



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

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO
GRANITO RAMAL DO LONTRA E SUA RELAÇÃO COM A
TECTÔNICA E METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA,
XAMBIOÁ-TO**

TESE APRESENTADA POR

CLEBER LADEIRA ALVES

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

Data de Aprovação: **24 / 05 / 2006**

Comitê de Tese:

PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB (Orientador)

CIRO ALEXANDRE ÁVILA

CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

Belém

DEDICO ESTE TRABALHO A MEUS PAIS
E AVÓS POR TODO AMOR, DEDICAÇÃO E
CONFIANÇA QUE SEMPRE TIVERAM EM MIM

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pois sem sua ajuda nada disso seria possível;

A todos os meus familiares, principalmente a meus pais que apesar de algumas dificuldades jamais deixaram de me apoiar e incentivar;

À Universidade Federal do Pará e ao Centro de Geociências pela oportunidade de ensino gratuito e de qualidade, e pela infraestrutura cedida para realização dessa dissertação;

À CAPES pelo suporte financeiro através da concessão de bolsa de estudo;

Aos projetos “Caracterização de ambientes metalogenéticos no contexto da evolução do Cinturão Araguaia” – CNPq e “Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província mineral de Carajás e províncias adjacentes” – PRONEX/CG/UFPA/CNPq, pelo suporte financeiro para o desenvolvimento dessa dissertação;

Ao Prof. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb pela orientação, amizade e confiança;

A todos os professores e funcionários do CG;

Agradeço a todos os meus amigos, sejam os que me acompanharam na pós-graduação ou aqueles que se tornaram profissionais geólogos, que de uma forma ou de outra contribuíram para o desenvolvimento dessa dissertação.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. APRESENTAÇÃO	5
1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	6
1.3. OBJETIVOS	8
1.4. ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO	9
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
3. MAGMATISMO GRANÍTICO DO CINTURÃO ARAGUAIA	17
4. GEOLOGIA DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GRANITO RAMAL DO LONTRA	20
4.1. GRUPO ESTRONDO	24
4.1.1. <i>Seqüência quartzítica</i>	24
4.1.2. <i>Seqüência de xistos</i>	27
4.2. GRANITO RAMAL DO LONTRA	39
4.2.1. <i>Modos de ocorrência e relação de contato com as encaixantes</i>	39
4.2.2. <i>Aspectos gerais e classificação</i>	40
4.3. FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	41
5. PETROGRAFIA DO GRANITO RAMAL DO LONTRA	48
5.1. INTRODUÇÃO	48
5.2. ASPECTOS PETROGRÁFICOS	48
5.2.1. <i>Aspectos texturais</i>	53
5.2.2. <i>Descrição dos minerais</i>	55
5.3. ESTUDO PETROGRÁFICO COMPLEMENTAR POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA	66
5.3.1. <i>Introdução e princípios do método</i>	66
5.3.2. <i>Resultados</i>	67

6. ASPECTOS ESTRUTURAIS E METAMÓRFICOS DO GRANITO RAMAL DO LONTRA E ENCAIXANTES	75
6.1. ESTRUTURAS DAS ROCHAS ENCAIXANTES	75
6.2. ESTRUTURAS DO GRANITO RAMAL DO LONTRA	76
6.3. METAMORFISMO	77
7. GEOQUÍMICA	81
7.1. ELEMENTOS MAIORES	83
7.2. DADOS NORMATIVOS	88
7.3. ELEMENTOS-TRAÇO	91
7.4. ELEMENTOS TERRAS RARAS	97
7.5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	99
8. COMPARAÇÃO COM OUTROS CORPOS GRANÍTICOS DO CINTURÃO ARAGUAIA	103
9. GEOCRONOLOGIA	114
9.1. INTRODUÇÃO	114
9.2. PRINCÍPIOS DO MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM ZIRCÃO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS EMPREGADOS	114
9.3. RESULTADOS ANALÍTICOS	116
9.4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	117
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS	124
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	126
ANEXOS – RESULTADOS ANALÍTICOS Pb-Pb EM ZIRCÃO	132

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS		Página
Figura 1.1-	Mapa de localização da área do estudo	7
Figura 2.1-	Mapa geológico do Cinturão Araguaia	16
Figura 4.1-	Mapa geológico da região de Xambioá	21
Figura 4.2-	Mapa de amostragem	22
Figura 4.3-	Mapa geológico da área de estudo	23
Figura 4.4-	Dobras abertas em quartzito	25
Figura 4.5-	Dobras abertas em quartzito	26
Figura 4.6-	Quartzito com foliação subvertical	26
Figura 4.7-	Afloramento micaxistos	32
Figura 4.8-	Afloramento micaxistos	32
Figura 4.9-	Detalhe de bandamento em micaxisto	33
Figura 4.10-	Veio quartzo-feldspático em granada xisto	33
Figura 4.11-	Mobilizados quartzo-feldspáticos boudinados em quartzito micaxisto	34
Figura 4.12-	Veio quartzo-feldspático concordante com a foliação de micaxisto	34
Figura 4.13-	Bolsão pegmatítico encaixado em granada-quartzito micaxisto	35
Figura 4.14-	Bolsão pegmatítico encaixado em granada-quartzito micaxisto	35
Figura 4.15-	Mobilizados graníticos irregulares em granada micaxisto	36
Figura 4.16a-	Veios contendo granada, cianita, clinozoisita e quartzo	37
Figura 4.16b-	Porfiroblastos de granada e estauroлита em micaxistos	37
Figura 4.17-	Fotomicrografias dos micaxistos	38
Figura 4.18-	Aspectos morfológicos do Granito Ramal do Lontra	43
Figura 4.19-	Aspectos morfológicos do Granito Ramal do Lontra	43
Figura 4.20-	Aspectos morfológicos do Granito Ramal do Lontra	44
Figura 4.21-	Aspectos morfológicos do Granito Ramal do Lontra	44
Figura 4.22-	Aspectos morfológicos do Granito Ramal do Lontra	45
Figura 4.23-	Aspecto textural mesoscópico do Granito Ramal do Lontra	45
Figura 4.24-	Veio pegmatítico	46
Figura 4.25-	Veio pegmatítico	46
Figura 4.26-	Veio de microgranito no Granito Ramal do Lontra	47
Figura 4.27-	Siltitos e argilitos da Formação Pimenteiras	47
Figura 5.1-	Diagramas QAP e Q-A+P-M' de Strekeisen	51
Figura 5.2-	Aspectos texturais de amostras de mão do Granito Ramal do Lontra	52
Figura 5.3-	Detalhe da textura em amostras de mão do Granito Ramal do Lontra	59
Figura 5.4-	Detalhe da textura em amostras de mão do Granito Ramal do Lontra	60
Figura 5.5-	Fotomicrografias da textura granular hipidiomórfica	61
Figura 5.6-	Fotomicrografias de textura granoblástica poligonal	62
Figura 5.7-	Fotomicrografias destacando foliação no Granito Ramal do Lontra	63
Figura 5.8-	Aspectos microtexturais/estruturais	64
Figura 5.9-	Aspectos microtexturais da muscovita	65
Figura 5.10-	Imagens de MEV da magnetita	69
Figura 5.11-	Imagens de MEV da titano-magnetita e ilmenita	70
Figura 5.12-	Espectros dos minerais opacos	71
Figura 5.13-	Imagens de MEV da monazita	72
Figura 5.14-	Imagens de MEV do óxido de terras raras	73

Figura 5.15-	Espectros da monazita e óxido	74
Figura 6.1-	Mapa geológico da área com associações minerais metamórficas	79
Figura 6.2-	Grade petrogenética com campo P e T do metamorfismo	80
Figura 7.1-	Diagramas de Harker elementos maiores do Granito Ramal do Lontra	85
Figura 7.2-	Diagramas geoquímicos de classificação	86
Figura 7.3-	Diagramas geoquímicos de classificação	87
Figura 7.4-	Diagramas normativos	90
Figura 7.5-	Diagramas de Harker elementos-traço	93
Figura 7.6-	Diagramas binários de variação de elementos-traço	94
Figura 7.7-	Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos	95
Figura 7.8-	Diagrama de multi-elementos	96
Figura 7.9-	Diagrama de elementos terras raras	98
Figura 8.1-	Diagrama QAP (comparativo)	107
Figura 8.2-	Diagramas de Harker (comparativos)	110
Figura 8.3-	Diagramas geoquímicos de classificação (comparativos)	111
Figura 8.4-	Diagramas geoquímicos de classificação (comparativos)	112
Figura 8.5-	Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos (comparativos)	113
Figura 9.1-	Fotomicrografias de cristais de zircão	120
Figura 9.2-	Diagrama de barras para o método Pb-Pb em zircão	122

TABELAS

Tabela 5.1-	Análises modais do Granito Ramal do Lontra	50
Tabela 7.1-	Análises químicas do Granito Ramal do Lontra	82
Tabela 7.2-	Composições normativas CIPW do Granito Ramal do Lontra	89
Tabela 8.1-	Análises química de outros granitos do CA	108
Tabela 8.2-	Composição normativa de outros granitos do CA	109
Tabela 9.1-	resultados analíticos Pb-Pb em zircão do Granito Ramal do Lontra	121
Tabela 9.2-	Resultados analíticos Pb-Pb em zircão cristais herdados	123

RESUMO

Na porção leste do Cinturão Araguaia no Estado do Tocantins são identificados alguns corpos graníticos de pequenas dimensões, merecendo destaque os granitos Santa Luzia, Ramal do Lontra e Presidente Kennedy, os quais são o registro de um importante evento de granitogênese relacionado à evolução do Cinturão Araguaia no fim do Neoproterozóico.

O Granito Ramal do Lontra, localizado no noroeste do Estado do Tocantins, a aproximadamente 30 km a sudeste da cidade de Xambioá, constitui um *stock* de forma levemente ovalada com dimensões de aproximadamente 5 km por 4 km, encaixado nos quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo.

O Granito Ramal do Lontra, segundo estudos petrográficos é representado por metagranitos com pequenas variações mineralógicas, pobre em minerais máficos (< 6%), hololeucocrático, equigranular médio, apresentando texturas granoblásticas, predominantemente, com textura reliquiar granular hipidiomórfica. No diagrama QAP de Strackeisen, sua classificação situa-se predominantemente no campo do monzogranito, ou na fronteira dos campos monzogranito a granodiorito. A classificação mais específica destaca muscovita-biotita meta-monzogranitos e muscovita-biotita meta-monzogranitos a granodioritos. O seu conteúdo mineralógico é formado essencialmente por plagioclásio peristerítico (An_{11-16}), quartzo e microclina, além de biotita e muscovita. Os minerais acessórios reúnem apatita, zircão, titanita, alanita, monazita, óxido de terras raras e minerais opacos.

Os dados geoquímicos mostram grande homogeneidade composicional apresentando elevados valores de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e Na_2O , e baixos valores de MgO , Fe_2O_{3Total} e TiO_2 . Os diagramas de classificação geoquímica e dados normativos com a presença de coríndon normativo, indicam natureza leucogranítica e caráter peraluminoso para o Granito Ramal do Lontra.

O estudo dos elementos-traço mostrou que há variações composicionais nas rochas do Granito Ramal do Lontra, o que não foi evidenciado nos elementos maiores, onde observou-se uma homogeneidade nos teores de tais elementos. Tal estudo revelou um grupo de rochas com assinatura geoquímica distinta da maioria das rochas do Granito Ramal do Lontra, possuindo altos teores de ETR, além dos elementos-traço Nb, Ta e Y, que é refletido petrograficamente pela maior quantidade de monazita e um óxido de terras raras nessas rochas. O alto teor desses

elementos possivelmente está relacionado à contaminação do magma pelas suas encaixantes durante sua ascensão.

O estudo geocronológico realizado pelo método de evaporação de Pb em zircão forneceu idade média de 549 ± 5 Ma, a qual é interpretada como a idade mínima de cristalização do zircão e, conseqüentemente, do Granito Ramal do Lontra. Essa idade é similar à obtida no Granito Santa Luzia entre 550-560 Ma que é correlacionado ao mesmo evento magmático do Cinturão Araguaia.

Integrando-se os dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos do Granito Ramal do Lontra conclui-se tratar de uma granitogênese peraluminosa de alojamento sintectônico à evolução do Cinturão Araguaia.

Essa granitogênese é também cronologicamente relacionada aos granitos da Suíte Lageado de idade 546 ± 6 Ma, situada a sudeste do Cinturão Araguaia cujos corpos estão encaixados em terrenos granulíticos e gnáissicos do paleoproterozóico do Maciço de Goiás, mas com características geológicas, petrográficas e geoquímicas diferentes. Esses variados corpos graníticos podem estar relacionados a um evento térmico de grande amplitude relacionado ao metamorfismo regional no neoproterozóico do Cinturão Araguaia, que afetou também seu embasamento.

Duas hipóteses são adotadas como possíveis fontes para o Granito Ramal do Lontra. Uma delas seria por fusão dos ortognaisses do Complexo Colméia, e a outra envolveria fusão dos metassedimentos do Cinturão Araguaia (Grupo Estrondo), porém não os de composição pelítica, mas os de composição quartzo-feldspática.

ABSTRACT

In the portion east of the Cinturão Araguaia in the State of the Tocantins some granitic bodies of small dimensions are identified, deserving have detached granites Santa Luzia, Ramal do Lontra and Presidente Kennedy, which are the register of an important event of granitogênese related to the evolution of the Cinturão Araguaia in the end of the Neoproterozoic.

The Granite Ramal do Lontra, located in the northwest of the State of the Tocantins, approximately the 30 km the Southeast of the city of Xambioá, constitutes a stock of lightly oval form with longer axe of approximately 5 km and smaller axe of 4 km, hosted by quartzitos and micaxistos of the Estrondo Group .

The Granite Ramal do Lontra, accord petrographics studies are represented by meta-granites with small mineralogical variations, poor in mafics minerals (< 6%), hololeucocratic, equigranular middle, presenting granoblastic texture, predominantly, with texture to reliquiar granular hipidiomorphic. In diagram QAP of Strackeisen, its classification is placed dominant in the field of the monzogranite, or in the limit of the fields monzogranite the granodiorite. The classification most specific detaches muscovite-biotite meta-monzogranites and muscovite-biotite meta-monzogranites the granodiorites. Its mineralogic content is formed essentially by peristeritic plagioclase (An11-16), quartz and microcline, beyond biotite and muscovite. The accessory minerals congregate apatite, zircon, titanite, alanite, monazite, oxide of rare earth element and minerals opacs.

The geochemicals data show great composicional homogeneity presenting high values of SiO₂, Al₂O₃, K₂O and Na₂O, and low values of MgO, Fe₂O₃Total and TiO₂. The diagrams of the geochemistry classification and normative data with the presence of normative coríndon, indicate leucogranitic nature and peraluminous character for the Granite Ramal do Lontra.

The study of element-trace showed that it has compositions variations in the rocks of the Granite Ramal do Lontra, what was not evidenced in the elements biggest, where observed a homogeneity in content of such elements. Such study it disclosed to a group of rocks with signature geochemistry distinct of the majority of the rocks of the Granite Ramal do Lontra, possessing high contents of REE, beyond element-trace Nb, Ta and Y, that is reflected petrographically by the biggest amount of monazite and a rare earth oxide in these rocks. The high

content of these elements is possibly related to the contamination of the magma for its hosted rocks during its ascension.

The geochronologic study carried through by the method of evaporation of Pb in zircon supplied average age of 549 ± 5 Ma, which is interpreted as the minimum age of crystallization of the zircon and, consequently, of the Granite Ramal do Lontra. This age is similar to gotten in the Granite Santa Luzia enter 550-560 Ma the one that is correlated the same the magmatic event of the Cinturão Araguaia.

Combining geologic, petrographics, geochemicals and geochronologies the data of the Granite Ramal do Lontra it is concluded to deal with one granitogênese peraluminous of lodging sin-tectonic to the evolution of the Cinturão Araguaia.

This granitogenese also cronologically is related to granites of the Suíte Lageado of age 546 ± 6 Ma, situated the Southeast of the Cinturão Araguaia whose bodies are incased in granulítics and gnaissics lands of the paleoproterozoic of the Massif of Goiás, but with geologic, petrographics and geochemicals characteristics different. These varied granitics bodies can be related to a thermal event of great amplitude related to the regional metamorphism in the neoproterozoic of the Cinturão Araguaia, that also affected its basement.

Two hypotheses are adopted as possible sources for the Granite Ramal do Lontra. One of them would be for fusing of ortognaisses of the Complex Colméia, and to another one it would involve fusing of the metassediments of the Cinturão Araguaia (Estrondo Group), however not them of pelitic composition, but of composition the quartz-feldspatic.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A área onde se localiza o Granito Ramal do Lontra faz parte do município de Xambioá, no noroeste do Estado do Tocantins (Fig. 1.1), e corresponde a uma das mais importantes exposições de rochas do Cinturão Araguaia (CA), representado pelo Grupo Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá), com a particularidade de aflorar também o seu embasamento arqueano (Complexo Colméia) nos núcleos das estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra. Essa porção do CA reúne um conjunto de rochas metassedimentares e meta-magmáticas neste domínio de relativamente mais alto grau metamórfico, que atingiu a fácies anfíbolito baixo a médio, com indícios de anatexia em zonas crustais mais profundas. Nesse contexto, está inserido o Granito Ramal do Lontra (Macambira 1983), objeto de estudo da presente dissertação, estando o mesmo alojado nos metassedimentos do Grupo Estrondo.

O conhecimento acumulado sobre o magmatismo granítico do CA ainda é superficial, visto que algumas conclusões são apenas sugeridas, apresentadas sem uma base consistente de dados e sem que tenham sido realizados estudos sistemáticos ou conclusivos. Dentre os plútons conhecidos, o corpo melhor estudado é o Granito Santa Luzia (Costa et al. 1983, Moura & Gaudette 1993, Lamarão & Kotschoubey 1996) localizado na porção mais a sul do CA, na região de Paraíso do Tocantins. Nos demais corpos graníticos as informações são ainda escassas, com trabalhos apenas no nível de reconhecimento incluindo o Granito Ramal do Lontra (Macambira 1983), o Granodiorito Presidente Kennedy (Bulhões & Dall’Agnol 1985), e outros corpos graníticos pouco conhecidos (granitos Barrolândia, Serra da Ametista e Araguaci).

Tendo em vista a limitação das pesquisas existentes sobre esse magmatismo, a presente dissertação procurou sistematizar os estudos em um dos importantes corpos graníticos, o Granito Ramal do Lontra, envolvendo a cartografia geológica, estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, que permitiram a caracterização da natureza, o posicionamento temporal e a evolução do mesmo no contexto evolutivo do CA.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área do trabalho está localizada no noroeste do estado do Tocantins, divisa com o sudeste do Estado do Pará, e dista aproximadamente 35 km a sudeste da cidade de Xambioá (Figura 1.1). A área ocupa parte das folhas SB-22-Z-B-II (Xambioá) e SB-22-Z-B-III (Ananás), estando delimitada pelas coordenadas geográficas 6° 34' 48" - 6° 43' 27" de latitude sul e 48° 20' 26" - 48° 26' 60" de longitude oeste.

O acesso rodoviário a partir de Belém pode ser feito através da rodovia BR-316 até a cidade de Santa Maria (PA), interligando-se à BR-010 (Belém-Brasília) até a cidade de Araguaína no Estado do Tocantins, tomando-se a partir daí a rodovia TO-386 em direção à cidade de Araganã e Xambioá. O acesso também pode ser feito através da rodovia PA-150, partindo de Belém até a cidade de Marabá, e a partir daí pela BR-153 até a cidade de São Geraldo do Araguaia (PA), na margem esquerda do rio Araguaia, e com travessia de balsa para a cidade de Xambioá (TO).

No interior da área o acesso é feito pelas rodovias BR-153 (Xambioá-Wanderlândia) e a TO-164 que liga as cidades de Araganã e Xambioá. Além dessas estradas principais, inúmeras estradas vicinais para fazendas tornam mais fáceis o deslocamento na área.

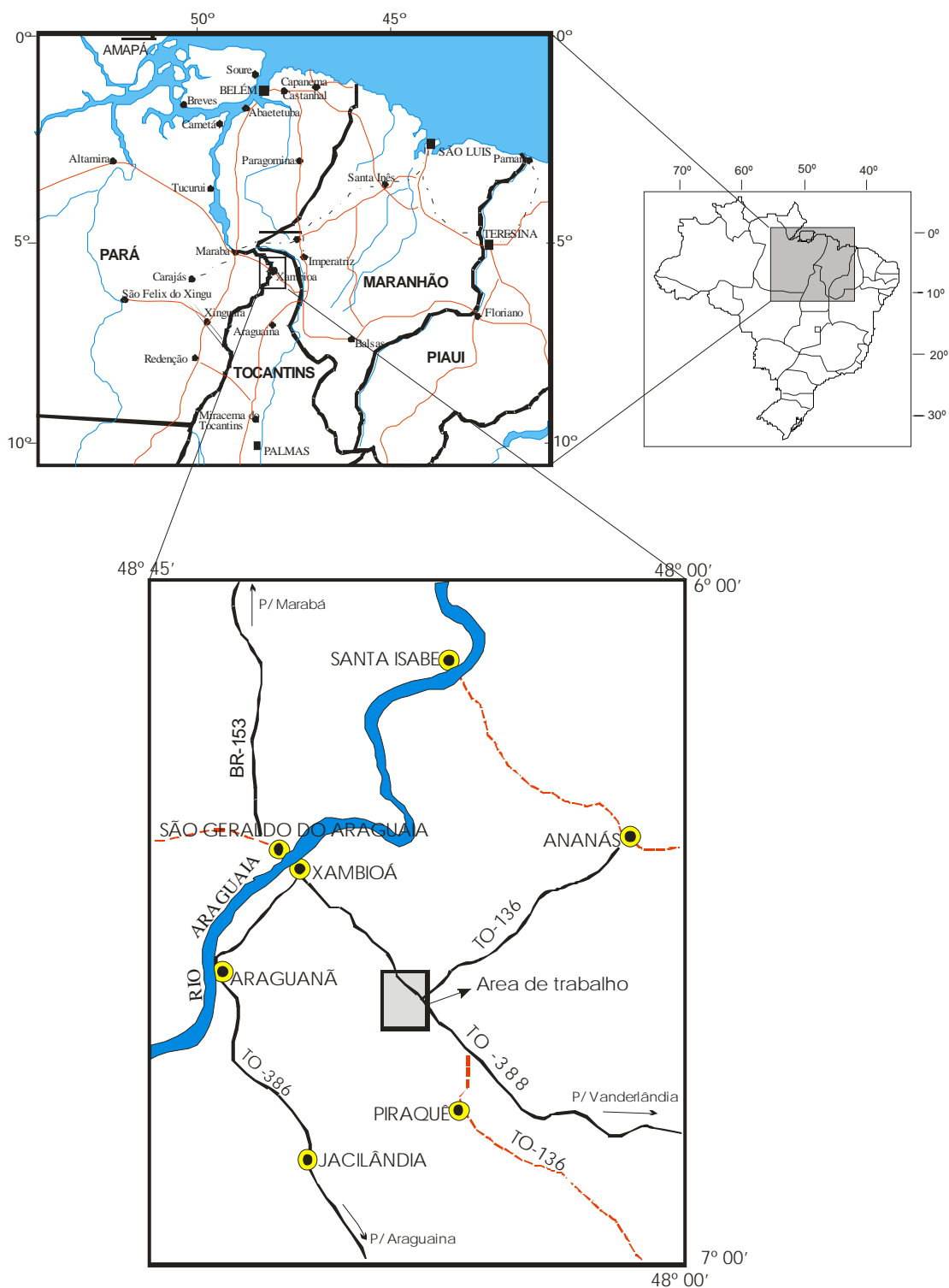


Figura 1.1- Mapa de localização e vias de acesso da região de Xambioá-Araguanã, com delimitação aproximada da área de estudo, onde está localizado o Granito Ramal do Lontra.

1.3 - OBJETIVOS

São poucas as ocorrências de corpos graníticos identificados até o presente no Cinturão Araguaia e os estudos existentes nos mesmos são ainda superficiais. Merecem destaque apenas alguns estudos de reconhecimento, como os realizados por Macambira (1983) no Granito Ramal do Lontra, os estudos petrográficos por Bulhões & Dall'Agnol (1985) no Granodiorito Presidente Kennedy, e de Lamarão & Kotschoubey (1996) no Granito Santa Luzia sendo este o corpo melhor conhecido.

A presente dissertação de mestrado envolve o estudo específico do Granito Ramal do Lontra, que junto com os demais corpos graníticos da região representam um importante evento magmático relacionado à formação do CA. Os estudos anteriores realizados no Granito Ramal do Lontra incluíram apenas a cartografia preliminar com petrografia superficial, de modo que estão indefinidos a tipologia do granito, sua caracterização petrográfica e litoquímica, a sua idade e mesmo o mapeamento do corpo. Os estudos geocronológicos efetuados no Granito Ramal do Lontra se restringem apenas ao método Rb-Sr que é inconclusivo sobre a idade de cristalização do Granito. Além dos aspectos já citados, as relações do corpo com suas encaixantes carecem de informações.

Tendo em vista esta problemática, a presente dissertação teve como objetivos principais:

- Elaborar a cartografia do corpo e definir a relação deste com as suas rochas encaixantes;
- Caracterizar o Granito Ramal do Lontra nos seus aspectos petrográficos e geoquímicos;
- Definir a tipologia do Granito Ramal do Lontra e seu posicionamento tectônico na evolução do Cinturão Araguaia;
- Obter a idade de cristalização do Granito Ramal do Lontra através do método geocronológico Pb-Pb em zircão;
- Comparação com outros granitos da Província Tocantins de mesma idade;
- Definir a relação temporal desse magmatismo em relação ao metamorfismo e tectônica do CA e;
- Discutir sua evolução no contexto do CA.

1.4 - ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO

Neste item estão descritos as atividades e métodos de trabalho que foram realizados nessa dissertação, dentre os quais se destacam basicamente a pesquisa bibliográfica, levantamentos de campo e estudos laboratoriais, os quais são detalhados a seguir.

A pesquisa bibliográfica envolveu a leitura de artigos científicos e livros textos relacionados a petrologia ígnea e metamórfica, assim como a atualização de conceitos e procedimentos sobre petrografia, geoquímica e aplicação de métodos geocronológicos (Kober 1986 e 1987, Rollinson 1993, Faure 1995). Foi realizado ainda, um amplo levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada com ênfase no magmatismo granítico, metamorfismo, geologia estrutural e geocronologia do Cinturão Araguaia, bem como de seu embasamento e unidades correlatas, o qual resultou na elaboração dos capítulos 2 e 3.

O mapeamento geológico envolveu o levantamento na área de estudo definida na Figura 1.1, através de duas expedições de campo para a região de Xambioá, realizadas nos períodos de 30 de agosto a 14 de setembro de 2003, e 23 a 29 de agosto de 2004. Durante estes trabalhos foram realizados caminhamentos ao longo da área de ocorrência do Granito Ramal do Lontra e suas rochas encaixantes, onde foram estudados em detalhe 58 pontos de afloramento. Esta etapa de trabalho envolveu a descrição detalhada de todos os afloramentos, além da coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos, incluindo a coleta de dados estruturais do corpo granítico e de suas rochas encaixantes. Através de técnicas de sensoriamento remoto, utilizando imagens de satélite e radar, compilações de dados cartográficos pré-existentes, somadas às informações obtidas nos trabalhos de campo, foi elaborado um mapa geológico onde destaca-se a distribuição das unidades geológicas na área, os limites do Granito Ramal do Lontra e as estruturas das rochas (Fig. 4.3). Um mapa de amostragem foi também elaborado, destacando a localização das amostras posicionadas com auxílio de GPS (Fig. 4.2).

Para o estudo petrográfico utilizou-se além das amostras coletadas nesta dissertação, aquelas provenientes do acervo dos Estágios de Campo II do Curso de Graduação em Geologia da UFPA, realizados nos últimos três anos na região, gentilmente cedidas pela equipe de professores e estudantes. Este estudo envolveu a descrição de 21 (vinte e uma) amostras de mão e lâminas delgadas do Granito Ramal do Lontra visando a sua caracterização mineralógica e classificação segundo Streckeisen (1976) e Le Maitre (2003), além da análise textural. A quantificação mineral através de análise modal em lâminas delgadas também foi realizada em 19

(dezenove) amostras do granito, utilizando-se para isto o contador de pontos da marca Swift do Laboratório de Petrografia do Centro de Geociências da UFPA. Em cada lâmina foram contados em média 1500 pontos. O estudo petrográfico das rochas encaixantes (Grupo Estrondo) foi iniciado durante Trabalho de Conclusão de Curso de graduação do autor e revisado e aprofundado na presente dissertação.

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizada como uma ferramenta adicional aos estudos petrográficos e estiveram voltados para a caracterização dos minerais opacos e alguns minerais acessórios. Três amostras do Granito Ramal do Lontra foram selecionadas para este estudo (RL-01, RL-36 e RL-56), as quais foram confeccionadas lâminas polidas e a partir daí, as mesmas foram metalizadas para análise no MEV. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Centro de Geociências da UFPA.

A litoquímica envolveu a coleta de amostras no campo e uma posterior seleção petrográfica, a partir da qual foram escolhidas 12 amostras do Granito Ramal do Lontra para dosagem dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras. Este estudo teve como objetivo a caracterização geoquímica deste granito e sua qualificação tipológica usando diagramas geoquímicos discriminantes, específicos para rochas graníticas.

O preparo das amostras para a análise química obedeceu aos seguintes passos:

- Seleção das amostras no campo respeitando critérios de qualidade física e situação geológica e posterior seleção petrográfica;
- Britagem das amostras no triturador de mandíbulas do Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Geociências (CG);
- Quarteamento das amostras;
- Moagem das amostras no aparelho Shatterbox, e em seguida pulverização no Moinho de Água do Laboratório de Sedimentologia do CG, para que as amostras adquirissem condições granulométricas ideais para análise laboratorial;
- Quarteamento, homogeneização e separação de alíquotas adequadas para envio ao laboratório.

As análises químicas foram realizadas pelo laboratório Acme Analítica Laboratórios Ltda. Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES, e os traços e terras raras foram obtidos por ICP-MS. O tratamento e interpretação dos dados seguiram a metodologia descrita por Rollinson (1993).

O estudo geocronológico envolveu a datação do Granito Ramal do Lontra através do método de evaporação de Pb em zircão com o objetivo de obter a idade mínima de cristalização do granito. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) sob a orientação do professor Cândido Augusto Veloso Moura, seguindo a metodologia desenvolvida por Kober (1986, 1987) e utilizada em rotina neste laboratório.

Finalmente, de acordo com as informações geológicas existentes, e com os resultados obtidos neste trabalho, foi feita a integração dos dados e a redação desta dissertação.

2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico, que apresenta uma configuração geral submeridiana, distribuída numa extensão de 1200 km e largura da ordem de aproximadamente uma centena de quilômetros (Alvarenga *et al.* 2000). Seu limite a oeste se faz com o Cráton Amazônico, ao norte e a leste limita-se com a Bacia do Parnaíba, enquanto que a sul e sudeste limita-se com as unidades paleoproterozóicas do Maciço de Goiás (Fig. 2.1).

As principais unidades litoestratigráficas que compõe o Cinturão Araguaia estão sintetizadas em Abreu (1978), Hasui *et al.* (1984), Hasui & Costa (1990) e Alvarenga *et al.* (2000).

