minerais formadores de rochas. As concentrações dos elementos maiores nas rochas e minerais silicáticos são geralmente representados em termos de percentagem em peso dos óxidos. Os elementos traços são representados na forma elementar em $\mu\text{g/g}$, ou seja, parte por milhão (ppm), sendo que aqueles elementos muito empobrecidos são representados em parte por bilhão (ppb).

Na construção de diagramas de variação, os elementos maiores são empregados em diagramas binários ou em diagramas ternários (triangulares). Tais diagramas procuram mostrar a interrelação entre os elementos de um conjunto de dados, visando a inferência de processos geoquímicos.

Os elementos traços estão em concentrações inferiores a 0,1% nas rochas, ou seja, menos que 1000 ppm. Os elementos traços são importantes, pois podem ser utilizados para discriminar os processos petrológicos melhor que os elementos maiores.

Os elementos terras raras (ETR) compreendem uma série de metais com número atômico entre 57 e 71 (La-Lu). As concentrações de ETR nas rochas são geralmente normalizadas em relação a um padrão de referência. Comumente são utilizados como referência os valores de concentração de meteoritos condríticos, porque esses meteoritos são considerados amostras relativamente não fracionadas do início do sistema solar.

O diagrama de multielementos é conhecido como diagrama de elementos incompatíveis ou diagrama da aranha (aranhograma). Esse diagrama é utilizado para representar diagramaticamente a geoquímica de rochas basálticas, embora seu uso tenha sido estendido às rochas ígneas félsicas e sedimentares. Para construir esse diagrama é necessário realizar inicialmente a normalização dos dados analíticos.

As composições químicas de rochas e minerais são convencionalmente apresentadas por petrólogos em dois formatos: tabelas de óxido e/ou concentrações de elementos e gráficos onde pontos representam as concentrações de constituintes químicos. Estes gráficos, chamados de diagramas de variação, mostram trends ou padrões nos dados químicos. Dados

modais podem também ser representados em diagramas de variação. Três tipos comuns de diagramas são usados por petrólogos: gráfico cartesiano de duas variáveis, diagrama triangular e diagramas normalizados.

O diagrama cartesiano melhor representa as concentrações absolutas de qualquer parâmetro composicional e é útil para interpretações quantitativas; O diagrama triangular apresenta mais um constituinte que pode ser representado em um gráfico cartesiano, mas não pode mostrar concentrações absolutas de três variáveis, apenas suas razões; isto é mais útil em representações de trends em suítes de variação de rochas, mas não pode ser usado para extrair qualquer informação quantitativa.

Numa tentativa de avaliar o grau de diferenciação dos magmas e a formação das rochas graníticas, o estudo é feito mediante diagramas de variação, tais como os diagramas de índices de fracionamento, como o de Maniar e Piccoli (1947), que dividem os granitos de uma forma simplificada em peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos. Diagrama de Sylvester (1989) que divide os granitos em cálcico-alcálicos e fortemente peraluminosos e granitos alcálicos; diagrama de ambientes geotectônicos (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984); diagrama determinantes de tipologia de granitóides (WHALEN, 1987) e diagramas ternários de Eby (1992) para caracterizar os granitóides tipo A e discriminar entre granitóides tipo A1 e A2.

6.2.2. Apresentação dos resultados

O estudo geoquímico foi desenvolvido a partir da análise dos elementos maiores, elementos terras raras e traços. Os resultados analíticos estão apresentados na tabela 4.

Os resultados das análises geoquímicas das nove amostras selecionadas (LT-101, LT-126, LT-127, LT-73, LT-74, LT-78, LT-79, CG-06, CG-07a) serão apresentados e discutidos juntamente com três amostras (ROB26a, ROB27 e INCRA) de Tavares (2009), devido estas apresentarem características geoquímicas específicas de granitos tipo A que deixaram dúvidas quanto ao contexto geodinâmico desses granitóides. Além disso, esses granitóides ocorrem junto com os granitos Sucuriju e Peraluminosos, intrusivos no *greenstonesbelts* da Serra do Navio.

6.2.2.1. Elementos maiores

Os tonalitos (LT-101, LT-126, CG-06, CG-07a) e granodiorito (LT-127) das unidades de Tonalito São Antônio e granitóides cálcio-alcálicos apresentam teores de sílica variando entre 57,81 e 68,94%, conteúdos moderados de TiO_2 (0,51 – 0,80%), MgO (1,63 – 3,11%), CaO (1,48 – 7,17%) e Al_2O_3 (12,77 – 17,94%). Possuem conteúdos de K_2O (0,22 – 2,56%) sempre inferiores aos conteúdos de Na_2O (2,59 - 4,32%) com as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sempre inferiores a 1, situando-se entre 0,05 e 0,86%.

Os monzogranitos (LT-79, LT-74) e sienogranito (LT-78, LT-73) exibem conteúdo de sílica entre 70,16 e 72,98%, teores baixos de TiO_2 (0,17 - 0,37%), Al_2O_3 (13,66 - 14,06%), MgO (0,23 - 1,27%), CaO (0,86 - 2,18%) e P_2O_5 (0,05 - 0,12%). Seus teores de K_2O (2,58 - 6,44%) são relativamente superiores aos conteúdos de Na_2O (2,32 - 3,87%), no qual as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são sempre superiores a 1, situando-se entre 1,5 e 2,77%.

A composição normativa dos granitóides em termos de albita, anortita e ortoclásio foi lançada no diagrama Ab-Na-Or, segundo Barker (1979). Neste diagrama as rochas concentram-se em sua maioria no campo dos granitos, com exceção das amostras CG-07a, LT-127 e LT-126 que se encontram no campo dos granodioritos e da amostra LT-101 que se encontra no campo dos tonalitos (Fig. 6.11). No diagrama a seguir, as amostras apresentam em geral um trend cálcio-alcálico e não trondjhemítico.

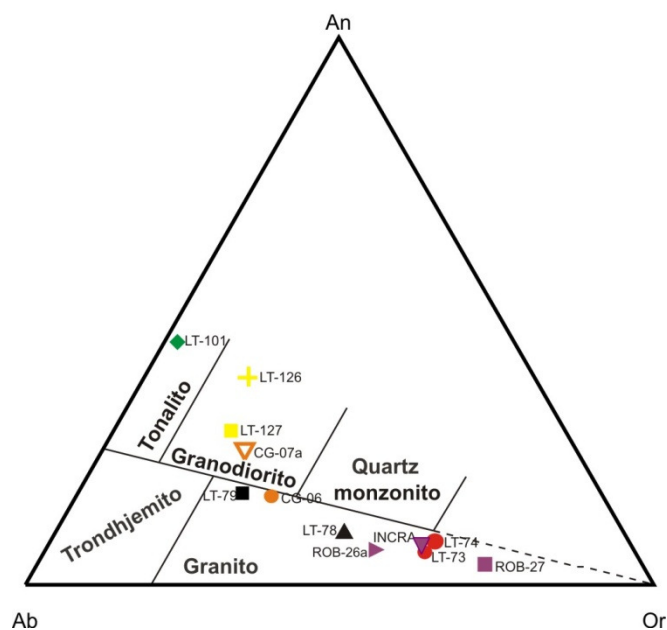


Fig. 6.11: Diagrama Ab-Na-Or segundo Barker (1979) para os granitóides estudados, onde observa-se uma predominância pelo campo dos granitos, com exceções de algumas amostras para o campo dos granodioritos (LT-127, LT-126, CG-07a) e tonalitos (LT-101).

Tab. 4: Análise química dos elementos maiores e traços dos litotipos presentes na região central do Amapá.

Litologia	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito
Amostras	LT-101	LT-126	LT-127	CG-06	CG-07A	LT-73	LT-74	LT-78	LT-79
SiO₂	57,81	62,09	65,78	68,94	61,77	72,98	72,31	74,64	70,16
TiO₂	0,8	0,67	0,51	0,64	0,75	0,17	0,18	0,38	0,37
Al₂O₃	17,94	16,92	16,39	12,77	17,37	14,06	13,66	11,93	13,93
Fe₂O₃	7,74	5,52	4,49	6,98	5,24	2,02	2,47	3,92	4,26
MnO	0,12	0,07	0,07	0,17	0,07	0,02	0,02	0,06	0,06
MgO	3,11	2,23	1,63	2,31	1,82	0,23	0,27	0,18	1,27
CaO	7,17	5,46	3,88	1,48	4,15	0,86	1,04	1,08	2,18
Na₂O	4,24	3,59	4,04	2,59	4,32	2,41	2,32	2,84	3,87
K₂O	0,22	1,80	1,99	2,22	2,56	6,33	6,44	4,26	2,58
P₂O₅	0,196	0,30	0,23	0,06	0,50	0,06	0,05	0,05	0,12
Cr₂O₃	0,005	0,004	<0,002	0,030	0,005	<0,002	<0,002	<0,002	0,005
LOI	0,5	0,9	0,7	1,6	1,0	0,7	1,1	0,3	1,0
Ni	40	13,1	9,8	77,9	20,9	7,0	2,6	1,8	18,8
Ba	142	1303	915	598	1037	298	370	1346	508
Rb	2,5	54,4	131,2	97,4	149,6	262,0	257,6	139,8	139,2
Sr	539,4	997,2	603,0	205,0	749,7	58,0	66,0	130,1	261,7
Zr	135,2	249,4	218,5	150,7	553,6	135,2	156,0	451,8	145,4
Nb	6,8	5,0	6,8	8,7	10,0	14,9	12,9	24,5	10,0
Y	18,8	12,4	13,6	23,9	15,6	10,4	10,0	51,3	7,4
Ta	0,3	0,2	0,6	0,6	0,4	1,0	0,4	1,0	0,6
U	<0,1	0,8	1,8	2,0	1,5	19,9	11,0	2,0	1,9
Ni	17,1	21	<20	86	25	<20	<20	<20	21
Cs	0,1	0,9	2,9	3,1	1,8	3,1	1,9	1,8	2,9
Ga	19,9	21,2	18,8	12,9	21,3	18,7	17,1	20,3	17,5
Hf	3,4	6,5	5,4	4,5	12,9	4,6	5,9	12,3	4,1
Th	<0,2	3,6	9,9	8,3	41,8	43,6	48,1	23,4	16,8
Co	22,1	16,1	15,0	29,7	23,1	8,6	10,4	8,8	17,1
Sc	40	8	7	18	2	2,0	2,0	6	6
V	128	79	61	107	87	<8	<8	<8	33
Cu	16,9	7,0	22,8	55,6	32,8	4,1	15,6	3,8	18,0
Pb	0,3	6,6	5,1	8,5	40,7	26,8	29,3	21,6	9,6
Zn	30	71	62	61	78	37	43	77	60
W	<0,5	33,5	44,1	45,2	60,2	52,5	71,2	48,4	74,8
Mo	<0,1	0,5	0,8	1,1	0,6	1,3	0,8	0,4	0,5
La	11,3	31,8	52,3	28,2	132,3	50,0	57,4	122,8	43,4
Ce	25,2	65,6	100,1	58,5	232,9	121,1	129,9	252,7	80,5
Pr	4,69	7,87	10,47	6,78	23,33	12,95	14,64	27,14	8,26
Nd	19	32,8	38,2	25,2	77,8	46,7	53,7	101,9	27,3
Sm	4,33	5,39	5,20	4,28	8,62	8,51	9,99	15,88	3,86
Eu	1,36	1,74	1,30	1,01	1,48	0,55	0,57	2,25	0,95
Gd	3,89	4,13	4,02	3,77	5,63	5,46	6,58	12,98	2,64
Tb	0,66	0,55	0,53	0,64	0,64	0,71	0,78	1,99	0,33

Dy	3,57	2,44	2,61	3,75	2,79	2,65	2,80	10,46	1,53
Ho	0,65	0,43	0,44	0,88	0,45	0,35	0,30	1,88	0,24
Er	1,84	1,16	1,08	2,62	1,21	0,60	0,56	4,92	0,59
Tm	0,31	0,17	0,16	0,39	0,16	0,07	0,06	0,66	0,08
Yb	1,8	1,00	1,05	2,36	0,91	0,40	0,40	4,17	0,42
Lu	0,27	0,13	0,14	0,39	0,13	0,05	0,05	0,55	0,06

Com relação ao diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), as amostras dos granitóides cálcio-alcálicos se localizam no campo das séries cálcio-alcálicas, sendo que uma amostra (CG-07a) está localizada no campo das séries cálcio-alcálicas com alto potássio. As amostras dos granitos peraluminosos (LT-73 e LT-74) e os granitóides de Tavares (2009) se localizam no campo das séries shoshoníticas, enquanto que uma amostra do granito Sucuriçu (LT-78) se localizou no campo das séries cálcio-alcálicas com alto teor de potássio e a outra amostra (LT-79) está localizada no campo das séries cálcio-alcálicas. A amostra (LT-101) do Tonalito Santo Antônio foi a única a se localizar no campo das séries toleíticas, apresentando baixíssimos valores de K_2O (Fig. 6.12).

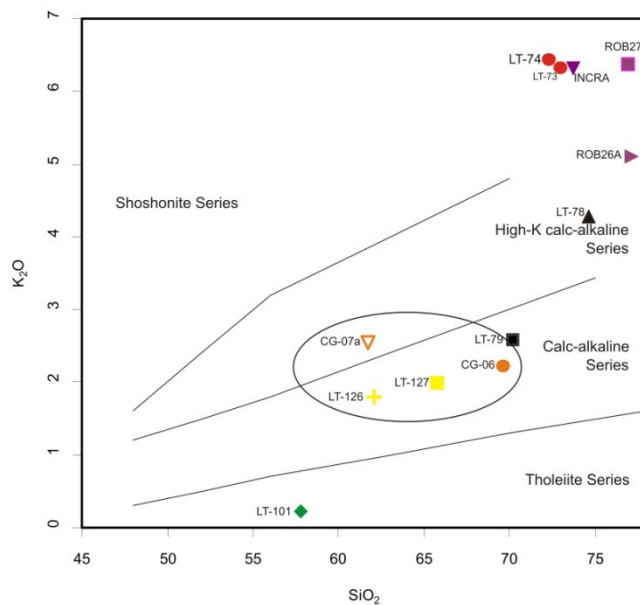


Fig. 6.12: Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO_2 vs K_2O (Peccerillo; Taylor, 1976).

Com relação ao Índice de Saturação em Alumina – ISA (Fig. 6.13), os granitóides são fraca a moderadamente peraluminosos, com valores de A/CNK variando de 1,0 a 1,36, com exceção de duas amostras (LT-101, LT-126), que se posicionaram no campo metaluminoso, com razão A/CNK variando de 0,89 a 0,95.

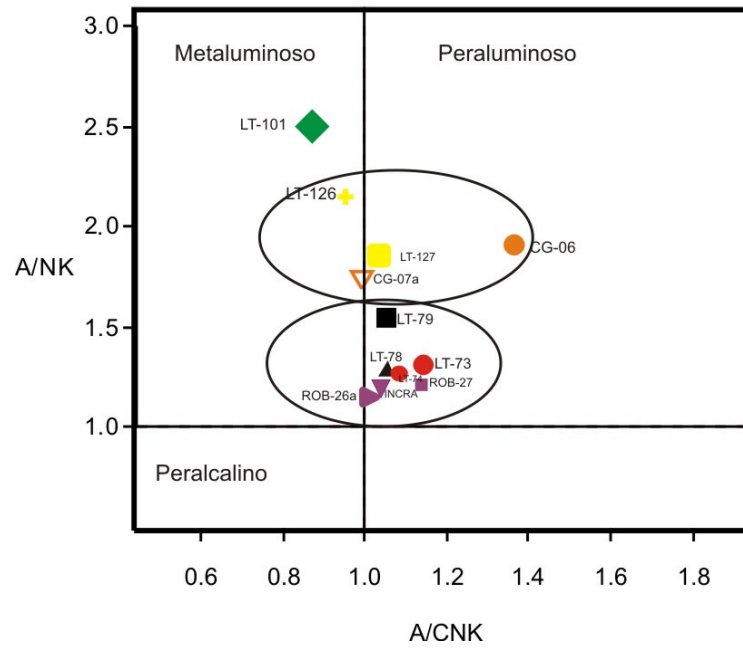


Fig. 6.13: Diagrama A/NK versus A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) para os granitóides estudados.

Quando lançadas no diagrama de Sylvester (1989), as amostras (LT-79, LT-126, LT-127, LT-101, CG-07a), agrupam-se no campo das rochas cálcio-alcálicas fortemente peraluminosas, enquanto que as amostras (LT-73, LT-74, LT-78, CG-06) estão inseridas no campo das alcálicas, próximo ao limite com as rochas cálcio-alcálicas fortemente peraluminosas (Fig. 6.14).

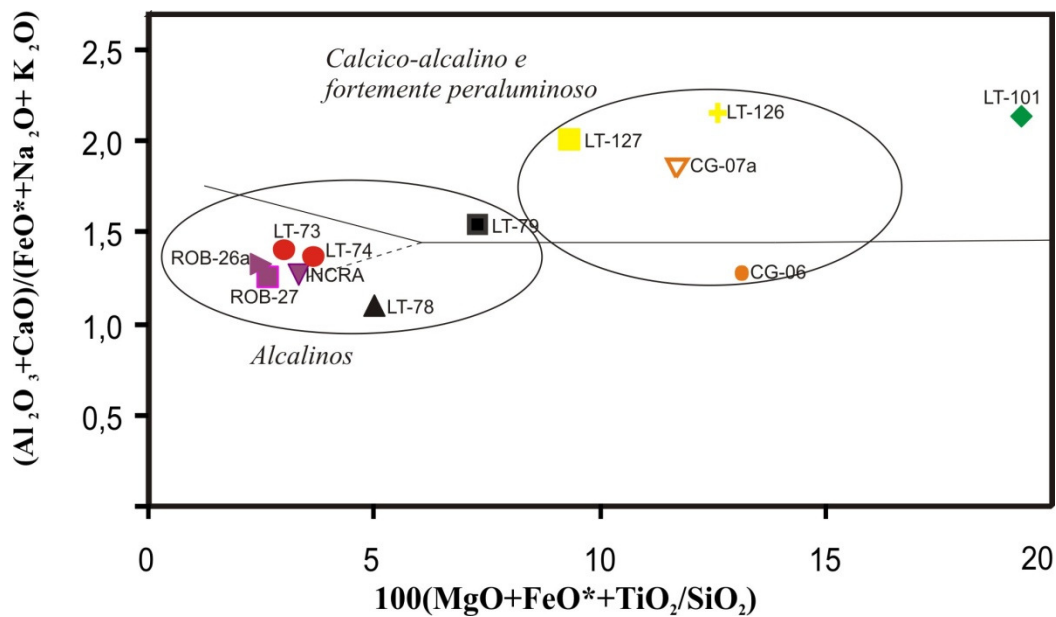


Fig. 6.14: Diagrama de Sylvester (1989) para os granitóides estudados.

6.2.2.2. Elementos terras raras

Através da análise do comportamento dos padrões de ETR, foi individualizado dois grupos de granitóides a serem descritos abaixo (Fig. 6.15).

O primeiro grupo (Fig. 6.15A) é constituído pelas amostras LT-126, LT-127, CG-06, CG-07A (granitóides cálcio-alcálicos) e LT-101 (Tonalito Santo Antônio). Nas primeiras amostras observa-se um enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), com teores entre 4,28 e 232,9 ppm, sendo estes intensamente fracionados, e os elementos terras raras pesados (ETRP) são pouco fracionados, situando-se entre 0,16 e 5,63 ppm. Estas amostras possuem baixa anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,21$ a $0,36$). A amostra LT-101, na qual observa-se um baixo fracionamento tanto em ETRL, com teores entre 4,33 e 25,2 ppm, quanto em ETRP, com teores entre 0,31 e 3,8 ppm, também não apresenta anomalia de Eu e possui os teores mais baixos de ETRL quando comparados com as demais amostras.

O Segundo grupo (Fig. 6.15B) é constituído pelas amostras LT-73 e LT-74 (Granitos peraluminosos), LT-78 e LT-79 (Granitos Sucuriçu) e ROB26A, ROB-27 e INCRA (Tavares, 2009). As amostras LT-73 e LT-74, apresentaram um enriquecimento em ETRL, com teores entre 8,51 e 129,9 ppm, sendo estes intensamente fracionados, e os ETRP pouco fracionados, com teores entre 0,06 e 6,58 ppm. Este grupo de amostras possui uma moderada anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,07$ a $0,08$). As amostras LT-78 e LT-79, apresentaram um enriquecimento em ETRL, com teores entre 3,86 e 252,7 ppm, sendo estes intensamente fracionados, e os ETRP pouco fracionados, com teores entre 0,08 e 12,98 ppm. A amostra LT-78 também possui uma moderada anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,15$), enquanto que a amostra LT-79 não possui anomalia de Eu e apresenta os valores mais baixos tanto de ETRL quanto ETRP quando comparados com as demais amostras. Nas amostras ROB-26A, ROB-27, INCRA, observa-se um enriquecimento em ETRL, sendo intensamente fracionados, e os ETRP são pouco fracionados, no qual a amostra ROB27 apresentou os teores mais altos de ETRL quando comparados com as demais amostras. Este grupo de granitóides mostra um padrão de distribuição dos ETR tipo “gaviota” e possuem uma forte anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,003$ a $0,02$), sendo que a amostra ROB26A possui os teores mais baixos de Eu.

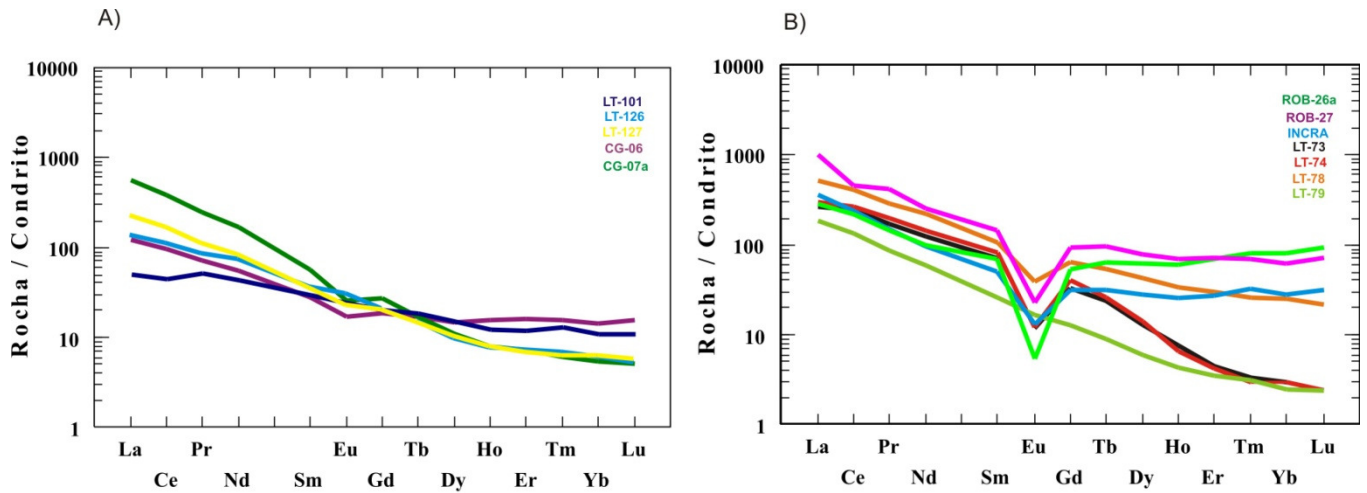


Fig. 6.15: Diagramas de padrões de ETR normalizados para o condrito de Evensen (1978). A partir do qual foram individualizados dois grupos de granitóides.

Nos diagramas **multielementos** foram observadas diferenças entre as amostras dos granitóides cálcio-alcálicos e Tonalito Santo Antônio com relação aos granitos Sucuriçu e Peraluminosos, bem como os granitóides de Tavares (2009). Assim, as amostras foram divididas em dois grupos distintos, sendo o grupo das rochas tonalíticas/granodioríticas (granitóides cálcio-alcálicos e Tonalito Santo Antônio) e das rochas sieno/monzograníticas (granitos Sucuriçu, Peraluminosos e granitóides de Tavares).

No primeiro grupo (Fig. 6.16A), as amostras referentes aos granitóides cálcio-alcálicos (LT-126, LT-127, CG-06 e CG-07a) em geral, apresentam valores altos para os elementos Rb, Th, La, Nd, Zr e Gd, no qual a amostra CG-07a apresenta os valores mais altos para estes elementos e a amostra LT-126 os valores mais altos para os elementos Ba e Sr. Estas amostras apresentam valores mais baixos para os elementos Nb, Ta, Sr, Ti e Y. A amostra LT-126 apresentou os valores mais baixos para o elemento Ta e Y, enquanto que a amostra LT-127 o valor mais baixo para Ti. A amostra (LT-101) referente ao Tonalito Santo Antônio se destaca nesse diagrama, se distinguindo claramente das demais, no qual apresenta valores mais baixos para os elementos Rb, Ba, Th, U, K, La e Ce.

No segundo grupo (Fig. 6.16B), as amostras de Tavares (ROB26A, ROB27 e INCRA) em geral, apresentam valores muito baixos para Ba, Sr, Ti, sendo que para estes elementos a amostra ROB26a apresenta os valores mais baixos. As três amostras apresentam os valores mais altos para os elementos Rb e Th, sendo que a amostra ROB26a apresenta o valor mais alto para o Ta e a amostra ROB27 apresenta os valores mais altos para os elementos La, Nd, Gd e Y. As amostras referentes aos granitóides peraluminosos (LT-73 e LT-74) apresentam

em geral um padrão similar para todos os elementos, exibindo apenas valor mais baixo de Ta para a amostra LT-74. As amostras referentes ao Granito Sucuriçu (LT-78 e LT-79) apresentam um padrão ligeiramente similar as demais amostras, porém a amostra LT-78 apresenta os valores mais altos para os elementos Ba e Zr, enquanto que a amostra LT-79 apresenta os valores mais baixos para os elementos Rb, Th, Nb, K, La, Ce, Nd, Sm, Gd e Y.

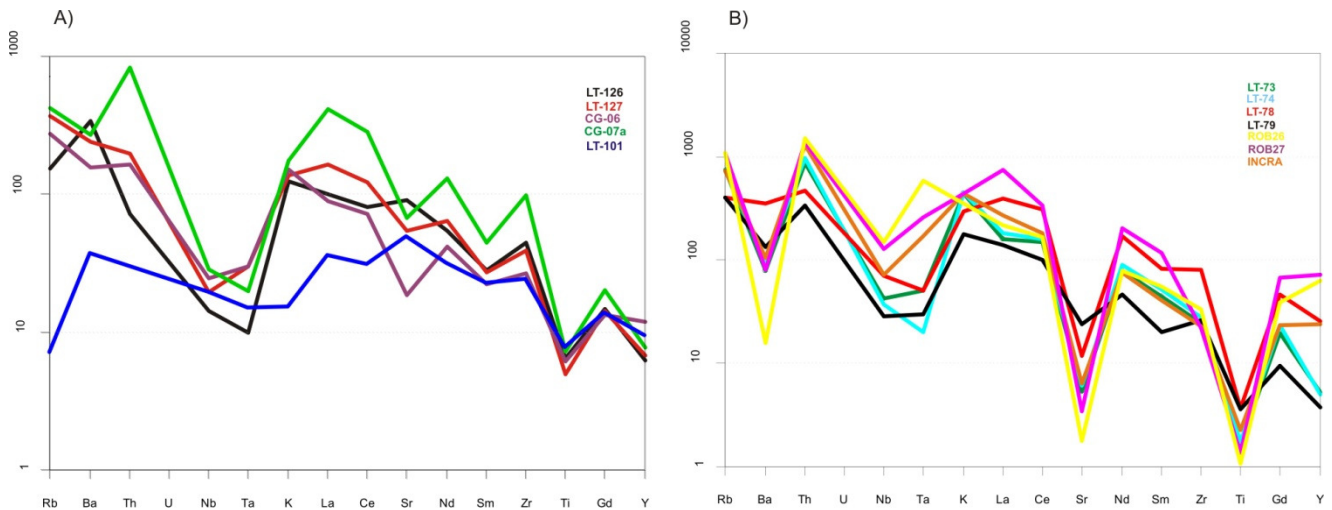


Fig. 6.16: Diagrama multielementar normalizado para os condritos (SUN, 1980), a partir do qual foram individualizados dois grupos.

6.2.2.3. Elementos traço

Nos diagramas discriminantes Rb vs (Y+Nb) e Y vs Nb (Fig. 6.17 e 6.18) de Pearce, Harris e Tindle (1984), os granitóides estudados se localizam no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG), no caso das amostras LT-126, LT-127, LT-79, LT-101, CG-06, CG-07a, no campo dos granitos sin-colisionais (Syn-COLG), no caso das amostras LT-73 e LT-74, e no campo dos granitos intraplaca (WPG), no caso da amostra LT-78. Este método de determinação de ambiente tectônico não é, por si só, eficiente, diversos autores demonstram que existem ambigüidades, entre assinaturas geoquímicas e ambiente tectônico de formação das rochas em estudo, deve ser realizada em conjunto com outros tipos de informações geológicas.

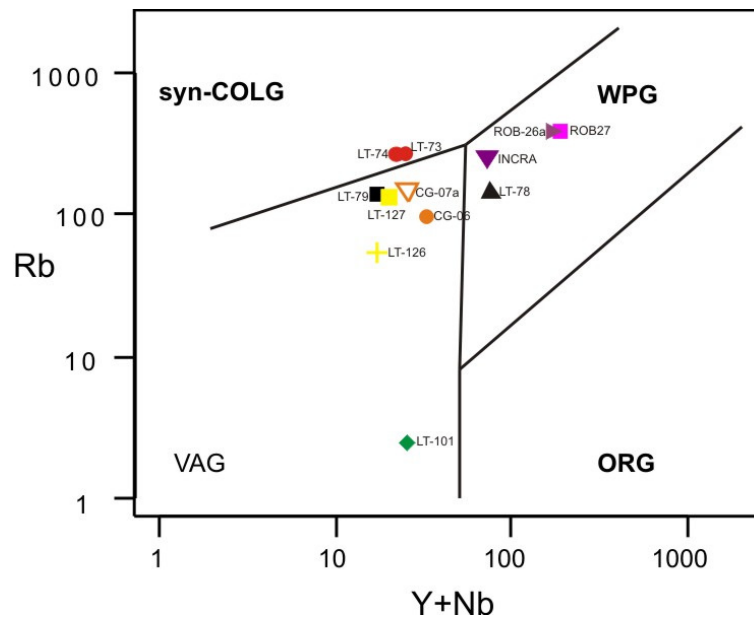


Fig. 6.17: Diagrama Rb vs Y+Nb de Pearce, Harris e Tindle (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos granitóides estudados.

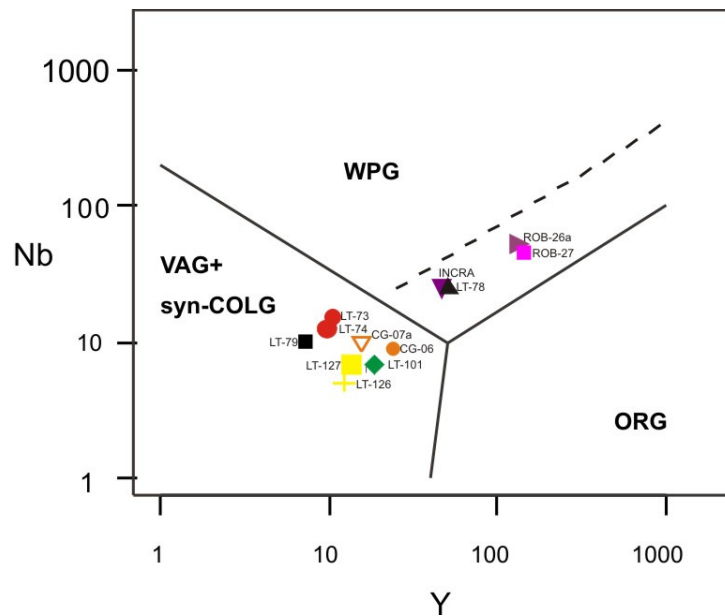


Fig. 6.18: Diagrama Nb versus Y de Pearce, Harris e Tindle (1984) para discriminação de ambiente tectônico aplicado aos granitóides estudados.

Whalen (1987) desenvolveu diagramas que utilizam elementos traços e elementos maiores para a determinação da tipologia de granitóides, entre eles o K_2O+Na_2O vs Ga/Al e o K_2O+Na_2O/CaO vs Ga/Al . Nestes diagramas, as amostras LT-101, LT-79, LT-126, LT-127, CG-06, CG-07a incidem predominantemente no campo dos granitos Tipo I fracionado, enquanto que as amostras LT-73, LT-74 e LT-78 incidem no campo dos Granitos Tipo A.

Nos diagramas FeOt/MgO vs $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ e $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ vs $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$, as amostras (LT-101, LT-126, LT-73, LT-74, LT-79, CG-06, CG-07a) plotaram predominantemente no campo dos Granitos Tipo I, enquanto que as amostras LT-78 e CG-07a plotaram no campo dos Granitos Tipo A (Fig. 6.19A, B, C, D).