O embasamento do Cinturão Araguaia é representado a oeste, pelo conjunto de rochas arqueanas da porção oriental do Cráton Amazônico, sendo o mesmo recoberto discordantemente pelo Cinturão Araguaia em toda a margem leste; a sudeste, seu embasamento é representado pelas rochas paleoproterozóicas do Maciço de Goiás (Gorayeb *et al.* 2000). O embasamento arqueano também é encontrado no domínio leste, no núcleo de estruturas braquianticlinais, em que estão expostas rochas do Complexo Colméia, que segundo Moura & Gaudette (1999) seriam correlacionáveis às suítes TTG do leste do Cráton Amazônico. Também fazendo parte do embasamento do CA ocorrem os granitóides Cantão e Serrote, ambos de idade paleoproterozóica (1,85 Ga) que se encontram intrudidos nos complexos Colméia e Rio dos Mangues, respectivamente.

O Cráton Amazônico, no limite oeste com o Cinturão Araguaia, é representado predominantemente pelo Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria, que é composto por rochas tonalíticas, trondhjémíticas e granodioríticas, além de seqüências tipo *greenstone* e rochas metassedimentares, todas de idade arqueana (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Dall'Agnol *et al.* 1997, 1999). Embutido nessas rochas ocorrem granitos anorogênicos de idade paleoproterozóica (~ 1,85 Ma), (Rodrigues *et al.* 1992, Barbosa *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 1999).

O Complexo Colméia (Costa 1980) compreende um conjunto de rochas ortognáissicas de idade arqueana de 2,85 Ga (Moura & Gaudette 1999) de composição tonalítica a trondhjémítica (Dall'Agnol *et al.* 1988, Moura 1992). Ele aflora no núcleo de estruturas braquianticlinais como as de Xambioá, Lontra e Colméia, na porção mais a leste do Cinturão Araguaia.

O Grupo Rio do Coco (Costa *et al.* 1983) foi interpretado como remanescente de um *greenstone belt* arqueano, sendo constituído litologicamente por uma seqüência de metapelitos,

rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas portando sulfetos, metabasitos e metaultramafitos com formações ferríferas intercaladas. Arcanjo (2002) obteve idade Pb-Pb em zircão de 2618 ± 14 Ma para as rochas do Grupo Rio do Coco.

O Complexo Rio dos Mangues (Costa *et al.* 1983) é uma unidade paleoproterozóica de idade entre 2,1 e 2,0 Ga (Moura & Souza 1996) constituída por rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas, que sofreram transformações metamórficas na fácies anfibolito médio a alto resultando em granada quartzitos, quartzitos, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálcio-silicáticos, anfibolitos e micaxisto subordinados (Costa *et al.* 1983).

Encaixados nas rochas do Complexo Rio dos Mangues ocorrem as suítes alcalinas Monte Santo e Serra da Estrela, que são constituídos por plútons de nefelina sienitos gnaissificados. Segundo Alvarenga *et al.* (2000), esse magmatismo alcalino pode está associado ao rifteamento crustal durante a formação da Bacia Araguaia, que recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. Moura & Souza (1996) obtiveram idade pelo método Pb-Pb em zircão de 1.006 ± 0.086 Ma para gnaisses sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela, e que foi interpretada como a idade do evento magmático que gerou esses corpos.

A grande maioria dos metassedimentos que compõe o Cinturão Araguaia é reunida no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978), que por sua vez é dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. A seqüência basal do Cinturão Araguaia é formada pelo Grupo Estrondo, dividido nas formações Morro do Campo e Xambioá.

A Formação Morro do Campo ocorre principalmente delineando a borda das estruturas braquianticlinais, ou como grandes pacotes quartzíticos cavalgando a Formação Xambioá. É formada principalmente por quartzitos puros, quartzitos muscovíticos, magnetita e cianita quartzitos, além de intercalações de micaxistos.

A Formação Xambioá sobrepõe-se de forma concordante à Formação Morro do Campo, constituindo-se de micaxistos variados, grafita xistos, xistos feldspáticos, xistos gnaissóides e granatíferos, além de mármore e corpos de anfibolito, meta-máficas e meta-ultramáficas. Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente mais alto grau metamórfico. Idades K/Ar obtidas por Macambira (1983) em biotita e muscovita provenientes de xistos e em hornblenda de anfibolitos do Grupo Estrondo revelaram idades que variam de 518 a 565 Ma. Idades Rb-Sr em rocha total foram ainda realizadas por

Macambira (1983) em rochas do Grupo Estrondo obtendo idade de 590 ± 19 Ma, a qual foi considerada pelo mesmo autor como idade do metamorfismo que afetou o Grupo Estrondo.

A Formação Canto da Vazante foi definida por Costa (1980) como uma unidade formada principalmente por uma seqüência de xistos feldspáticos na região de Colméia.

A seqüência superior de sedimentos terrígenos, pertencentes ao Grupo Tocantins se sobrepõe concordantemente ao Grupo Estrondo e tem ampla distribuição na porção oeste do Cinturão Araguaia. O Grupo Tocantins é dividido nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães. Segundo Gorayeb (1981) a Formação Pequizeiro é constituída por clorita-muscovita-quartzoxistos, filitos e intercalações de quartzitos, e a Formação Couto Magalhães é constituída principalmente por filitos, com intercalações de quartzitos hematíticos e jasperóides, além de ardósias, metacalcários, metarcósios e metagrauvas.

Ao longo de todo o Cinturão Araguaia ocorre um seletivo grupo de corpos de rochas metamáficas e meta-ultramáficas, alojados concordante ou discordantemente à estruturação do Cinturão Araguaia (Gorayeb 1981, Kotschoubey & Hieronimus 1996). Os maiores chegam a ter mais de 50 km de comprimento, são relativamente estreitos e a orientação se dá, via de regra, paralelamente com o eixo do Cinturão Araguaia.

Alojados nas rochas do Grupo Estrondo ocorrem importantes corpos graníticos, representados pelo Granito Ramal do Lontra e pelo Granodiorito Presidente Kennedy, localizados a leste das estruturas do Lontra e de Colméia, respectivamente; além do Granito Santa Luzia (Costa *et al.* 1983, Lamarão & Kotschoubey 1996), localizado na região de Paraíso do Tocantins, na porção meridional do CA. O Granito Santa Luzia se apresenta na forma de pequenos *stocks*, diques, lentes e veios que estão alojados em micaxistos do Grupo Estrondo. Dall'Agnol *et al.* (1988) sugeriram que o Granito do Ramal do Lontra e o Granodiorito Presidente Kennedy teriam se originado por processos anatéticos crustais ocorridos durante o clímax do metamorfismo, afetando assim o Supergrupo Baixo Araguaia.

Estudos geocronológicos pelo método Rb-Sr em rocha total no Granito Ramal do Lontra efetuados por Macambira (1983), resultaram na idade de 497 Ma. Para o Granito Santa Luzia, dados geocronológicos Pb-Pb em zircão obtido por Moura & Gaudette (1993) apontaram idade de cristalização de 583 ± 39 Ma, usando a técnica de filamento simples, enquanto estudos mais recentes, usando a técnica de filamento duplo, obtiveram idades Pb-Pb em zircão no mesmo

granito entre 550 e 560 Ma (Moura & Sousa 2002), o que caracteriza um magmatismo do final do Neoproterozóico.

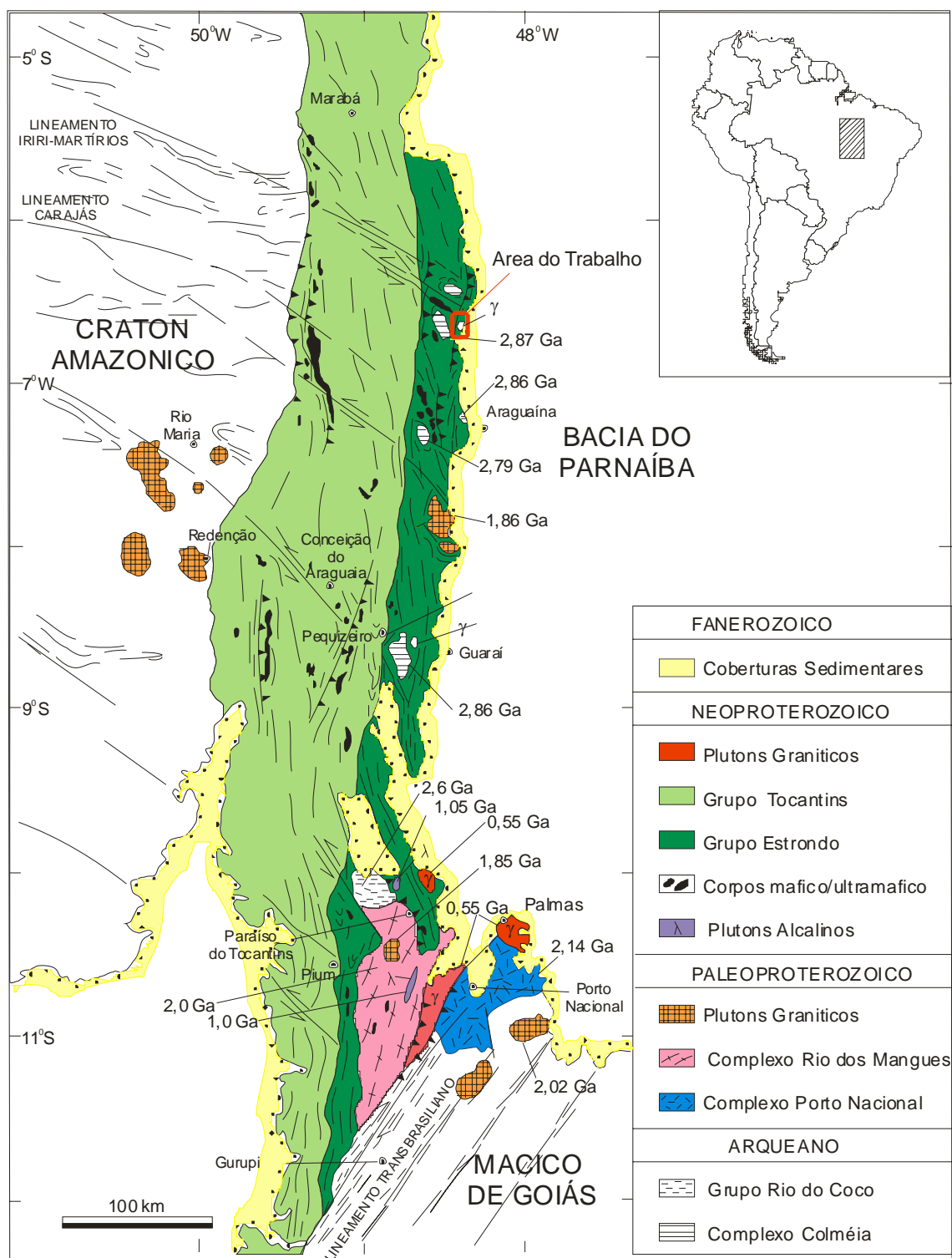


Figura 2.1 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia (Gorayeb et al.(2001))

3 - MAGMATISMO GRANÍTICO DO CINTURÃO ARAGUAIA

O magmatismo granítico identificado no Cinturão Araguaia (CA) não é de grande expressão, sendo marcado apenas por alguns corpos de dimensões relativamente pequenas que ocorrem sempre nos domínios de maior grau metamórfico, dentre os quais se destacam os granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy e Santa Luzia. Apesar de especialmente pouco representativo, esse magmatismo tem grande importância para o entendimento da evolução do respectivo cinturão, pois, segundo a literatura, estaria relacionado à fase principal do metamorfismo regional do CA (Abreu *et al.* 1994).

O Granodiorito Presidente Kennedy foi estudado principalmente com enfoque cartográfico e petrográfico por Bulhões & Dall'Agnol (1985). Está localizado próximo à cidade de Presidente Kennedy, no estado do Tocantins, e segundo estes autores este corpo é representado por dois pequenos stocks, intrusivos em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo, no núcleo de anticlinais. Segundo esses autores, os stocks ocupam uma área total de aproximadamente 12 km² apresentam foliação, que é mais bem definida na borda e difusa no centro. A composição petrográfica é uniforme em ambos *stocks*, consistindo de muscovita-biotita granodioritos a monzogranitos. Estudos texturais revelam que as feições magmáticas são bem evidentes, porém, frequentemente estão superimpostas por efeitos deformacionais e de recristalização, destacados por foliação, texturas em mosaico e ponto tríplice. A partir de evidências estruturais os autores sugerem que os corpos foram colocados por processos diapíricos, provavelmente contemporâneos com a formação das estruturas dômicas do Cinturão Araguaia.

Outra importante referência desse magmatismo é a Suíte Santa Luzia, identificada por Costa *et al.* (1983) próximo à cidade de Paraíso do Tocantins, que reúne diversos corpos naquela região. Posteriormente, o mais expressivo plúton desta Suíte, foi estudado em maior detalhe por Lamarão & Kotschoubey (1996). Segundo estes autores, o Granito Santa Luzia ocorre na forma de pequenos stocks, diques, veios e lentes encaixados nos micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo, cuja relação com a foliação dessas rochas é geralmente concordante sugerindo alojamento sin a tardi-tectônico. Os estudos petrográficos e geoquímicos realizados no Granito Santa Luzia indicam que este é peraluminoso e consistem essencialmente de granodioritos, monzogranitos e granitos pegmatóides. Essas rochas teriam se originado a partir de um magma pouco fracionado gerado na crosta continental, e o embasamento gnáissico seria a principal fonte

desse magma. Datações realizadas em zircões do Granito Santa Luzia utilizando-se o método de evaporação de Pb com filamento simples revelou idade de 583 ± 39 Ma (Moura & Gaudette 1993). No entanto, datações utilizando-se o mesmo método, porém com a sistemática de filamento duplo, que fornece melhor precisão analítica forneceram idades entre 550-560 Ma (Moura & Sousa 2002).

O Granito Ramal do Lontra (GRL), objeto de estudo desta dissertação, foi reconhecido inicialmente por Abreu (1978), que identificou corpos granitóides aflorantes no “Ramal do Lontra”, próximo à Fazenda Marinheiro, a leste da Braquianticlinal do Lontra, na região de Xambioá-TO. Posteriormente, Macambira (1983) descreveu rochas granitóides aflorantes próxima a esta estrutura, a principal delas correspondendo ao GRL. Segundo Macambira (1983), este granito apresenta uma cor cinza, homogênea com incipiente orientação, aflorando sob a forma de blocos e lajes extensas numa área grosseiramente elíptica, de aproximadamente 2 por 3 km. Suas rochas são cortadas por veios graníticos de espessura centimétrica, constituídos de quartzo, feldspato, mica e hematita. Estudos petrográficos realizados pelo mesmo autor indicam que a mineralogia essencial é representada por microclina, quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita. Para Macambira (1983) este granito apresenta algumas evidências de deformação, tais como orientação das micas e recurvamento das maclas de oligoclásio, relatando não apresentar feições metamórficas, concluindo que o granito foi gerado após o metamorfismo regional que afetou a área. Ainda Macambira (1983) reporta que as relações de campo mostram que este corpo é intrusivo nos quartzitos e micaxistos da Formação Morro do Campo sem, entretanto apresentar qualquer evidência. O GRL foi datado por Macambira (1983) pelo método Rb-Sr em rocha total, cuja isócrona formada por apenas três pontos forneceu idade de $496,7 \pm 46,4$ Ma. A partir desses dados Macambira (1983) interpretou o GRL como de origem tardi-tectônica.

Um outro corpo granítico identificado por Macambira (1983) é um albíta-granito localizado na Serra da Ametista, na porção sudeste da Braquianticlinal do Lontra, em seu flanco interno. Segundo o autor este corpo estaria encaixado nos gnaisses do embasamento e anfibólitos localizados estratigraficamente abaixo dos quartzitos da Formação Morro do Campo. O corpo é de pequena dimensão, sendo que a porção aflorante possui cerca de 50 m de largura por 500 m de comprimento na direção N-S, sugerindo uma forma lenticular para o mesmo. As rochas têm coloração rósea, caráter aplítico, sem orientação definida em sua maior parte, e é interpretado por Macambira (1983) como de origem tardi-tectônica.

Macambira (1983) e Santos (1983) relataram a presença de diversos veios pegmatíticos na região das Braquianticlinais de Lontra e Xambioá, sendo que estes veios se encontram encaixados tanto nos gnaisses dos núcleos daquelas estruturas, como nos xistos da porção externa daquelas estruturas.

4 - GEOLOGIA DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GRANITO RAMAL DO LONTRA

A área onde está localizado o Granito Ramal do Lontra (GRL) está situada a aproximadamente 35 km da cidade de Xambioá, no noroeste do estado do Tocantins, a qual corresponde a uma das áreas de melhor exposição do Cinturão Araguaia (CA), num domínio de relativamente mais alto grau metamórfico atingindo a fácies anfibolito baixo a médio. Além do GRL, esta área é representada por seqüências metassedimentares correlacionadas regionalmente ao Grupo Estrondo, subdividido nas formações Morro do Campo e Xambioá. Outra característica diz respeito a terrenos gnáissicos do embasamento arqueano (Complexo Colméia) exposto nos núcleos das estruturas braquianticlinais do Lontra e Xambioá (Fig. 4.1).

O trabalho de mapeamento geológico na área de estudo permitiu a elaboração de um mapa de amostragem (Fig. 4.2) onde estão localizados os afloramentos e amostras estudadas por petrografia, geoquímica e geocronologia. A partir dos levantamentos de campo foi melhor definido os limites do GRL, o qual se apresenta na forma de um plúton levemente ovalado com dimensões aproximadas de 4 por 5 km, encaixado em quartzitos puros e muscovíticos, bem como em micaxistos do Grupo Estrondo. Todas essas unidades estão recobertas parcialmente a leste por rochas sedimentares correlacionadas à Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba (Fig. 4.3).

Abaixo serão descritas as principais unidades aflorantes na área de ocorrência do GRL, sendo correlacionadas às unidades geológicas regionais, e podem ser observadas no mapa geológico (Fig. 4.3).

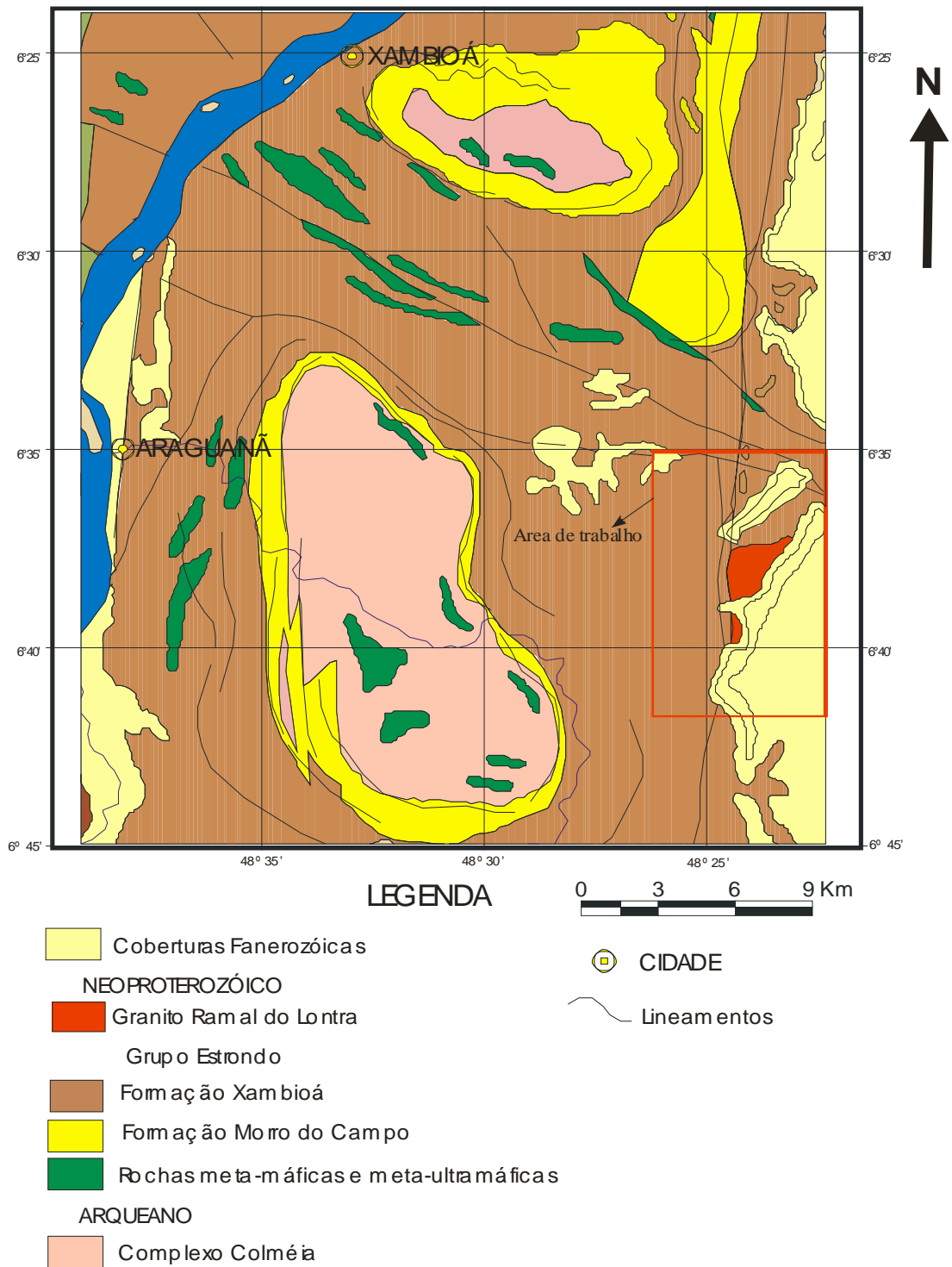


Figura 4.1- Mapa geológico simplificado da região de Xambioá, com destaque à área de estudo. Extraído de CPRM (2000).

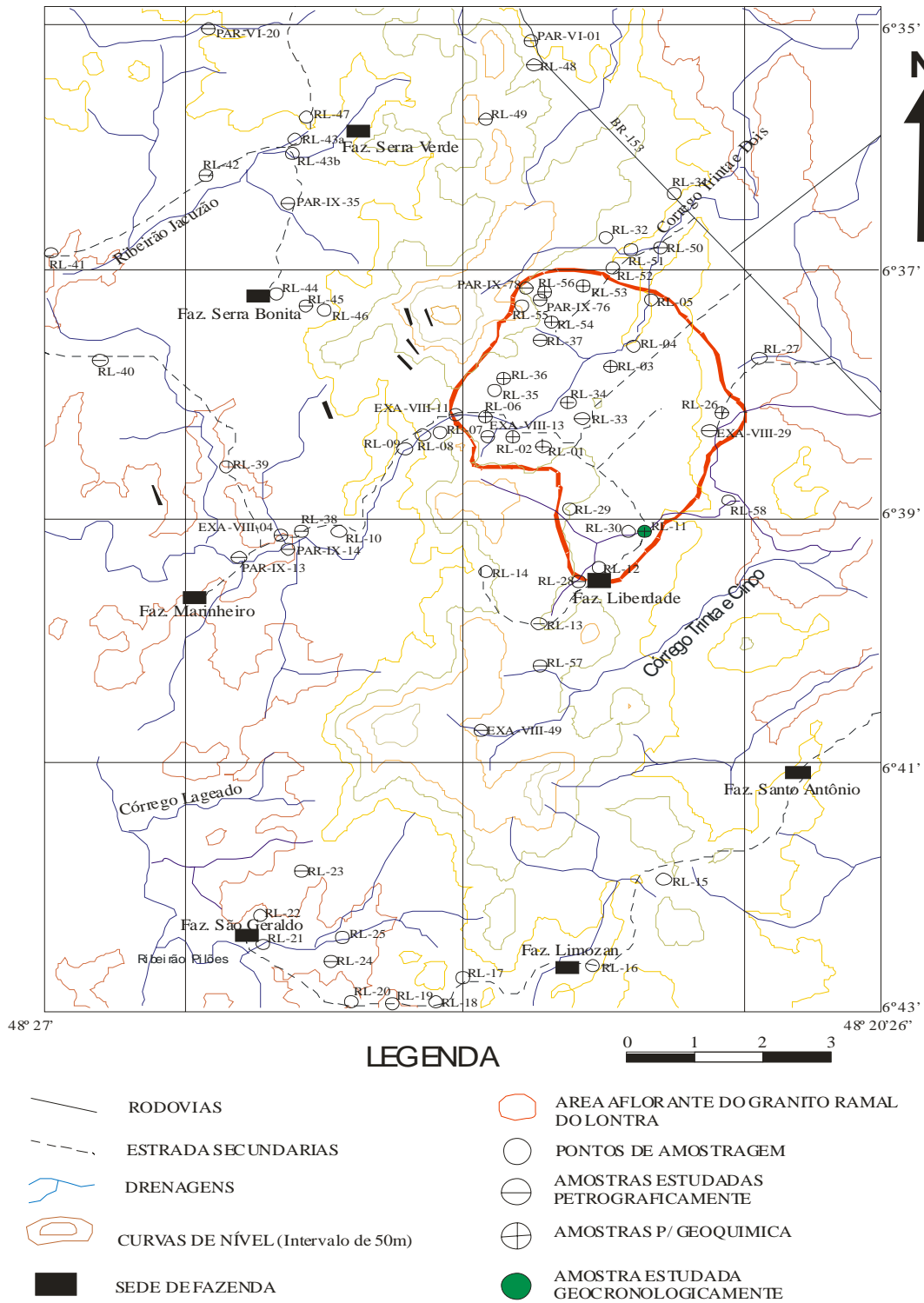


Figura 4.2- Mapa de amostragem com destaque à área de ocorrência do Granito Ramal do Lontra.

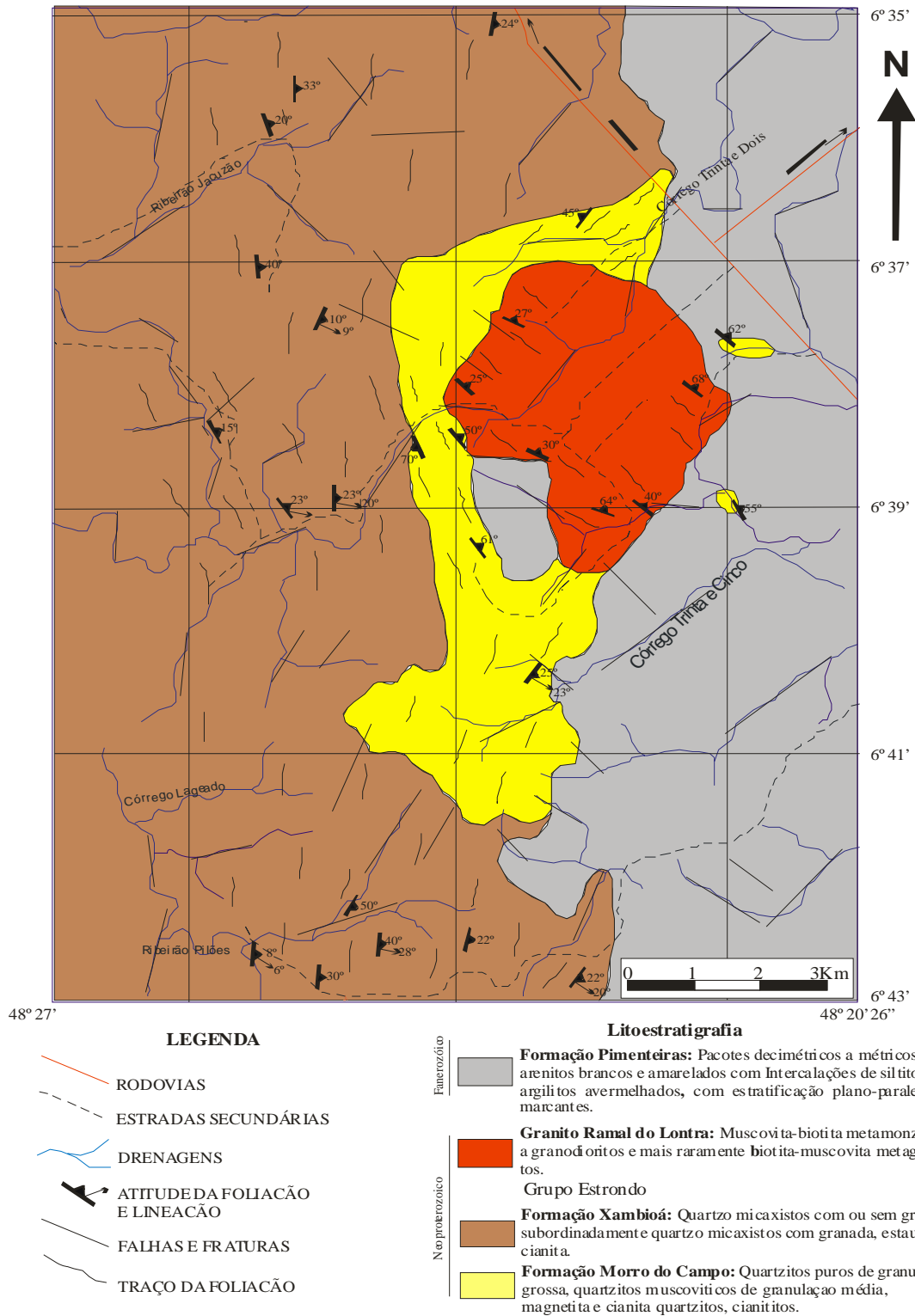


Figura 4.3- Mapa geológico da área de ocorrência do Granito Ramal do Lontra.

4.1 - GRUPO ESTRONDO

4.1.1 - Seqüência Quartzítica

Esta unidade é correlacionada à Formação Morro do Campo, a qual é caracterizada na literatura como a unidade basal do Grupo Estrondo. Na área está representada por camadas de quartzitos que ocorrem quase na porção central da área de estudo e são as encaixantes imediatas do Granito Ramal do Lontra (Fig. 4.3). Os quartzitos afloram principalmente na porção centro-norte da área de estudo, onde sustenta serras alinhadas, alcançando as maiores altitudes da área em torno de 400 m (Fig. 4.2). Em outra situação os quartzitos afloram em pequenas janelas erosivas nas seqüências sedimentares da Formação Pimenteiras na porção oeste da área de estudo.

Os afloramentos são do tipo lajedo, ocorrendo em cortes de estradas, ao longo de pequenas estradas vicinais e no leito de drenagens.

Esta unidade é formada essencialmente por quartzitos puros de granulação grossa na base, gradando para quartzitos de granulação média em direção ao topo, e que se enriquecem em muscovita gradualmente, para o topo. Nas porções superiores da seqüência estão presentes ainda pequenas intercalações de micaxistos, magnetita quartzitos, cianita quartzitos e cianititos.

Os quartzitos são rochas de cor branca com tons amarelados, com granulação que varia de média a grossa, sendo que a porção mais grossa é observada principalmente na parte mais basal do pacote. Apesar da recristalização, são registradas feições primárias como acamamento e estratificação gradacional. Esses quartzitos apresentam com freqüência veios de quartzo leitoso, concordantes e discordantes, de dimensões métricas a decamétricas.

Microscopicamente, os quartzitos apresentam textura granoblástica poligonal com os grãos de quartzo delineando contatos em ponto tríplices ou suturados. São constituídos essencialmente por quartzo, com quantidades variáveis de muscovita e algumas vezes magnetita e cianita. Acessoriamente estão presentes turmalina e zircão.