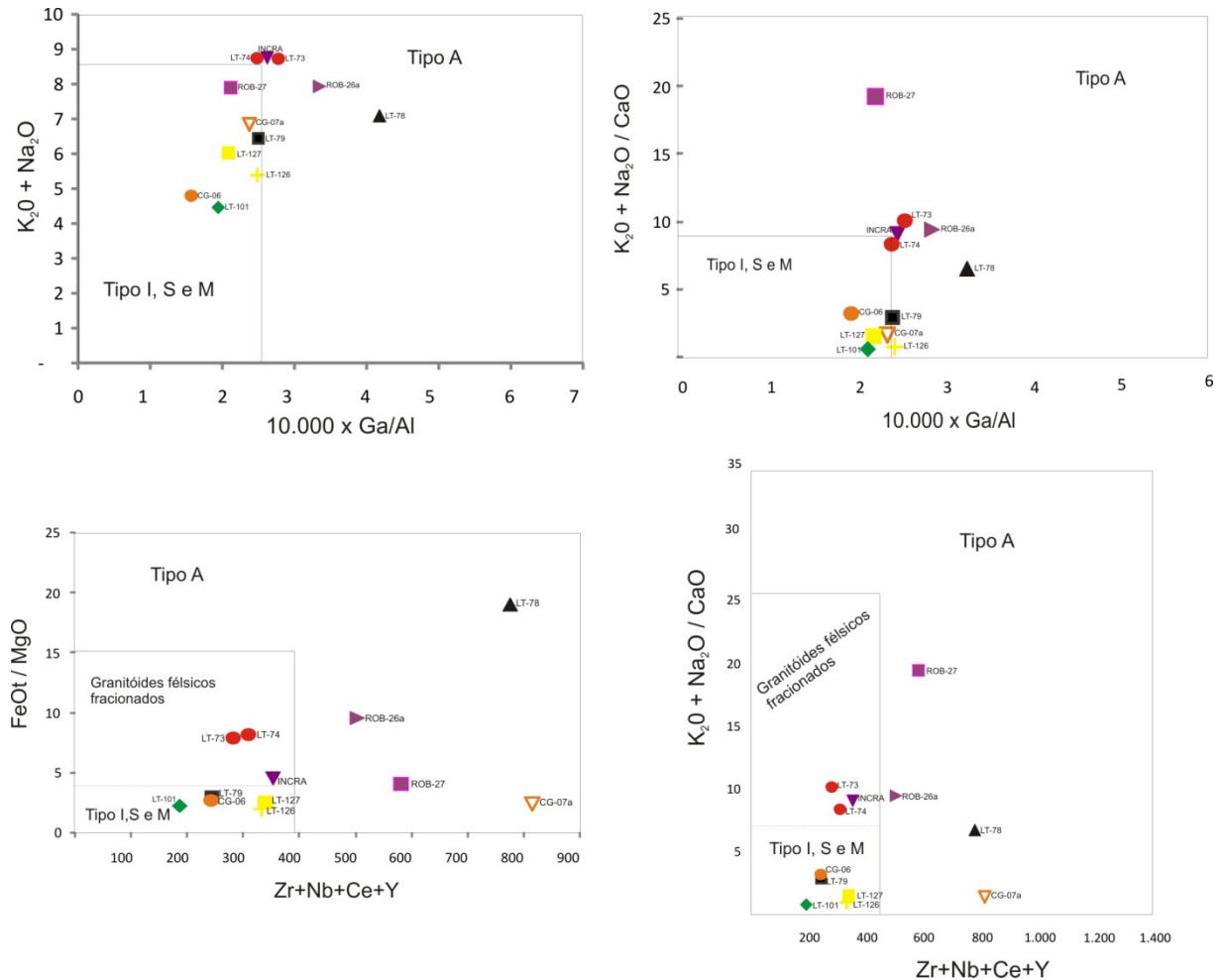


Fig. 6.19A, B, C, D: Diagramas de Whalen (1987) para distinção entre granitos Tipo A, I, S, M aplicado aos granitoides estudados.

Os granitóides do Tipo A, ROB-27, INCRA, ROB-26a, LT-78 e CG-07a, foram lançados nos diagramas triangulares de Eby (1992), concentrando-se no campo dos granitos Tipo A₂ (Figuras 6.20A e B).

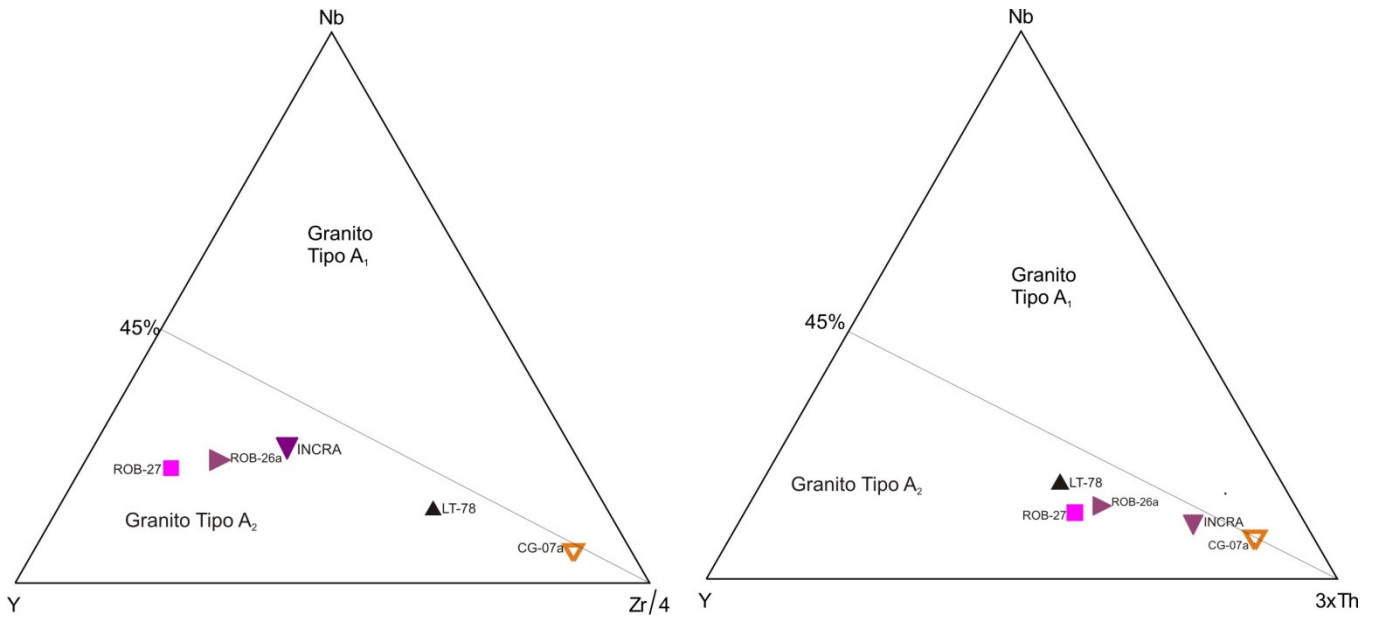


Fig. 6.20: Diagrama de discriminação entre granitóides Tipo A₁ e A₂ de Eby (1992).

6.3. ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

6.3.1. Introdução

Para o desenvolvimento do estudo geocronológico acerca da região investigada foram selecionadas cinco amostras, sendo três tonalitos (LT-101, LT-126 e CG-07a) e dois monzogranitos (LT-74 e LT-79) para análises pelo método Pb-Pb em zircão.

Os cristais de zircão do tonalito (**LT-101**) apresentam formas subautomórficas e constituem uma população relativamente homogênea. São geralmente alongados, exibindo prismas bem desenvolvidos, com poucas fraturas e inclusões e não apresentam sinais de metamictização (Fig. 6.21). Para a realização desse estudo, foram selecionados treze cristais de zircão a partir da fração granulométrica 180-125 μ m, fotografados na objetiva de 10x.

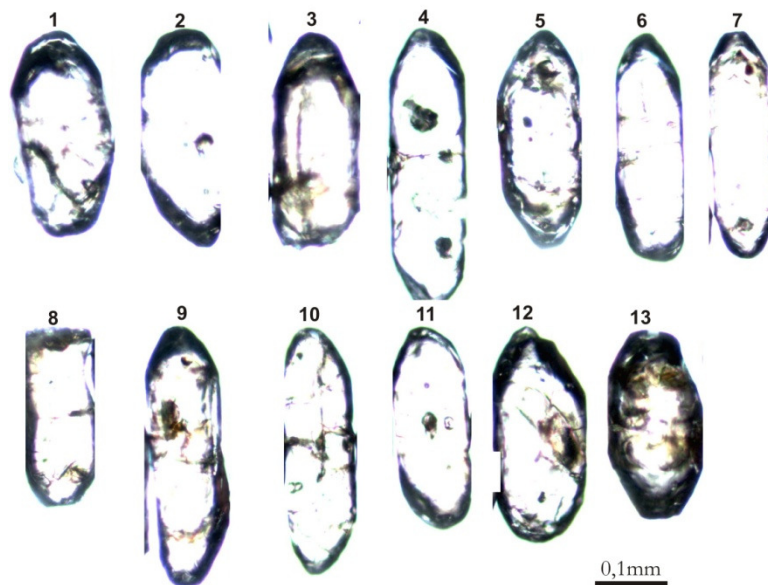


Fig. 6.21: Fotomicrografias de cristais de zircão do tonalito (LT-101) com aumento de 10x, obtidos das frações granulométricas 180-125 μ m.

Os cristais de zircão do tonalito (LT-126), como no caso dos cristais da amostra precedente, apresentam uma forma subautomórfica e constituem uma população relativamente homogênea. São geralmente alongados, exibindo prismas bem desenvolvidos. Por outro lado possuem algumas fraturas, inclusões e sinais de metamictização (Fig. 6.22). Para a datação Pb-Pb, foram selecionados quinze cristais de zircão a partir da fração granulométrica 180-125 μm , todos fotografados na objetiva de 5x.

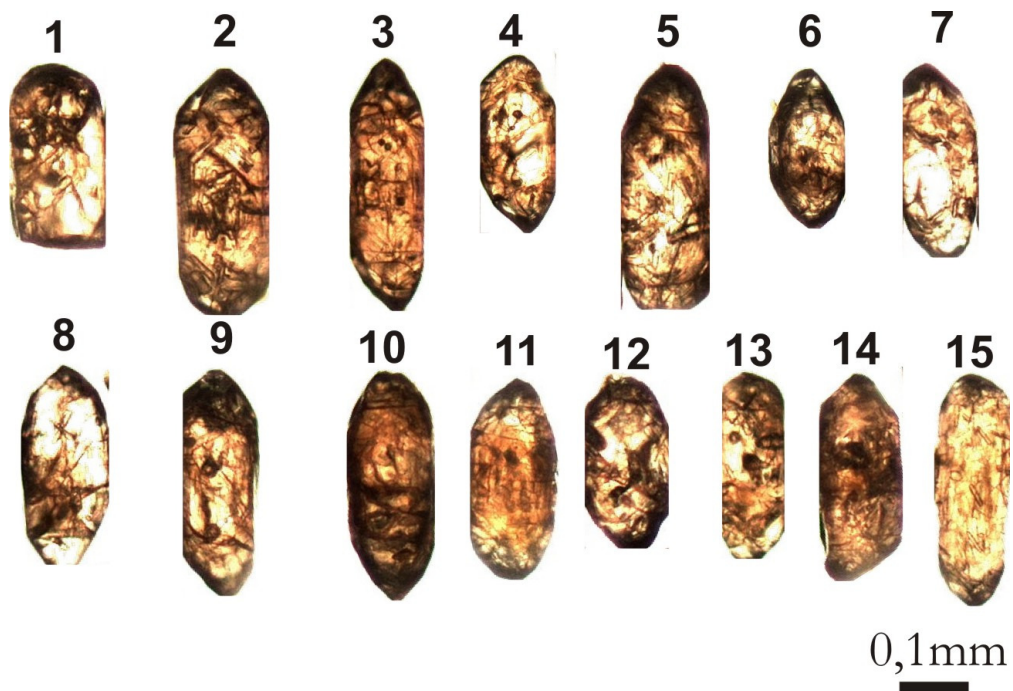


Fig. 6.22: Fotomicrografias de cristais de zircão do tonalito (LT-126) com aumento de 5x, obtidos das frações granulométricas 180-125 μm .

Os cristais de zircão da terceira amostra de tonalito (CG-07a) apresentam formas subautomórficas a xenomórficas e constituem uma população relativamente homogênea. São alongados, com prismas bem desenvolvidos e algumas pirâmides desgastadas. A maioria apresenta fraturas, inclusões e sinais de metamictização (Fig. 6.23). Para a realização desse estudo, foram selecionados vinte cristais de zircão a partir das frações granulométricas 180-125 μm e 250-180 μm , todos fotografados na objetiva de 5x. Como nas primeiras análises observou-se que colocando apenas um cristal no filamento, o sinal de Pb, por vezes, era insuficiente para a análise, foi necessário introduzir dois ou três cristais em um mesmo filamento para garantir sinal de Pb no espectrômetro de massa.

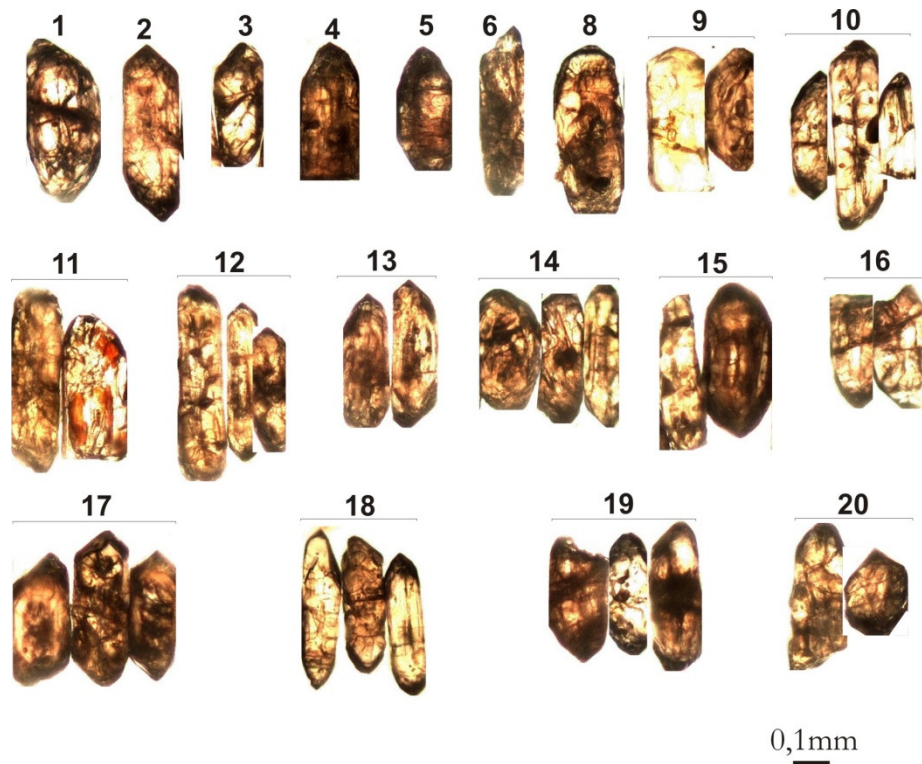


Fig. 6.23: Fotomicrografias de cristais de zircão do tonalito (CG-07a) com aumento de 5x, obtidos das frações granulométricas 180-125 μm e 250-180 μm .

Os cristais de zircão do monzogranito (LT-74) apresentam formas xenomórficas a subautomórficas e constituem uma população heterogênea tanto na forma quanto no tamanho. São alongados a curtos, com prismas relativamente desenvolvidos e pirâmides desgastadas. A maioria apresenta fraturas, inclusões e sinais de metamictização (Fig. 6.24). Para a realização desse estudo, foram selecionados vinte e nove cristais de zircão a partir da fração granulométrica 180-125 μm , em que 13 cristais (n° 1 ao 13) foram fotografados na objetiva de 10x, enquanto que 16 cristais (n° 14 ao 29) foram fotografados na objetiva de 5x. Em vários casos, foi necessário introduzir dois ou três cristais em um mesmo filamento para garantir sinal de Pb no espectrômetro de massa.

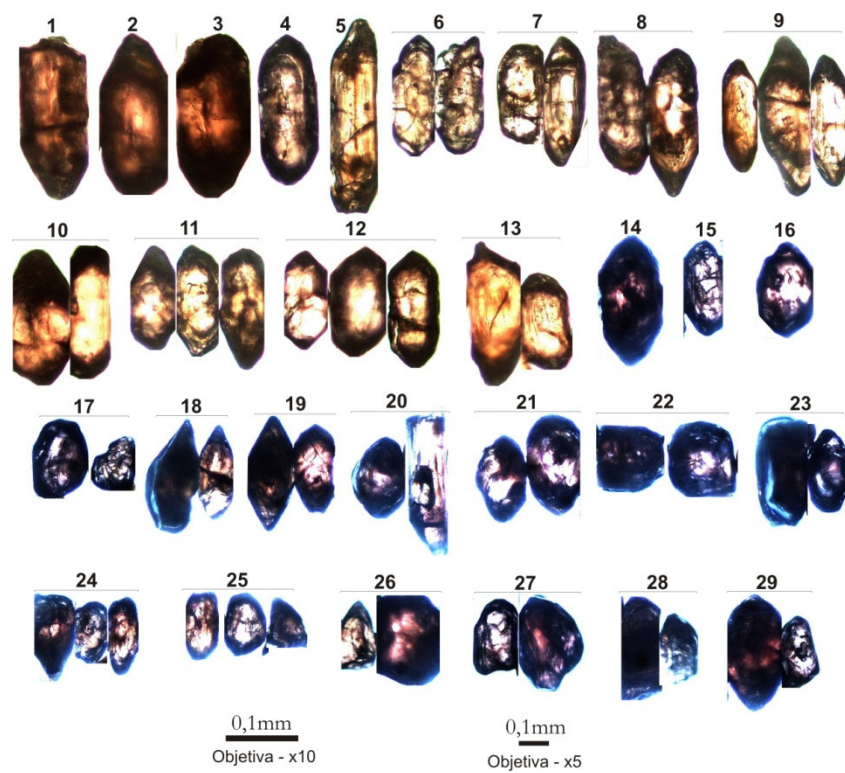


Fig. 6.24: Fotomicrografias de cristais de zircão do monzogranito (LT-74) com aumento de 10x e 5x, obtidos das frações granulométricas 180-125 μm .

No caso da amostra de monzogranito (LT-79), os cristais de zircão apresentam formas subautomórficas e constituem uma população relativamente homogênea. São alongados a curtos, com prismas bem desenvolvidos e pirâmides desgastadas. A maioria apresenta fraturas, inclusões e sinais de metamictização, entretanto alguns cristais são límpidos, com fracos indícios de metamictização (Fig. 6.25). Para a análise geocronológica, foram selecionados quarenta e cinco cristais de zircão a partir das frações granulométricas 180-125 μm e 250-180 μm , em que 21 cristais (n° 1 ao 21) foram fotografados na objetiva de 10x, enquanto que 24 (n° 24 ao 45) foram fotografados na objetiva de 5x. Como na amostra precedente, em alguns casos, foi necessário introduzir dois ou três cristais em um mesmo filamento para garantir sinal de Pb no espectrômetro de massa.



Fig. 6.25: Fotomicrografias de cristais de zircão da amostra de monzogranito (LT-79) com aumento de 10x e 5x, obtidos das frações granulométricas 180-125 μm e 250-180 μm .

6.3.2. Apresentação dos resultados isotópicos

Os resultados analíticos obtidos para as populações de zircão das cinco amostras são apresentados na tabela 5. Nessa tabela, são apresentadas as razões isotópicas obtidas em cada etapa de aquecimento e a temperatura da etapa. Os resultados são fornecidos com 2σ de desvio padrão. A idade de um cristal de zircão representa a média das idades das etapas, quando várias fornecem uma idade similar dentro do erro.

Tab. 5: Resultados isotópicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão das cinco amostras analisadas (LT-101, LT-126, LT-74, LT-79, CG-7A).

Zircão	T (°C)	Razões	206Pb/ 204Pb	(208Pb/ 206Pb) _c	2σ	207Pb/ 206Pb	2σ	(207Pb/ 206Pb) _c	2σ	Idade Ma (etapas)	Idade Ma (zircão)
Hornblenda tonalito - LT-101											
LT101/1	1450	38	35714	0,11164	0,00035	0,14307	0,00024	0,14273	0,00022	2261 ± 3	2261 ± 3
LT101/2	*1450	8	> 1000000	0,09489	0,00057	0,14441	0,00035	0,14441	0,00035	2281 ± 4	
	1500	34	52632	0,10548	0,00129	0,1429	0,00018	0,14266	0,00018	2260 ± 2	
	1550	26	41667	0,11246	0,00065	0,14335	0,00044	0,14315	0,00034	2266 ± 4	2261 ± 5
LT101/3	*1450	20	5348	0,09578	0,00270	0,14421	0,00156	0,14188	0,00099	2251 ± 12	
	1500	28	23809	0,11640	0,00093	0,14335	0,00018	0,14279	0,00017	2262 ± 2	
	1550	38	20833	0,11988	0,00084	0,14343	0,00057	0,14291	0,00061	2263 ± 7	2262 ± 2
LT101/4	#1450	14	1027	0,08524	0,00219	0,15436	0,00058	0,14159	0,00101	2247 ± 12	
	1450	28	34483	0,10016	0,00064	0,14309	0,00021	0,14271	0,00022	2261 ± 3	2261 ± 3
	*1550	8	7299	0,12755	0,00117	0,14397	0,00063	0,14220	0,00075	2254 ± 9	
LT101/5	1450	28	5587	0,11113	0,00055	0,14463	0,00035	0,14217	0,00027	2254 ± 3	
	1500	36	21739	0,12913	0,00065	0,14326	0,00042	0,14272	0,00041	2261 ± 5	2259 ± 3
LT101/6	1500	34	41668	0,10863	0,00040	0,1434	0,00023	0,14306	0,00024	2265 ± 3	2265 ± 3
	*1550	6	> 1000000	0,15290	0,00960	0,14174	0,00051	0,14174	0,00051	2249 ± 6	
LT101/7	*1500	8	37037	0,08911	0,00219	0,14126	0,00036	0,14090	0,00057	2239 ± 7	
	*1550	4	> 1000000	0,11315	0,00394	0,13399	0,00125	0,13399	0,00125	2151 ± 16	
LT101/8	*1450	4	3378	0,08433	0,00231	0,1445	0,00036	0,14066	0,00070	2236 ± 9	
	*1500	38	16129	0,10341	0,00061	0,14246	0,00037	0,14170	0,00033	2248 ± 4	
LT101/9	*1450	40	8064	0,08735	0,00302	0,14227	0,00021	0,14041	0,00072	2233 ± 9	
	*1500	34	10638	0,11984	0,00199	0,14293	0,00054	0,14188	0,00019	2250 ± 2	
LT101/10	1450	24	14706	0,10957	0,00113	0,14461	0,00172	0,14290	0,00040	2263 ± 5	
	1500	24	14925	0,11014	0,00821	0,14313	0,00046	0,14248	0,00069	2258 ± 8	2262 ± 5
LT101/11	1450	34	28571	0,11117	0,00033	0,14318	0,0003	0,14275	0,00028	2261 ± 3	
	1500	40	125000	0,12178	0,00034	0,1433	0,00038	0,14323	0,00038	2267 ± 5	
	1550	34	66667	0,11854	0,00063	0,14348	0,00022	0,14336	0,00029	2269 ± 4	2265 ± 5 z
LT101/12	*1450	22	23256	0,11084	0,00045	0,14278	0,00025	0,14221	0,00027	2255 ± 3	
	*1500	10	166667	0,11652	0,00053	0,14341	0,00097	0,14334	0,00096	2268 ± 12	
LT101/13	*1450	16	10638	0,07432	0,00031	0,14195	0,00103	0,14072	0,00105	2236 ± 13	
	*1500	32	25000	0,10026	0,00148	0,14286	0,0002	0,14232	0,00020	2256 ± 2	
Idade (1+2+3+4+5+6+10+11 - 454 razões - MSWD = 1,5)										2262 ± 1,6	

Zircão	T (°C)	Razões	206Pb/ 204Pb	(208Pb/ 206Pb) _c	2σ	207Pb/ 206Pb	2σ	(207Pb/ 206Pb) _c	2σ	Idade Ma (etapas)	Idade Ma (zircão)	
Biotita tonalito protomilonítico - LT-126												
LT126/01	#1450	8	18	0,00000	0,00000	0,83938	0,01961	0,83938	0,01961	4990 ± 33		
	#1500	8	22	0,00000	0,00000	0,71949	0,00247	0,71949	0,00247	4770 ± 5		
	#1550	4	17	0,00000	0,00000	0,80543	0,00210	0,80543	0,00210	4932 ± 4		
LT126/06	#1450	16	111	0,00000	0,00000	0,22083	0,00349	0,22083	0,00349	2987 ± 25		
	#1500	8	92	0,00000	0,00000	0,26779	0,00439	0,26779	0,00439	3293 ± 26		
	#1550	8	27	0,00000	0,00000	0,63773	0,00206	0,63773	0,00206	4597 ± 5		
	#1600	6	26	0,00000	0,00000	0,64212	0,00159	0,64212	0,00159	4607 ± 4		
LT126/07	#1450	32	338	0,14636	0,00443	0,16115	0,00305	0,12536	0,00453	2034 ± 64		
	#1500	30	1377	0,16916	0,00354	0,13981	0,00188	0,13031	0,00112	2102 ± 15		
LT126/08	#1450	20	467	0,00000	0,00000	0,15643	0,00159	0,15643	0,00159	2418 ± 17		
	#1500	36	710	0,00000	0,00000	0,15107	0,00157	0,15107	0,00157	2358 ± 18		
LT126/9	*1450	18	7143	0,10711	0,00940	0,12867	0,00118	0,12688	0,00135	2055 ± 19		
	1500	34	20833	0,10921	0,00113	0,13065	0,00044	0,13024	0,00029	2102 ± 4	2102 ± 4	
LT126/10	*1450	8	4167	0,12217	0,01069	0,12667	0,00131	0,12348	0,00394	2007 ± 57		
	1500	28	30303	0,12949	0,00081	0,13028	0,00050	0,13009	0,00046	2100 ± 6	2100 ± 6	
	*1550	8	> 100000	0,12380	0,00573	0,12886	0,00070	0,12886	0,00070	2083 ± 10		
LT126/11	*1450	8	3165	0,24888	0,01172	0,12503	0,00072	0,12080	0,00095	1968 ± 14		
	*1500	18	8333	0,12032	0,00308	0,12828	0,00187	0,12720	0,00186	2060 ± 26		
	*1550	12	2381	0,17825	0,00776	0,12688	0,00272	0,12390	0,00469	2014 ± 67		
LT126/12	#1450	20	847	0,14660	0,00666	0,13966	0,00049	0,12413	0,00234	2017 ± 33		
	1500	34	10204	0,20896	0,00364	0,13191	0,00041	0,13053	0,00050	2105 ± 7		
	1550	32	21277	0,26375	0,00122	0,13115	0,00025	0,13046	0,00035	2104 ± 5	2105 ± 4	
LT126/13	*1450	16	3012	0,16063	0,00312	0,12987	0,00056	0,12544	0,00173	2035 ± 24		
LT126/14	#1450	28	180	0,00000	0,00000	0,14094	0,00726	0,05319	0,00581	337 ± 247		
	*1500	38	4608	0,13548	0,00082	0,13078	0,00056	0,12809	0,00056	2072 ± 8		
LT126/15	*1450	22	1258	0,15661	0,00548	0,12756	0,00318	0,11605	0,00381	1897 ± 59		
	1500	38	7194	0,15119	0,00046	0,1314	0,00033	0,12953	0,00041	2092 ± 6	2092 ± 6	
											Idade (grãos 9+10+12+15 - 166 razões - MSWD = 4,4)	2101 ± 8
											Idade (grãos 9+10+12 - 128 razões - MSWD = 1,12)	2103 ± 3

Zircão	T (°C)	Razões	206Pb/ 204Pb	(208Pb/ 206Pb) _c	2σ	207Pb/ 206Pb	2σ	(207Pb/ 206Pb) _c	2σ	Idade Ma (etapas)	Idade Ma (zircão)
Biotita tonalito - CG-07A											
CG07A/1	*1450	18	5814	0,13060	0,00467	0,12837	0,00025	0,12621	0,00047	2046 ± 7	
	*1500	36	50000	0,17468	0,00378	0,12791	0,00033	0,12762	0,00030	2066 ± 4	
	*1550	30	13889	0,26566	0,00517	0,12817	0,00043	0,12721	0,00034	2060 ± 5	
CG07A/4	*1550	40	8130	0,06783	0,00173	0,13564	0,00056	0,13367	0,00063	2147 ± 8	
CG07A/5	*1500	32	12500	0,08895	0,00060	0,13386	0,00047	0,13281	0,00055	2136 ± 7	
	*1550	34	6135	0,08169	0,00115	0,13699	0,00059	0,13466	0,00090	2160 ± 12	
CG07A/6	*1450	6	5587	0,42619	0,00793	0,12725	0,00361	0,12487	0,00364	2027 ± 52	
	*1500	6	15873	0,45800	0,01643	0,12543	0,00397	0,12459	0,00398	2023 ± 57	
CG07A/10	*1450	12	4149	0,31031	0,00260	0,12908	0,00152	0,12598	0,00264	2043 ± 37	
	1500	26	15873	0,27671	0,00278	0,12972	0,00094	0,12946	0,00136	2091 ± 18	2091 ± 18
CG07A/11	*1450	4	2950	0,07538	0,00209	0,12687	0,00033	0,12236	0,00042	1991 ± 6	
	1500	36	24390	0,09199	0,00143	0,12908	0,00045	0,12856	0,00051	2079 ± 7	2079 ± 7
CG07A/12	*1500	8	> 1000000	0,10330	0,00151	0,12569	0,00498	0,12569	0,00498	2039 ± 70	
	*1550	8	> 1000000	0,14030	0,00310	0,13012	0,00276	0,13012	0,00276	2100 ± 37	
CG07A/13	*1500	24	34483	0,12013	0,00082	0,13092	0,00389	0,13103	0,00473	2112 ± 63	
CG07A/14	*1450	22	9009	0,09581	0,00110	0,12394	0,00419	0,11979	0,00274	1953 ± 41	
	1500	36	19231	0,08753	0,00536	0,12859	0,00032	0,12843	0,00035	2077 ± 5	
	1550	20	22727	0,05722	0,00223	0,12848	0,00117	0,12830	0,00105	2075 ± 14	2077 ± 5
CG07A/15	1500	8	13889	0,04413	0,00274	0,13054	0,00035	0,12959	0,00038	2093 ± 5	2093 ± 5
CG07A/16	*1450	30	4902	0,12844	0,00137	0,12755	0,00066	0,12468	0,00077	2025 ± 11	
	1500	34	12500	0,17688	0,00216	0,13013	0,00036	0,12900	0,00026	2085 ± 4	
	1550	40	4608	0,19554	0,00301	0,13202	0,00084	0,12915	0,00030	2087 ± 4	2086 ± 3
CG07A/17	*1450	32	4545	0,14928	0,00167	0,13035	0,00041	0,12749	0,00058	2064 ± 8	
	1500	38	13699	0,15277	0,00043	0,12953	0,00016	0,12861	0,00016	2079 ± 2	
	1550	38	22222	0,21691	0,00224	0,12883	0,00033	0,12823	0,00034	2074 ± 5	2078 ± 2
CG07A/18	*1450	38	5848	0,16523	0,00097	0,13155	0,00035	0,12946	0,00046	2091 ± 6	
	1500	22	22727	0,21592	0,00655	0,13084	0,00028	0,13021	0,00036	2101 ± 5	2101 ± 5
CG07A/19	*1500	12	10309	0,14433	0,00160	0,13481	0,00067	0,13351	0,00068	2145 ± 9	
	1550	8	16949	0,12259	0,00480	0,13081	0,00201	0,13003	0,00201	2099 ± 27	2099 ± 27
CG07A/20	*1500	40	18868	0,15940	0,00169	0,12847	0,00020	0,12773	0,00018	2067 ± 3	
	1550	36	15625	0,11936	0,00107	0,13060	0,00024	0,12977	0,00023	2095 ± 3	2095 ± 3
										2096 ± 4	
										2086 ± 7	

Idade (grãos 10+15+18+19+20 - 100 razões - MSWD = 1,6)

Idade (grãos 10+11+14+15+16+17+18+19+20 - 342 razões - MSWD = 20)