Próximo ao contato com o granito os quartzitos estão dobrados e as camadas estão verticalizadas (Figs. 4.4 e 4.5), no geral possuindo mergulhos em torno de 50 a 70°, e em alguns locais até vertical (Fig. 4.6). A direção geral da foliação é NNW-SSE, porém em determinados locais, como a nordeste e sudeste do corpo granítico, possui direção NW-SE, com valores de mergulho que variam de 50° a 65° NE. Ao norte do corpo a foliação possui direção aproximada N30°E. Este comportamento variado da foliação é em parte relacionado aos dobramentos da seqüência (Figs. 4.4 e 4.5), ou até mesmo a falhamentos. No entanto, a foliação dos quartzitos

encaixantes tende a acompanhar a borda do Granito Ramal do Lontra, como observado na Figura 4.3. A passagem dessa unidade para a seqüência de micaxistos sobrejacentes é feita de forma gradacional.



Figura 4.4- Dobras abertas de dimensões métricas, em quartzitos próximos ao contato oeste do Granito Ramal do Lontra (RL-14).



Figura 4.5- Dobra de dimensão métrica em quartzitos da borda oeste do Granito Ramal do Lontra (RL-14).



Figura 4.6- Quartzitos próximos ao contato nordeste do Granito Ramal do Lontra mostrando foliação subvertical (RL-31).

4.1.2 - Seqüência de xistos

Esta unidade é correlacionada regionalmente à Formação Xambioá, ocupando grande parte da área de estudo, abrangendo a porção oeste da área (Fig. 4.3). Morfologicamente é caracterizada por uma superfície com suaves ondulações, algumas vezes formando pequenos morros e colinas com topos arredondados. Estratigraficamente está sobreposta à seqüência de quartzitos, descrita anteriormente, porém não apresentam destaque de relevo. Esta unidade é representada principalmente por quartzo micaxistos com ou sem granada e, subordinadamente por quartzo micaxistos com granada, cianita e estaurolita e xistos feldspáticos.

Estes micaxistos ocorrem geralmente como lajedos métricos a decamétricos (Figs. 4.7 e 4.8), possuindo uma coloração cinza em tons claros e escuros e, no geral, granulação média, com variações locais de granulação fina ou grossa. São fortemente foliados, com xistosidade característica, e certos tipos destacam bandamento milimétrico com alternância entre níveis mais enriquecidos em quartzo ou quartzo-feldspáticos e micas (Fig. 4.9).

Corpos mobilizados na forma de veios de quartzo ou veios quartzo-feldspáticos com até 10 cm de espessura (Fig. 4.10), concordantes e discordantes à foliação ocorrem em diversos pontos da área nesses micaxistos, sendo que alguns definem formas amendoadas ou tipo folhas e estão budinados (Figs. 4.11 e 4.12). Foram identificados ainda veios e bolsões pegmatíticos com formas irregulares de até 50 cm de espessura (Figs. 4.13 e 4.14) encaixados nos micaxistos adjacentes ao corpo granítico. A composição mineralógica destes bolsões é constituída predominantemente por quartzo e álcali-feldspato, podendo ou não ocorrer biotita e muscovita, além de granada. A granulação é grossa e os cristais de álcali-feldspato atingem até 1,5 cm. Algumas vezes o contato desses veios e bolsões com os xistos é bastante irregular, e alguns apresentam dobras ptigmáticas. Estes veios ocorrem em várias porções nas áreas adjacentes ao Granito Ramal do Lontra, muitos deles formam corpos pequenos, lentiformes, isolados, concordantes com a foliação dos xistos, ou constituem massas quartzo-feldspáticas irregulares (Fig. 4.15). Uma parte desses mobilizados são originários de anatexia *in situ* ou provenientes de níveis mais profundos de zonas mais profundas relacionados ao alojamento sintectônico juntamente com o GRL.

A foliação S_1 (xistosidade) nestes xistos apresenta no geral direção N-S com pequenas variações para NW-SE e NE-SW. Os valores de mergulho variam entre 8 a 50° para leste com variações para NE ou SE. A lineação de estiramento tem baixos valores de mergulho (6-28°) para

SE. Outra estrutura planar importante nesses xistos é representada pela clivagem de crenulação (S_2) de direção NW-SE.

Abaixo estão descritas em detalhe as duas principais variedades de xistos desta unidade.

a) Xistos feldspáticos e quartzo micaxistos com granada, cianita e estaurolita

Os micaxistos com granada, cianita e estaurolita (Figs. 4.16a e 4.16b) ocorrem principalmente na porção norte da área de estudo e em diversos locais fora da área de estudo, enquanto os xistos feldspáticos ocorrem em locais mais restritos na área de estudo. Em geral, os micaxistos ocorrem como expressivos lajedos, algumas vezes compondo morros abaulados. Têm cor cinza claro ou cinza escuro, granulação média e apresentam marcante foliação. O estudo petrográfico indicou conteúdo mineralógico formado essencialmente por quartzo, oligoclásio (An_{17-28}), biotita, muscovita, minerais opacos, epidoto (micaxistos feldspáticos) e quartzo, muscovita, biotita e oligoclásio (An_{15-25}) (quartzo micaxistos). Granada, cianita e estaurolita, por outro lado, ocorrem em quantidades variáveis nos xistos e geralmente chegam a 15 % modal. Os minerais acessórios são turmalina, minerais opacos e apatita. A clorita, quando presente, provém da substituição da biotita.

Estes micaxistos são bastante foliados, cuja xistosidade S_1 é definida basicamente por lamelas orientadas de biotita e muscovita, cristais de quartzo estirados, formas amendoadas de feldspatos e orientação de minerais prismáticos (cianita). As texturas predominantes são lepidoblástica, porfiroblástica e granoblástica. Os porfiroblastos geralmente são de granada, cianita e estaurolita e em menor quantidade de plagioclásio e biotita. O plagioclásio também forma cristais poiquiloblásticos, os quais contêm grande quantidade de pequenas inclusões de quartzo, micas, epidoto e minerais opacos. Em algumas amostras a xistosidade está microdobrada e transposta desenvolvendo a clivagem de crenulação S_2 definida por reorientação e neoformação de micas (Fig. 4.17a).

Os cristais de quartzo ocorrem geralmente em agregados granoblásticos, com formas anédricas ou subédricas, com contatos suturados e retilíneos, bem como contatos em ponto tríplices. Em algumas amostras os cristais de quartzo têm forte extinção ondulante apresentando formas de subgrãos e recristalização. Pequenos cristais de quartzo com contornos irregulares ocorrem como inclusões em cristais maiores de plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como cristais relativamente grandes (2 a 4 mm) anédricos, alguns chegam a formar porfiroblastos (> 5 mm) que possuem forma irregular, englobando parcialmente ou totalmente cristais menores ao seu redor. Geralmente os porfiroblastos possuem dezenas de pequenas inclusões de quartzo, micas, epidoto e minerais opacos. Alterações para sericita e epidoto também ocorrem, caracterizando o processo de sericitização ou saussuritização. O plagioclásio ocorre ainda como cristais menores (< 1 mm) fazendo parte da matriz. Alguns preservam o maclamento do tipo albita. Observam-se curvamentos em algumas maclas, evidenciando estruturas tipo *kink bands*.

Os cristais de biotita ocorrem como dois tipos texturais, representando 2 gerações. Um deles tem hábito lamelar, com forma subédrica e contato retilíneo com os demais minerais, com uma orientação marcante, sendo o principal mineral que define a foliação nessas rochas. Uma segunda geração de biotita é definida por cristais anédricos relativamente grandes sem orientação preferencial. No geral possuem pleocroísmo castanho claro (X) a marrom esverdeado (Z, Y). Também ocorrem como lamelas bem pequenas, anédricas, fortemente orientadas, provavelmente produtos de intensa recristalização em zonas mais deformadas.

A muscovita forma lamelas finas e alongadas, subédricas, com orientação marcante e contatos retilíneos com os demais minerais.

A estaurolita forma geralmente porfiroblastos subédricos, com contatos geralmente retilíneos, pleocroísmo moderado, variando de amarelo pálido (X) a amarelo dourado (Z, Y). Um tipo de cristal de estaurolita não apresenta orientação preferencial e não mostra efeitos de deformação, caracterizando uma geração mais tardia. Possuem inclusões de quartzo e minerais opacos, que guardam em seu interior uma foliação interna (S_i que corresponde à foliação S_2 da rocha ($S_i = S_e =$ clivagem de crenulação). Essas feições podem evidenciar uma cristalização tardia ou posterior à formação da crenulação, caracterizando cristais tardi a pós-cinemáticos em relação a S_2 (Fig. 4.17b,c,d).

A granada ocorre na forma de porfiroblastos subédricos e anédricos, contendo inclusões de quartzo, micas e minerais opacos, que também definem foliação interna (S_i) que é discordante à xistosidade (Fig. 4.17e). Na borda de alguns porfiroblastos a foliação interna desenha microdobras, o que pode indicar a rotação dos cristais de granada, ou o crescimento da granada ao mesmo tempo em que havia recristalização da xistosidade em nova orientação, caracterizando blastese sin-cinemática. Existe ainda outra fase de formação de granada tardi-cinemática.

A cianita foi encontrada apenas em determinados níveis na seqüência de micaxistos geralmente na forma grandes cristais subédricos (Fig. 4.17f), chegando a formar porfiroblastos de até 1 cm. Em locais adjacentes à área de estudo (próximos às estruturas do Lontra e Xambioá) a cianita ocorre com maior freqüência e quantidade, muitas vezes associada com granada e estauroлита. A cianita forma cristais orientados juntamente com a biotita. Num caso particular, próximo à borda NW da Braquianticlinal do Lontra ocorre abundante presença de cianita, granada, estauroлита e clinzoisita, tanto na rocha, quanto em mobilizados pegmatóides (Fig. 4.16a).

b) Micaxistos com pouca ou sem granada

Os micaxistos com pouca ou sem granada são tipos predominantes nesta unidade, constituindo rochas de composição pelítica, apresentando forte foliação e granulação variando de fina à média e textura lepidoblástica. Os minerais essenciais são quartzo (30 a 40 %), biotita (20 a 30%), muscovita (20%) e plagioclásio (An_{17-25}) (10%). Em proporções variadas, ocorrem minerais opacos, epidoto, granada, turmalina e apatita. Como minerais secundários ocorrem sericita e carbonato provenientes da alteração do plagioclásio.

O estudo petrográfico permitiu diferenciar algumas variedades de micaxistos, baseado principalmente na variação modal da biotita, muscovita e quartzo, ocorrendo ainda alguns tipos com granada. As principais variedades classificadas são: biotita-muscovita-quartzo xisto, muscovita-biotita-quartzo xisto, biotita-quartzo xisto, granada-biotita-quartzo-muscovita xisto e plagioclásio-quartzo micaxisto com granada.

Os micaxistos apresentam sistematicamente três estruturas planares: a) bandamento composicional evidenciado em algumas amostras pela intercalação de bandas milimétricas ricas em micas com níveis mais quartzo-feldspáticos, que poderia derivar da estratificação primária dos sedimentos (S_0); b) xistosidade (S_1) definida pela orientação de biotita e muscovita e, c) crenulação destacada por microdobramentos e clivagem de crenulação (S_2) orientada diferentemente que representa transposição da foliação S_1 (Fig. 4.17a).

A textura geral é lepidoblástica, caracterizada pela orientação de micas e cristais de quartzo. Localmente porções quartzo-feldspáticas definem a textura granoblástica poligonal cujos contatos em ponto tríplex entre cristais de quartzo e plagioclásio são marcantes. Nos granada-quartzo micaxistos a textura principal é porfiroblástica, definida pela presença de porfiroblastos

de granada, envolvidos na matriz lepidoblástica. Microporfiroblastos oclares de plagioclásio também podem ocorrer nas rochas com maior quantidade desse mineral, que muitas vezes é contornado pela xistosidade.

O plagioclásio pode ocorrer como dois tipos: 1) porfiroblastos de forma amendoada com contatos irregulares e difusos, contendo inclusões de quartzo, micas e minerais opacos; 2) e cristais menores, subédricos que compõe a matriz junto com o quartzo num arranjo granoblástico.

Os cristais de quartzo apresentam contatos suturados e retilíneos, por vezes formando ponto tríplice. Outros tipos estão alongados e orientados formando faixas intercaladas com níveis ricos em micas. Em muitas dessas rochas o quartzo possui forte extinção ondulante, com desenvolvimento de subgrão e recristalização.

A biotita e a muscovita são os principais minerais que definem a xistosidade nessas rochas. Geralmente essas micas formam finas lamelas fortemente orientadas, subédricas e raramente são anédricas. A biotita constitui dois tipos: 1) finas lamelas fortemente orientadas, subédricas que definem a foliação S_1 ; 2) lamelas maiores, mais espessas, anédricas a subédricas, sem orientação preferencial, algumas formando porfiroblastos. A biotita do tipo 2 é evidência de crescimento após a formação da clivagem de crenulação (S_2), caracterizando uma fase tardia do metamorfismo. No geral a biotita tem pleocroísmo que varia de castanho claro (X) a marrom avermelhado (Z, Y) formando lamelas mais desenvolvidas que a muscovita. A muscovita forma finas lamelas subédricas fortemente orientadas, e mais localmente porções com contatos mal definidos. Biotita e a muscovita muitas vezes forma tipos espessos que se desenvolvem ao longo de planos de crenulação. Essas micas possuem contatos retilíneos entre si e os cristais de quartzo.

A granada é relativamente rara nos micaxistos desta unidade ocorrendo geralmente como porfiroblastos subédricos de até 5 mm. Eles são contornados pela xistosidade (S_1) e possuem pequenas inclusões orientadas de quartzo e minerais opacos, caracterizando uma foliação interna (S_i), orientada discordantemente à foliação S_1 da rocha (Fig. 417e). Em alguns porfiroblastos a foliação interna desenha dobras evidenciando a rotação dos cristais de granada durante seu crescimento, ou formação da xistosidade em nova orientação concomitantemente ao crescimento do porfiroblasto de granada, caracterizando formação sin-cinemática em relação a S_1 , conforme demonstrado por Passchier & Trouw (1996). Existem ainda porfiroblastos de granada intertectônicos e tardi-cinemáticos em relação a S_1 e S_2 , similares aos descritos por Passchier & Trouw (1996).



Figura 4.7- Aspectos gerais dos lajedos abaulados de quartzo micaxistos com foliação de baixo valor de mergulho (RL-43).



Figura 4.8- Lajedos de quartzo micaxisto com foliação de baixos valores de mergulho (RL-17).



Figura 4.9- Forte foliação em quartzo micaxisto destacada por um bandamento milimétrico de níveis de quartzo e quartzo-feldspáticos (RL-42).



Figura 4.10- Veio quartzo-feldspático amendoado concordante a foliação do granada xisto (RL-21).



Figura 4.11- Níveis quartzo-feldspáticos amendoados e boudinados em quartzo micaxistos a oeste do contato com o Granito Ramal do Lontra (RL-44).



Figura 4.12- Mobilizado quartzo-feldspático amendoado, concordante a foliação em quartzo micaxistos a oeste do contato com o Granito Ramal do Lontra (RL-38).



Figura 4.13- Bolsão pegmatítico encaixado em granada-quartzo micaxisto (RL-17).



Figura 4.14- Bolsão pegmatítico composto por quartzo, k-feldspato, biotita e muscovita encaixado em granada xisto (RL-21).

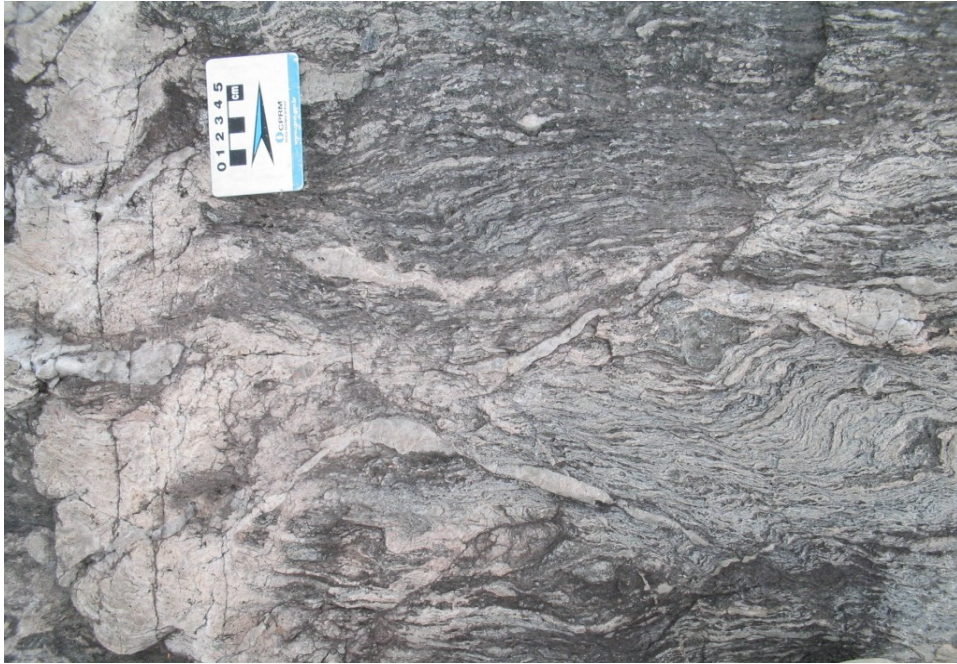


Figura 4.15- Mobilizados quartzo-feldspáticos com forma e limite irregulares em quartzo micaxisto com granada a oeste do contato com o Granito Ramal do Lontra (RL-45).

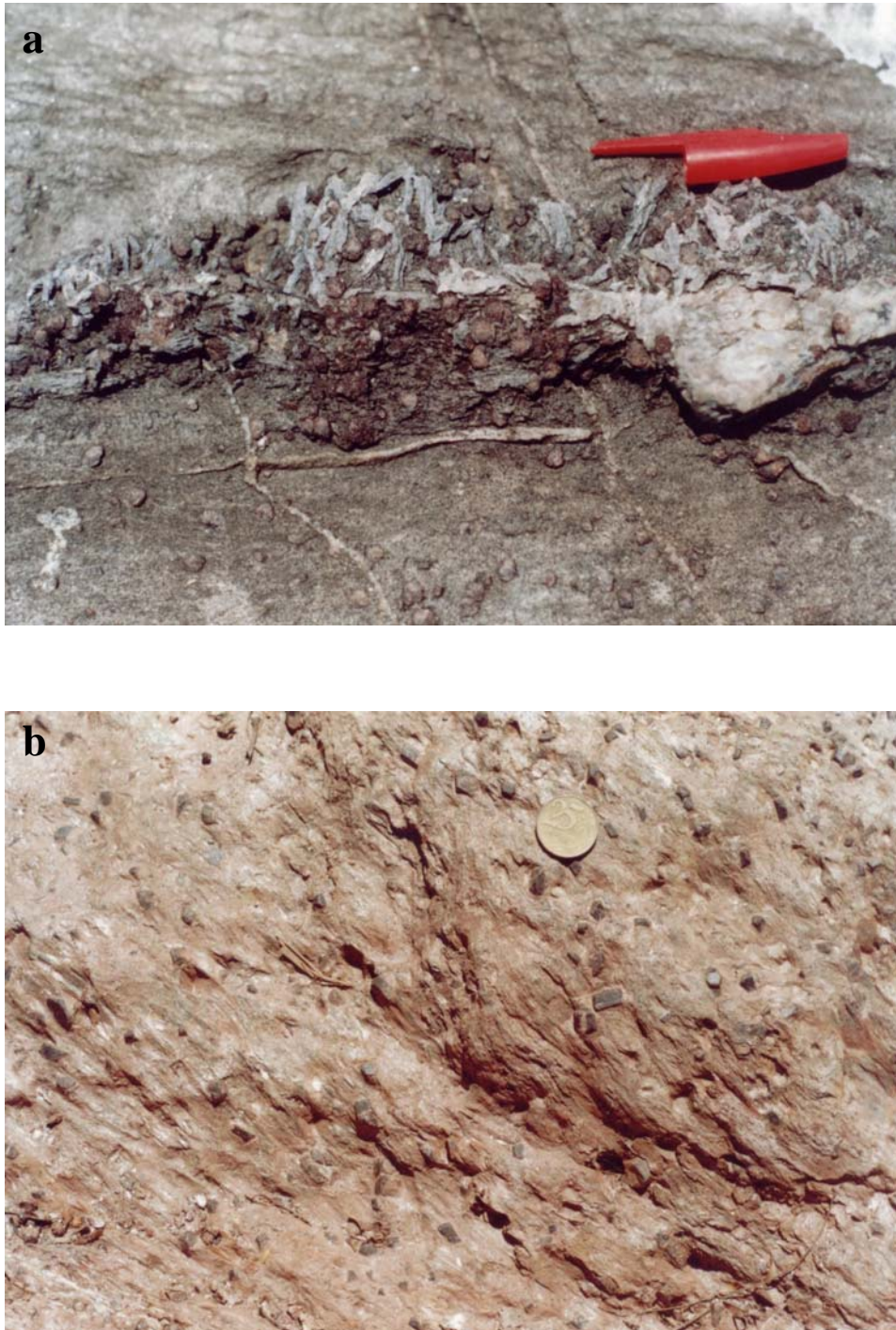


Figura 4.16- a) Veios de quartzo, cianita, granada, clinozoisita em cianita-granada-estaurolita micaxisto a oeste da área de estudo próximo a Braquianticlinal do Lontra. b) Detalhe do estaurolita-granada micaxisto onde destacam-se porfiroblastos de granada e estaurolita.

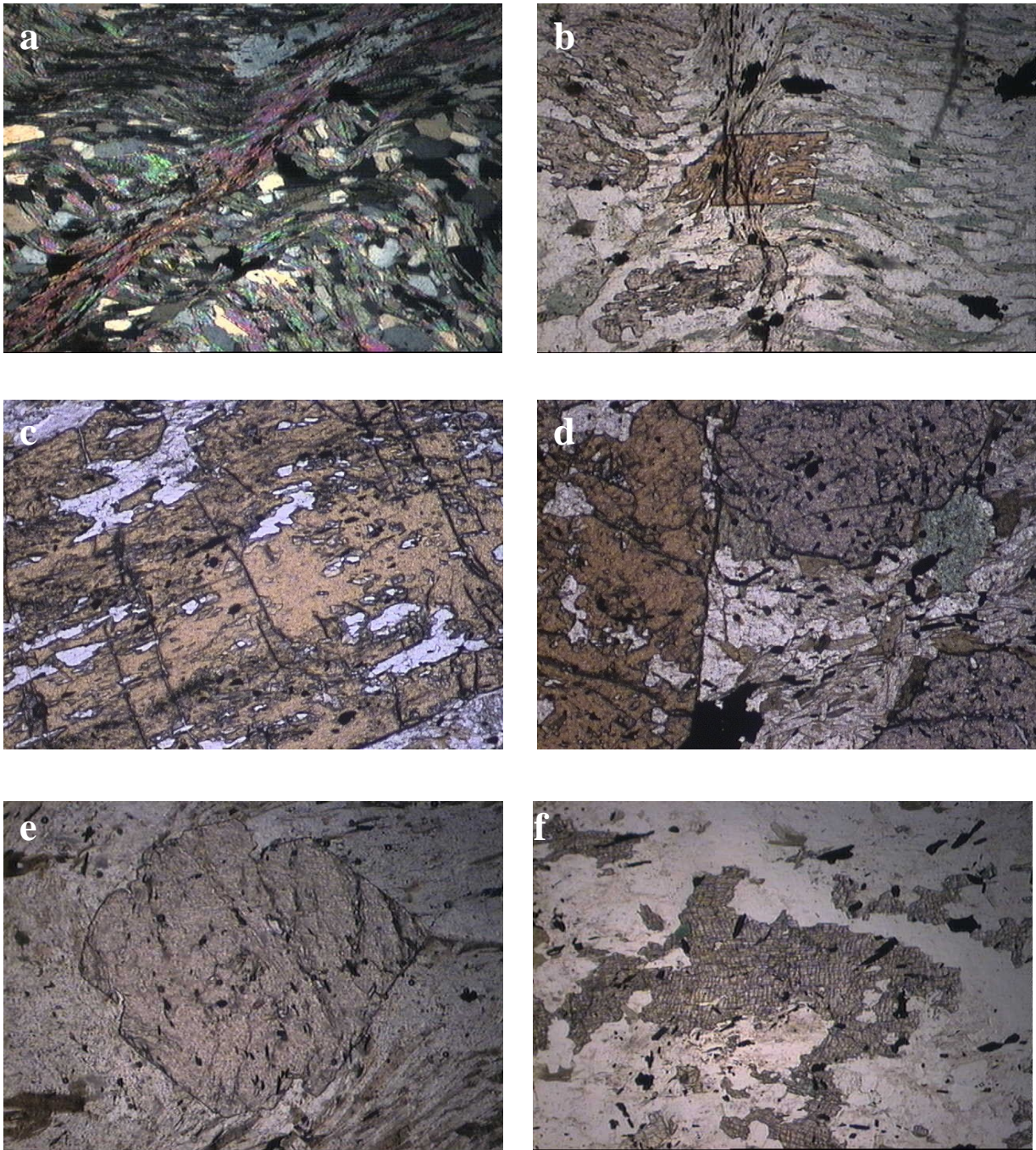


Figura 4.17- a) Clivagem de crenulação S_2 em micaxistos da região. b) Cristais de granada sintectônicas a S_1 e estaurolita tardi-tectônica a S_2 . c e d) Porfiroblastos de estaurolita e granada da porção norte da área de estudo. e) Porfiroblasto sin-tectônico de granada. f) Cristal de cianita em micaxisto da porção norte da área de estudo.

4.2 - GRANITO RAMAL DO LONTRA

4.2.1 - Modo de ocorrência e relação de contato com as encaixantes

O Granito Ramal do Lontra, situa-se a sul-sudeste da cidade Xambioá, à aproximadamente 35 km da mesma. O granito ocupa a porção central desta área estando encaixado em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo e recoberto parcialmente a leste pelas rochas sedimentares correlacionadas à Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba (Fig. 4.3).

O corpo granítico possui forma de um *stock* grosseiramente elíptico, que abrange uma área aflorante cujo diâmetro maior é de aproximadamente 5 km, e o menor de 4 km. A morfologia é definida por pequenas colinas e morros com encostas suaves (Fig. 4.18), onde as altitudes situam-se em torno de 260 m, chega a atingir um máximo de 300 m. Os afloramentos têm forma de lajedos abaulados de dimensões métricas a decamétricas, ou estão presentes no leito de pequenas drenagens (Figs. 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22). No geral os afloramentos do granito são relativamente escassos, principalmente na sua porção centro-sul e sul, onde o corpo é recoberto por pequenos níveis de siltitos e argilitos bastantes lateritizados da Formação Pimenteiras. Nesta porção o granito aflora na encosta dos vales e no leito das drenagens. Já na porção norte, ao longo da estrada para a Fazenda Marinheiro, os afloramentos ocorrem com maior frequência, vide mapa de amostragem (Fig. 4.2).

O contato do granito nas porções norte, oeste e sul do corpo, se dá com os quartzitos, as quais representam as encaixantes imediatas do granito. A foliação no granito possui direção NW-SE, concordante com as foliações dos quartzitos da porção NE e SE do corpo, enquanto que na porção N e S do granito os quartzitos possuem direção NE-SW. Suas encaixantes da porção oeste possuem direção geral N-S, concordante com o *trend* regional. As orientações diferentes da foliação no granito (NW-SE) e em alguns locais também das encaixantes provavelmente está relacionada a eventos de deformação tardios ou posteriores na evolução do Cinturão Araguaia, como os dobramentos identificados nos quartzitos; a deformação de crenulação que gerou a foliação S_2 ; ou a tectônica vertical que afetou a borda da Bacia do Parnaíba.

Não foi encontrada nenhuma evidência de metamorfismo termal de contato nas encaixantes e nem estruturas ou texturas magmáticas nas bordas do plúton (margens resfriadas, xenólitos, estruturas de fluxo), que evidenciassem gradientes térmicos entre o corpo e as encaixantes, indicando provavelmente que a temperatura de colocação do mesmo era próxima a

temperatura de suas encaixantes. Por outro lado, na borda do plúton o granito têm foliação melhor desenvolvida e trama metamórfica bem definida.

Estes e outros fatores fortalecem a idéia de que a colocação do corpo se deu sintectonicamente aos processos tectono-metamórficos que edificaram o Cinturão Araguaia.

Na porção leste do corpo, o contato se faz com as seqüências de rochas sedimentares correlacionadas à Formação Pimenteiras, as quais sobrepõe-se ao granito em franca discordância erosiva e litológica. Apesar de o granito estar encoberto na porção leste por rochas sedimentares, o que dificulta sua delimitação e seu dimensionamento, sua extensão parece não aumentar muito lateralmente, visto que nas pequenas janelas erosivas do terreno sedimentar a NE e SE do corpo granítico, afloram quartzitos (vide mapa geológico, Fig. 4.3).

4.2.2- Aspectos gerais e classificação

O Granito Ramal do Lontra constitui um corpo homogêneo petrograficamente, predominando monzogranitos e mais raramente granodioritos, como observado durante os trabalhos de mapeamento e estudo petrográfico. Suas rochas são de coloração cinza, levemente rosada, ou mais intensamente rosada de acordo com o grau de alteração (Fig. 4.23), hololeucocráticas ($M < 6$), e tem conteúdo mineralógico principal incluindo oligoclásio (An_{11-16}), quartzo e microclina, acompanhados por biotita e muscovita e os seguintes minerais acessórios: apatita, zircão, titanita, alanita e minerais opacos. Monazita e um óxido de terras raras foram identificados apenas por MEV. Os minerais secundários são clorita, carbonato, argilominerais e sericita.

No diagrama QAP de Streckeisen (1976) as amostras situam-se predominantemente no campo do monzogranito, muito próximo ao limite do campo do granodiorito, sendo que algumas amostras caem sobre o limite entre esses dois campos, e apenas duas amostras caem no campo dos granodioritos (Fig. 5.1). Utilizando os minerais varietais, mais especificamente são classificados como muscovita-biotita monzogranito, muscovita-biotita monzogranito a granodiorito e mais raramente muscovita-biotita granodioritos.

Suas características mineralógicas e texturais indicam que o corpo granítico foi afetado pelo metamorfismo do Cinturão Araguaia, mais intensamente nas suas bordas, permitindo assim caracterizá-lo como um meta-granito. O Granito é no geral equigranular e possui granulação média, sendo que em locais onde a recristalização é mais intensa a granulação pode variar de fina

a média. Localmente na porção norte do corpo uma granulação média a grossa pode ser observada.

Observa-se como textura reliquiar a textura granular hipidiomórfica, sendo que a mesma ocorre simultaneamente com uma textura granoblástica poligonal. A textura granoblástica pode ser mais ou menos evidente, dependendo da intensidade de recristalização, ocorrendo como porções recristalizadas de cristais de quartzo e microclina e, subordinadamente, cristais de plagioclásio, coexistindo com porções onde a textura granular hipidiomórfica é preservada.

Em quase todas as amostras são registrados intercrescimentos mirmequíticos, ocorrendo principalmente na interface plagioclásio-microclina. Uma importante feição microtextural observada em algumas amostras é a peristerita desenvolvida em cristais de plagioclásio. Essas feições texturais serão detalhadas no capítulo da petrografia, mas reforçam a interpretação de que são granitos sin-tectônicos.

Na borda norte do corpo granítico ocorrem vários veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos centimétricos, concordantes e discordantes à foliação, além de veios de microgranitos de até 10 cm de espessura e veios pegmatíticos de até 60 cm de espessura, onde se encontram cristais de K-feldspato de até 4 cm (Figs. 4.24, 4.25, 4.26). Esses veios pegmatíticos possuem as seguintes direções principais: 320°, 280° e 190° Az.

O granito possui uma foliação desenhada pela orientação de biotita e muscovita principalmente, além do quartzo. Esta foliação está presente em todo corpo granítico, sendo mais evidenciada nos seus bordos possuindo direção NW-SE, variando de 100° a 135° Az com mergulhos que variam de 12° a 68° para NE. Em direção ao interior do corpo observa-se uma preservação maior da textura ígnea que é bem mais marcante.

4.3 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS

Sucessões de rochas sedimentares das unidades litoestratigráficas basais da Bacia do Parnaíba distribuem-se por toda porção leste da área estudada, recobrando o Grupo Estrondo e o Granito Ramal do Lontra (Fig. 4.3). Constituem áreas topograficamente elevadas, desenvolvendo serras ou morros com topos aplainados, com característica de platôs. Os afloramentos ocorrem geralmente em cortes de estradas ou nas encostas de serras e morros. Em vários locais formam crostas lateríticas, capeando serras e morros aplainados formando topos resistentes à erosão. Há

outras situações em que essas rochas ocorrem como morros testemunhos sobre as rochas do Granito Ramal do Lontra e do Grupo Estrondo (Fig. 4.3).

A Formação Pimenteiras na área é representada por intercalações de níveis decimétricos a métricos de arenitos, siltitos e argilitos, além de conglomerado.

A seqüência basal é constituída por uma camada decimétrica de ortoconglomerado oligomítico, com seixos arredondados a subarredondados de quartzo, possuindo matriz síltico-arenosa de coloração amarelada.

As camadas de arenitos são mais espessas formando pacotes decimétricos a métricos. Estes arenitos têm cor branca, granulação fina a média, e são bem selecionados. Geralmente a seqüência de arenito tem aspecto maciço, e em sua base, próximo ao contato com os siltitos e argilitos, possuem estruturas convolutas, com pequenas porções de argilito em seu interior (Fig. 4.27).

Os siltitos e argilitos formam camadas milimétricas a centimétricas intercaladas aos arenitos (Fig. 4.27). Geralmente são bastante ferruginosos com cor amarela ou marrom avermelhada característica. Em determinados locais os siltitos e argilitos podem também formar pacotes decimétricos, intercalando camadas milimétricas a centimétricas, estando muitas vezes bastante lateritizados.

Essas rochas assentam-se em discordância litológica e erosiva sobre as rochas do Grupo Estrondo e Granito Ramal do Lontra.

As seqüências que compõe essa formação têm disposição espacial subhorizontal ou mergulham suavemente para leste. Por outro lado são recortadas por fraturas e falhas com direções principais NW-SE (~ 130° Az) e NE-SW (~ 45° Az), que rotacionam o conjunto de rochas da área e inclusive limitam grábens como o de Araguanã.



Figura 4.18- Superfície com suaves ondulações onde ocorre o Granito Ramal do Lontra, tendo ao fundo os quartzitos da Formação Morro do Campo.



Figura 4.19- Aspecto geral dos afloramentos tipo lajedo do Granito Ramal do Lontra (RL-02).



Figura 4.20- Afloramento formando lajedos abaulados, característicos no Granito Ramal do Lontra (RL-34).



Figura 4.21- Afloramento na forma de vários lajedos juntamente com pequenos blocos do Granito Ramal do Lontra na subida de um morrote (RL-54).



Figura 4.22- Afloramento do Granito Ramal do Lontra bastante alterado no leito de uma drenagem (RL-29).



Figura 4.23- Aspecto textural do Granito Ramal do Lontra em uma superfície rompida do bloco (RL-54).



Figura 4.24- Veio pegmatítico de aproximadamente 60 cm de espessura, com cristais de k-feldspato de 4 cm, na porção norte do Granito Ramal do Lontra (RL-55).



Figura 4.25- Veio pegmatítico com cristais centimétricos de k-feldspato ocorrendo na porção norte do Granito Ramal do Lontra (RL-55).



Figura 4.26- Veio microgranítico na porção norte do Granito Ramal do Lontra (RL-55).



Figura 4.27- Afloramento em corte de estrada representado pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, onde observam-se intercalações de níveis de argilitos, siltitos e arenitos com estratificações plano-paralelas (RL-15).

5 - PETROGRAFIA DO GRANITO RAMAL DO LONTRA

5.1 - INTRODUÇÃO

O estudo petrográfico desenvolvido nesta dissertação de mestrado envolveu a descrição macro e microscópica de vinte e uma (21) amostras do Granito Ramal do Lontra (GRL), selecionadas nas etapas de campo de 2003 e 2004. Foi realizada a descrição detalhada de amostras de mão e lâminas delgadas o que permitiu uma melhor caracterização mineralógica e classificação dos litotipos, além da análise textural e microestrutural do GRL. Análise modal foi executada em dezenove (19) amostras representativas, com o objetivo de quantificar mais precisamente os minerais da rocha e utiliza-la para classificação mais precisa dos litotipos no diagrama QAP de Streckeisen (1976). Para complementar foi ainda realizado um estudo de microscopia eletrônica em três amostras (RL-01, RL-36 e RL-56), visando caracterizar os minerais opacos e alguns acessórios que não foram possíveis identificar com a microscopia ótica convencional, e confirmar a identificação de outros minerais. Todas as amostras coletadas e estudadas nesta dissertação, assim como aquelas coletadas durante o desenvolvimento do Trabalho de Conclusão de Curso da Graduação em Geologia da UFPA e plano de pesquisa de bolsa de Iniciação Científica-PIBIC/CNPq estão plotadas no Mapa de Amostragem (Fig. 4.2). Segue abaixo a descrição detalhada do GRL.

5.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Em termos petrográficos o GRL é bastante homogêneo por todo o corpo o que é refletido no diagrama QAP de Streckeisen (1976) que define uma área restrita no limite dos campos do monzogranito e granodiorito (Fig. 5.1). Analisando os seus componentes varietais as rochas são classificadas como muscovita-biotita monzogranitos, muscovita-biotita monzogranitos a granodioritos e mais raramente muscovita-biotita granodioritos. Como de um modo geral as rochas do corpo apresentam anisotropia, texturas metamórficas e características que permitem enquadrá-lo como corpos alojados sintectonicamente, conforme será discutido adiante, a classificação mais adequada para eles é meta-granitos.

Devido às semelhanças mineralógicas e texturais observadas nos litotipos e o corpo ser relativamente pequeno, optou-se por descrevê-lo em conjunto. Na Figura 5.2 destacam-se os aspectos macroscópicos do GRL.

De um modo geral essas rochas são hololeucocráticas ($M < 6$), de cor cinza levemente rosada com variação para o róseo mais intenso nas porções mais alteradas. Geralmente são equigranulares de granulação média, com algumas variações para grossa na porção norte do corpo. Algumas vezes ocorrem variações no tamanho dos grãos devido à deformação e recristalização dinâmica, caracterizando textura inequigranular, como nas amostras EXA-VIII-13, RL-03a e RL-26a.

O conteúdo mineralógico é formado essencialmente por oligoclásio An_{11-16} (39-45 % modal), quartzo (21-33 %) e microclina (19–33%). Biotita e muscovita são os minerais varietais e não ultrapassam 5 e 3 % modal, respectivamente, sendo que uma parte dos cristais de muscovita é produto de reequilíbrio metamórfico. Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita, alanita e minerais opacos (magnetita, titano-magnetita, ilmenita). Os minerais secundários são clorita, carbonato, sericita, muscovita, argilominerais e raramente epidoto. Monazita e um óxido de terras raras foram identificados através de microscopia eletrônica nas amostras RL-56 e RL-36.

Transformações em alguns minerais são representadas por sericitização, muscovitização e saussuritização do plagioclásio, cloritização da biotita e muscovitização e argilização da microclina. As amostras em que predominam essas alterações pós-magmáticas correspondem aos pontos PAR-IX-78, EXA-VIII-29, RL-03a, RL-03b, RL-26a e RL-26b, geralmente no centro do corpo.

Conclui-se a partir dos dados da petrografia, análise textural e modal, sintetizada na Tabela 5.1, que o corpo não possui grandes variações texturais ou mineralógicas, e as pequenas diferenças texturais são relacionadas à deformação e recristalização.

Tabela 5.1- Composições modais de 19 amostras do Granito Ramal do Lontra.

Amostras	Minerais								Total	Nº de pontos	A + P	M'
	Qz	Pl	Mc	Bt	Ms	Op	Ap	Zr				
PAR-IX-77	27,1	42,4	25	5	0,2		0,2	0,1	100	1500	67,4	5,3
RL-56b	27,3	44	23,7	5					100	1600	67,7	5
*RL-02	24,7	43,7	26,2	4	1,1		0,2	0,1	100	2000	69,9	4,3
*RL-06a	33	40,8	21,2	4,1	0,8		0,1		100	1900	62	4,2
*RL-01	31,1	40	23,9	3,1	1,7		0,1	0,1	100	1800	63,9	3,3
*RL-36	27,1	47	22,5	3,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	100	1400	69,5	3,2
*RL-11	28,9	39,4	27,9	2,8	0,8		0,1	0,1	100	2100	67,3	3
*RL-03a	29,3	40,6	25,5	2,4	1,7	0,1	0,2	0,2	100	1500	66,1	2,9
PAR-IX-78	26	45,7	24,4	1,5	1,1	1	0,2	0,1	100	1500	70,1	2,8
*RL-26a	29,4	40	26,7	1,7	1,3	0,6	0,2	0,1	100	1500	66,7	2,6
*RL-34	21,7	44,3	31,4	2,5			0,1		100	2000	75,7	2,6
EXA-VIII-29	22,3	39,9	33,3	2,1	2,1	0,1	0,1	0,1	100	2200	73,2	2,4
*RL-53	23,6	43,9	30,2	2,3					100	1800	74,1	2,3
EAX-VIII-13	28,2	41,8	27,7	2	0,1	0,2			100	1600	69,5	2,2
*RL-54	24,7	45	28,7	1,5		0,1			100	1800	73,7	1,6
*RL-03b	27,8	41,5	27,2	1	1,9	0,2	0,2	0,2	100	1500	68,7	1,6
RL-26b	28,4	43,4	24,5	1,1	2,2	0,1	0,2	0,1	100	1700	67,9	1,5
*RL-56a	26,6	43	29	0,8	0,4	0,2			100	1400	72	1
EXA-VIII-11a	33	43	20,3	0,6	3	0,1			100	1500	63,3	0,7
Média	27,4	42,6	26,3	2,5	1,2	0,3	0,2	0,1	100,0	1700,0	68,9	2,76

Abreviaturas:

Qz – quartzo

Pl – plagioclásio

Mc – microclina

Bt – biotita

Ms – muscovita

Op – minerais opacos

Ap – apatita

Zr - zircão

A – álcali-feldspato

P - plagioclásio

M' – máficos sem muscovita

* amostras p/ análises químicas

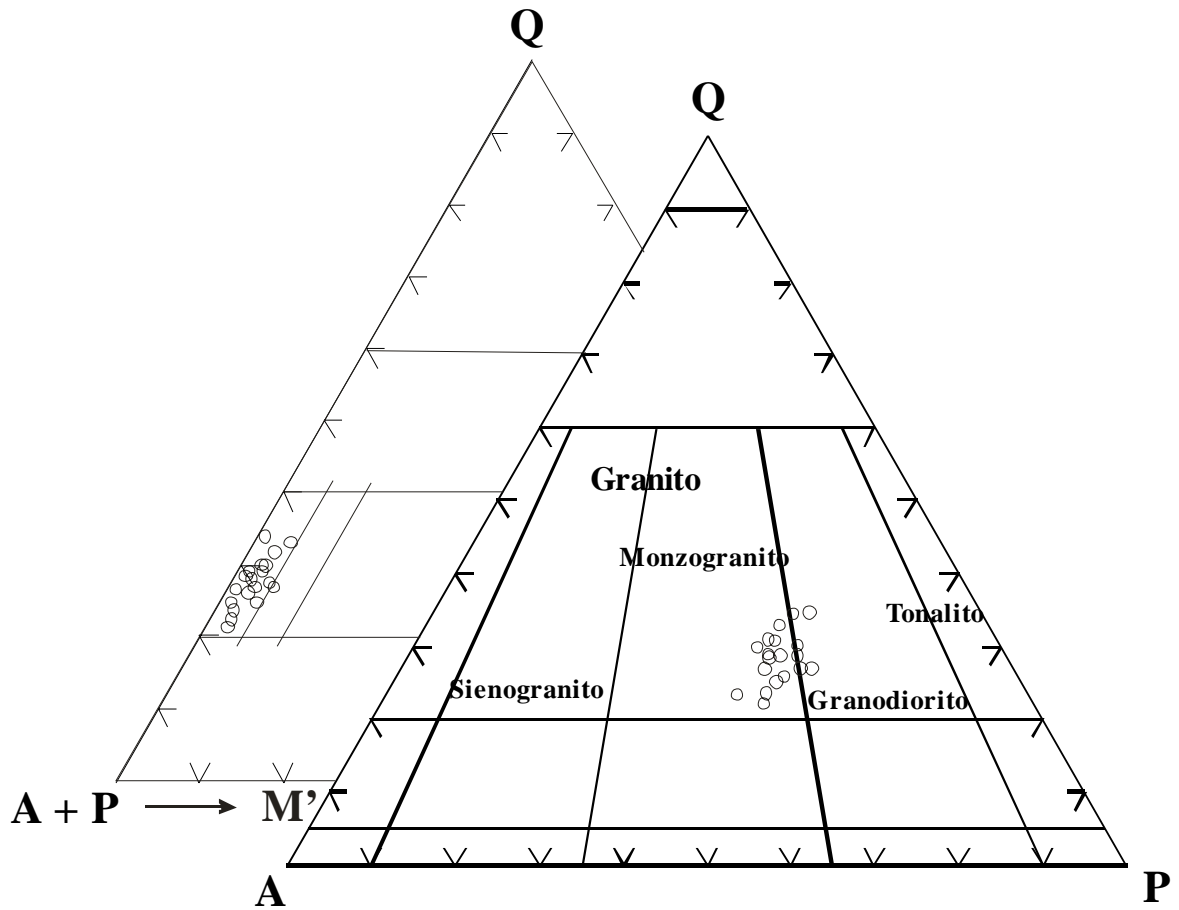


Figura 5.1- Diagrama modal QAP (Streckeisen, 1976), e Q-A+P-M', onde estão plotadas as amostras da tabela 5.1.



Figura 5.2- Aspectos macroscópicos do Granito Ramal do Lontra.

5.2.1 - Aspectos texturais

No que diz respeito aos aspectos texturais/microestruturais, são identificadas duas feições principais: rochas com foliação S_1 evidente com orientação e estiramento dos minerais (Fig. 5.3) e predominância de textura granoblástica, e rochas onde a foliação é incipiente com relíquias de textura magmática granular hipidiomórfica (Fig. 5.4).

A textura granular hipidiomórfica representa a textura ígnea original, identificada principalmente em amostras da porção central do corpo, onde as características ígneas do granito são mais preservadas (Fig. 5.5a, b e c). Esta é caracterizada principalmente pela presença de cristais relativamente grandes de plagioclásio e microclina, e algumas vezes de quartzo, anédricos e subédricos, com contatos sinuosos, alguns com formas levemente arredondadas e plagioclásio com formas tabulares com características ígneas. Em algumas amostras (RL-53, RL-54, RL-37) a textura granular hipidiomórfica é dominante, ocorrendo localmente algumas porções recristalizadas. Apesar de ainda identificarem-se feições primárias, todas as rochas apresentam foliação incipiente.

A textura granoblástica poligonal é identificada em quase todas as amostras estudadas, sendo mais ou menos evidente por todo o corpo granítico. Esta textura é caracterizada pela presença de cristais de quartzo, microclina e plagioclásio de granulação mais fina, articulados num arranjo granoblástico poligonal, além de lamelas de biotita e muscovita subédricas, todos com contatos retilíneos, geralmente formando pontos tríplices e é a textura predominante nas rochas (Fig. 5.6a, b, c).

Essa textura é encontrada também constituindo a matriz englobando cristais ígneos parcialmente preservados de quartzo e feldspato mais preservados. Sua origem está associada a processos de recristalização dos cristais ígneos originais de quartzo, feldspatos e micas, dando origem a novos grãos menores, devido a efeitos tectônicos e metamórficos durante a formação do Cinturão Araguaia.

Nos bordos do corpo, onde houve maior concentração de deformação, a foliação definida por biotita e muscovita é mais marcante (Fig. 5.7a, b, c) e estiramento de cristais de quartzo e mais raramente microclina e plagioclásio é mais pronunciado.

Além destas características texturais do granito, os efeitos de deformação e metamorfismo na rocha são destacados por feições microestruturais representadas por estiramento e orientação de cristais de quartzo, feldspato, biotita e muscovita (Fig. 5.8a); extinção ondulante, formas de

subgrãos e recristalização (Fig.5.8b) além de *kink bands* que são registradas principalmente nas maclas de plagioclásio.

Um outro aspecto textural no granito é dado pelo intercrescimento mirmequítico identificado em quase todas as amostras, que é caracterizado por gotículas ou feições vermiformes de quartzo intercrescido no plagioclásio (Fig. 5.8c). Estas mirmequitas desenvolvem-se, com frequência, na interface plagioclásio-microclina e geralmente caracterizam texturas tipo coroa ou bulbo, ou ainda podem distribuir-se nos cristais por todo o cristal de plagioclásio. Essa textura é interpretada em alguns casos como de geração pós-magmática envolvendo provavelmente processos de exsolução ou dissolução induzida por pressão e reprecipitação (Smith & Brown 1988) devido aos efeitos deformacionais sendo este o caso proposto para o Granito Ramal do Lontra.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio sódico (An_{11-16}) e, com frequência apresenta intercrescimento peristerítico. É caracterizado pela presença de lamelas oblíquas à orientação do maclamento albita ou albita-calrsbad definindo uma textura tipo “espinha de peixe”, desenhada por lamelas geralmente bem finas e outras mais espessas, possuindo limites bem definidos (Fig. 5.8d).

A origem dessa textura segundo Smith (1974) e Smith & Brown (1988) estaria relacionada a processos de dissolução no estado sólido, devido aos efeitos do metamorfismo e deformação. As condições requeridas para instalação desse processo de exsolução e formação da peristerita, segundo os referidos autores, é de que o sistema seja submetido a elevação de temperatura e manutenção constante por longo período.

A muscovita apresenta dois tipos texturais bem distintos. A muscovita 1 (Ms_1) está presente principalmente em rochas mais estruturadas e bem recristalizadas e caracteriza-se por cristais bem desenvolvidos ($> 2,5$ mm), subédricos, lamelares, com orientação preferencial, acompanhada de biotita e relações de contato retilíneos ou em ponto tríplice com cristais de quartzo, feldspatos e biotita definindo texturas de equilíbrio (Fig. 5.9a e b)

A muscovita 2 (Ms_2) ocorre apenas nos granitos que ainda preservam características magmáticas, fracamente estruturadas, onde se identificam relíquias de textura granular hipidiomórfica. Os cristais são anédricos, relativamente pequenos (< 1 mm), apresentando bordas irregulares e em alguns casos assumem aspecto poiquilítico. Geralmente está associado ao plagioclásio ou se dispõe entre agregados quartzo-feldspáticos (Fig. 5.9c e d).

Uma das explicações para essa variação textural é que a Ms_2 representa cristais de origem primária, provavelmente cristalizada em estágios tardios da evolução magmática, que ficou preservada das transformações tectono-metamórficas que se seguiram concomitantemente ao alojamento sin-tectônico do GRL, e que levaram à recristalização e neoformação dos cristais Ms_1 .

5.2.2 - Descrição dos minerais

Quartzo - Três aspectos texturais do quartzo foram identificados. O primeiro (Qz_1), forma cristais anédricos ou subédricos de dimensões entre 1,5 a 4 mm, e apresentam contatos irregulares e sinuosos entre si e com cristais de microclina e plagioclásio e geralmente retilíneo com a biotita e muscovita. Em alguns casos tem forma arredondada e algumas vezes os cristais estão levemente estirados acompanhando a direção da foliação (Fig. 5.8a). Comumente os cristais do tipo Qz_1 estão bastante deformados apresentando forte extinção ondulante, com formação de subgrãos e recristalização nas bordas. Localmente possuem pequenas inclusões de biotita e zircão. Este tipo de cristal de quartzo está associado com Microclina 1 e Plagioclásio 1, descritos adiante e representam cristais de natureza magmática preservados em certas porções do GRL.

Os cristais do tipo Qz_2 são subédricos, formam aglomerados de grãos recristalizados, ou associados com a microclina e plagioclásio, articulados em ponto tríplices. Em outra situação distribuem-se na borda dos cristais Qz_1 ou formam níveis orientados de agregados de quartzo poligonal. O Qz_2 é produto de recristalização dos cristais primários (Qz_1), conduzida pelo metamorfismo regional do CA, como evidenciado por outros dados aqui descritos.

Um outro tipo (Qz_3) é representado por formas goticulares ou vermiformes intercrescidos nos bordos de cristais de plagioclásio quando em contato com álcali-feldspatos, caracterizando textura mirmequítica.

Plagioclásio - Dois tipos são identificados, o Pl_1 representa cristais primários, de origem magmática, maiores que 5 mm (Fig. 5.5). Possuem forma tabular ou levemente alongada e no geral são subédricos ou anédricos, com contatos irregulares e subordinadamente retilíneos entre si e com Qz_1 , microclina e biotita. O maclamento dominante é do tipo albita, sendo identificados ainda os tipos albita-carlsbad e albita-periclina. Em vários casos o maclamento não é evidenciado. O Pl_1 está bem menos deformado e recristalizado, quando comparado com o quartzo

e microclina associados, porém, alguns desses cristais apresentam leve a moderada extinção ondulante discreta, formação de subgrãos e recristalização incipiente nas bordas, mas, comumente, apresentam estrutura tipo *kink bands*. Em determinadas amostras o Pl_1 apresenta moderada a forte substituição para sericita e localmente para carbonato e, também são identificadas lamelas de muscovita anédrica. Esta alteração é mais intensa no núcleo dos cristais, realçando seu zoneamento normal. Comumente o Pl_1 possui pequenas inclusões de biotita, zircão e apatita, revelando sua origem ígnea. Zoneamento não são freqüentes nos cristais de plagioclásio do GRL, porém onde identificado é do tipo normal com três zonas concêntricas, caracterizado por uma alteração mais intensa dos seus núcleos, o que sugere origem magmática.

Os cristais do tipo 2 (Pl_2) ocorrem nas rochas mais estruturadas, têm tamanhos de aproximadamente 1 mm, formas anédricas, com contatos em pontos tríplices, definindo cristais límpidos e sem zoneamento (Fig. 5.4). São produtos de recristalização do Pl_1 e junto com microclina e quartzo, compõe a textura granoblástica.

O Pl_2 destaca-se ainda o desenvolvimento de peristerita caracterizada pela presença de lamelas obliquas ao maclamento, com limites bem definidos, algumas bem finas e outras mais espessas, com desenho tipo “espinha de peixe” (Fig. 5.8d). A presença do intercrescimento peristerítico reforça a interpretação de alojamento sintectônico do Granito Ramal do Lontra e dos efeitos do metamorfismo do CA.

Microclina - Igualmente ao quartzo e ao plagioclásio dois tipos foram identificados. O primeiro (Mic_1) é de origem magmática e destacam cristais maiores que 5 mm, anédricos ou subédricos e são bastante irregulares, localmente tabulares, apresentando contatos irregulares, sinuosos e, algumas vezes, englobam cristais menores. Foi identificado maclamento xadrez típico, porém muitas vezes os cristais não apresentam maclamento. Com freqüência a Mic_1 possui recristalização nas bordas, além de extinção ondulante e formas de subgrãos. Apresentam também inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. Alteração para argilo-minerais e sericita ocorre com maior ou menor freqüência.

A Mic_2 possui dimensões inferiores a 1,5 mm e são produtos da recristalização da Mic_1 , são geralmente anédricos, e constituem aglomerados de cristais, seja apenas de microclina ou de microclina com quartzo e plagioclásio que definem contatos em ponto tríplices. Em rochas mais estruturadas os cristais apresentam-se levemente estirados.

Biotita - Este mineral ocorre em quantidades (< 5 % modal), formam lamelas anédricas ou subédricas com dimensões inferiores a 2 mm. Nas amostras RL-01, RL-02, RL-06a, RL-11 e EXA-VIII-13 a biotita ocorre em maior quantidade e a orientação das lamelas é bem mais evidente que em outras amostras (RL-03b, RL-34 e RL-53). Ainda assim é o principal mineral que define a foliação da rocha. Ela apresenta contato retilíneo com o quartzo, plagioclásio e microclina, entretanto também ocorrem como inclusão em cristais de plagioclásio e microclina. O pleocroísmo varia de amarelo pálido (X) a marrom escuro esverdeado (Y, Z). Na amostra RL-11 a biotita apresenta bordas corroídas no contato com a microclina, formando textura simplectítica. Algumas vezes a biotita está parcial a totalmente cloritizada.

Muscovita - Assim como a biotita esse mineral também ocorre em pequena quantidade (< 3 % modal), caracterizando dois tipos texturais distintos. Um deles (Ms_1) ocorre como cristais subédricos, com dimensões até 2,5 mm, estabelecendo contatos retilíneos com quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, e estão orientadas definindo junto com a biotita a foliação (Figs. 5.9a, b).

O outro tipo (Ms_2) apresenta-se como pequenos cristais anédricos, com bordas irregulares, associado ao plagioclásio (Figs. 5.9c, d). A forma irregular de algumas lamelas de muscovita, localmente assume aspecto poiquilítico englobando outros minerais.

Os cristais de muscovita mais desenvolvidos e melhor formados geralmente ocorrem em rochas onde a recristalização foi mais intensa, enquanto que os cristais menores de formas anédricas ocorrem principalmente em domínios onde a deformação foi menos intensa.

Essas duas características da trama da muscovita e de outros minerais a eles associados e que acompanham os aspectos texturais, indicam que os cristais mais desenvolvidos (Ms_1) resultam da recristalização sob a ação do metamorfismo.

Minerais acessórios - São representados principalmente por apatita, zircão, raramente alanita, titanita e minerais opacos. Monazita e um óxido de elementos terras raras foram identificados com a técnica da microscopia eletrônica. Os cristais de zircão e apatita ocorrem geralmente como inclusões em plagioclásio, quartzo ou biotita. São cristais muito pequenos, prismáticos, subédricos ou euédricos. A apatita pode ainda ocorrer com formas hexagonais ou arredondadas e geralmente está associada com a biotita.

Os minerais opacos geralmente não ultrapassam 0,5 % modal e formam cristais anédricos ou subédricos. As análises no microscópio eletrônico de varredura identificaram ilmenita, magnetita e titano-magnetita. A magnetita foi identificada apenas nas amostras RL-56 e RL-53, que possui características petrográficas semelhantes. Já ilmenita e titano-magnetita ocorrem principalmente na amostra RL-01.

A alanita ocorre raramente em poucas amostras (RL-02, RL-01, RL-06), podendo formar cristais prismáticos euédricos, os quais estão algumas vezes fraturados e metamitizados. A titanita forma pequenos cristais fraturados com relevo alto.

A monazita e um óxido de terras raras foram identificados na amostra RL-56, onde os mesmos formam cristais muito pequenos. A monazita é algumas vezes subédrica, prismática, e outras vezes forma, junto com o óxido de terras raras, cristais anédricos, com formas muito irregulares.

Minerais secundários - São representados principalmente por sericita, clorita, carbonato, argilominerais e raramente epidoto. A sericita e o carbonato ocorrem freqüentemente nas amostras RL-26a, b; EXA-VIII-29 e PAR-IX-78 como produtos de alteração do plagioclásio. A sericita é bem mais abundante e ocorre sob a forma de finas e pequenas lamelas substituídas do plagioclásio, preferencialmente dispostas nos planos de clivagem do mesmo; enquanto o carbonato ocorre com menor distribuição, formando pequenos cristais anédricos sobre o plagioclásio. Observou-se que a alteração para sericita e carbonato é mais intensa no núcleo dos cristais de plagioclásio. Na amostra PAR-IX-78, foram identificados pequenos cristais de epidoto em associação com sericita e carbonato substituindo o plagioclásio, indicando processo de saussuritização do mesmo. A clorita ocorre substituindo parcial ou totalmente a biotita. Argilominerais desenvolvem-se preferencialmente sobre a microclina, formando pequenas manchas escuras.



Figura 5.3- Aspectos macroscópicos do Granito Ramal do Lontra, onde destaca-se a foliação mais intensa evidenciada principalmente pela orientação das lamelas de biotita. a) Amostra RL-02 e b) Amostra EXA-VIII-13.



Figura 5.4- Aspectos macroscópicos do Granito Ramal do Lontra, destacando rochas com foliação incipiente que ocorrem geralmente mais para o centro do corpo granítico. a) Amostra RL-34. b) Amostra RL-53.

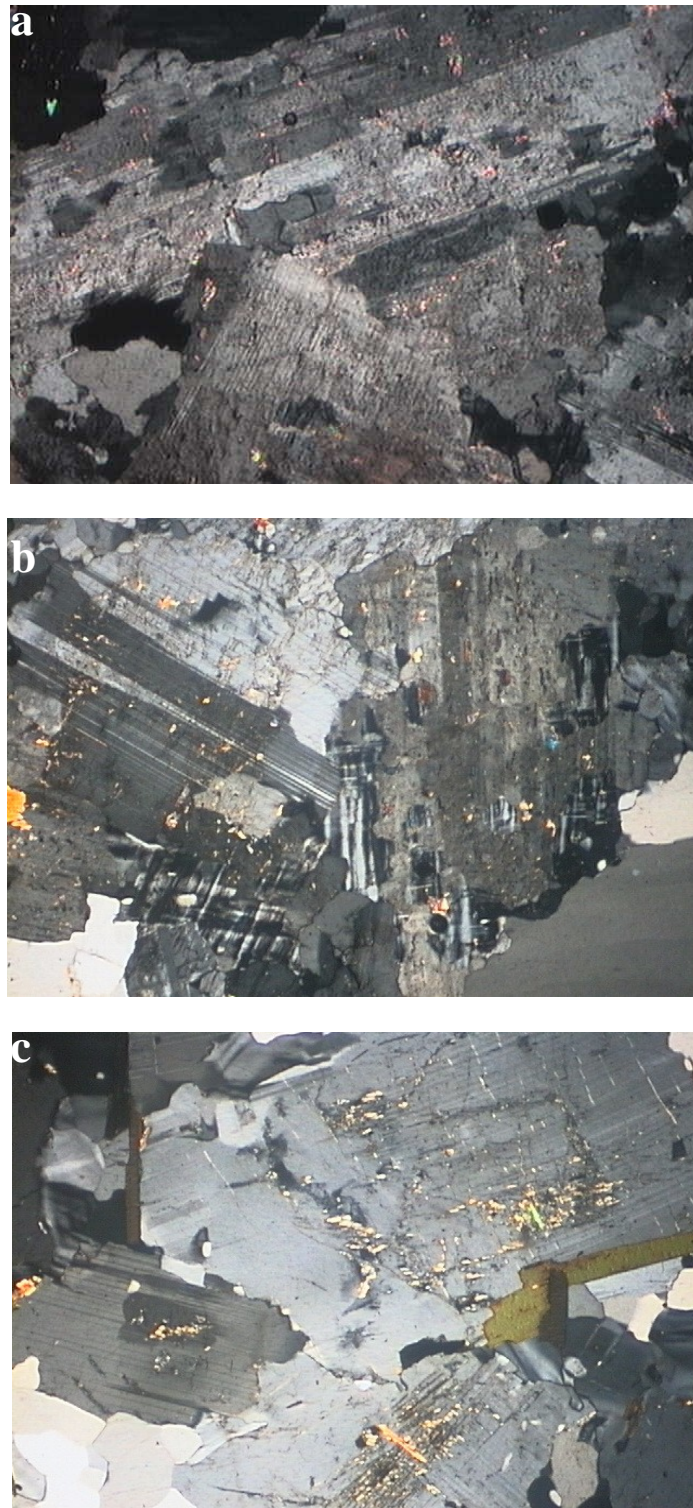


Figura 5.5- Aspectos da textura ígnea original granular hipidiomórfica no Granito Ramal do Lontra preservada algumas vezes em porções mais para o centro do corpo. a) amostra RL-54, b) amostra RL-03a e c) RL-11.