Zircão	T (°C)	Razões	206Pb/ 204Pb	(208Pb/ 206Pb) _c	2σ	207Pb/ 206Pb	2σ	(207Pb/ 206Pb) _c	2σ	Idade Ma (etapas)	Idade Ma (zircão)
<i>Biotita leucomonzogranito protomilonítico - LT-74</i>											
LT74/4	1500	4	2695	0,09775	0,00335	0,12267	0,00029	0,11769	0,00079	1922 ± 12	1922 ± 12
LT74/7	1500	22	3968	0,13193	0,00148	0,12077	0,00131	0,11700	0,00079	1911 ± 12	1911 ± 12
LT74/10	1500	34	18182	0,06323	0,00184	0,12355	0,00040	0,12248	0,00075	1993 ± 11	1993 ± 11
LT74/12	*1500	36	3636	0,06297	0,00169	0,11528	0,00149	0,11149	0,00163	1824 ± 26	
LT74/14	*1500	10	4785	0,07902	0,00597	0,13952	0,00181	0,13677	0,00465	2187 ± 59	
LT74/15	#1450	8	2237	0,06569	0,00319	0,12790	0,00256	0,12193	0,00277	1985 ± 40	
LT74/16	*1450	4	2740	0,17036	0,02587	0,12272	0,00048	0,11782	0,00052	1924 ± 8	
	1500	6	6329	0,09737	0,00050	0,12763	0,00033	0,12553	0,00034	2037 ± 5	2037 ± 5
LT74/17	*1500	16	9615	0,05994	0,00382	0,12706	0,00070	0,12498	0,00343	2029 ± 49	
	1550	20	3891	0,05167	0,00435	0,12794	0,00145	0,12405	0,00049	2016 ± 7	2016 ± 7
LT74/18	*1500	16	2538	0,11632	0,00286	0,13591	0,00320	0,13072	0,00341	2108 ± 46	
	1450	14	6849	0,12112	0,00140	0,12677	0,00030	0,12483	0,00048	2027 ± 7	
LT74/20	1500	30	5848	0,11124	0,00287	0,12652	0,00070	0,12419	0,00052	2018 ± 7	
	1550	36	6250	0,13220	0,00214	0,12708	0,00152	0,12554	0,00162	2037 ± 23	2023 ± 16
LT74/21	1500	18	6024	0,07228	0,00290	0,12466	0,00222	0,12384	0,00216	2013 ± 31	2013 ± 31
LT74/22	*1500	38	> 1000000	0,10942	0,00169	0,13274	0,00201	0,13274	0,00201	2135 ± 26	
	*1550	8	> 1000000	0,11057	0,00072	0,15310	0,01805	0,15310	0,01805	2381 ± 201	
LT74/23	*1450	18	3333	0,06069	0,00052	0,12291	0,00311	0,11889	0,00312	1940 ± 47	
	1550	30	5952	0,06138	0,00143	0,12643	0,00100	0,12493	0,00100	2028 ± 14	2028 ± 14
LT74/24	1450	40	6098	0,05014	0,00134	0,13280	0,00078	0,13072	0,00089	2108 ± 12	2108 ± 12
LT74/25	1550	24	2841	0,06676	0,00196	0,13138	0,00045	0,12676	0,00055	2054 ± 8	2054 ± 8
LT74/27	1550	8	> 1000000	0,06325	0,00155	0,12749	0,00117	0,12749	0,00117	2064 ± 16	2064 ± 16
LT74/28	1500	32	3215	0,04412	0,00126	0,12716	0,00028	0,12298	0,00041	2000 ± 6	2000 ± 6
LT74/29	*1550	12	3125	0,11216	0,00823	0,13052	0,00045	0,12948	0,00389	2091 ± 53	
										Idade (4+7+10+16+17+20+21+23+24+25+27+28 - 318 razões - MSWD = 94	2018 ± 28
										Idade (10+16+17+20+21+23+25+27+28 - 252 razões - MSWD = 26	2025 ± 17

Zircão	T (°C)	Razões	206Pb/ 204Pb	(208Pb/ 206Pb)c	2σ	207Pb/ 206Pb	2σ	(207Pb/ 206Pb)c	2σ	Idade Ma (etapas)
<i>Biotita monzogranito - LT-79</i>										
LT79/2	1500	8	2924	0,05608	0,00057	0,19022	0,00059	0,18606	0,00061	2708 ± 5
LT79/5	*1500	10	3205	0,07247	0,00182	0,1614	0,00054	0,15755	0,00045	2430 ± 5
LT79/7	#1500	8	2358	0,10014	0,00164	0,17311	0,0012	0,16782	0,00121	2536 ± 12
LT79/10	1450	8	3300	0,07316	0,00507	0,18175	0,00309	0,17802	0,00322	2635 ± 30
LT79/13	1500	6	3247	0,10149	0,03351	0,18219	0,00235	0,1784	0,00297	2638 ± 28
LT79/15	*1450	8	5263	0,04785	0,00402	0,1553	0,00176	0,15287	0,00176	2379 ± 20
LT79/16	*1500	4	5464	0,05376	0,00918	0,15242	0,00124	0,15007	0,0033	2347 ± 38
LT79/18	1500	34	6944	0,12793	0,00498	0,16904	0,00178	0,16763	0,00164	2534 ± 16
LT79/21	*1450	8	4098	0,0628	0,01147	0,15432	0,00628	0,1512	0,00676	2360 ± 76
LT79/29	*1500 1550	32 36	25641 18868	0,044 0,06989	0,00222 0,00235	0,15684 0,17833	0,00126 0,00094	0,15633 0,17771	0,0014 0,00101	2417 ± 15 2632 ± 9
LT79/30	*1500	34	3484	0,03331	0,00319	0,14077	0,00029	0,13729	0,00076	2194 ± 10
LT79/31	*1450	16	3030	0,04239	0,01141	0,14165	0,00134	0,13719	0,00185	2192 ± 23
LT79/32	1500	24	4274	0,0919	0,00432	0,17106	0,0006	0,1683	0,00066	2541 ± 7
LT79/33	1500 1550	6 12	2525 5587	0,03547 0,04651	0,00237 0,00351	0,16651 0,16711	0,00163 0,00179	0,16152 0,16574	0,00185 0,0026	2472 ± 19 2515 ± 26
LT79/34	1500	32	3788	0,04594	0,00111	0,15015	0,00176	0,14762	0,00104	2319 ± 12
LT79/36	1500	18	4032	0,06042	0,00132	0,1632	0,00212	0,16052	0,00152	2462 ± 16
LT79/37	1550	8	5263	0,11553	0,01266	0,18085	0,00512	0,17852	0,00531	2640 ± 49
LT79/38	*1450 1500	12 36	5525 12346	0,05616 0,07873	0,00768 0,00033	0,15552 0,17928	0,00722 0,00165	0,15645 0,17884	0,01044 0,00143	2418 ± 113 2643 ± 13
LT79/40	1500	12	6289	0,07759	0,00468	0,19044	0,0007	0,18871	0,00158	2731 ± 14
LT79/42	*1500 1550	40 12	4464 > 1000000	0,07346 0,08354	0,00078 0,00353	0,16535 0,17544	0,00089 0,00929	0,16249 0,17544	0,00102 0,0093	2482 ± 11 2610 ± 88
LT79/43	1500	38	16949	0,0479	0,00016	0,17152	0,00042	0,17075	0,00034	2565 ± 3
LT79/44	1500 *1550	32 8	5650 2976	0,06382 0,07254	0,00343 0,01348	0,17002 0,13363	0,00152 0,00487	0,16858 0,1292	0,00241 0,00713	2544 ± 24 2087 ± 97
LT79/45	1500	24	6667	0,11891	0,00242	0,18168	0,00084	0,17968	0,00092	2650 ± 8

Pb comum excluído automaticamente do cálculo da idade; * excluído subjetivamente do cálculo da idade. A idade é definida pelas análises em negrito com erros de 2σ.

6.3.2.1. Hornblenda tonalito (LT-101)

Foram selecionados 13 cristais de zircão da amostra LT-101, destinados à análise isotópica no espectrômetro de massa MAT262 (Tab. 5).

Todos os grãos apresentaram sinal de Pb suficiente para a análise isotópica no espectrômetro de massa. No cristal LT101/1 uma única etapa de evaporação foi obtida, enquanto que nos 12 restantes, duas ou três etapas de evaporação foram conseguidas.

Os 13 cristais não apresentaram Pb comum elevado e possuem razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suficientemente elevadas (acima de 3000) para não serem eliminados, exceto a primeira etapa de aquecimento do cristal LT101/4 que apresentou uma razão inferior a 1500.

A partir dos 13 cristais, foi definido um intervalo de idades entre 2,15 e 2,28 Ga. Foi eliminado do cálculo o cristal LT101/7, devido apresentar uma idade muito mais nova que as demais com um elevado erro analítico (2151 ± 16 Ma). Os cristais com idades mais altas (LT101/1, LT101/2, LT101/3, LT101/4, LT101/5, LT101/6, LT101/8, LT101/9, LT101/10, LT101/11, LT101/12) e com mais de uma etapa de aquecimento, permitiram determinar uma idade média de **$2260 \pm 2,3$ Ma** com MSWD= 4,8 (Fig. 6.26).

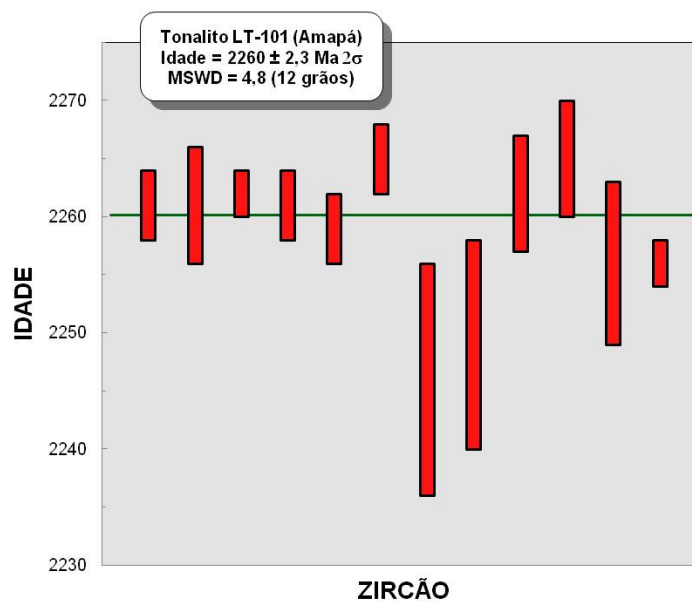


Fig. 6.26: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-101) com 12 grãos.

A MSWD de 4,8 indica uma dispersão das idades. Dessa forma, foram eliminados 4 cristais (LT101/8, LT101/9, LT101/12 e LT101/13) que forneceram idades mais baixas (2248-2256 Ma), provavelmente devido à perdas de Pb radiogênico, o que também pode ser identificado nas fotografias, nas quais estes grãos já apresentam alguns sinais de metamictização e a presença de inclusões.

Um novo cálculo, eliminando os cristais de zircão acima mencionados, foi realizado e foi determinada uma idade média de **2262 ± 1,6 Ma** com MSWD=1,5, a partir de 8 grãos e 454 razões, (Fig. 6.27). O baixo valor de MSWD, o número elevado de grãos e também o fato de alguns grãos apresentarem idades similares em várias etapas permitam considerar a idade de **2262 ± 1,6 Ma** como sendo de cristalização do tonalito.

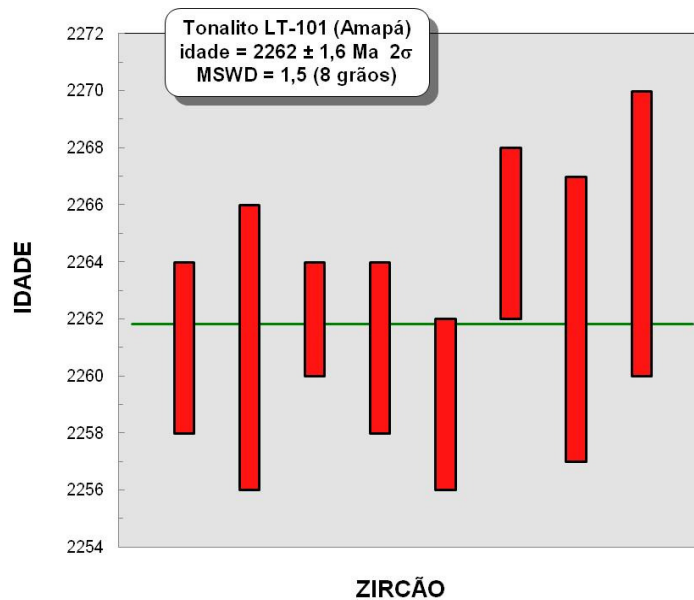


Fig. 6.27: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-101) com 8 grãos.

6.3.2.2. Biotita tonalito (LT-126)

Foram selecionados 15 cristais de zircão da amostra LT-126, destinados à análise isotópica no espectrômetro de massa MAT262 (Tab. 5).

Quatro grãos (LT126/2, LT126/3, LT126/4, LT126/5) não apresentaram sinal de Pb suficiente para a análise isotópica no espectrômetro de massa. Para o cristal LT126/13 uma única etapa de evaporação foi obtida, enquanto que nos 10 restantes, duas ou três etapas de evaporação foram conseguidas.

Dentre os 11 cristais que apresentam sinal de Pb, em quatro deles (LT126/1, LT126/6, LT126/7, LT126/8), as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foram muito inferiores a 2500, indicando uma grande quantidade de Pb comum. É provável que esses teores muito alto de Pb comum não representam um Pb comum inicial presente nos cristais e sim foram ocasionados por uma contaminação na fonte, na ocasião da análise. Além desses, a primeira etapa de aquecimento dos zircões LT126/12 e LT126/14 também apresentou razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muito inferiores a 2500.

Nos sete cristais que não apresentaram Pb comum elevado, foram obtidas idades que variam entre 1897 Ma e 2105 Ma, sendo esse intervalo grande demais para poder calcular uma idade média. Dentre os sete, os cristais com idades mais altas (LT126/9, LT126/10, LT126/12, LT126/15), todos com mais de uma etapa de aquecimento, forneceram uma idade média de **2101 ± 8 Ma** com MSWD=4,4 a partir de 166 razões (Fig. 6.28).

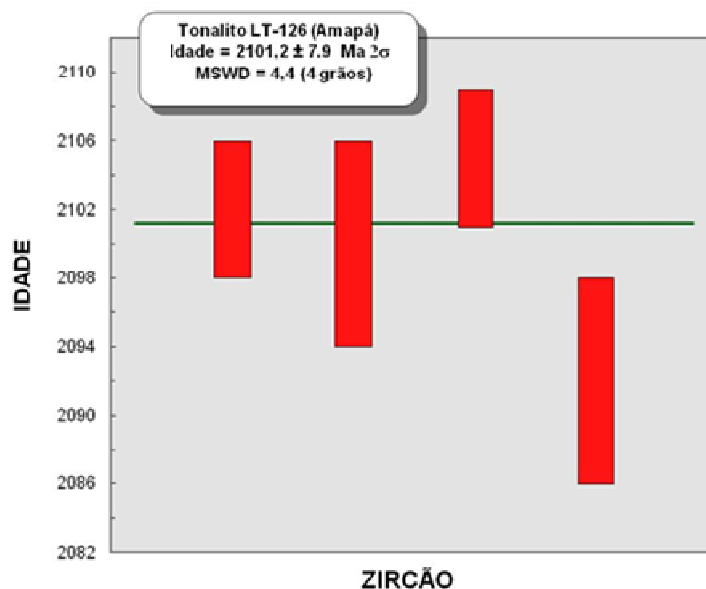


Fig. 6.28: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-126) com 4 grãos.

A MSWD de 4,4 indica uma dispersão das idades. Dessa forma, foi eliminado o cristal LT126/15 que apresentou uma idade um pouco mais jovem (2092 Ma) que a idade dos 3 outros cristais, sendo responsável pelo valor elevado da MSWD. Essas idades mais baixas, provavelmente se devem à perdas de Pb radioagênico.

Um novo cálculo, sem os cristais de zircão acima mencionados, foi realizado e uma idade média de 2103 ± 3 Ma com MSWD=1,12, a partir de 128 razões, foi determinada (Fig. 6.29). Apesar do número reduzido de cristais (apenas LT126/9, LT126/10 e LT126/12) a idade é considerada como sendo de cristalização do tonalito. Além disso, duas etapas do cristal LT126/12 apresentaram idade similar (2105-2104 Ma).

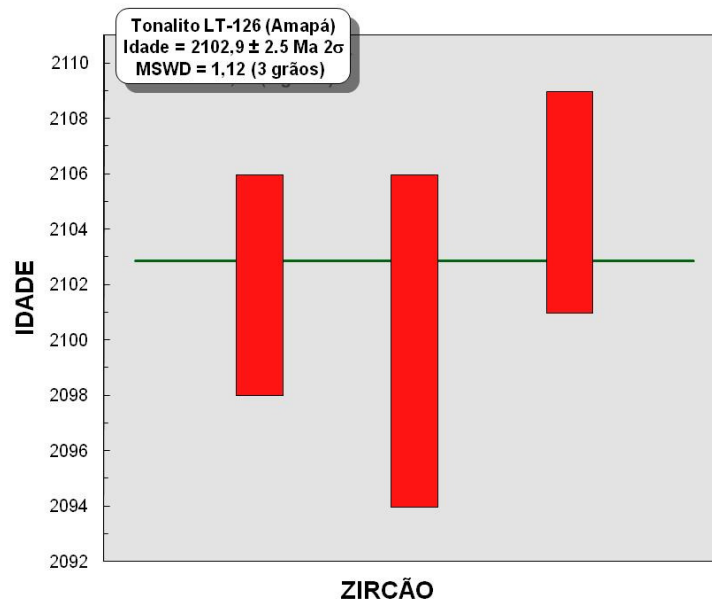


Fig. 6.29: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (LT-126) com 3 grãos.