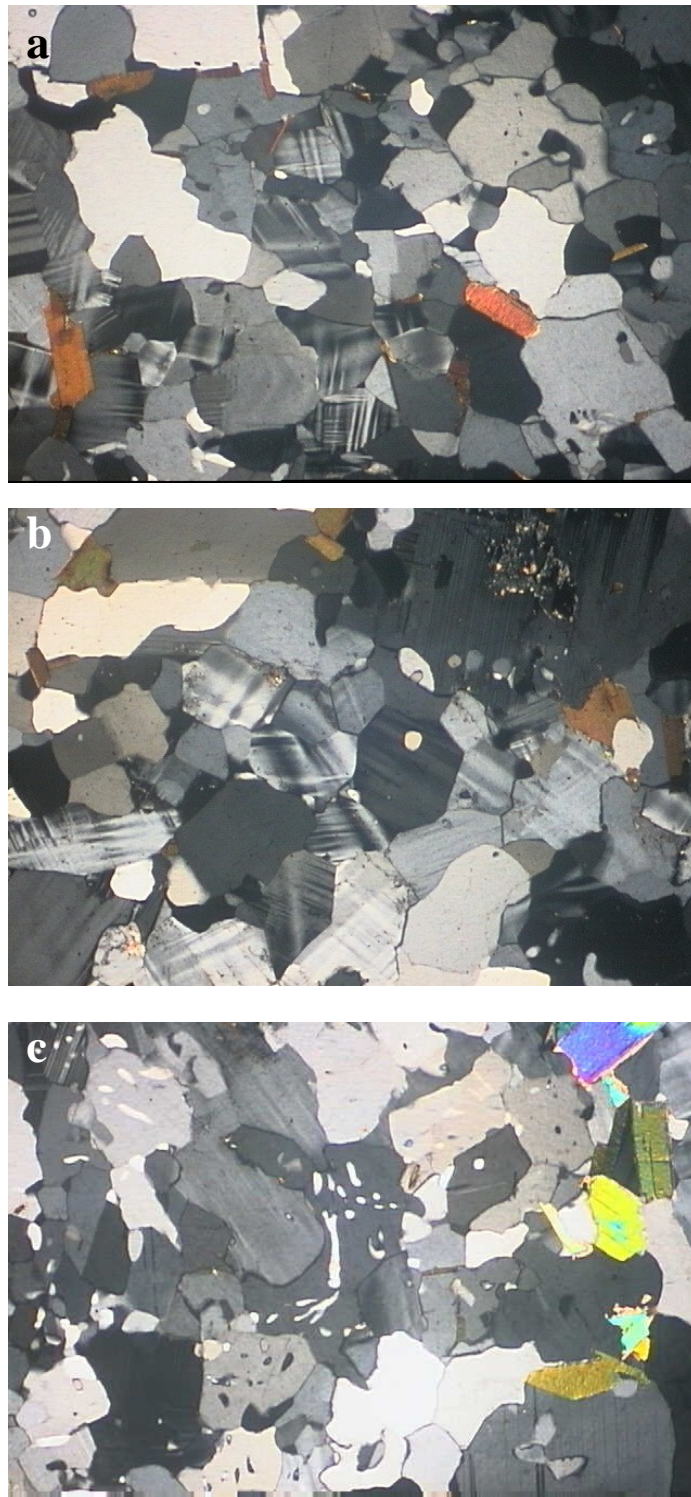


Figura 5.6- Aspectos da textura granoblástica poligonal no Granito Ramal do Lontra caracterizada principalmente por recristalizações com contatos em ponto tríplice de quartzo, microclina e plagioclásio. a) amostra RL-01, b) amostra RL-11 e c) amostra RL-06a.

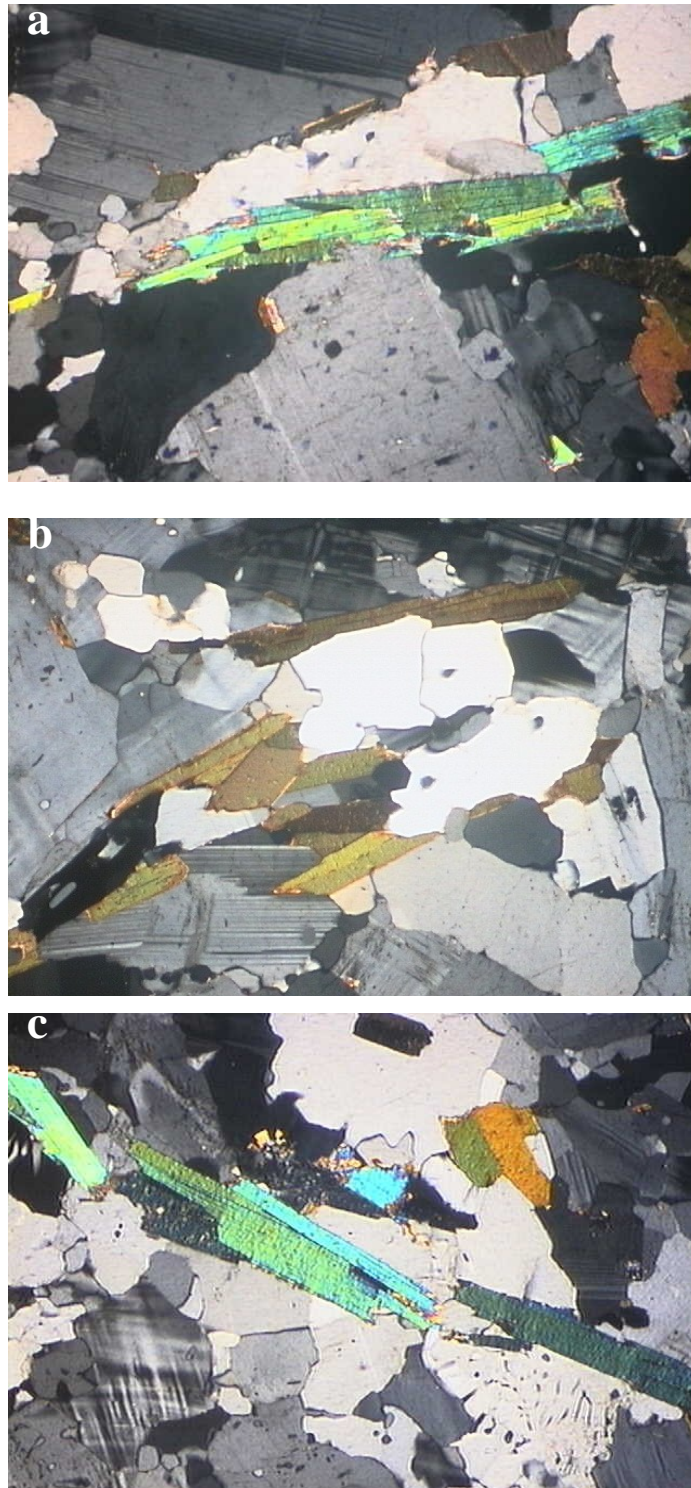


Figura 5.7- Foliação no Granito Ramal do Lontra destacada principalmente pela orientação de lamelas de biotita e muscovita. a) e b) amostra RL-02, c) amostra RL-06.

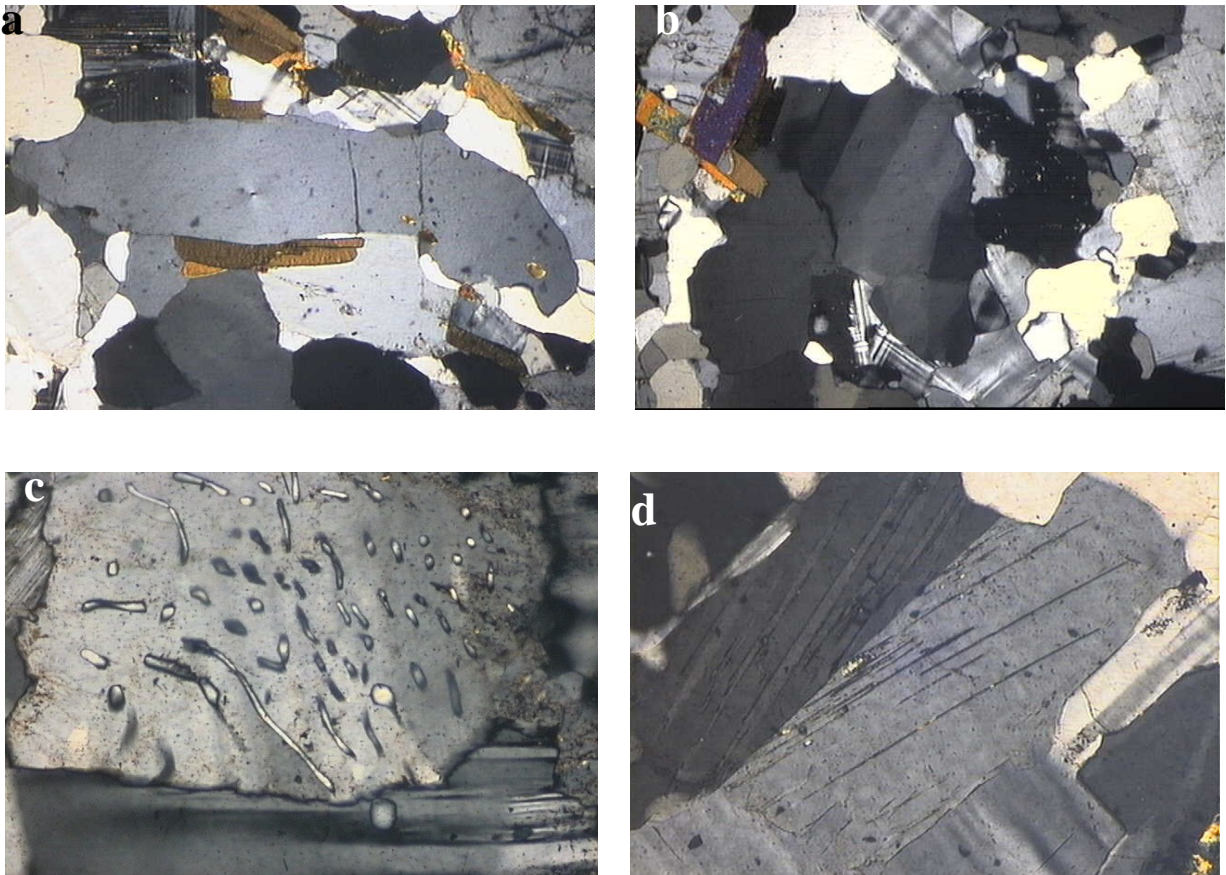


Figura 5.8- Aspectos texturais no Granito Ramal do Lontra. a) estiramento de cristais de quartzo, b) forte extinção ondulante em cristais de quartzo, c) intercrescimento mirmequítico (amostra RL-03a), d) peristerita (amostra RL-06a).

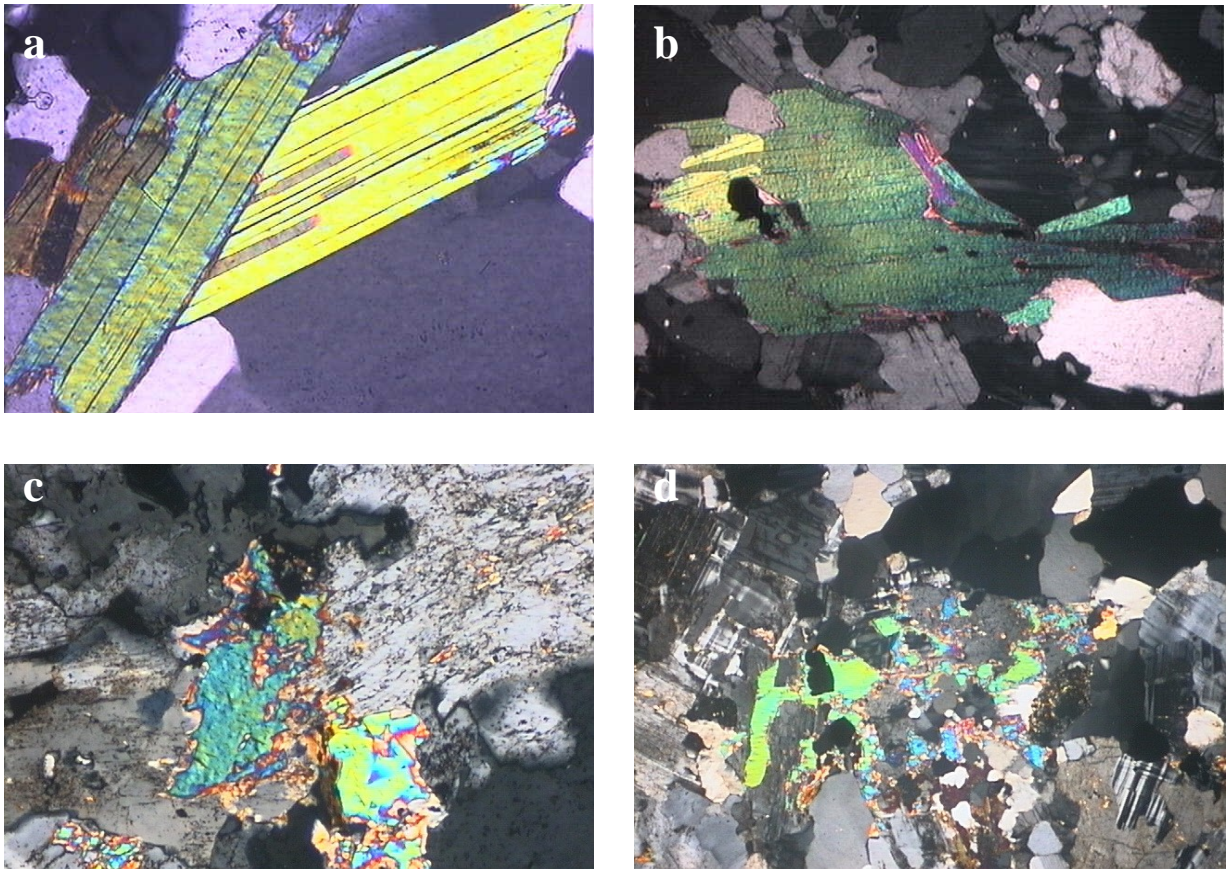


Figura 5.9- Aspectos texturais da muscovita mostrando em a) e b) muscovitas subédricas bem desenvolvidas com contatos retilíneos, enquanto em c) e d) a muscovita é anédrica com contatos irregulares.

5.3 - ESTUDO PETROGRÁFICO COMPLEMENTAR POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA

5.3.1 - Introdução e princípios do método

A microscopia eletrônica foi utilizada como ferramenta adicional ao estudo petrográfico com o objetivo de caracterizar os minerais opacos e outros minerais do Granito Ramal do Lontra, que não foram possíveis identificar através do microscópio ótico. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Centro de Geociências/UFPA, e três amostras foram selecionadas para este estudo (RL-01, RL-36 e RL-56).

As imagens obtidas dos minerais opacos e acessórios representam imagens de elétrons retroespalhados, onde foram analisadas relações texturais entre as fases minerais e confirmada a natureza das mesmas, principalmente daquelas de dimensões inferiores às acessíveis com microscópio ótico. As análises no LABMEV foram realizadas utilizando o Microscópio Eletrônico LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20 kv. As lâminas delgadas polidas das amostras analisadas foram preparadas e metalizadas a carbono.

Análises semi-quantitativas de cada fase mineral foram realizadas por Espectrometria de Energia Dispersiva de Raios-X (EDS), que é acessório essencial para caracterização de minerais. As análises consistem na emissão de um feixe de elétrons sobre um determinado mineral, que excita os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes, deslocando-os de níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial, esses elétrons liberam a energia adquirida, a qual é emitida na forma de comprimento de onda no espectro de raios-X. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esses elétrons. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais elementos químicos estão presentes naquele local e, assim, identificar em instantes a composição química do mineral que está sendo observado.

O uso em conjunto do MEV com o EDS é de grande importância na caracterização petrográfica e mineralógica. Enquanto o MEV proporciona imagens (ainda que virtuais, pois o que se vê no monitor do computador é a transcodificação da energia emitida pelas partículas ao invés da radiação emitida pela luz, ao qual estamos habitualmente acostumados), o EDS permite sua imediata identificação com análises químicas qualitativas e semi-quantitativas.

5.3.2 - Resultados

As análises por microscopia eletrônica dos minerais opacos permitiram a identificação de magnetita, titano-magnetita e ilmenita.

A magnetita foi identificada apenas na amostra RL-56, porém ao microscópio ótico comum, os minerais opacos das amostras RL-53 e RL-03b são muito semelhantes e provavelmente a magnetita também predomina nessas rochas. Ela ocorre na forma de cristais bem desenvolvidos, anédricos ou subédricos (Fig. 5.10). Algumas vezes formam agrupamentos de cristais cujas relações de contato com os cristais de plagioclásio, microclina, biotita e quartzo são retilíneos e sinuosos (Fig. 5.10 e, f).

A titano-magnetita e a ilmenita geralmente ocorrem associadas, formando intercrescimentos, em que a titano-magnetita é o mineral hospedeiro e a ilmenita se dispõe como finas lamelas no interior da titano-magnetita (Fig. 5.11a). A titano-magnetita ocorre na forma de grandes cristais subédricos, prismáticos, estirados e orientados (Fig. 5.11a e b), no interior dos quais se dispõem lamelas de ilmenita. Em outra situação o intercrescimento entre a titano-magnetita e a ilmenita é mais desenvolvido e se dá em proporções aproximadamente iguais (Fig. 5.11c). A titano-magnetita e a ilmenita ocorrem principalmente nas amostras RL-36 e RL-01. Algumas vezes nessas rochas ocorrem ainda cristais anédricos de titanita (Fig. 5.11d).

Os espectros gerados por esses minerais dão idéia da composição química e ajudam a melhor caracterizar esses minerais. Esses espectros podem ser visualizados na Figura 5.12.

Com a ajuda do MEV foi possível ainda identificar alguns minerais acessórios não identificados com o microscópio ótico convencional, dentre os quais monazita e um óxido de elementos terras raras (ETR).

A monazita foi identificada apenas na amostra RL-56, ocorrendo em uma quantidade relativamente alta e distribuída por toda a lâmina da rocha, porém na forma de cristais diminutos. Os cristais são anédricos ou raramente subédricos, com formas e contatos bastante irregulares, com aspecto prismático e contatos retilíneos com os feldspatos e micas (Fig. 5.13). Feições de corrosão e sobrecrescimento nas bordas ocorrem localmente (Fig. 5.13d). O outro mineral de ETR identificado é um óxido muito semelhante à monazita, porém seus aspectos texturais são diferentes. Esse óxido ocorre espalhado por toda a lâmina, principalmente na amostra RL-56 e mais raramente na amostra RL-36. Definem como pequenos cristais anédricos, na forma de

massas irregulares, que muitas vezes preenchem parcialmente pequenas cavidades na rocha (Fig.5.14), ou ocorrem muito próximo à borda ou entre cristais de magnetita.

Os espectros da monazita gerados pelo MEV caracterizam muito bem esse mineral pelos picos elevados de P, La, Nd e Ce, como se observa na Figura 5.15a. Já o óxido ETR difere da monazita por ser muito pobre em P, como pode ser visto no seu espectro gerado pelo MEV (Fig. 5.15b). Assim como a monazita, o óxido de ETR é rico em La, Nd, Ce, e Y.

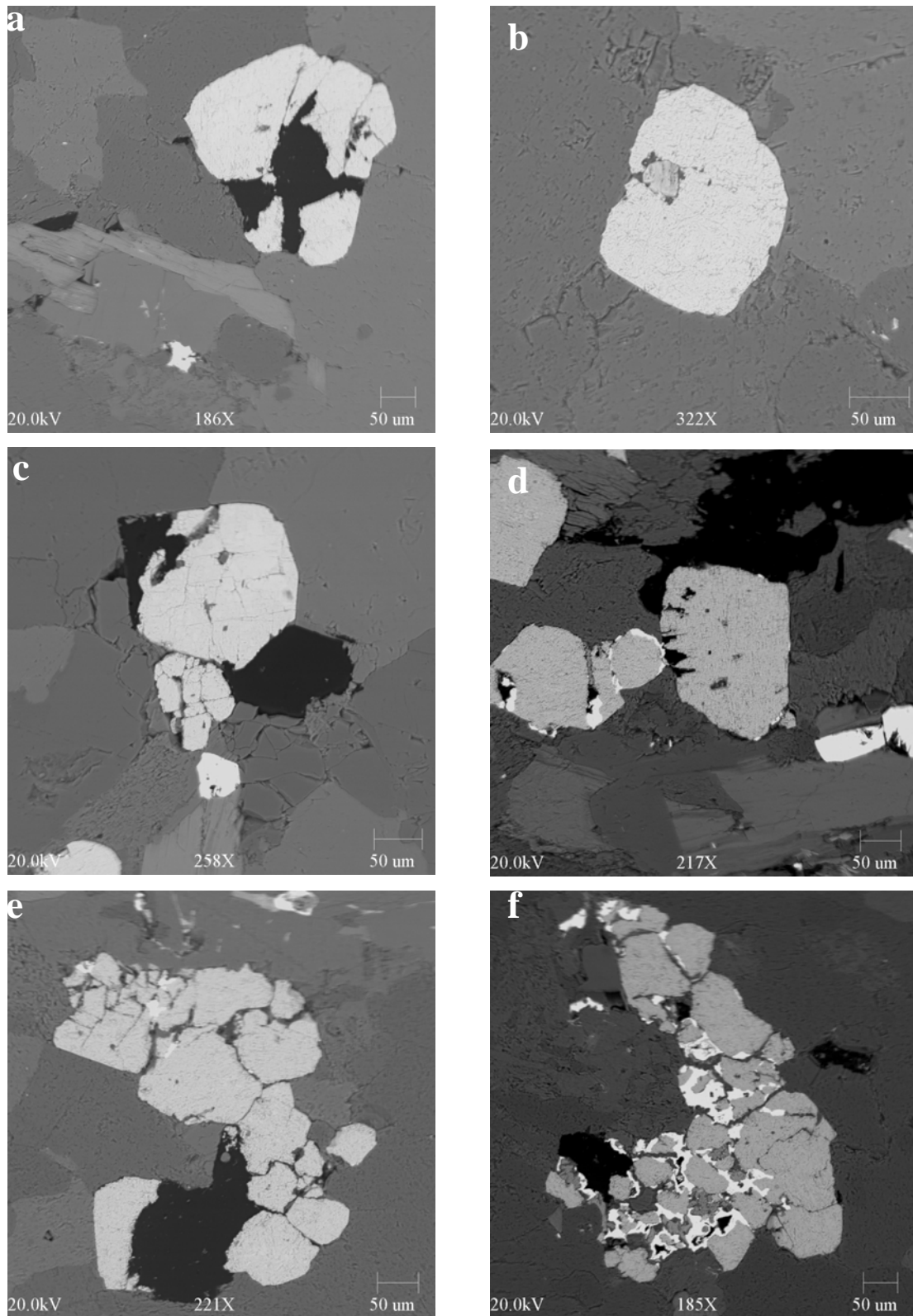


Figura 5.10- a), b), c) e d) cristais de magnetita anédricos a subédricos com forma arredondada (amostra RL-56); e) e f) aglomerados de cristais de magnetita anédricos (amostra RL-56).

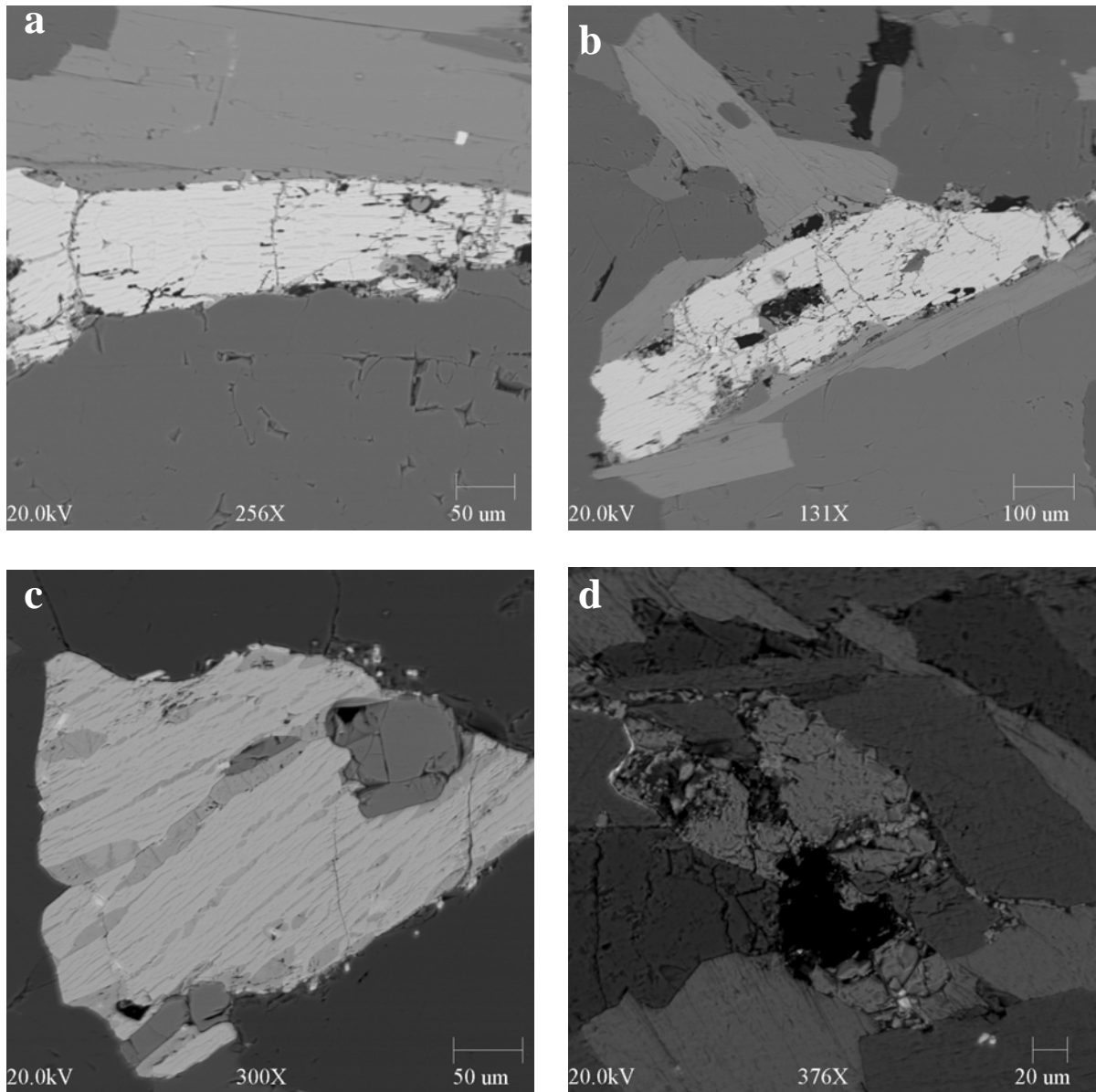


Figura 5.11- a) e b) Cristais prismáticos de titano-magnetita no interior dos quais dispõe-se finas lamelas de ilmenita (amostra RL-36). c) Cristal subédrico de titano-magnetita no interior do qual dispõe-se lamelas bem desenvolvidas de ilmenita (amostra RL-36). d) Cristal anédrico de titanita (amostra RL-36).

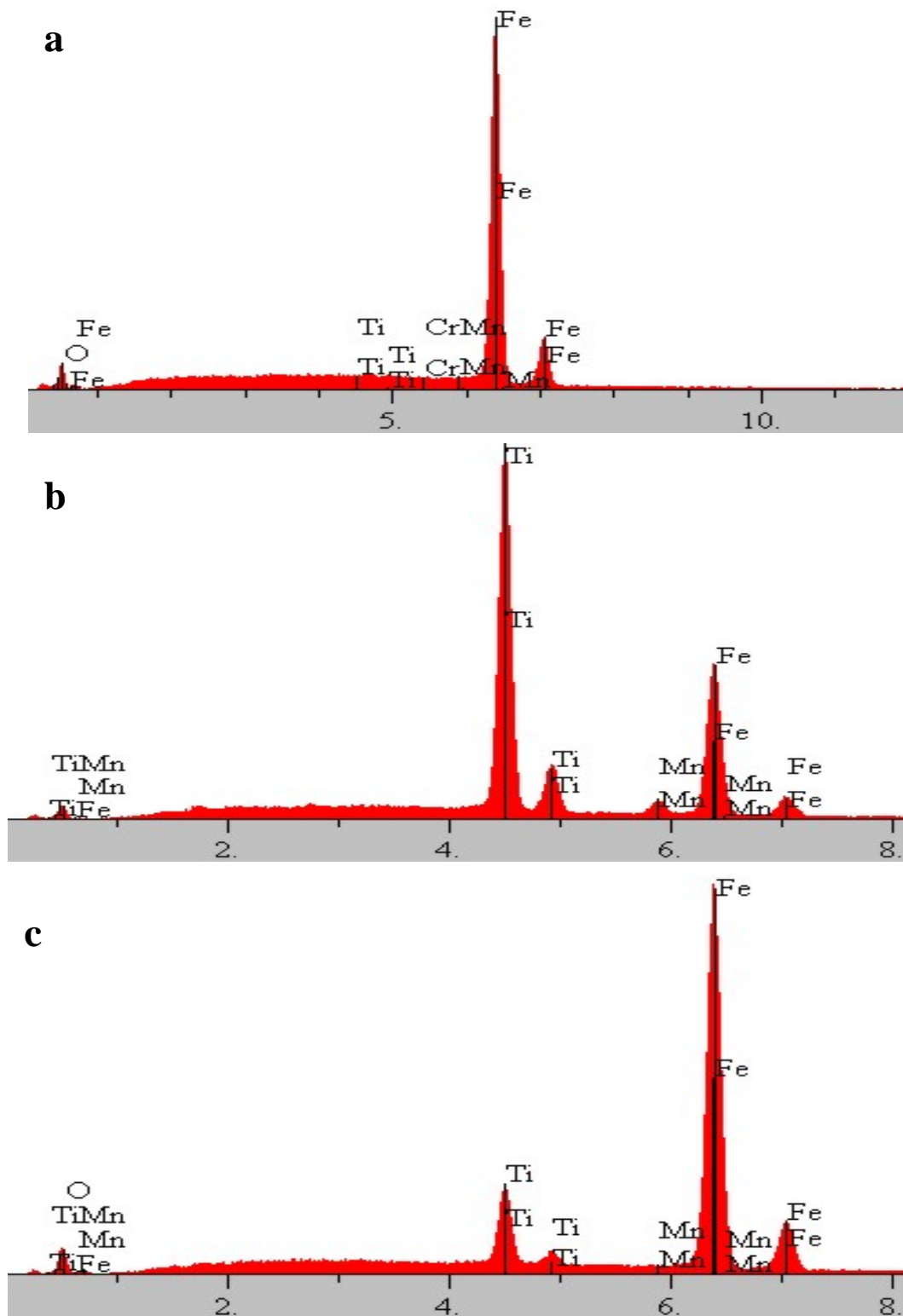


Figura 5.12- Espectro da magnetita destacado pelo elevado pico de Fe. b) Espectro da ilmenita destacado pelo elevado pico de Ti e moderado de Fe. c) Espectro de titano-magnetita onde destaca-se o contrário da ilmenita, com elevado pico de Fe e mais baixo de Ti.

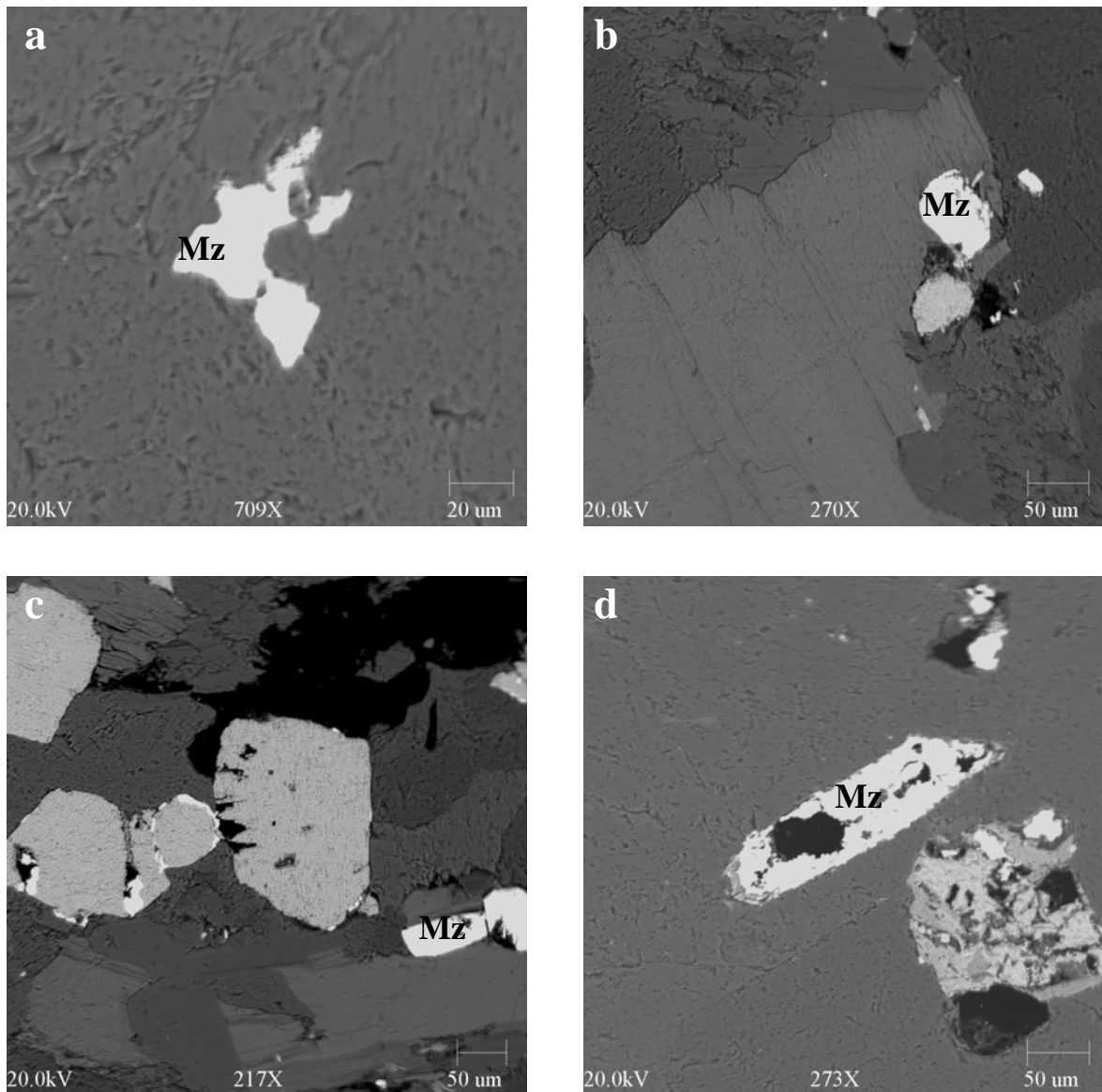


Figura 5.13- Aspectos gerais da monazita que ocorre exclusivamente na amostra RL-56. a) e b) Pequenos cristais de monazita com forma irregular, anédricos. c) e d) Pequenos cristais de monazita subédricos com aspecto prismático.

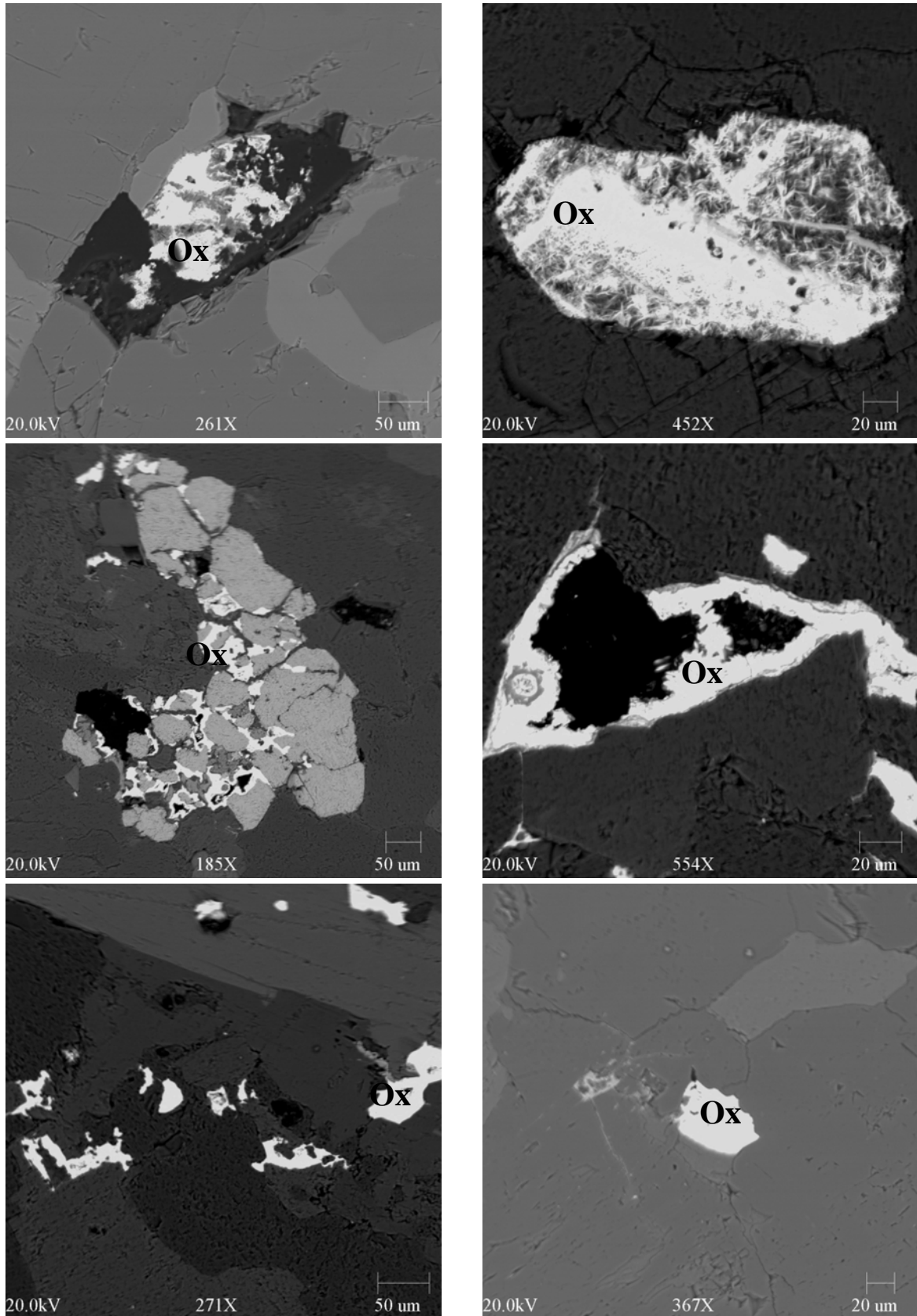


Figura 5.14- Aspectos gerais do óxido de terras raras que ocorre com certa abundância na amostra RL-56 e subordinadamente na amostra RL-36.

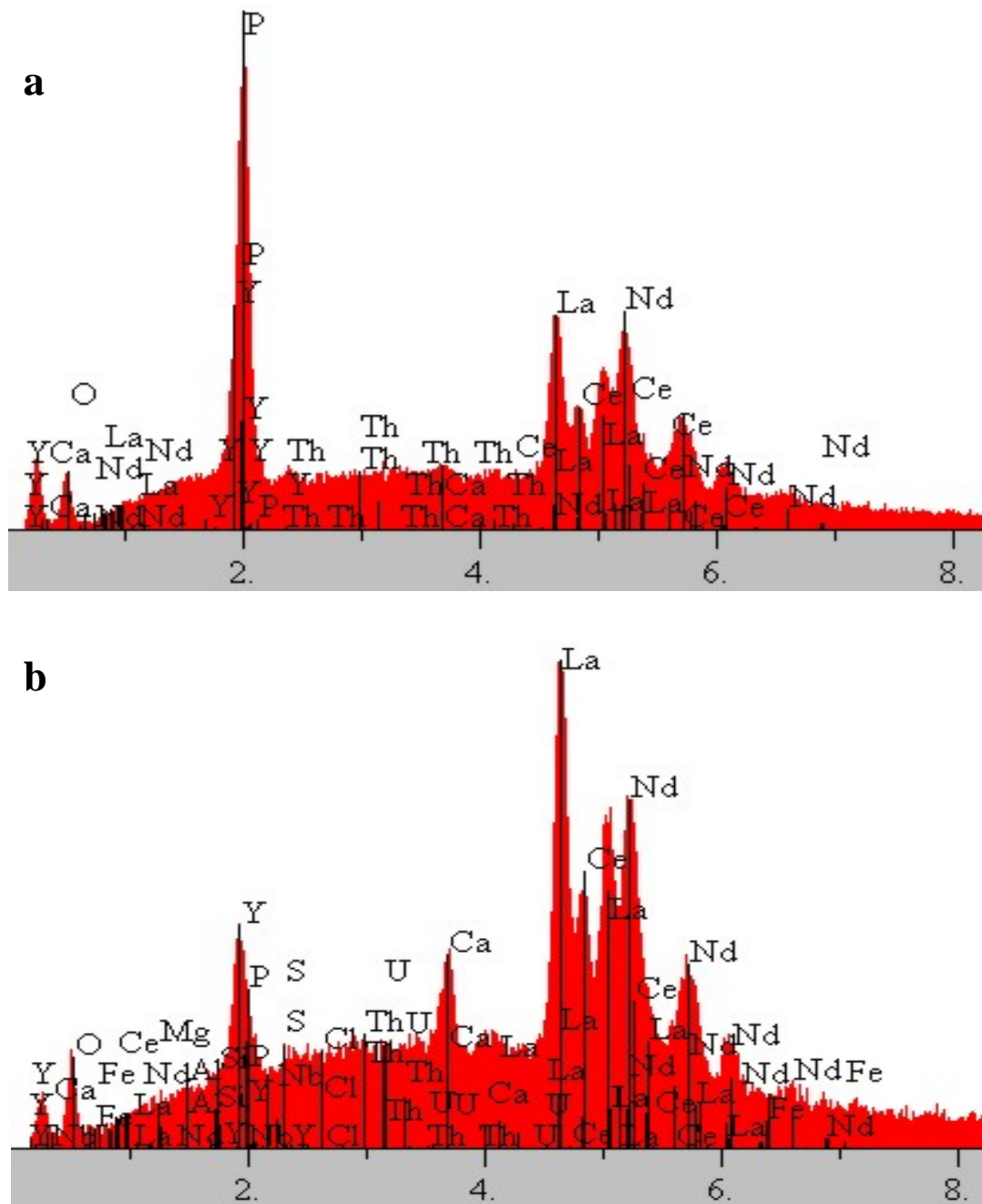


Figura 5.15- a) Espectro da monazita destacando o alto pico de P além dos altos teores dos elementos terras raras La, Nd, e Ce. b) Espectro do óxido de terras raras, onde observa-se a ausência de P e o enriquecimento em La, Nd, Ce, Y entre outros terras raras.

6 - ASPECTOS ESTRUTURAIS E METAMÓRFICOS DO GRANITO RAMAL DO LONTRA E ENCAIXANTES

6.1 - ESTRUTURAS DAS ROCHAS ENCAIXANTES

A foliação S_1 nas rochas encaixantes do Granito Ramal do Lontra é marcante tanto nos quartzitos quanto nos micaxistos do Grupo Estrondo, sendo que nos quartzitos é definida pela orientação preferencial de lamelas de muscovita em planos bem marcantes paralelizados ao acamadamento. Nos micaxistos é definida principalmente pela orientação de biotita, muscovita e outros minerais prismáticos (cianita, estauroлита), além de um bandamento milimétrico (S'_1), caracterizado por alternância de níveis mais ricos em quartzo com níveis mais ricos em micas. Outra feição estrutural é a clivagem de crenulação (S_2), presente nos micaxistos. A foliação S_2 é definida por orientação de lamelas de biotita e muscovita reorientadas ou neoformadas em uma nova estrutura planar que transpõe S_1 .

A foliação S_1 presente nos quartzitos adjacentes no contato oeste com o GRL possui direção NW-SE variando entre 140° e 165° Az, com mergulhos entre 50° e 70° ora para NE e ora para SW, sendo essa orientação coincidente com a foliação interna no corpo granítico. Nas encaixantes a leste do granito a foliação possui direção no mesmo quadrante variando entre 130° e 150° Az com mergulhos entre 55° e 62° para NE. Entretanto, nas encaixantes situadas ao norte e a sul do corpo granítico a foliação nos quartzitos modifica-se para NE-SW variando de 30° a 65° Az, sendo que essa mudança está relacionada, provavelmente, aos dobramentos e falhamentos comuns nessa região.

Em determinados locais, os quartzitos evidenciam uma lineação de estiramento de direção NW-SE, com mergulho em torno de 20° para SE.

O pacote quartzítico apresenta intensos dobramentos, desenhando dobras métricas e antiformes e sinformes de dezenas a centenas de metros, como a que compõe a serra a oeste do Granito Ramal do Lontra.

Nos micaxistos encaixantes imediatamente a oeste do corpo granítico, a foliação S_1 possui também orientação NW-SE concordante com a foliação interna do corpo granítico, enquanto que se distanciando do corpo para as extremidades W e S, a foliação S_1 assume direção geral N-S, apresentando ondulações levando a variação para NW-SE e NE-SW, que é coincidente com a orientação geral do Cinturão Araguaia. Nesses casos o mergulho varia entre 10° e 50° geralmente para leste.

Nas seqüências xistosas da Formação Xambioá a foliação S_2 (clivagem de crenulação) tem direção NW-SE, e é caracterizada pelo intenso dobramento da foliação e transposição de S_1 , que levou à rotação, reorientação e recristalização de cristais de biotita, muscovita e quartzo e neoformação de biotita e muscovita, gerando nova estrutura planar espaçada milimétrica a centimetricamente com separação de micrólitos, a semelhança dos descritos por Passchier & Trouw (1996). A lineação de estiramento nos quartzitos e xistos é definida principalmente pela orientação e estiramento de biotita, muscovita e quartzo além de turmalina, cianita e estaurolita. Seu comportamento estrutural apresenta mergulho que variam de 6 a 28° para ESE.

6.2- ESTRUTURAS DO GRANITO RAMAL DO LONTRA

O Granito Ramal do Lontra apresenta ao longo de todo o corpo uma foliação interna penetrativa (S'_1) que é bem evidente nas bordas do plúton e incipiente nas porções mais internas (Fig. 4.3). A foliação é definida por orientação preferencial de lamelas de biotita e muscovita e de cristais de quartzo e feldspatos alongados, a qual é mais bem desenvolvida nas porções do bordo do corpo. Tem orientação principal na direção NW-SE com valores de mergulho baixo a médio para NE.

Analisando os elementos estruturais da área, tanto do corpo granítico como das encaixantes percebe-se que a foliação interna do corpo granítico coincide em largos traços com a orientação da foliação S_1 nos quartzitos e xistos encaixantes. As orientações das encaixantes em que não há coincidência são relacionadas aos dobramentos, comuns na região, ou a falhamentos da borda da Bacia do Parnaíba. Estas relações estruturais de coincidência da foliação S_1 com S'_1 são indicações que reforçam a interpretação do alojamento sin-tectônico do Granito Ramal do Lontra, já discutido em capítulos anteriores.

6.3 - METAMORFISMO

O estudo do metamorfismo foi baseado principalmente na identificação das associações minerais e análise textural das rochas do Grupo Estrondo na área propriamente do estudo e em áreas mais afastadas do Granito, obtidas durante o Trabalho de Conclusão de Curso de graduação do presente autor e de estágios de mapeamento do curso de Graduação em Geologia da UFPA. A amostragem mais ampla e melhor distribuída permitiu a identificação de associações de minerais índices mais adequados, em rochas de composições diversificadas, para a caracterização das condições metamórficas que atingiram a área. Abaixo são destacadas as principais associações minerais em equilíbrio identificadas e os respectivos grupos composicionais. A localização das associações no terreno está identificada no mapa (Fig. 6.1).

Pelitos

• Qz-Bt-Ms-Pl(An₂₀)-Gr-Est (1)

• Qz-Ms-Bt-Pl-Gr-Est-Ci -Clz (2)

Psamopelitos

• Qz-Ci-Ms (3)

Semi-pelitos

• Qz-Ms-Bt-Pl-Gr±Clz (4)

• Qz-Bt-Ms-Pl-Ep±Car (5)

Rochas máficas

• Hb-Pl(An₃₈₋₄₂)±Gr±Escp (6)

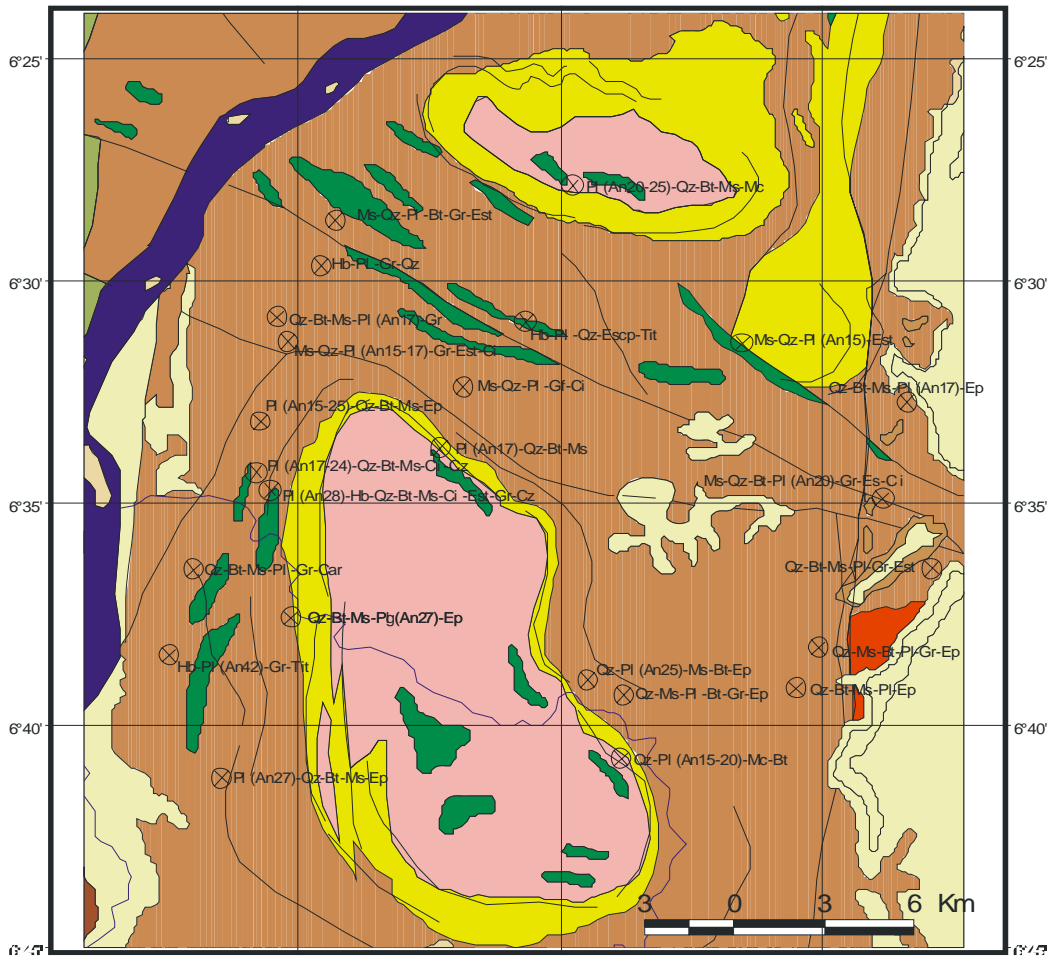
• Hb-Pl(An₄₂)-Gr-Ti (7)

Abreviaturas dos minerais	
Qz - quartzo	Ep- epidoto
Pl - plagioclásio	Clz - clinozoisita
Hb - hornblenda	Car - carbonato
Ms - muscovita	Ti - titanita
Bt - biotita	Ci - cianita
Gr - granada	Escp - escapolita
Est - estaurolita	

A associação mineral 2 foi identificada em alguns locais vizinhos à área de estudo (Fig. 6.1) nos micaxistos da porção NW da Estrutura do Lontra. As associações minerais 1, 2, 3 e 6 ocorrem preferencialmente na porção norte da área, e são as que melhor representam as condições metamórficas nesta área, principalmente pelas parageneses biotita-granada-estaurolita-cianita e hornblenda-plagioclásio-granada-escapolita. Interpretando-se as associações minerais identificadas com base em comparações com as parageneses descritas por Yardley (1994) e nas grades petrogenéticas de Spear (1995), que as condições do metamorfismo na área atingiram a fácies anfíbolito baixo a médio com estimativas de temperatura entre 530° e 580° C (Fig. 6.2). A

presença de cianita, tanto na rocha como em veios e mobilizados em alguns xistos e quartzitos permite caracterizar as condições de pressão como do tipo média a alta, com estimativas de pressão entre 5 e 7 Kbar.

A presença de porfiroblastos de biotita, granada e estaurolita sem orientação preferencial e truncando a foliação S_2 (clivagem de crenulação) que, inclusive, preserva “fantasmas” dessa microestrutura em seu interior, indicam blastese estática tardi-cinemática após os últimos incrementos da deformação do Cinturão Araguaia, demonstrando que a temperatura deve ter permanecido elevada por longo período, o que também é evidenciado pela predominância de texturas em ponto tríplices, i.e. em equilíbrio, nos xistos da região, e pela presença da peristerita em plagioclásios do GRL.



LEGENDA

	Pontos estudados	FANEROZÓICO	
	Drenagem		Formação Pimenteiras
	Lineamentos maiores	NEOPROTEROZÓICO	
Símbolos de minerais		Grupo Estrondo	
Qz- quartzo	Hb- hornblenda		Granito Ramal do Lontra
Pl- plagioclásio	Gf- grafita		Formação Xambioá
Mc- microclina	Car- carbonato		Formação Morro do Campo
Bt- biotita	Escp- escapolita		Rochas meta-máficas e meta-ultramáficas
Ms- muscovita	Tit- titanita	ARQUEANO	
Gr- granada	Ep- epidoto		Complexo Colméia
Ci- cianita	Cz- clinozoisita		
Est- estauroлита			

Figura 6.1- mapa geológico simplificado da região de Xambioá-Araguanã, com distribuição das principais associações minerais que definem o metamorfismo na área. Modificado de CPRM(2000).

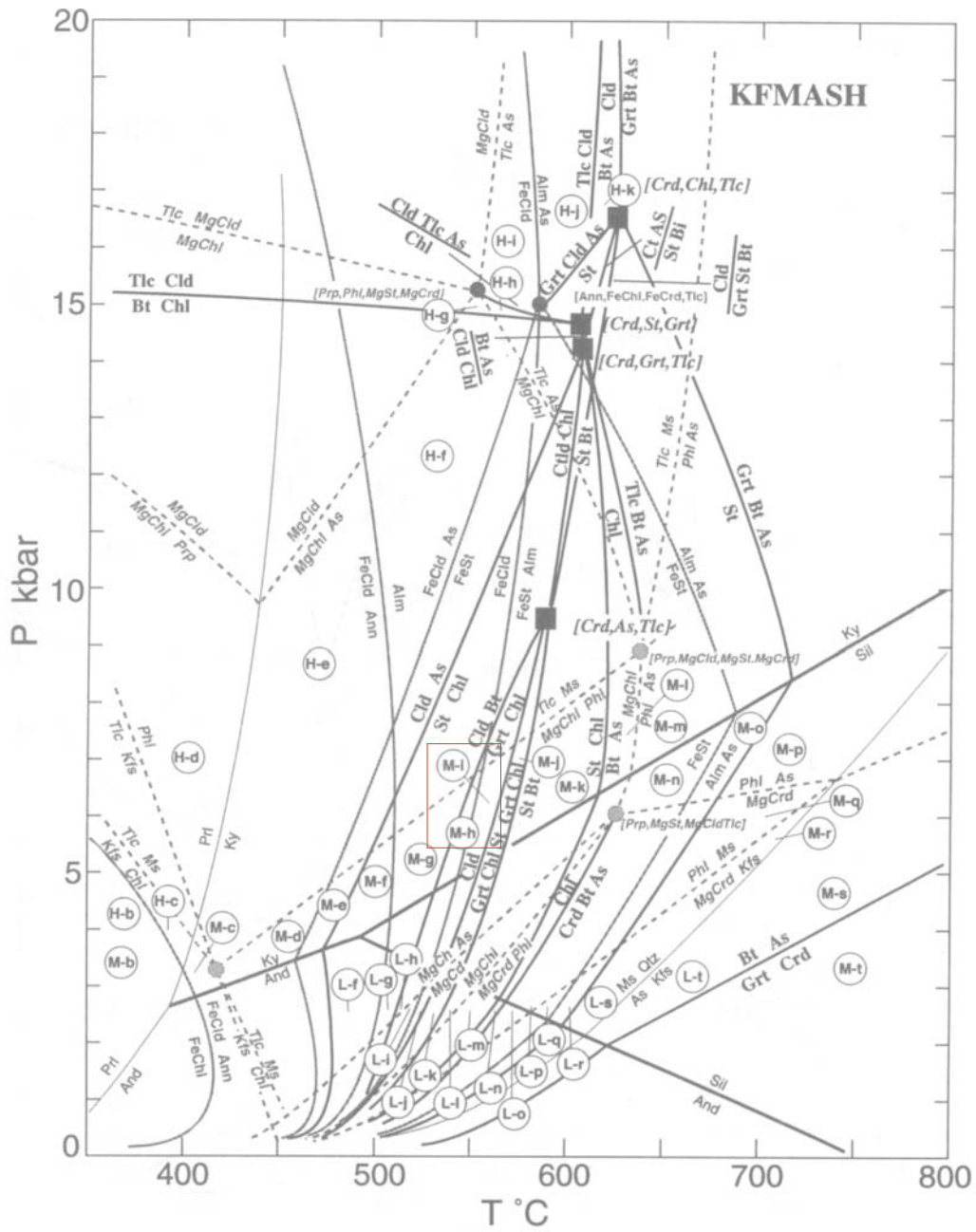


Figura 6.2- Grade petrogenética para rochas pelíticas no sistema KFMASH de Spear 1995, com a área delimitada das condições de P e T do Cinturão Araguaia na região estudada.

7 - GEOQUÍMICA

O presente capítulo apresenta os resultados de análises químicas completas realizadas em amostras do Granito Ramal do Lontra e visou a caracterização da assinatura geoquímica, a classificação mais precisa das rochas, a definição da tipologia deste granito, além da caracterização de seu ambiente tectônico de colocação. Para isto foram utilizados diagramas de discriminação e classificação geoquímica para rochas graníticas. Além disto, a geoquímica, associada aos dados de campo e estudos petrográficos serviu para comparação com outros granitos semelhantes do Cinturão Araguaia.

A coleta de amostras para o estudo geoquímico foi realizada nos melhores afloramentos da área, em que foram selecionadas aquelas isentas de alteração intempérica, distanciadas de veios, falhas ou fraturas. Doze (12) amostras do Granito Ramal do Lontra foram selecionadas para análises químicas, cujos resultados são apresentados na Tabela 7.1 e seu local de coleta pode ser visualizado no mapa (Fig. 4.2). As análises químicas envolveram a determinação dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O e Na_2O), menores (TiO_2 , MnO e P_2O_5), traços (Ba, Rb, Sr, Ta, Nb, Y, Ga, Zr, Th, Hf, U, V, Co, W, Be, Cs, Cu, Pb e Zn) e terras raras. As análises foram realizadas pela empresa Acme Analítica Laboratórios Ltda, sendo que os elementos maiores, menores e alguns traços foram analisados por ICP-ES, os demais traços, incluindo os terras raras foram analisados por ICP-MS. O FeO foi dosado pelo método da titulação no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA.

Tabela 7.1- Composição química do Granito Ramal do Lontra (Elementos maiores e menores em % em peso, e traços em ppm).