6.3.2.3. Biotita tonalito (CG-07a)

Foram selecionados 20 cristais de zircão da amostra CG07a, destinados à análise isotópica no espectrômetro de massa MAT262 (Tab. 5).

Cinco grãos (CG07a/2, CG07a/3, CG07a/7, CG07a/8, CG07a/9) apresentaram sinal de Pb insuficiente para a análise isotópica no espectrômetro de massa. Para os cristais CG07a/4, CG07a/13 e CG07a/15, uma única etapa de evaporação foi obtida, enquanto que nos 12 restantes, duas ou três etapas de evaporação foram conseguidas.

Os 15 cristais que apresentam sinal de Pb no espectrômetro de massa possuem razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 2900 e por este motivo não foram eliminados.

Nesses cristais foi definido um intervalo de idades entre 2160 e 2023 Ma. Dentre os 15, seis cristais (CG07a/, CG07a/, CG07a/, CG07a/, CG07a/, Cg07a/) foram eliminados, devido apresentarem um elevado erro analítico. O cristal CG07a/1 foi eliminado devido apresentar uma idade mais nova que a dos demais grãos, enquanto que o cristal CG07a/4 foi eliminado por apresentar idade mais antiga (2147 ± 8). Os nove cristais restantes (10, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20) forneceram, na maioria com mais de uma etapa de aquecimento, uma idade média de **2086 ± 7 Ma** com MSWD=20 a partir de 342 razões (Fig. 6.30).

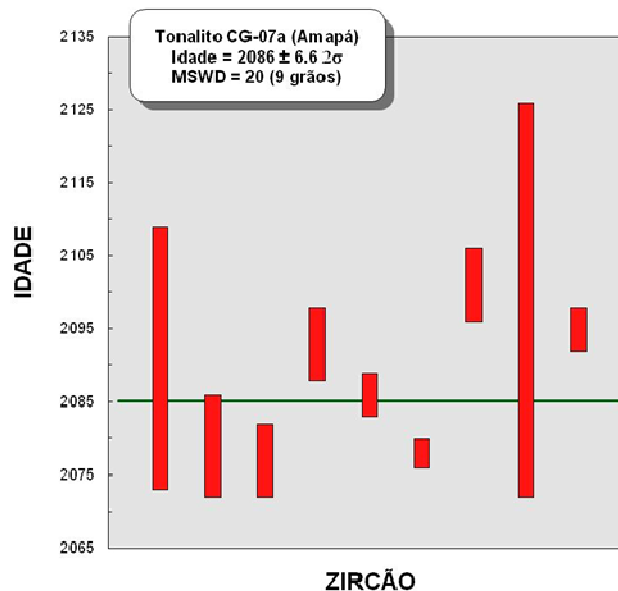


Fig. 6.30: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (CG-07a) com 9 grãos.

O valor bastante elevado da MSWD de 20 retrata a grande variação de idades, causando a dispersão das mesmas. Dessa forma, foram eliminados os cristais (CG07a/14 e CG07a/17) que apresentaram idades um pouco mais jovens (2078-2077 Ma), provavelmente devido à perdas de Pb radioagênico. Além disso, os cristais CG07a/15, CG07a/18 e CG07a/20 foram eliminados, devido apresentarem idades um pouco mais antigas (2101-2093 Ma) que a idade calculada para os outros cristais de zircão, o que pode estar relacionado à presença de um componente de Pb herdado.

Um novo cálculo, sem os cristais de zircão acima mencionados, foi realizado e uma idade média de **2096 ± 4 Ma**, com MSWD=1,6 a partir de 100 razões, foi determinada (Fig. 6.31). É importante destacar que a seleção desses cinco cristais é bastante subjetiva e que a confiabilidade da idade obtida em termo de idade de cristalização é bastante prejudicada mesmo com o valor de MSWD baixo.

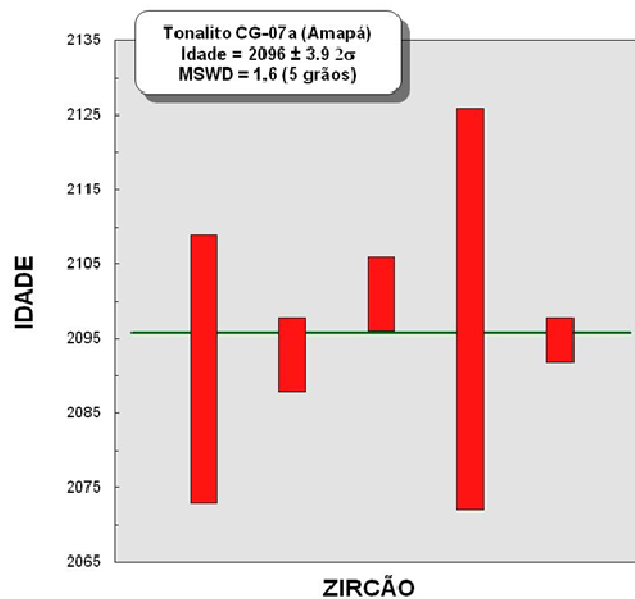


Fig. 6.31: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o tonalito (CG-07a) com 5 grãos.

6.3.2.4. Biotita leucomonzogranito (LT-74)

Foram selecionados 29 cristais de zircão da amostra LT-74, destinados à análise isotópica no espectrômetro de massa MAT262 (Tab. 5). É importante enfatizar a grande quantidade de cristais utilizados, devido os dados obtidos não terem mostrado uma boa reprodutibilidade.

Para 11 grãos (LT74/1, LT74/2, LT74/3, LT74/5, LT74/6, LT74/8, LT74/9, LT74/11, LT74/13, LT74/19, LT74/26), o sinal de Pb foi insuficiente para possibilitar uma análise isotópica no espectrômetro. Nos cristais (LT74/4, LT74/7, LT74/10, LT74/12, LT74/14, LT74/15, LT74/18, LT74/21, LT74/24, LT74/25, LT74/26, LT74/27, LT74/28, LT74/29) uma única etapa de evaporação foi obtida, enquanto que nos cinco restantes, duas ou três etapas de evaporação foram conseguidas.

Os 18 cristais que apresentaram sinal de Pb no espectrômetro de massa possuem razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suficientemente elevadas (acima de 2550) para não serem eliminados, exceto pelo cristal LT74/15 que apresentou razão inferior a 2300.

Dentre os 17 cristais que não apresentaram Pb comum elevado, foram eliminados aqueles que apresentavam um erro muito elevado (LT74/12, LT74/14, LT74/15, LT74/18, LT74/22, LT74/29), restando 12 cristais (4, 7, 10, 16, 17, 20, 21, 23, 24, 25, 27, 28) em que as idades variaram entre 1911 e 2108 Ma. Uma tentativa de cálculo com esses doze cristais forneceu um valor médio de **2018 ± 28 Ma** com MSWD=94 a partir de 318 razões isotópicas (Fig. 6.32).

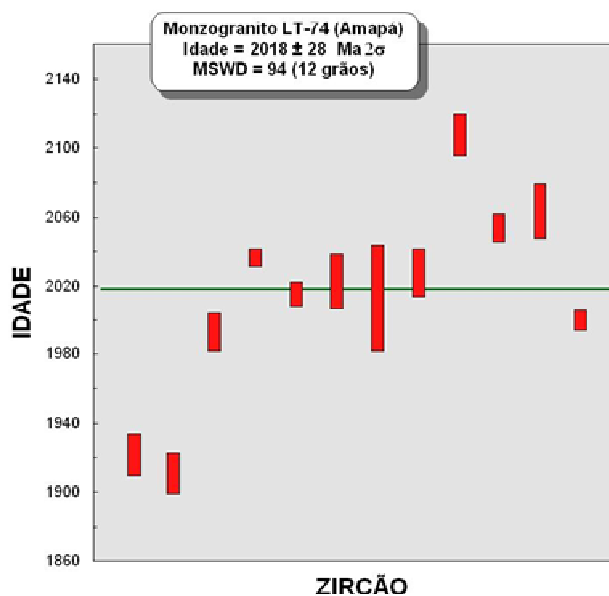


Fig. 6.32: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o monzogranito (LT-74) com 12 grãos.

O valor extremamente elevado da MSWD de 94 retrata a grande variação de idades nos 12 cristais, causando uma dispersão das mesmas. Dessa forma, foram eliminados os cristais (LT74/4 e LT74/7), com apenas uma etapa de evaporação cada, que apresentaram idades um pouco mais jovens (1922-1911 Ma), provavelmente devido à perdas de Pb radioagênico. Além disso, o cristal LT74/24 foi eliminado, devido apresentar idade um pouco mais antiga (2108 Ma) que a idade calculada para os outros cristais de zircão.

Uma tentativa de cálculo com os nove cristais restantes forneceu um valor médio de 2025 ± 17 com MSWD=26 (Fig. 6.33). Novamente um valor bastante elevado de MSWD=26, causando uma grande dispersão das idades, em que não pode ser obtida uma idade média. Com esse valor de MSWD tão alto, a alternativa seria considerar a idade mais velha (2108 Ma) como idade mínima de cristalização, porém, ainda assim, o resultado é bastante duvidoso.

As idades um pouco mais jovens (cristais LT74/4 e LT74/7) que a média de idade determinada acima, podem ser atribuídas a uma perda de Pb radiogênico dos cristais, enquanto que a idade mais antiga (cristal LT74/24) que a média de idade pode estar relacionada à presença de um componente de Pb herdado nesses cristais.

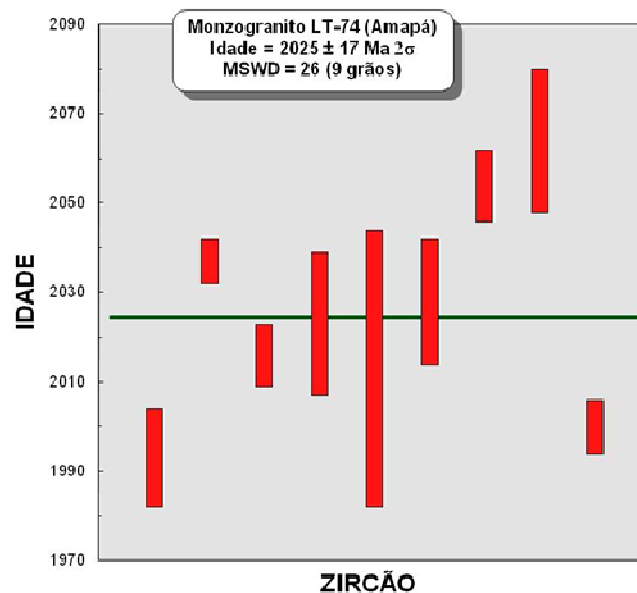


Fig. 6.33: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o monzogranito (LT-74) com 9 grãos.

6.3.2.5. Biotita monzogranito (LT-79)

Foram selecionados 45 cristais de zircão da amostra LT-79, destinados à análise isotópica no espectrômetro de massa MAT262 (Tab. 5). É importante enfatizar que foi utilizada uma grande quantidade de cristais, devido os dados obtidos terem fornecido resultados distintos das outras amostras, porém bastante variáveis e tendo em vista a disponibilidade de muitos grãos na amostra, o qual possibilitou a realização de um número elevado de análises.

Dos 45, 22 grãos (1, 3, 4, 6, 8, 9, 11, 12, 14, 17, 19, 20, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 35, 39, 41), forneceram um sinal de Pb insuficiente para possibilitar a análise isotópica no espectrômetro de massa. Nos cristais (2, 5, 7, 10, 13, 15, 16, 18, 21, 30, 31, 32, 34, 36, 37, 40, 43, 45) uma única etapa de evaporação foi obtida, enquanto que nos cinco restantes, duas ou três etapas de evaporação foram conseguidas

Dos 23 cristais analisados no espectrômetro de massa, todos mostraram razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suficientemente elevadas (acima de 2500) para não serem eliminados, exceto pelo cristal LT79/7 que apresentou uma razão em torno de 2400.

Para os 22 cristais restantes, foi definido um intervalo de idades muito amplo compreendido entre 2731 e 2319 Ma distribuídos em todo esse intervalo (Fig. 6.34). Os cristais (LT79/30 e LT79/31) apresentaram idades similares, significativamente mais baixas (2194 e 2192 Ma) quando comparadas com as demais. Além dessas, o cristal LT79/44 apresenta uma idade ainda mais baixa, porém com um erro muito elevado (2544 ± 24 Ma).

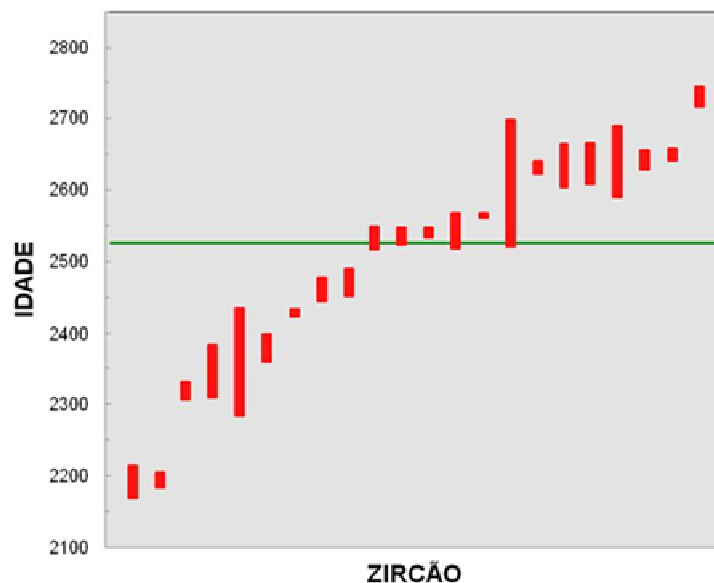


Fig. 6.34: Diagrama de evaporação Pb-Pb em zircão para o monzogranito (LT-79) com 22 grãos.

De posse dessas idades é levantada a questão sobre duas possibilidades de interpretação para essas idades: a primeira seria que esse zircão foi formado em uma rocha arqueana e posteriormente essa rocha foi retrabalhada por eventos no Transamazônico, que perturbaram o sistema U-Th-Pb e conseqüentemente, houve perda de Pb radiogênico, culminando com o rejuvenescimento isotópico; A segunda possibilidade seria uma rocha paleoproterozóica que sofreu fusão e incorporou componente de Pb herdado nos cristais de zircão.

7. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS E CONSEQUÊNCIAS PARA A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

Nesse capítulo serão interpretados os resultados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos nesse trabalho e os mesmos serão interpretados dentro do contexto geológico regional. Será dada ênfase à caracterização dos episódios magmáticos que atuaram na região central do Amapá, assim como à contribuição para a individualização das unidades magmáticas dentro da proposta de redistribuição lito-estratigráfica na Folha Araguari em fase de elaboração. As consequências para o estabelecimento dos limites entre domínio geotectônicos arqueano e paleoproterozóico serão também discutidas e, finalmente, os resultados serão interpretados e integrados no contexto geodinâmico da evolução da orogênese transamazônica.

7.1. CARACTERIZAÇÃO DOS EPISÓDIOS MAGMÁTICOS

A análise dos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos nesse trabalho, junto com aqueles apresentados anteriormente por Tavares (2009) permitiu dividir os granitóides em três grupos distintos, evidenciando a existência de pelo menos três episódios distintos de granitogênese seja pela natureza geoquímica seja pela idade, no setor estudado.

O primeiro episódio representado pelas amostras dos granitóides cálcio-alcalinos (LT126, LT127, CG-06, CG-07A), consiste de rochas principalmente tonalíticas e rochas granodioríticas subordinadas, as quais possuem natureza cálcio-alcalina, com predominância pelo campo dos granodioritos na análise normativa (BARKER, 1979) e caráter peraluminoso a levemente metaluminoso (MANIAR; PICCOLI, 1989). No diagrama de Sylvester (1989), essas rochas se localizam no campo cálcio-alcalino fortemente peraluminoso com uma ligeira variação para alcalinas. Os baixos teores de Nb e Ta (diagrama multielementos) indicam uma afinidade geoquímica com granitos de arco vulcânico (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) e semelhança com granitos do tipo I (WHALEN, 1987). Dessa forma esses granitóides diferem dos granitos tipo A caracterizados na Serra do navio por Tavares (2009). Essas assinaturas geoquímicas são compatíveis com um ambiente de arco magmático e bacia retro-arco. Apresentam um padrão de distribuição de ETR enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL), os quais se mostram fortemente fracionados, não exibindo uma forte anomalia de Eu.