	RL-26a	RL-06a	RL-02	RL-01	RL-11	RL-03b	RL-03a	RL-53	RL-54	RL-36	RL-34	RL-56
SiO₂	71,58	72,22	72,29	72,34	72,53	72,68	72,82	73,33	73,35	73,88	73,96	74,29
TiO₂	0,11	0,14	0,15	0,15	0,13	0,12	0,12	0,11	0,09	0,1	0,11	0,05
Al₂O₃	14,84	15,04	15,17	15,2	15,11	14,87	15,07	14,76	14,62	14,5	14,54	14,48
Fe₂O₃	1,13	0,74	0,48	0,76	0,5	0,75	0,62	0,4	0,66	0,41	0,44	0,41
Fe₂O	0,31	0,23	0,45	0,22	0,46	0,15	0,31	0,31	0,16	0,24	0,3	0,15
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
MgO	0,18	0,25	0,26	0,26	0,25	0,18	0,18	0,17	0,14	0,16	0,16	0,05
CaO	0,79	1,34	1,4	1,39	1,31	0,84	0,92	0,93	0,94	1,19	1,04	0,94
Na₂O	4,48	5,07	5,08	5,17	4,65	4,57	4,72	4,72	4,86	4,57	4,41	4,42
K₂O	4,81	3,39	3,52	3,47	4,1	5,01	4,21	4,18	3,97	3,66	4,12	4,23
P₂O₅	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02
PF	0,7	0,7	0,4	0,1	0,2	0,5	0,3	0,7	0,9	0,9	0,5	0,7
Total	98,28	98,48	98,87	99,03	99,1	99,21	99,01	99,65	99,73	99,66	99,63	99,75
Na₂O+K₂O	9,29	8,46	8,6	8,64	8,75	9,58	8,93	8,9	8,83	8,23	8,53	8,65
Na₂O/K₂O	0,93	1,50	1,44	1,49	1,13	0,91	1,12	1,13	1,22	1,25	1,07	1,04
Fe₂O_{3T}	1,47	0,99	0,98	1	1,01	0,91	0,96	0,74	0,84	0,67	0,77	0,57
Ba	1732,4	931,3	943,8	977,1	1120,2	1432	1338,6	1177,7	1139,4	1078,7	1469,1	827,5
Rb	112,5	82,3	85,1	85,5	102,7	158,4	134,5	119,9	106,3	102,5	122,9	97,6
Sr	627,2	604,1	648,5	632,4	601,5	529,5	595,6	557,3	465,2	612,7	621,3	389,6
Ta	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	8	10	8,3	11,4	10,8
Nb	2,3	1,9	2,5	2,1	2,3	3,1	2,2	11,2	13,6	10,5	14,2	15,6
Y	6,6	4	17,1	3,8	3,7	160	4,1	438	3,5	17,8	3,9	62,3
Ga	24,8	22,3	23,1	22,4	22,9	25	24,2	23,6	25,6	22,6	23,6	24,4
Zr	103,9	96,7	104,6	104,4	98,7	104,3	99,6	81,9	74,1	85,3	85,4	54
Th	13,1	9,5	7,8	8,7	11,4	14,1	14,3	8,9	10,4	8,7	9,7	6,7
Hf	4,4	3,3	3,4	3,9	4	3,5	4,1	2,9	2,9	3	2,9	2,5
U	2,8	2,7	5	4,3	2	5,2	6,6	1,4	2,1	3	3,6	5,9
Cs	0,6	1,3	1,1	1,7	1,3	0,9	1	0,8	0,5	1,2	1,2	0,4
La	20,2	15,5	47,7	25,9	16,2	181,1	23,9	223,8	16,8	54,4	25,2	203,8
Ce	36,9	44,1	53,9	44,2	32,7	104,4	46,6	38,8	33,8	58,1	47,7	140,7
Pr	4,01	2,82	6,51	4,51	3,37	31,76	5,15	28,79	3,58	7,82	5,22	42,34
Nd	14,5	9,3	23,4	13,9	10,7	119,6	17,4	118,2	13,1	29,5	19,9	152,1
Sm	3,1	1,8	3,4	2,6	1,7	21,2	2,8	18,5	2,4	4,2	3	22,1
Eu	0,77	0,61	1,02	0,74	0,58	5,92	0,79	5,64	0,58	1,05	0,73	5,04
Gd	2,09	1,22	2,46	1,64	1,22	26,79	1,49	32,01	1,63	3,23	1,59	14,59
Tb	0,28	0,19	0,42	0,23	0,17	4,3	0,18	4,65	0,21	0,41	0,18	1,99
Dy	0,99	0,77	1,44	0,72	0,69	20,17	0,64	27,42	0,75	2	0,8	9,07
Ho	0,15	0,1	0,32	0,13	0,13	4,45	0,1	7,36	0,1	0,39	0,09	1,56
Er	0,39	0,28	0,82	0,26	0,27	10,72	0,22	22,44	0,27	1,02	0,25	4,02
Tm	0,07	< 0,05	0,11	0,05	< 0,05	1,5	< 0,05	2,9	< 0,05	0,12	< 0,05	0,55
Yb	0,36	0,29	0,47	0,24	0,29	8,28	0,32	12,76	0,18	0,7	0,25	3,09
Lu	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	1,28	0,04	2,33	0,03	0,1	0,03	0,44
ΣETR	83,86	77,02	142,01	95,17	68,07	541,47	99,63	545,6	73,43	163,04	104,94	601,39
K/Rb	354,91	341,92	343,36	336,89	331,39	262,55	259,83	289,39	310,02	296,41	278,28	359,77
Rb/Sr	0,18	0,14	0,13	0,14	0,17	0,30	0,23	0,22	0,23	0,17	0,20	0,25
(La/Lu)_N	42,04	40,32	124,09	53,9	33,71	14,72	62,17	9,99	58,27	56,61	87,41	48,2
Eu/Eu*	0,87	1,19	1,03	1,02	1,18	0,76	1,07	0,7	0,85	0,84	0,92	0,81
(La/Yb)_N	37,97	36,17	68,67	73,02	37,8	14,8	50,54	11,87	63,15	52,58	68,21	44,63
(La/Sm)_N	4,11	5,43	8,85	6,29	6,01	5,39	5,39	7,64	4,42	8,17	5,3	5,82
(Gd/Yb)_N	4,69	3,4	4,23	5,52	3,4	2,61	3,76	2,03	7,32	3,73	5,14	3,82

7.1 - ELEMENTOS MAIORES

A análise dos elementos maiores do Granito Ramal do Lontra revela homogeneidade composicional ao longo de todo o corpo granítico, visto que a variação dos teores de quase todos os óxidos é pequena entre as várias amostras, como pode ser observado na Tabela 7.1 e nos diagramas de variação da Figura 7.1.

Os teores de sílica são elevados, porém possuem uma variação pequena, aproximadamente entre 71 e 74 %. A alumina possui valores elevados e bastante homogêneos, (14,5 a 15 %). Os teores de TiO_2 ($\leq 0,15$ %), P_2O_5 ($\leq 0,05$ %) e MgO ($\leq 0,26$ %) são muito baixos e quase não há variação, apresentando comportamento semelhante nos diagramas de variação (Fig. 7.1). Com relação ao ferro total possui valores baixos (0,6 a 1,5 %) assim como os teores de CaO (0,8 a 1,4 %).

Os baixos valores de Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , MgO e CaO e os elevados teores de sílica e álcalis são características de rochas de natureza granítica, que com Al_2O_3 relativamente elevado condiz com o caráter peraluminoso do Granito Ramal do Lontra.

O total de álcalis apresenta valores relativamente elevados, variando aproximadamente de 8 a 10 %. Já a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ varia entre 0,9 e 1,50, o que demonstra certo equilíbrio entre os teores de sódio e potássio. O K_2O varia entre 3,5 a 5,0 %, enquanto que o Na_2O possui teores no intervalo de 4,5 a 5 %.

Nos diagramas de variação (Fig. 7.1), as amostras plotadas definem campos relativamente restritos, o que implica ausência de grandes variações composicionais no Granito Ramal do Lontra. Apesar disso, é possível observar em alguns deles um leve *trend* de diferenciação e comportamento similares dentro dos limites de variação de cada um.

Analisando com mais detalhe os diagramas se verifica que Al_2O_3 , TiO_2 , MgO e Fe_2O_{3T} mostram leve correlação negativa com a sílica (Fig. 7.1). Já o CaO , possui pequena variação, sem apresentar tal correlação. Apesar da pequena variação de TiO_2 , MgO e P_2O_5 , destaca-se um comportamento semelhante entre os mesmos, apresentando leve enriquecimento com a diminuição da SiO_2 . Os valores de Na_2O mostram uma leve correlação negativa com a sílica, enquanto o K_2O , no geral, apresenta uma correlação positiva com a SiO_2 , aumentando até o valor de 4,5 % de K_2O e, a partir daí, permanecendo constante (Fig. 7.1).

Na Figura 7.2 são apresentados diagramas classificatórios geoquímicos em que as amostras do Granito Ramal do Lontra caem em campos bem definidos, reafirmando a homogeneidade composicional dos elementos maiores.

No diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980), as amostras caem nos campos do monzogranito e do sienogranito, com predomínio do primeiro (Fig. 7.2a).

No diagrama $(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$ versus (Al_2O_3/ Na_2O+K_2O) com as divisões de Maniar & Piccoli (1989) as amostras caem no campo peraluminoso definindo tal caráter para o Granito Ramal do Lontra (Fig. 7.2b). No diagrama catiônico $Al-(K+Na+2Ca)$ versus $(Fe+Mg+Ti)$, (Fig. 7.3 a) de Debon & Lefort (1983) as amostras plotam principalmente no campo II (Biotita > Muscovita) e no campo I (presença de muscovita ou muscovita > biotita) o que vem reforçar o caráter peraluminoso e leucogranítico do Granito Ramal do Lontra.

Utilizando-se o diagrama R1-R2 de La Roche (1980) com a delimitação dos campos de Batchelor & Bowden (1985), observa-se que as amostras caem no campo sin-colisional (Fig. 7.3b), o que reforça a interpretação do caráter sin-tectônico do GRL.

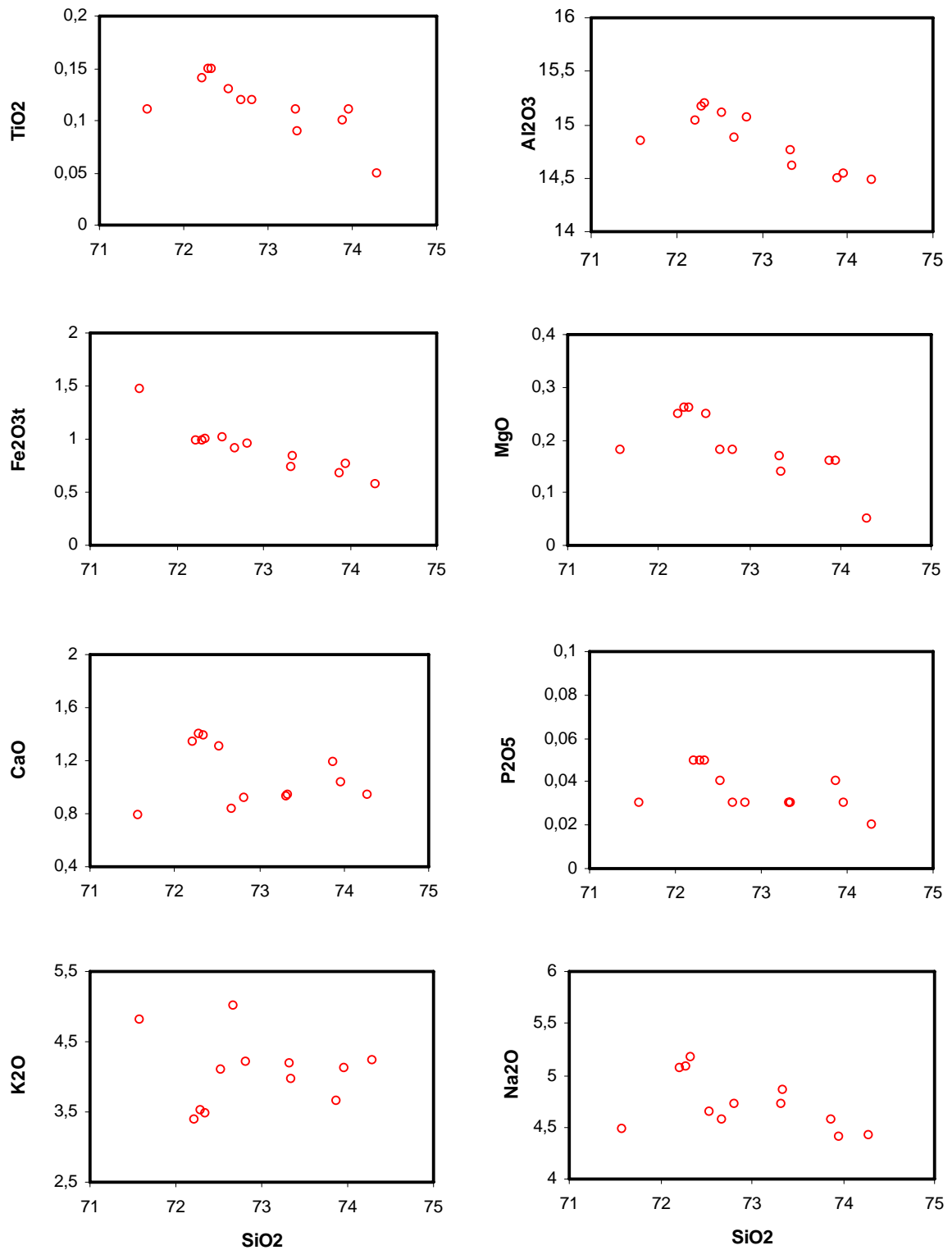


Figura 7.1- Diagramas de variação de Harker para os óxidos dos elementos maiores e menores versus sílica (% em peso) das análises da tabela 7.1 do Granito Ramal do Lontra.

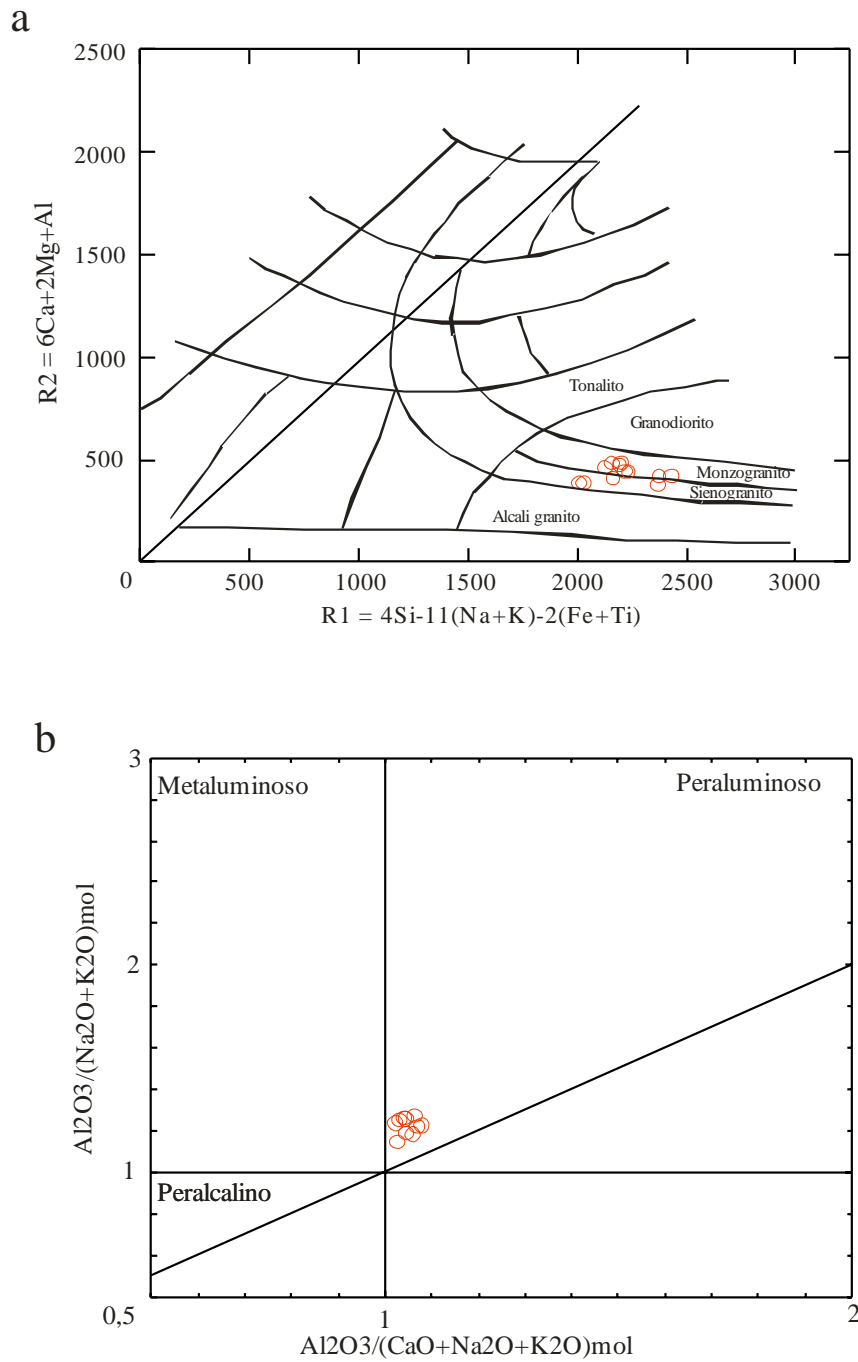


Figura 7.2- Diagramas de classificação geoquímica com a plotagem das amostras da tabela 7.1. (a) Diagrama R1-R2 de La Roche *et al* (1980). Diagrama A/NK x A/CNK; de Maniar & Piccoli (1989) onde é plotado o índice de Shand.

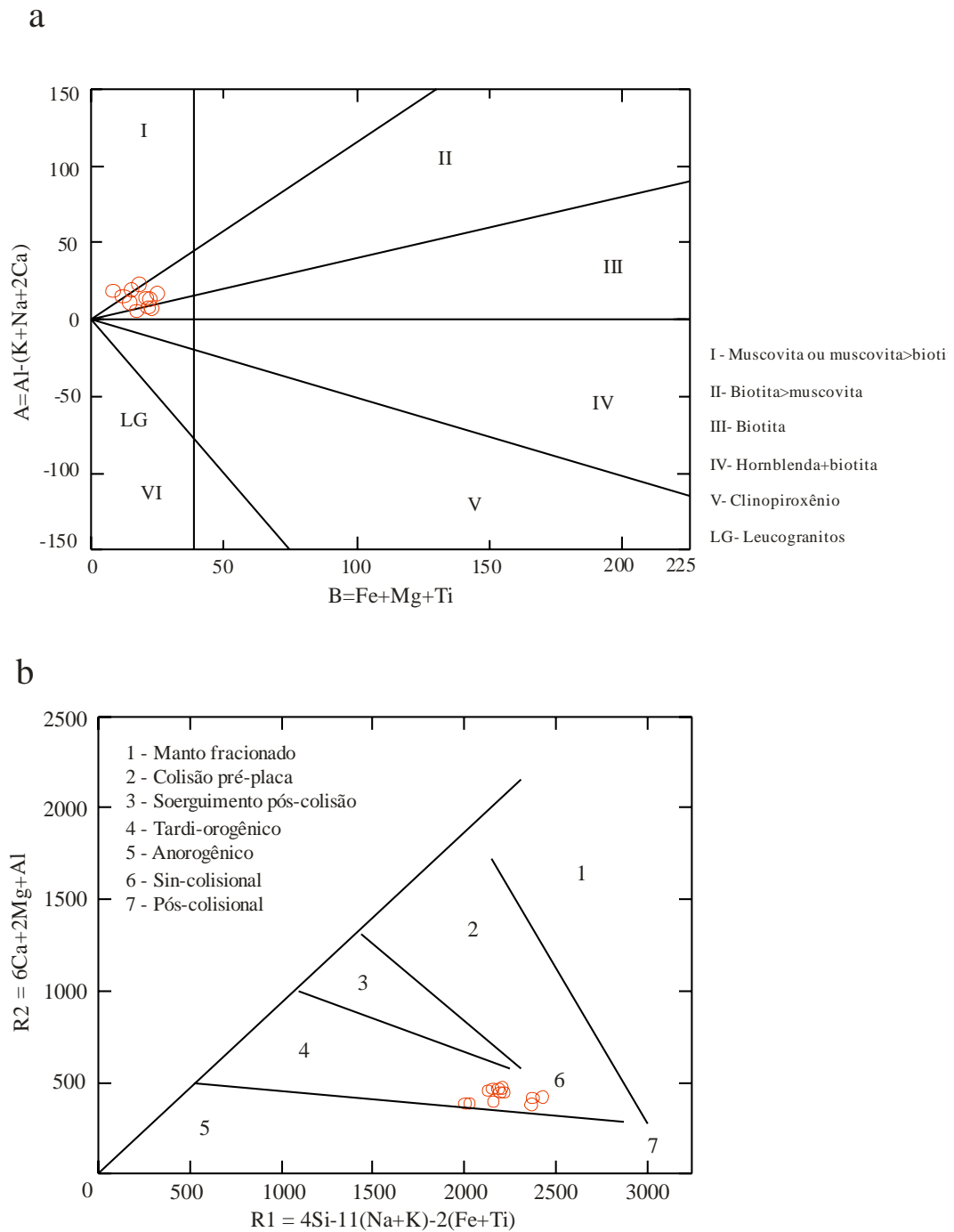


Figura 7.3- a) Diagrama A x B de Debon & Le fort (1983); b) Diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) com os campos de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985).

7.2- DADOS NORMATIVOS

As composições normativas CIPW das amostras do Granito Ramal do Lontra foram calculadas em base anidra através do programa NEWPET, e os resultados são apresentados na Tabela 7.2.

Os dados revelam que os teores de quartzo normativo situam-se num intervalo de 25 a 30 %, mostrando a pequena variação nos teores de quartzo, compatível com o observado nos estudos petrográficos.

As composições normativas de albita e ortoclásio apresentam variações significativas. Os valores de ortoclásio situam-se entre 20 e 30 %, enquanto a albita entre 37 e 44 %. Esta variação reflete claramente o comportamento dos óxidos K_2O e Na_2O nas amostras estudadas, além de ser compatível com as percentagens modais do K-feldspato nas amostras estudadas, podendo através desses óxidos, diferenciar-se tipos levemente mais evoluídos no Granito Ramal do Lontra.

Os teores de anortita normativa são menores, variam de 4 a 7 % e estão de acordo com os dados geoquímicos e petrográficos. Os maiores valores de anortita normativa correspondem aos maiores teores de CaO , bem como aos de maior teor de anortita no plagioclásio nas amostras estudadas.

Outro importante mineral normativo nessas rochas é o coríndon, que se apresenta em pequenas quantidades (0,3 e 0,97), e a sua presença em todas as amostras, reafirma o caráter peraluminoso do Granito Ramal do Lontra.

As amostras plotadas no diagrama normativo Qz-Ab-Or (Fig. 7.4a), situam-se dentro do campo de rochas graníticas definido por Winkler (1979), tendendo para a aresta da Ab.

No diagrama normativo Ab-An-Or (Fig. 7.4b), em que contém as divisões dos campos as divisões de campos de Barker (1979), as amostras situam-se todas no campo do granito, algumas próximas ao limite com o campo do trondhjemito, o que pode estar relacionado ao maior conteúdo em Na_2O de algumas amostras.

Tabela 7.2- Composição normativa CIPW em base anidra das amostras da Tabela 7.1 do Granito Ramal do Lontra.

	RL-26a	RL-06a	RL-02	RL-01	RL-11	RL-03b	RL-03a	RL-53	RL-54	RL-36	RL-34	RL-56	Média
Qz	24,97	26,46	25,83	25,56	26,51	24,7	26,86	27,47	27,56	30,41	29,89	30,21	27,20
Or	28,47	20,07	20,84	20,54	24,27	29,67	24,93	24,75	23,51	21,67	24,4	25,04	24,01
Ab	37,9	42,9	42,98	43,74	39,34	38,67	39,94	39,94	41,12	38,67	37,31	37,4	39,99
An	4,42	6,8	7,11	7,07	6,76	4,55	4,95	4,94	4,95	6,16	5,59	4,9	5,68
Cn	0,69	0,57	0,43	0,38	0,58	0,3	0,97	0,69	0,55	0,8	0,82	0,86	0,64
Hy	0,45	0,62	0,65	0,65	0,62	0,45	0,45	0,5	0,35	0,4	0,44	0,12	0,48
Ap	0,08	0,12	0,12	0,12	0,1	0,08	0,08	0,08	0,08	0,1	0,08	0,05	0,09
Zr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Mt	0,76	0,38	0,7	0,35	0,72	0,18	0,69	0,58	0,29	0,52	0,64	0,37	0,52
He	1,47	0,99	0,98	1	1,01	0,91	0,96		0,46	0,05		0,15	0,80
Ilm	0,21	0,27	0,28	0,28	0,25	0,23	0,23	0,21	0,17	0,19	0,21	0,09	0,22
Total	99,44	99,2	99,94	99,71	100,18	99,76	100,08	99,18	99,05	98,99	99,4	99,2	99,64
Qz	27,34	29,59	28,81	28,45	29,42	26,55	29,28	29,81	29,89	33,51	32,63	32,61	29,82
Or	31,17	22,44	23,25	22,86	26,93	31,89	27,18	26,86	25,50	23,88	26,64	27,03	26,33
Ab	41,49	47,97	47,94	48,69	43,65	41,56	43,54	43,34	44,60	42,61	40,73	40,37	43,85
Or	40,22	28,77	29,38	28,79	34,49	40,71	35,71	35,55	33,79	32,59	36,26	37,18	34,46
Ab	53,54	61,49	60,59	61,30	55,90	53,05	57,20	57,36	59,10	58,15	55,44	55,54	57,39
An	6,24	9,75	10,02	9,91	9,61	6,24	7,09	7,09	7,11	9,26	8,31	7,28	8,16

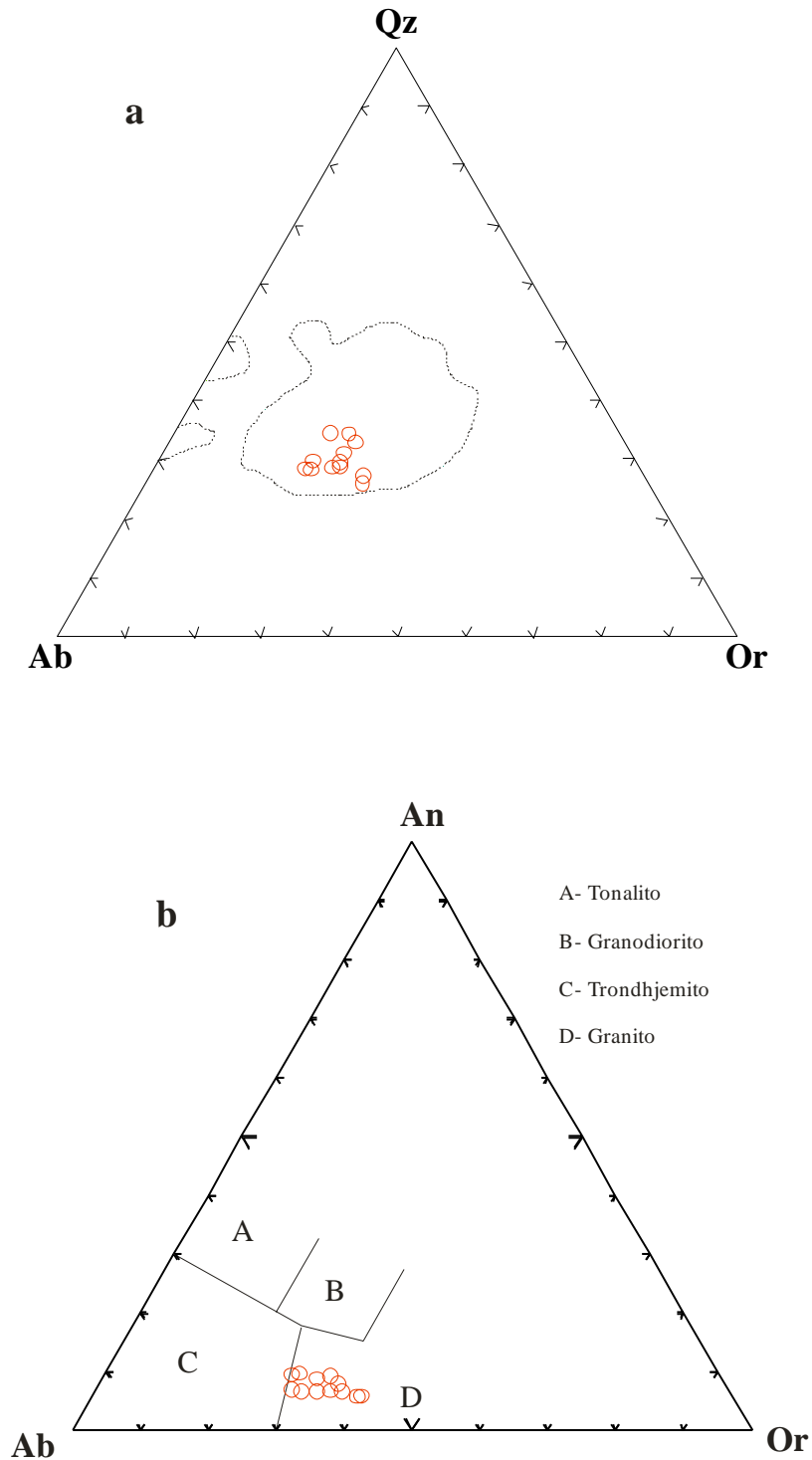


Figura 7.4- Diagramas normativos para o Granito Ramal do Lontra. a) Diagrama Qz-Ab-Or com a área delimitada representando o campo das rochas graníticas, granodioríticas e trondhjemíticas, definido por Winkler (1979). b) Diagrama Ab-An-Or de O' Connor (1965) com os campos de Barker (1979).

7.3 - ELEMENTOS-TRAÇO

Analisando o comportamento dos elementos-traço constata-se que há variações composicionais, contrastando com a homogeneidade dos elementos maiores. Há uma variação bem maior em alguns elementos-traço, principalmente nos elementos incompatíveis (LILE ou LFS), enquanto os HFS possuem valores baixos e pequenas variações.

O comportamento dos principais elementos-traço pode ser visualizado nos diagramas de variação (Fig. 7.5), nos diagramas binários de variação (Fig. 7.6), e o padrão dos elementos-traço pode ser observado no diagrama de multi-elementos (Fig. 7.8).

Nestes diagramas, destaca-se um grupo representado pelas amostras RL-03b, RL-53, e RL-56 com assinatura diferente da maioria das rochas, com valores mais elevados de todos os ETR, além do Y, Nb e Ta.

O Granito Ramal do Lontra, no geral, apresenta valores elevados de Ba (entre 830 e 1730 ppm) e Sr (entre 390 e 650 ppm), considerando que a média da crosta superior para esses elementos é de 700 e 350 ppm (Taylor & Mclennan 1984), respectivamente. O comportamento do Rb aponta para valores baixos a moderados (~ 82 a 160 ppm), considerando o seu teor médio na crosta superior de 110 ppm. O comportamento do Rb é muito semelhante ao do K, cujos valores mais altos de Rb correspondem aos mais altos de K, e ambos se enriquecem com aumento da SiO₂, e a partir do teor aproximado de 4,5 % de K₂O, permanece constante como se observa no diagrama de variação da Figura 7.5. A razão K/Rb apresenta valores que variam de 259 a 354, enquanto a razão Rb/Sr varia de 0,13 a 0,3. O Ba segue o comportamento do Rb (Fig. 7.5), indicando o caráter incompatível destes elementos na evolução magmática. Por outro lado o Sr não apresenta um comportamento muito claro no diagrama de variação, porém observa-se que há um leve empobrecimento do Sr com o aumento de SiO₂ (Fig. 7.5).

Nos diagramas binários de elementos-traço, maiores e menores (Fig. 7.6), destaca-se uma correlação positiva de K *versus* Rb e Ba *versus* Rb, em que K e Ba aumentam com o aumento do Rb, mostrando uma nítida relação entre estes elementos e o caráter incompatível dos mesmos. No diagrama K/Rb *versus* Rb (Fig. 7.6) se observa uma brusca queda na razão K/Rb com o aumento do Rb, provavelmente devido ao aumento mais acentuado do Rb em relação ao K durante a evolução magmática. Por outro lado o diagrama Sr *versus* Rb (Fig. 7.6) não apresenta correlação muito clara entre esses elementos, fato que é observado pela dispersão das amostras no diagrama.

O comportamento do K, Rb e Ba, indica que mesmo em um corpo relativamente pequeno e que teria se formado a partir de um líquido pouco fracionado como é o caso do Granito Ramal do Lontra, pode-se considerar a existência de um leve processo de diferenciação magmática, a partir do comportamento de alguns elementos maiores e dos elementos traço mais móveis apresentados acima.