O segundo episódio é representado pelas amostras do Granito Sucuriçu (LT78 e LT79) e as amostras dos Granitos Peraluminosos (LT73 e LT74), os quais exibem composições modais sieno a monzograníticas. Esses granitóides apresentam uma natureza mais alcalina, com composição normativa de granitos (BARKER, 1979) e são levemente peraluminosos (MANIAR; PICCOLI, 1989). No diagrama de Sylvester (1989) as amostras se localizaram em sua maioria no campo das composições alcalinas. O padrão de multielementos é caracterizado por baixos valores para Sr, Ti, Nb e Ta, sendo que estes dois últimos elementos indicam uma afinidade geoquímica com granitos de arco vulcânico (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) e semelhança com granitos do tipo I (WHALEN, 1987). No entanto, a amostra LT-78 do Granito Sucuriçu possui afinidade geoquímica de granitos intraplaca (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) e foi classificada como granito tipo A (WHALEN, 1987), tendo características semelhantes as amostras de granitóides de tipo A de Tavares (2009). Apresentam um padrão de distribuição de ETR ligeiramente diferentes do grupo anterior, com enriquecimento em ETRL fortemente fracionados, sendo que as amostras dos granitos peraluminosos apresentam uma anomalia moderada de Eu e as amostras do Granito Sucuriçu, apenas uma amostra demonstrou uma leve anomalia de Eu.

Um terceiro episódio de granitogênese é caracterizado por uma única amostra (LT-101) do Tonalito Santo Antônio, o qual apresenta composição modal tonalítica e características geoquímicas bastante distintas dos dois grupos anteriormente descritos. O Tonalito se destaca em diversos diagramas, caracterizando a sua peculiaridade. Apresenta afinidade cálcio-alcalina, demonstrada no diagrama de Sylvester (1989), possui composição normativa de tonalito (BARKER, 1979) e caráter metaluminoso (MANIAR; PICCOLI, 1989). O padrão de multielementos é diferente das demais amostras pelo valores mais baixos para todos os elementos, inclusive Nb e Ta, porém indicam uma afinidade geoquímica com os granitos de arco vulcânico e são classificados em granitos do tipo I, como no caso das amostras anteriores. Por outro lado, apresenta um padrão de distribuição dos ETR muito diferente das demais amostras, caracterizado por baixos teores tanto de ETRL quanto ETRP, sendo fracamente fracionados e não possuindo anomalia de Eu. Essas características lembram os padrões de ETR de rochas toleíticas formadas em contexto de dorsais oceânicas ou de bacias de retro arco.

Quanto as amostras de granitóides da Serra do Navio de Tavares (2009) utilizadas a título de comparação nesse trabalho (ROB26a, ROB27, INCRA), as mesmas apresentam algumas semelhanças com o grupo formado pelos granitos Peraluminosos e Sucuriçu, particularmente no caso da amostra LT-78 (Granito Sucuriçu), com quem mais se aproximam.

Entretanto, mostram também diferenças significativas em relação aos demais grupos e poderiam corresponder, portanto, a um quarto episódio magmático. Formam um grupo com natureza alcalina a subalcalina (SYLVESTER, 1989), caráter levemente peraluminoso (MANIAR; PICCOLI, 1989) e alto teor de K, caracterizando a série shoshonítica (PECCERILLO; TAYLOR, 1976). No diagrama de multielementos apresentam teores elevados de Th, Nb e Ta, mostrando afinidade geoquímica com granitos intraplaca e semelhança com os granitos tipo A (WHALEN, 1987). O padrão de distribuição dos ETR, enriquecido em elementos terras raras leves (ETRL), os quais se mostram fortemente fracionados, e a distribuição tipo “gaivota” com uma forte anomalia de Eu também aponta para granitos de tipo A.

Do ponto de vista geocronológico as amostras das diferentes unidades evidenciaram também a existência de pelo menos três episódios magmáticos de idades distintas, associados à orogênese Transamazônica.

O episódio mais antigo é evidenciado pela idade Pb-Pb em zircão de 2262 ± 2 Ma, obtida para a amostra do Tonalito Santo Antonio (LT-101), caracterizando assim um episódio magmático precoce na evolução da orogênese Transamazônica já que o intervalo apontado para essa orogênese é de 2,26–1,95 Ga. Não foi encontrado nenhum zircão herdado, o que sugere não haver nenhuma contribuição arqueana na fonte dessa rocha. Essa idade de cristalização indica que o tonalito não deve ser relacionado ao mesmo evento magmático que o diorito do setor de Tartarugalzinho, associado as sequências de tipo *greenstones*, e para o qual foi obtida uma idade de 2181 ± 2 Ma (AVELAR, 2002). Em contrapartida, essa idade é similar com aquelas obtidas por Tavares (2009) para granitóides intrusivos nas sequências metavulcanossedimentares da Serra do Navio (ROB27: 2249 ± 9 Ma, INCRA: 2233 ± 5 Ma, ROB26A: 2231 ± 2 Ma) sugerindo trata-se de um mesmo episódio magmático. Entretanto o Tonalito Santo Antônio apresenta afinidade com granitos de tipo I e as series toleíticas, enquanto que os granitóides de Tavares apresentam afinidade com granitos do tipo A. Tavares (2009) discutiu as idades eoriacianas obtidas nestas últimas já que as características geoquímicas apontam para um ambiente tardi ou pós tectônico, sendo esperado portanto uma idade do final do evento transamazônico ou posterior e não como fase precoce. A alternativa apresentada por Tavares (2009) para conciliar as idades com as características geoquímicas seria que as idades de 2,23–2,25 Ga possam representar idades de zircões herdados eoriacianos em granitóides mais jovens tardi-transamazônicos, formados em contexto tardi- a pós-colisional, como está sendo sugerido pelas características geoquímicas de granitóides tipo A. Entretanto, a similaridade das idades obtidas para os três granitóides torna essa hipótese

pouco provável. Por outro lado, é hoje admitido que granitos de tipo A podem se formar em diversos ambientes geotectônicos, não se limitando apenas aos ambientes intraplacas ou anorogênicos e serem provenientes de fontes diferentes (COLLINS et al., 1982; WHALEN et al., 1987; CREASER et al., 1991; BONIN, 2007).

As características petrológicas e geoquímicas da amostra do Tonalito Santo Antônio, assim como o fato de encontrar-se no limite com o bloco arqueano Amapá permitem sugerir um ambiente de subducção em contexto arco vulcânico eoriaciano oceano-oceano para a geração deste tonalito, com fusão de crosta oceânica e geração de magmas tonalíticos de idade paleoproterozóica. Outras hipóteses não podem ser descartadas, como, por exemplo, a formação do tonalito em ambiente oceânico, à semelhança das rochas trondhjemíticas do complexo de “*L'isle de Cayenne*” na Guiana Francesa (VANDERHAEGUE et al., 1998) ainda ou durante o desenvolvimento de uma bacia retro-arco. Caso os granitóides datados por TAVARES (2009) tenham efetivamente uma idade de cristalização de 2,23–2,25 Ga e sejam contemporâneas do Tonalito São Antônio, as diferenças geoquímicas com as rochas datadas poderiam refletir diferenças na fonte pelo fato dessas rochas terem se formado em ambiente continental e, provavelmente, envolvem a fusão de material crustal mais antigo.

As idades Pb-Pb em zircão obtidas nas amostras dos granitóides cálcio-alcalinos (LT-126 e CG-07a), apesar de serem um pouco frágeis, sobretudo no caso da amostra CG-07A, devido ao baixo número de cristais utilizados para o cálculo das idades, apontam para a existência de um outro evento de granitogênese em torno de 2,10 Ga no setor estudado. A similaridade dos valores encontrados nas duas amostras, com idades de, respectivamente, $2103 \pm 2,5$ Ma e $2096 \pm 3,9$ Ma, sustenta essa interpretação. Esses resultados geocronológicos assim como as similaridades petrográficas e geoquímicas dessas duas amostras indicam que estas pertencem a uma mesma unidade geológica e confirmam a proposta da CPRM de agrupá-las em uma mesma suíte granítica no novo mapa geológico regional em elaboração. Esse episódio de granitogênese já foi identificado no domínio Paleoproterozóico na porção norte do Estado do Amapá e na Guiana Francesa (AVELAR, 2002; DELOR et al., 2003a; TAVARES et al. 2003).

O estudo geocronológico Pb-Pb em zircão das amostras dos granitos peraluminosos e das amostras do Granito Sucuriju apesar de não ter fornecido resultados confiáveis aponta para um episódio mais recente de granitogênese em torno de 2,08 - 2,02 Ga, além de indicar idades de até 2,73 Ga para uma das amostras do monzogranito Sucuriju. A possibilidade do Granito Sucuriju ter se formado no Arqueano e ter sido afetado pelo evento Transamazônico, provocando a reabertura do sistema U-Pb dos zircões, não deve ser totalmente descartada.

Nesse caso, a idade mais antiga de 2,73 Ga, fornecida pelos cristais de zircão constituiria uma idade mínima de cristalização do granito Sucuriçu. Entretanto, as relações de campo sugerem fortemente que estas rochas encontram-se intrusivas nas sequências metavulcanosedimentares, cuja idade transamazônica é comprovada, pelo menos em todas as áreas onde foram datadas até o momento na porção sudeste do escudo das Guianas. As características petrográficas e geoquímicas desses granitóides assim como a existência à proximidade de um embasamento arqueano fortalece a hipótese de uma gênese por fusão de uma fonte com componente crustal arqueano no final do evento Transamazônico. Além disso, essa idade pode ser correlacionada com aquela obtida por Tavares (2009) para uma amostra de granodiorito intrusivo nas sequências metassedimentares da Serra do Navio (granodiorito ROB38), a qual apresentou resultado semelhante, com um forte registro arqueano nos cristais de zircão datados e idades de até 2,71 Ga.

Em síntese, o estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico permitiu confirmar a existência no setor estudado de pelo menos 3 episódios distintos de granitogênese com idades respectivas de 2,26 Ga, 2,10 Ga e 2,08-2,02 Ga, sendo que no episódio eoriaciano, a granitogênese produziu dois tipos de granitoides distintos retratando provavelmente contextos geodinâmicos distintos. O conjunto de dados obtidos sustenta a proposta de coluna litoestratigráfica apresentada pela CPRM/Belém no âmbito do programa de levantamento geológico da folha Rio Araguari, em fase de elaboração e na qual granitóides calcio-alcalinos, Tonalito São Antônio e os granitos Peraluminosos e Sucuriçu foram individualizados como unidades magmáticas distintas.

7.2. LIMITE DO BLOCO AMAPÁ E DOMÍNIO PALEOPROTEROZÓICO

Do ponto de vista da transição entre o Bloco Arqueano Amapá e os terrenos juvenis do Domínio Paleoproterozóico, os resultados geoquímicos e geocronológicos obtidos nesse trabalho trazem novas evidências para a proposta de estabelecer o limite entre domínios logo a norte da Serra do Navio. As características geoquímicas da suíte de granitóides calcio-alcalinos e as idades em torno de 2,10 Ga, sem nenhuma evidência de componentes herdados arqueanos nos zircões datados permitem incluir essa unidade no domínio Paleoproterozóico. Por razões similares, o Tonalito Santo Antônio também deve ser considerado como pertencente ao Domínio Paleoproterozóico. Logo a sul, as características petrográficas e geoquímicas dos granitóides associados as sequências metavulcanosedimentares do Grupo

Vila Nova são compatíveis com a participação de crosta continental na sua gênese. Além dessa, as idades de até 2,73 Ga encontradas em zircões herdados de diversos granitóides intrusivos nas sequências metavulcanossedimentares, junto com a proximidade de ortognaisses granodioríticos testemunhos de um embasamento arqueano (AVELAR et al., 2003) indicam que esse setor já deve ser considerado como pertencente ao Bloco Amapá.

7.3. IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

As idades de 2,26 (este trabalho) e 2,23-2,25 (TAVARES, 2009) indicam a existência na Serra do Navio de um episódio magmático precoce na evolução transamazônica do sudeste do Escudo das Guianas e sugere que essa granitogênese seja representativa de um estágio de abertura oceânica ou do início do fechamento do oceano entre os blocos continentais arqueanos da Amazônia oriental e do Cráton Oeste africano. Esse magmatismo deve, portanto, ser correlacionado ao magmatismo do Complexo “*Ile de Cayenne*” na região nordeste da Guiana Francesa (VANDERHAEGUE et al., 1998; DELOR et al., 2003) e ao magmatismo máfico do Grupo Ipitinga, (MCREATH; FARACO, 2006). Esse episódio antecipa a formação dos terrenos granito-greenstones mesoriacianos que predominam em toda a porção sudeste do Escudo das Guianas no período entre 2,19 Ga e 2,13 Ga. Esse estágio mesoriaciano, caracterizado pela acreção de magmas cálcio-alcálicos e desenvolvimento de sequências metavulcanossedimentares em sistemas de arcos de ilhas, originados sobre uma zona de subducção entre placas litosféricas oceânicas, é registrado na região, por um diorito com idade de 2,18 Ga, associado às sequências *greenstones* de Tartarugalzinho. Mais a norte, na região de Lourenço–Calçoene esse mesmo episódio é registrado em tonalitos e charnoenderbitos com idades em torno de 2,15 Ga (NOGUEIRA; BETTENCOURT; TASSINARI, 2000; NASCIMENTO 2009).

As características geoquímicas dos granitóides cálcio-alcálicos são compatíveis com uma gênese a partir da fusão de crosta transamazônica precoce, gerada durante os estágios Eoriaciano e Mesoriaciano. Constituem um episódio magmático relacionado à presença de um evento neoriaciano na região central do Amapá, no qual foi obtida a idade de 2,10 Ga, o qual também pode ser correlacionada com o modelo de evolução geodinâmica de Delor et al. (2003a), e se refere ao estágio Neoriaciano (2,11-2,08). Esta fase representa o final da fase convergente e o início de um regime predominantemente transcorrente com cinemática sinistral, acompanhado de fusões locais dos granitóides tipo TTG, sob condições de baixa a moderada pressão. Simultaneamente, ocorreu a colocação de granitos com origem relacionada

principalmente a retrabalhamento crustal, e o desenvolvimento de bacias do tipo *pull-apart*. Entretanto, o desenvolvimento dessas bacias pull apart somente foi observado na porção norte da Guiana Francesa e não tem equivalente no Estado do Amapá.

Um episódio tardio, responsável pela formação dos granitos peraluminosos, e definido precariamente em um intervalo de idades entre 2,08 e 2,02 Ga marca a região e pode estar relacionado a eventos neoriacianos tardi-transamazônicos na região central do Amapá. Outros resultados geocronológicos dentro desse mesmo intervalo já foram registrados na região central do Amapá. Avelar (2002) apresentou uma idade de 2055 ± 6 Ma para um corpo monzogranítico e suspeita-se que esse episódio tenha se prolongado até 1,99 Ga, conforme idade Pb-Pb obtida em rocha total do granito Amapari na Serra do Navio (BORGES; LAFON; VILLAS, 2002). No sul do Bloco Amapá, há também registros de um episódio de granitogênese tardi-transamazônica com as idades Pb-Pb em zircão de 2049 ± 3 Ma e 2030 ± 2 Ma de monzo e sienogranitos (ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006). Esse episódio de acordo com Delor et al. (2003a) corresponde ao estágio Neoriaciano (2,07-2,06) e teria sido responsável na região por um evento granulítico e magmatismo charnoquítico associado, cujo significado geodinâmico ainda não foi bem esclarecido.

8. CONCLUSÕES

A análise dos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos nesse trabalho permitiu dividir os granitóides em quatro grupos distintos, evidenciando a existência de pelo menos três episódios distintos de granitogênese. O primeiro é representado por granitóides cálcio-alcálicos, que consistem de rochas tonalíticas a granodioríticas, com natureza cálcio-alcálica, caráter peraluminoso a levemente metaluminoso, afinidade geoquímica com granitos de arco vulcânico e semelhança com granitos do tipo I.

O segundo episódio é representado pelos Granito Sucuriçu e Granitos Peraluminosos, com composições modais sieno a monzograníticas, natureza mais alcálica, levemente peraluminosas, afinidade geoquímica com granitos de arco vulcânico e semelhança com granitos do tipo I. No entanto, uma amostra desse grupo apresentou afinidade geoquímica de granitos intra-placa e foi classificada como granito tipo A.

Um terceiro episódio de granitogênese é caracterizado pelo Tonalito Santo Antônio, o qual apresenta composição modal tonalítica, afinidade cálcio-alcálica, caráter metaluminoso, afinidade geoquímica com os granitos de arco vulcânico e semelhança com granitos tipo I.

Um quarto episódio é representado pelos granitóides da Serra do Navio (TAVARES, 2009). Formam um grupo com natureza alcálica a subalcálica, caráter levemente peraluminoso, afinidade geoquímica com granitos intraplaca e semelhança com os granitos tipo A.

Do ponto de vista geocronológico foram obtidas idades distintas para as rochas estudadas. A idade obtida de 2262 Ma para a amostra do Tonalito Santo Antônio, caracteriza um episódio magmático precoce na evolução da orogênese Transamazônica e indica que este tonalito não pertence ao mesmo evento magmático que o diorito do setor de Tartarugalzinho, para o qual foi obtida uma idade de 2181 Ma (AVELAR, 2002). Em contrapartida, essa idade é similar com aquelas obtidas por Tavares (2009) para granitóides intrusivos nas sequências metavulcanossedimentares da Serra do Navio, sugerindo tratar-se de um mesmo episódio magmático.

As características petrológicas e geoquímicas da amostra do Tonalito Santo Antônio permitiram sugerir um ambiente de subducção em contexto arco vulcânico eoriaciano oceano-oceano para a geração deste tonalito, com fusão de crosta oceânica e geração de magmas tonalíticos de idade paleoproterozóica. Outras hipóteses não podem ser descartadas, como, formação do tonalito em ambiente oceânico, à semelhança das rochas trondhjemíticas do

complexo de “*L'isle de Cayenne*” na Guiana Francesa ainda ou durante o desenvolvimento de uma bacia retro-arco.

As idades Pb-Pb obtidas em zircão dos granitóides cálcio-alcálicos, apesar de serem um pouco frágeis, devido ao baixo número de cristais utilizados para o cálculo das idades, apontam para a existência de uma granitogênese em torno de 2,10 Ga no setor estudado.

O estudo geocronológico Pb-Pb em zircão dos granitos peraluminosos e do Granito Sucuriçu apesar de não ter fornecido resultados confiáveis, aponta para um episódio mais recente de granitogênese (2,08-2,02 Ga), apesar de haver também idades de até 2,73 Ga. As relações de campo indicam que estas rochas são intrusivas nas sequências metavulcanossedimentares transamazônicas. As características desses granitóides, sugerem uma gênese por fusão de uma fonte com componente crustal arqueano no final do evento Transamazônico.

Do ponto de vista da transição entre o Bloco Arqueano Amapá e os terrenos juvenis do Domínio Paleoproterozóico, os resultados geoquímicos e geocronológicos obtidos nesse trabalho trouxeram novas evidências para o estabelecimento do limite entre domínios logo a norte da Serra do Navio. As características geoquímicas da suíte de granitóides cálcio-alcálicos, com idades em torno de 2,10 Ga, sem nenhuma evidência de zircões herdados permitem incluir essa unidade no domínio Paleoproterozóico. Pelos mesmos motivos, o Tonalito Santo Antônio também deve ser considerado como pertencente ao Domínio Paleoproterozóico. Logo a sul, as características petrográficas e geoquímicas dos granitóides Peraluminosos e Granito Sucuriçu associados às sequências metavulcanossedimentares do Grupo Vila Nova são compatíveis com a participação de crosta continental na sua gênese. Além dessa, as idades de até 2,73 Ga encontradas em zircões herdados de diversos granitóides intrusivos nas sequências metavulcanossedimentares, junto com a proximidade de ortognaisses granodioríticos testemunhos de um embasamento arqueano indicam que esse setor já deve ser considerado como pertencente ao Bloco Amapá.

De posse de todos os resultados geoquímicos e geocronológicos foi possível determinar as implicações para a evolução geodinâmica. As idades de 2,26 e 2,23-2,25 indicam a existência de um episódio magmático precoce da evolução transamazônica, na região central do Amapá e sugere que essa granitogênese seja representativa de um estágio de abertura oceânica ou do início do fechamento do oceano entre os blocos continentais arqueanos da Amazônia oriental e do Cráton Oeste africano. Esse magmatismo foi correlacionado ao magmatismo do Complexo “*Ile de Cayenne*” na região nordeste da Guiana Francesa e ao magmatismo máfico do Grupo Ipitanga. Esse episódio é precoce em relação a

formação dos terrenos granito-greenstones mesoriacianos que predominam em toda a porção sudeste do Escudo das Guianas (2,19-2,13 Ga). Esse estágio mesoriaciano foi registrado na região, por um diorito com idade de 2,18 Ga, associado às sequências greenstones de Tartarugalzinho.

As características geoquímicas dos granitóides cálcio-alcalinos são compatíveis com uma gênese a partir da fusão de crosta transamazônica precoce, gerada durante os estágios Eoriaciano e Mesoriaciano. Constituem um episódio magmático neoriaciano na região central do Amapá, com idade de 2,10 Ga, o qual também pode ser correlacionada com o modelo de evolução geodinâmica de Delor et al. (2003a), e se refere ao estágio colisional Neoriaciano (2,11-2,08).

Um episódio tardio, responsável pela formação dos granitos peraluminosos (2,08 e 2,02 Ga), pode estar relacionado a eventos neoriacianos tardi-transamazônicos na região central do Amapá, o que de acordo com Delor et al. (2003a) corresponde ao estágio Neoriaciano (2,07-2,06) e teria sido responsável por um evento granulítico na região e magmatismo charnoquítico associado, cujo significado geodinâmico ainda não foi bem esclarecido.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*,17:1-29, 1981.

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações pra a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, 2001. Resumos expandidos, SBG-NO. CD ROM.

AVELAR, V.G. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado, CPGG-UFGA, Belém, 213 p., 2002.

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Geologie de la France*, 2-3-4: 83-100, 2003.

BARKER, F. Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, p.13-122, 1979.

BARROS, A. M.; ARAÚJO, H.J.T.; TARAPANOFF, I.; MOREIRA, M.L.O.; PRADO, P. Projeto Iratapuru (Área Cupixi) - Geologia Regional. Goiânia, GEBAM/RADAMBRASIL, 205p. (Relatório Técnico), 1984.

BONIN, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*. 97: 1–29. 2007.

BORGES, A.A.S.; LAFON, J.M.; VILLAS, R.N.N. Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: Evidências geocronológicas. In: *CONG. BRAS. GEOL.* 41. João Pessoa – PB. SBG. Anais de resumos, 2002.

CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.* 12: 78-88, 1982.

CPRM. Gis do Brasil – Sistema de informação geográfica etapa 1: 1.000.000, Programa Geologia do Brasil, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha NA-22 Macapá, 2004.

CPRM. Gis do Brasil – Sistema de informação geográfica etapa 1: 1.000.000, Programa Geologia do Brasil, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha NA-22 Macapá, 2009.

COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to outeastern Australia. *Contr. Mineral Petrol.*, 80:189-200. 1982.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.G; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: Cong. Geol. Chileno. Santiago. Actas. Santiago, Vol.4. p. 137-148, 1979.

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

CREASER, R.A., PRICE, R.C., WORMALD, R.J., A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19: 163–166. 1991.

DECKART, K., FÉRAUD, G., BERTRAND, H. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 205– 220, 1997.

DECKART, K.; BERTRAND, H.; LIÉGEOIS, J. P. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos* 82 (2005) p. 289-314.

DELOR, C.; LAHONDERE, D.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THEVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V.G.. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Geologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. p. 5-58, 2003a.

DELOR, C.; ROEVER, E.W.F.; LAFON, J.M.; LAHONDÈRE, D.; ROSSI, P.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; POTREL, A. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, 2-3-4: 207-230, 2003b.

DeROVER, E.W.F.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; COCHERIE, A.; ROSSI, P.; GUERROT, C.; POTREL, A. The bakhuis ultrahight temperature granulite belt (Suriname): I Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise- P-t parth at 2.07-2.05 Ga. *Geologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. p. 175-206, 2003.

DUTRA, A. C. S. Caracterização petrográfica, mineralógica e química dos diques máficos Jurássicos da região central do Amapá (setor de Tartarugalzinho – Serra do Navio). In XX Seminário de iniciação científica-UFPA 2009.

EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v.20, p.641-644, 1992.

EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O’NIONS, R.K. Rareearth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, p. 1199-1212, 1978.

FARACO, M.T.L.; MARINHO, P.A.C.; VALE, A.G.; MOURA, C.A.V.; BUENANO; M.J. Novos dados geocronológicos no Amapá-NNW do Pará. DNPM, 2006.

FARACO, M. T. L.; THEVENIAU, H. ; LAFON, J. M. ; ARAUJO, L. Levantamento geológico da parte brasileira da Folha Oiapoque (1:250.000), fronteira Brasil-Guiana Francesa. In : XI Simp. Geol. Amaz. Manaus. CD-ROM, 2009.

FAURE, G. Principles of Isotope Geology. 2nd edition. Wiley ed. 345p, 1986.

FERRAN, A. Depósito de Ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá, in, MME-DNPM-CVRD, Principais Depósitos Minerais do Brasil, V. III, p. 581-588, Brasília, 1988.

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

HASUI Y., HARALY N.L.E., SCHOBENHAUS C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Manaus, Atas, p.129-148, 1984.

HORIKAVA, E.; FERREIRA FILHO, C. F. Corpos máfico-ultramáficos da região da Serra do Navio-AP. In: Simp. Geol. Amaz. 8. Manaus. SBG-Resumos. CD-ROM, 2003.

JOÃO, X.S.J.; FRIZZO, S.J.; MARINHO, P.A.C.; CARVALHO, J.M.A.; NETO, C.S.S.; SOUZA, A.N.; GUIMARÃES, L.R. Geologia da região sudoeste do Amapá e norte do Pará: Projeto Sudoeste do Amapá. DNPM/CPRM. 125p. (Série Geol. 10), 1978.

JOÃO, X. S.J.; CARVALHO, J.M.A.; VALE, A.G.; FRIZZO, S.J.; MARTINS, R.C. Projeto Rio Falsino. Belém, DNPM-CPRM. v.1-A, 199 p. (Relatório Final), 1979.

JOÃO, X.S.J. & MARINHO, P.A.C. Granitóides Sódicos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: Simp. Geol. Amaz., 1, Belém. Anais. SBG. 2: 229-252, 1982.

KARABINOS, P. & GROMET, L.P. Applications of single-grain zircon analysis to the detrital studies and age discrimination in igneous suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 4257-4267, 1993.

KLEIN, E.L., ROSA-COSTA, L.T., LAFON, J.M. Magmatismo Paleoarqueano (3.32 Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: VIII Simp. Geol. Amaz. Manaus (CD ROM), 2003.

KOBER, B. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 482-490, 1986.

KOBER, B. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71, 1987.

KRÖNER, A.; JAECKEL, P.; WILLIAMS, I.S. Pb-loss patterns in zircons from a highgrade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Res.*, 66: 151-186, 1994.

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

LAFON J.M.; DELOR C.; BARBOSA, O.S. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: *Simp. Geol. Amaz.* 7. Belém. Resumos expandidos. CD-ROM, 2001.

LAFON, J.M.; DELOR, C.; THEVENIAUT, H.; KRYMSKY, R.; TAVARES, R.P.S.; ROIG, J.Y. Isotopic deciphering of Rhyacian crustal evolution along the northern Oyapok river: new constraints from SM-Nd, U-Pb and Pb-Pb geochronology. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8, 2003, Manaus, AM. CD-Rom de resumos expandidos, 2003.

LAFON, J. M., TAVARES, R. P. S., TASSINARI, C. G. G., BARROS, C. E. M. Idade, caracterização geoquímica e isótopos de Nd dos anfibolitos do grupo Vila Nova e granitóides associados na Serra do Navio, borda norte do bloco arqueano Amapá: implicações geodinâmicas. In: *Cong. Bras. Geol.*, nº. Curitiba, 2008.

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. Geologia. In: *Brasil projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, I/120p. (Levantamento de Recursos Naturais, 6), 1974.

LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 1, Belém. Anais, SBG-NO, v.1, p. 147-162, 1982.

LUDWIG, K.R. *User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1)*. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 4, 71p, 2004.

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635–643, 1989.

MCREATH, I.; FARACO, M.T.L. Paleoproterozoic greenstones-Granite Belts in Northern Brazil and the Former Guyana Shield – West African Craton Province. *Geol. USP. Ser. Cient.*, São Paulo, v.5, n.2, p. 49-63, 2006.

MELO L.V.; VILLAS, R. N. O depósito aurífero Amapari, Amapá: fluidos mineralizantes e tipologia. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia. Resumos Expandidos do VII SGA. Belém : Soc. Brás. Geol. - Núcleo Norte. v. 1. p. 49-52, 2001.

MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: Simp. Amaz., 2, Anais. Manaus, MME-DNPM: 54-57, 1984.

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

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

NASCIMENTO, D. Estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico da Granitogênese Tardi-transamazônica da região de Calçoene, norte do Amapá. Trabalho de conclusão de curso. UFPA-2009.

NOGUEIRA, S.A.A., BETTENCOURT, J.B., TASSINARI, C.C.G. Geochronology of the granitoid hosted Salamangone Gold: Deposit Lourenço District Amapá, Brazil. *Rev. Bras.Geoc.* v.30: p 261-264, 2000.

NOMADE, S.; KNIGHT, K. B.; BEUTEL, E.; RENNE, P. R.; VERATI, C.; FÉRAUD, G.; MARZOLI, A.; YOUNG, N.; BERTRAND, H. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeo. Sci.* 244. P. 326-344. 2007

OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.L.; PIMENTEL, M.M. Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e suas aplicação em rochas da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. *Congr. Bras. Geol.*, 41. p. 110, 2002.

OLIVEIRA, E. C., LAFON, J. M., GIOIA, S. M. C. L., PIMENTEL, M. M. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. In: *Rev. Bras. Geo.* 38 (1): 116-129, 2008.

PAQUETTE, J.L.; NÉDELÉC, A.; MOINE, B.; RAKOTONDRAZAFY, M. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *J. Petrol.*, 102: 523-538, 1994.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983, 1984.

PECCERILLO, A; TAYLOR, T. S. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81. 1976

PIMENTEL, M.M., SPIER, C.A., FERREIRA F., C.F. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: Idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Rev. Bras. Geoc.* v.32, nº3: p 371-376, 2002.

ROSA-COSTA, L.T.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. Resumos Expandidos, SBG-NO. CD-ROM, 2001.

ROSA-COSTA, L.T.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M.; VASQUES, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará. Brazil. Southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4,:101-120, 2003.

ROSA-COSTA, L.T. *Geocronologia 207Pb/206Pb, Sm-Nd, U-Th-Pb e 40Ar-39Ar do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico*. Tese de Doutorado. PPGG-UFPA, Belém, 235 p, 2006.

ROSA-COSTA L.T., LAFON, J.M., DELOR, C. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the southeast of Guiana shield, north of Brazil. *Gondwana Research*. nº2: p 277-300, 2006.

ROSA-COSTA L.T., LAFON, J.M., COCHERIE, A., DELOR, C. 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, 2008.

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. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I. Belém, CPRM, 2001.

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

SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Contribuição à geologia da Amazônia. Costa, M.L.C. & Angélica, R.S. Coords. SBG-NO: 91-142, 1997.

SCARPELLI, W. Preliminary geological mapping of the Falsino river, Amapá, Brasil. *Verhandelinger Van Her Geologisch. Mijnbouwkundig genootschap voor Nederland en Kolonien*, 27:125-130, 1969.

SPIER, C. A. Petrologia e metalogênese dos depósitos de cromita associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, AP. 41p. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília. (Dissertação de Mestrado), 1999.

SPIER, C.A.; FERREIRA FILHO, FONSECA, C. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova-Amapá. In: 40 Cong. Bras. Geol. Salvador. Anais. p. 141-141, 1998.

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

STEIGER, R. H. & JÄGER, E., Subcomission on geochronology: convention to use of constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letter.* 36; 359-362, 1977.

STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33, 1976.

SUN, S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297. p. 409-445. 1980.

SYLVESTER, P.J. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Petrology*, 97: 261-180, 1989.

TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. The Amazonian Craton. in *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A., 31st Int. Geological Congress, eds., 41-96, 2000.

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

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 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, p. 471-485, 2004.

TAVARES, R.P.S.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; THEVENIAUT, H.; KRYMSKY, R. 2003. Geocronologia Pb-Pb em monocristais de zircão e U-Pb em titanitas: evolução tardi-transamazônica da região de Oiapoque (fronteira Guiana Francesa – Norte do Amapá). In: *Cong. Bras. Geoq.*, 9, Belém. Resumos Expandidos, p. 746-748.

TAVARES, R.P.S. Granitóides e anfibólitos da Serra do Navio, borda norte do Bloco Arqueano Amapá: caracterização petrográfica e geoquímica, geocronologia Pb-Pb em zircão e isótopos de Nd. Dissertação de Mestrado. PPGG – UFPA, 2009.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precamb. Res.* 42: 213-227, 1989.

VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E. COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J.P. Contrasting mechanism of crustal growth. *Geodynamic*

evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precamb. Res.* 92: 165-193, 1998.

VASQUEZ M.L. & LAFON J.M. Magmatismo tipo A de 1,75Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, Simp. de Geol. Da Amazônia, 7. Belém, Resumos Expandidos, CD-ROM, 2001.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, 95: 407-419, 1987.