Os elementos HFS (menos móveis) Zr, Hf, Y e Nb apresentam pequenas variações em seus teores nas amostras estudadas e no geral possuem valores baixos a moderados, indicando o caráter mais compatível dos mesmos. O Zr possui valores baixos e uma pequena variação que está entre 54 e 104 ppm (média da crosta superior = 240 ppm) sendo que no diagrama de variação Zr *versus* SiO₂ da Figura 7.5 as amostras plotadas mostram uma leve correlação negativa com a SiO₂. O Hf possui valores baixos variando de 2,5 a 4,4 ppm, (média da crosta superior ~ 6). O Y apresenta na maioria das amostras valores regulares entre 3,8 e 6,6 ppm, sendo que algumas amostras apresentam valores variados (17, 62, 160 e 438 ppm).

Plotando-se os dados em diagramas de ambiência tectônica de Pearce et al. (1984) (Fig. 7.7) as amostras situam-se também em campos bem definidos. No diagrama Nb *versus* Y as amostras situam-se no campo de Granito de Arco Vulcânico e Granito Sin-Colisional (VAG+Syn-COLG), enquanto no diagrama Rb *versus* Y+Nb as amostras situam-se próximas ao limite entre os campos VAG e Syn-COLG. Nesses diagramas as amostras RL-03b, RL-53 e RL-56, caem no campo dos granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). Isto deve-se ao fato dessas amostras possuírem teores anômalos de Y, possivelmente devido a contaminação crustal deslocando as amostras para esses campos.

No diagrama de multi-elementos normalizado segundo o condrito de Thompson (1982), todas as amostras mostram enriquecimento em Ba, Rb e Th, e uma acentuada anomalia negativa de P e Ti (Fig. 7.8). As amostras RL-34, RL-36, RL-53 e RL-54 ressaltam anomalia positiva de Ta, enquanto as amostras RL-03b, RL-53 e RL-56 são mais enriquecidas em La, Nd, Sm, Tb, Y, Tm e Yb.

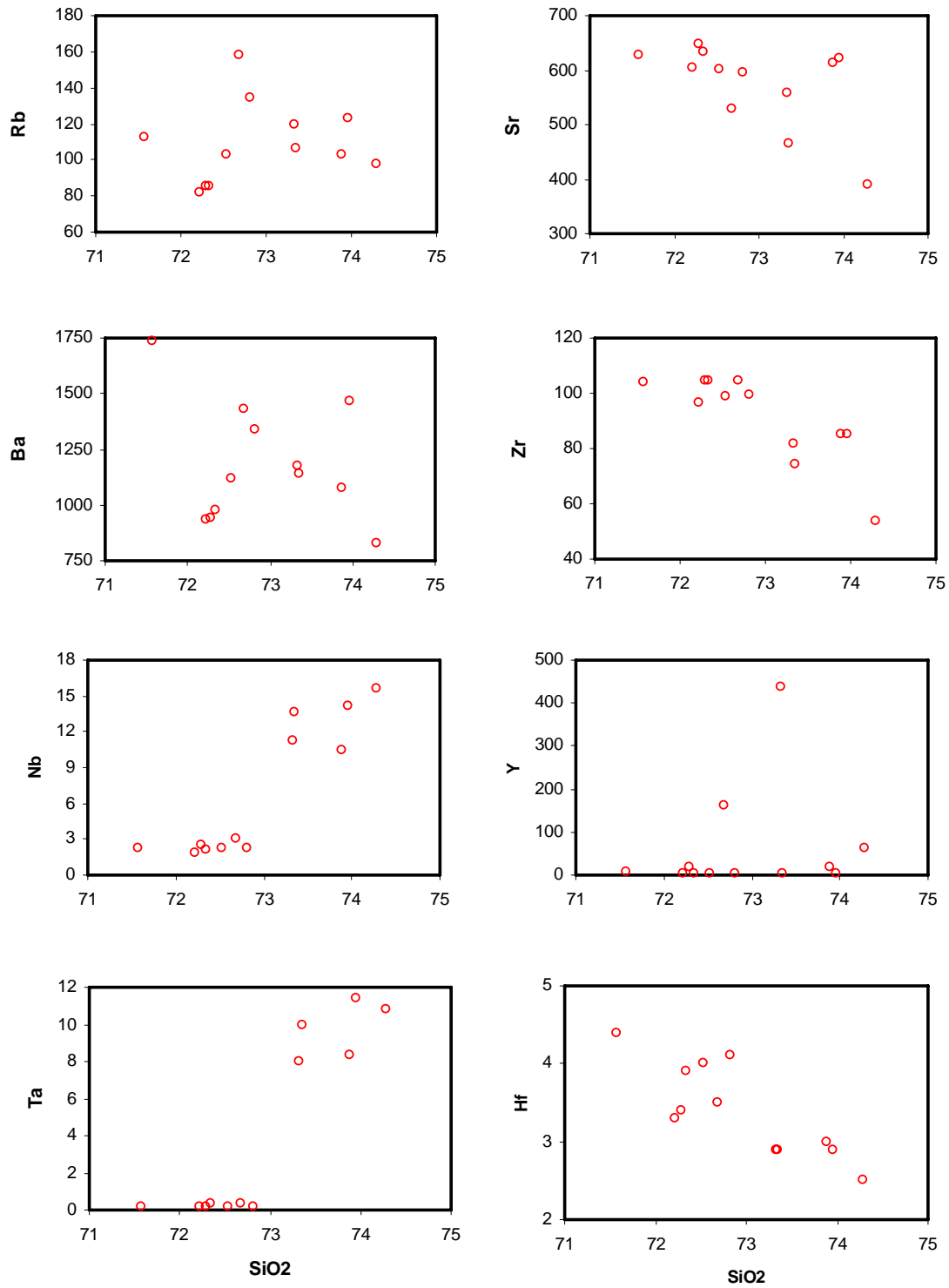


Figura 7.5- Diagramas binários de variação para os elementos traço (ppm) versus sílica (% em peso) para o Granito Ramal do Lontra.

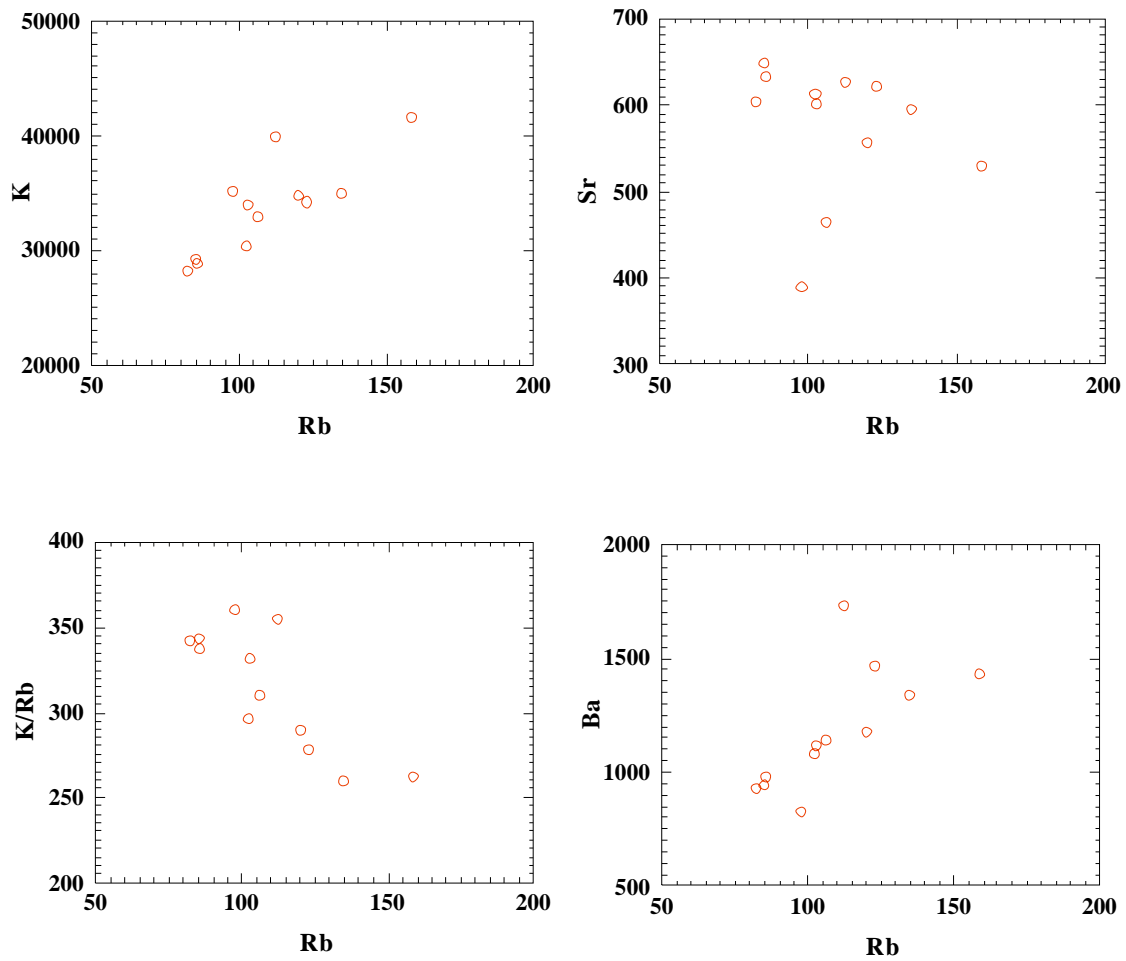


Figura 7.6- Diagramas binários de variação entre elementos-traço (ppm), maiores e menores (cátions) para o Granito Ramal do Lontra.

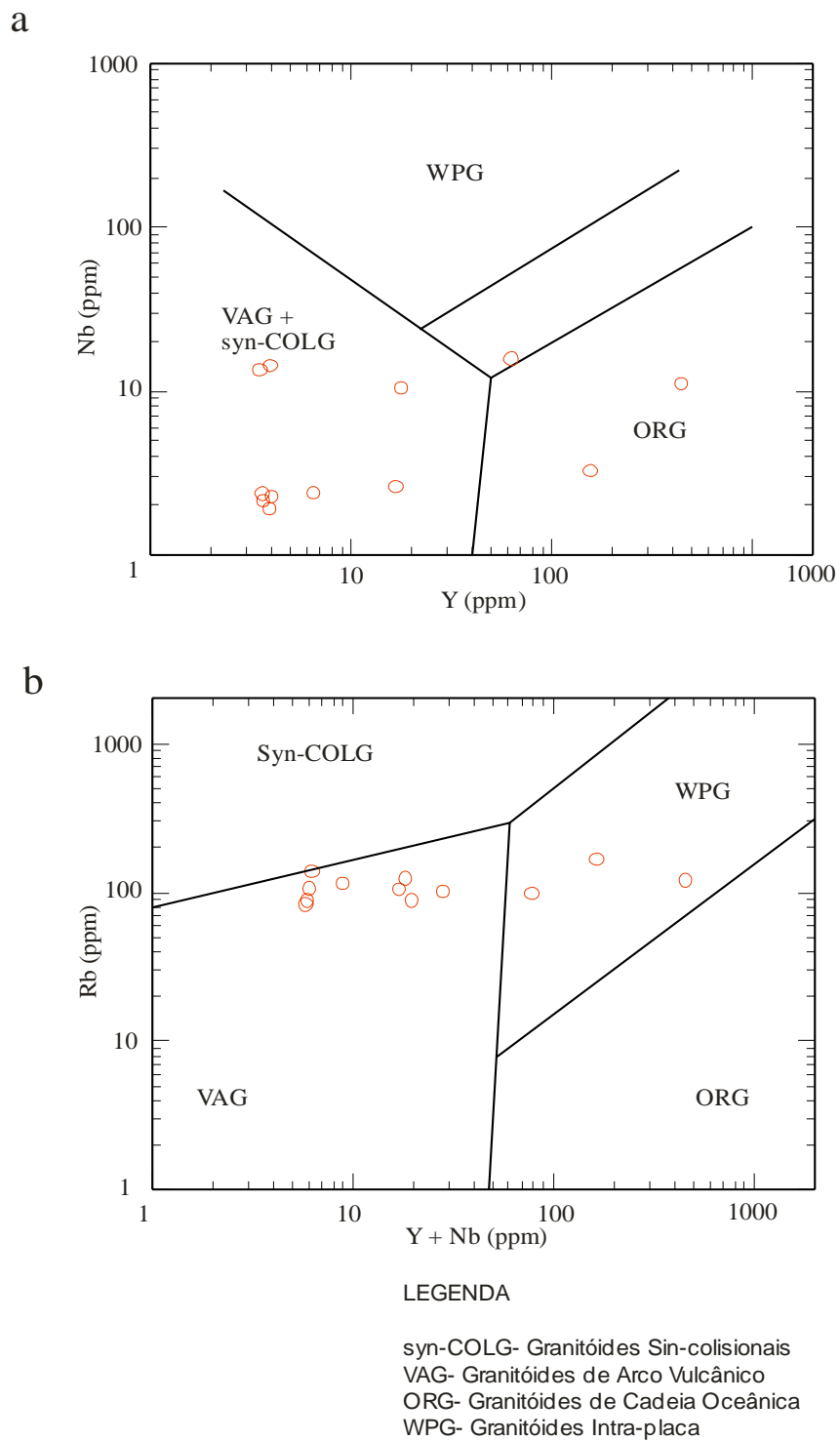


Figura 7.7- Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos de granitóides de Pearce *et al.* (1984) com amostras do Granito Ramal do Lontra. (a) Nb x Y e (b) Rb x Y + Nb.

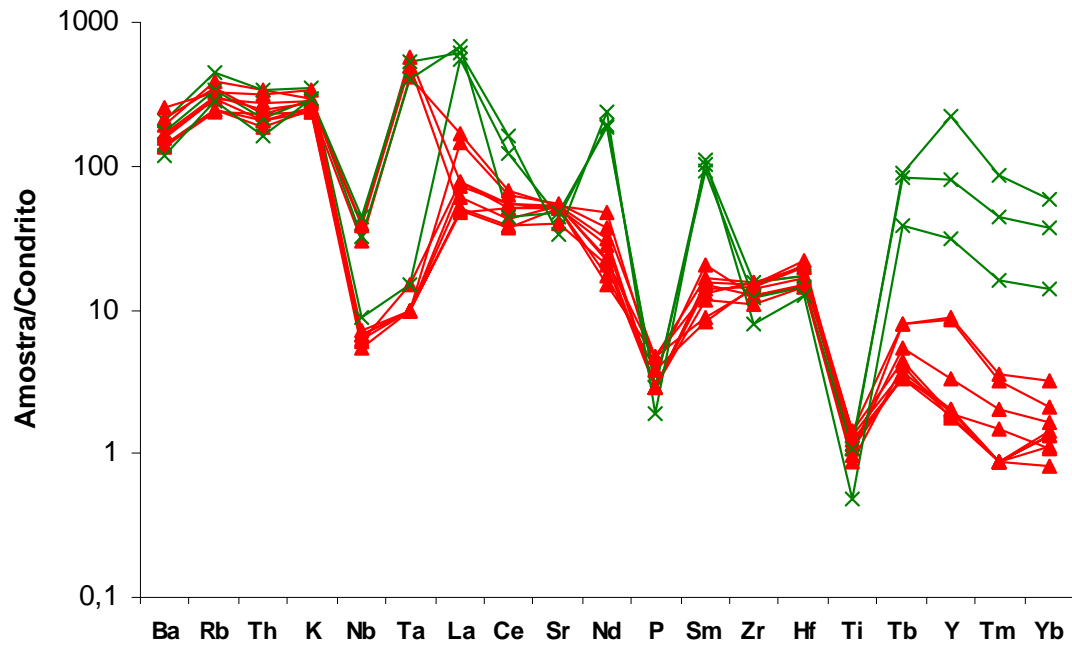


Figura 7.8- Diagrama de multi-elementos, mostrando o padrão dos elementos-traço para o Granito Ramal do Lontra. Normalizado pelo condrito de Thompson (1982). As amostras em verde representam as rochas com anomalias de Y, Nb, Ta e ETR.

7.4- ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os resultados analíticos dos elementos terras raras (ETR) das amostras do Granito Ramal do Lontra são apresentados na Tabela 7.1 e o seu padrão geral, com a normalização pelos valores do condrito de Evensen *et al.* (1978), são apresentados no diagrama da Figura 7.9.

O Granito Ramal do Lontra apresenta no geral valores baixos de ETR, com um somatório (Σ ETR) que varia de 68 a 163 ppm (Tab. 7.1). Entretanto, três amostras se destacam por possuírem concentrações de ETR muito elevadas (RL-03b, RL-53 e RL-56), cujas valores variam aproximadamente entre 540 e 600 ppm. Essas três amostras, como já foi destacado no item anterior pelos elementos-traço, reúne as rochas mais enriquecidas em SiO₂, Nb, Ta e ETR do Granito Ramal do Lontra.

Pela análise da Tabela 7.1 e da Figura 7.9, observa-se um enriquecimento bem maior dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos terras raras pesados (ETRP), na maioria das amostras, que é constatado pelo grau de fracionamento dos ETR, em que as razões (La/Lu)_N e (La/Yb)_N variam entre 10 a 124 e 15 a 73, respectivamente. No entanto, observa-se um enriquecimento de ETRP nas amostras RL-03b, RL-53 e RL-56, tendo em vista seus mais baixos valores nas razões (La/Lu)_N e (La/Yb)_N. As amostras com maior grau de fracionamento dos ETR, e obviamente com maior valor da razão (La/Yb)_N e (La/Lu)_N compreendem as amostras RL-01, RL-02, RL-34 e RL-54.

Os ETRL apresentam um elevado grau de fracionamento, com a razão (La/Sm)_N variando entre 4 e 9 (Fig. 7.9). Os ETRP possuem fracionamento baixo a moderado, com razão (Gd/Yb)_N variando entre 2 e 7.

As amostras RL-03b, RL-53 e RL-56, destacam-se por apresentar um baixo grau de fracionamento dos ETR e ETRP e enriquecimento nos últimos.

Com relação à anomalia de Eu é quase insignificante em todas as amostras, sendo os valores da razão Eu/Eu* próximos de 1. Apesar disso, é possível diferenciar rochas com anomalias levemente positivas de Eu (Eu/Eu* >1), representados pelas amostras RL-01, RL-02, RL-06a, RL-11 e RL-03a, cujos valores da razão Eu/Eu* variam entre 1,02 e 1,2; enquanto as demais rochas possuem anomalias levemente negativas de Eu (Eu/Eu* <1), representadas pelas amostras RL-03b, RL-34, RL-36, RL-53, RL-54 e RL-56 e cujos valores da razão Eu/Eu* variam de 0,7 a 0,92. Ressalta-se que as amostras RL-03b, RL-53 e RL-56, correspondentes as amostras com teores anômalos de ETR, Y, Nb e Ta, possuem as maiores anomalias negativas de Eu.

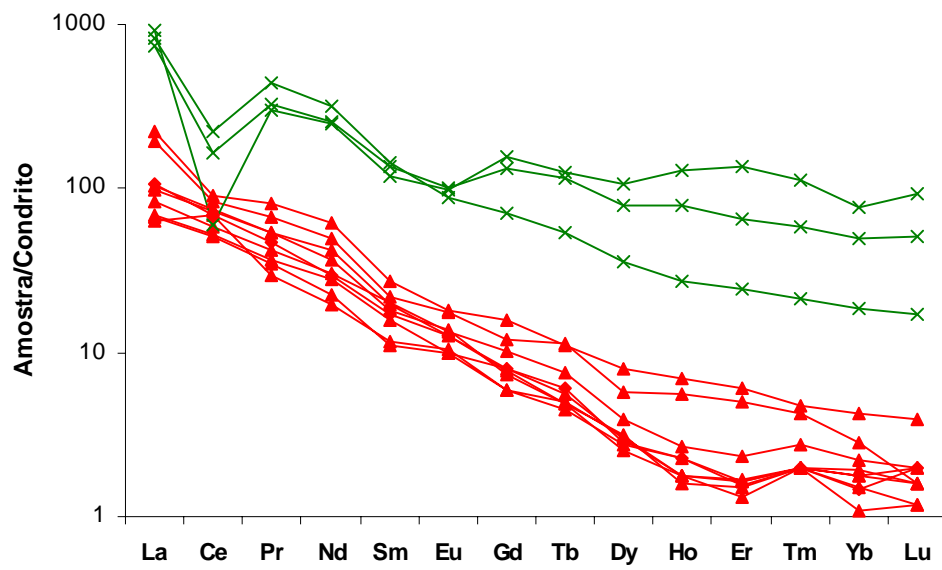


Figura 7.9- Diagrama de elementos terras raras para o Granito Ramal do Lontra. Normalizado pelo condrito de Evensen *et al.* (1978). Em verde destacam-se as amostras com anomalias em ETR.

7.5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os estudos geoquímicos existentes na literatura sobre os granitos do Cinturão Araguaia são ainda incompletos e geralmente os dados analíticos existentes na grande maioria dos corpos se limitam aos elementos maiores e alguns traços. O estudo geoquímico do Granito Ramal do Lontra realizado neste trabalho envolveu a análise de elementos maiores, menores e traços incluindo os terras raras.

Os dados de campo e o estudo petrográfico do Granito Ramal do Lontra mostraram que há uma grande homogeneidade na composição mineralógica e textural, fato este evidenciado pelas suas características texturais e suas composições modais, e evidenciado pelo diagrama QAP onde definem um campo restrito entre os monzogranitos e granodioritos (Fig. 5.1).

Esta homogeneidade composicional é também evidenciada pelos estudos geoquímicos, particularmente no que diz respeito aos elementos maiores, o que é caracterizado pela pequena variação em quase todos os óxidos (Fig. 7.1) definindo campos restritos nos diagramas geoquímicos.

Os altos valores de SiO_2 (71-74 %), Al_2O_3 (~15 %) e total de álcalis (8-10 %), além dos baixos valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ (< 1,5 %), TiO_2 (< 0,15 %) e MgO (< 0,26 %) caracterizam a natureza granítica do Granito Ramal do Lontra, o que levou a classificá-lo como monzogranito, predominantemente (Fig. 5.1).

Apesar desta homogeneidade composicional foi possível observar nos diagramas de variação que há um leve alinhamento nos elementos Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$, TiO_2 e MgO que possuem correlação levemente negativa com a sílica, enquanto o K_2O possui correlação levemente positiva. Isto mostra que apesar do Granito Ramal do Lontra ser um corpo pequeno e ter uma relativa homogeneidade isto pode indicar um leve processo de diferenciação magmática na formação do corpo.

O diagrama de classificação R1-R2 de La Roche et al. (1980) reforça a caracterização da natureza granítica do corpo. Os valores relativamente elevados de Al_2O_3 , a presença de coríndon normativo em todas as amostras, e o posicionamento nos diagramas de Maniar & Picolli (1989) e Debon & Le Fort (1983) indicam o caráter peraluminoso do Granito Ramal do Lontra. No diagrama de Debon & Le Fort (1983) as amostras plotam principalmente no campo II (Biotita > Muscovita) o que é característica de rochas peraluminosas, porém caem também no campo dos

leucogranitos, o que reflete claramente a característica petrográfica dos litotipos estudados ($M < 6$).

O Granito Ramal do Lontra, no que se refere aos elementos-traço, apresenta uma variação bem maior quando comparado aos elementos maiores e, apesar da homogeneidade referida anteriormente, foi possível, com base nos elementos-traço e terras raras, distinguir um grupo de rochas com assinatura geoquímica levemente distinta das demais rochas do Granito Ramal do Lontra, cujas principais características foram descritas nos sub-itens anteriores. A característica levemente mais evoluída dessas rochas representada pelas amostras RL-03B, RL-53 e RL-56 indica que, provavelmente, trata-se de uma fácies mais tardia na cristalização do corpo, e ainda que o valor mais elevado dos teores de Nb, Ta e Y e elementos terras raras dessas rochas, pode estar relacionado a contaminação das encaixantes durante a ascensão do magma.

Fazendo correlação entre a petrografia e os dados da microscopia eletrônica, observa-se que as amostras com elevados teores de ETR, Nb, Ta e Y, também possuem uma maior concentração de monazita e de um óxido de ETR e Y, apesar de também ter se encontrado monazita em outras amostras, porém em concentração menor. A maior concentração desses minerais de ETR nessas rochas poderia explicar o destaque desses teores em tais amostras.

Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985) e Pearce et al. (1984) as amostras do Granito Ramal do Lontra plotam nos campos de granito sin-colisional e de granito sin-colisional + arco vulcânico, o que reflete a semelhança geoquímica com os granitos desses ambientes, permitindo interpretar o alojamento do Granito Ramal do Lontra como relacionado à fase principal da evolução tectônica do Cinturão Araguaia no fim do Neoproterozóico, o que é reforçado pelos dados lito-estruturais, petrográficos, metamórficos, geoquímicos e geocronológicos.

Considerando o contexto geológico da área e integrando-se aos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, se interpreta a formação do Granito Ramal do Lontra como relacionada a processo de anatexia crustal durante a evolução do CA. Entretanto, considerando as condições metamórficas P-T definidas para as rochas da região de Xambioá que atingiu a fácies anfíbolito baixo a médio ($T = 530$ a 570°C , $P = 5$ a 7 kbar), não seria compatível com o esperado num nível crustal onde estaria ocorrendo fusão parcial e geração de granitos sintectônicos. Neste caso sugere-se que a anatexia teria ocorrido em níveis mais profundos do que aquele em que o GRL finalizou seu alojamento, onde as condições metamórficas teriam sido

seriam mais elevadas e mais propícias a fusões crustais e geração de magmas graníticos. Um fato que reforça esta interpretação é a ausência de zonas migmatíticas nas supracrustais do Grupo Estrondo, entretanto, a presença de pequenas massas isoladas e veios quartzo-feldspáticos identificados nos micaxistos encaixantes, devem ser indicativos de fusões simples (Qz + K-feldspato em temperaturas mínimas), *in situ*.

Seguindo esta hipótese se abrem duas possibilidades de fonte para a geração do Granito Ramal do Lontra. A primeira seria os gnaisses arqueanos (trondjemíticos, tonalíticos e granodioríticos) do Complexo Colméia, que na região constituem o embasamento do CA e que aflora a aproximadamente 8 km a oeste da área de estudo no núcleo das estruturas Braquianticlinais de Xambioá e Lontra e que na área deve estar projetado em profundidade sob a sequência suprecrustal.

A segunda possibilidade seria representada pelas rochas metassedimentares das sequências supracrustais do Grupo Estrondo a partir da fusão desses metassedimentos em nível crustal mais profundo, onde as condições metamórficas eram mais favoráveis. Segundo esta hipótese a geração do magma granítico seria semelhante ao dos granitos tipo-S, ou seja formado pela fusão de rochas metassedimentares pelíticas, segundo a definição de Chappel & White (1974). Porém, comparando-se dados mineralógicos e geoquímicos do Granito Ramal do Lontra com os granitos tipo-S descritos no Lachland Fold Belt, na Austrália, se constata que eles diferem em várias características. Nos granitos tipo-S da Austrália, por exemplo, os minerais aluminosos são biotita e cordierita, além de muscovita primária e granada, enquanto no GRL os principais minerais aluminosos são biotita e muscovita, esta última formada por reequilíbrio metamórfico. Quimicamente os granitos tipo-S são mais pobres em Na₂O e possuem razão A/CNK > 1.1, além dos teores de coríndon normativo serem maiores que 1 %.

Essas diferenças enfraquecem de uma certa forma a hipótese de fusão dos metassedimentos pelíticos e privilegiaria a fonte a partir dos gnaisses arqueanos do Complexo Colméia, assim como tinha sido sugerido por Dall'Agnol *et al.* (1988), Lamarão (1996) e Lamarão & Kotschoubey (1996) para outros granitos do Cinturão Araguaia.

Entretanto, a presença de zircões herdados no GRL de idades mesoproterozóica (1,5 Ga) e arqueana (2,7 a 2,99 Ga), como será visto no capítulo 9, vem demonstrar que as conclusões a esse respeito não são tão simples pois envolveria também fontes mesoproterozóicas. Estudos de proveniência de fonte dos metassedimentos do Grupo Estrondo (Teixeira & Moura 2001, Moura

et al. 2005) encontraram também zircões detríticos arqueanos e mesoproterozóicos. Por isso, considerando a hipótese de fonte arqueana (Complexo Colmeia) teria que ser considerado a possibilidade de contaminação por outra fonte (Grupo Estrondo?).

Reconsiderando a hipótese dos metassedimentos como fonte, Miller (1985) apresenta outra alternativa para geração de magmas graníticos peraluminosos a partir de rochas quartzo-feldspáticas, seja de origem ígnea (metagranitos) ou sedimentar (metagrauvas). Porém para avançar nessa discussão seria necessário o aprofundamento do estudo, envolvendo modelamento geoquímico e estudos isotópicos Sm-Nd.

8- COMPARAÇÃO COM OUTROS GRANÍTOS DO CINTURÃO ARAGUAIA

O magmatismo granítico identificado no Cinturão Araguaia (CA.) não é de grande expressão, pelo menos no nível crustal de exposição em que se encontra hoje o CA. Ele é representado apenas por alguns corpos de dimensões relativamente pequenas, dentre os quais se destacam além do Granito Ramal do Lontra (GRL), o Granito Santa Luzia (GSL) e o Granodiorito Presidente Kennedy (GPK) e o Granito Barrolândia; este pouco conhecido. Apesar de ser espacialmente pouco representativo ao longo do Cinturão Araguaia, esse magmatismo tem grande importância para o entendimento da evolução do Cinturão Araguaia, pois segundo a literatura marcaria o ápice do metamorfismo regional que afetou a região no final do Neoproterozóico.

No que se refere aos aspectos petrográficos, o GSL e o GPK são muito semelhantes ao GRL, sendo todos constituídos basicamente por monzogranitos e granodioritos com presença de biotita e muscovita, que são os principais minerais varietais destes granitos. O GSL e GPK, no entanto apresentam variações maiores na quantidade de plagioclásio e K-feldspato modal, ocupando um campo mais amplo no diagrama QAP (Fig.8.1), enquanto que o GRL apresenta um campo mais restrito, e as amostras plotam bem próximas ao limite dos campos monzogranito-granodiorito (Fig. 8.1).

Os teores de anortita no plagioclásio nesses granitos são bem próximos e geralmente se superpõe, sendo que no GSL e no GPK a variação nesses teores é levemente maior (An_{12-25} e An_{2-21} , respectivamente), enquanto no GRL o teor de anortita situa-se entre An_{11-16} , indicando, portanto que o plagioclásio nesses granitos é um oligoclásio sódico. Também no aspecto textural há semelhança em vários pontos entre esses granitos, como: foliação penetrativa, texturas granoblásticas, feições de estiramento e orientação de minerais. Por outro lado, ainda preservam a textura magmática original granular hipidiomórfica. Veios pegmatíticos de dimensões variadas ocorrem em todos esses corpos graníticos, porém com maior abundância no GSL.

Do ponto de vista geoquímico, considerando os elementos maiores, esses três corpos são muito similares, apresentando, porém pequenas diferenças. No geral os granitos são muito ricos em SiO_2 , e não possuem grandes variações desse óxido, ficando entre 71 e 74 %. O Al_2O_3 possui comportamento semelhante ao da SiO_2 , possuindo valores relativamente elevados, porém apresentando pequenas variações. Os teores de Na_2O e K_2O são levemente maiores no GRL e no GPK (Fig. 8.2, Tabelas 7.1 e 8.1), o que provavelmente reflete na relação A/CNK e torna esses

dois granitos levemente menos peraluminosos que o Santa Luzia, já que os teores de Al_2O_3 são muito semelhantes nestes granitos.

Os teores de MgO, TiO_2 , Fe_2O_{3Total} e CaO são no geral baixos nesses granitos e também possuem variação pequena (Fig. 8.2, Tabs. 7.1, 8.1), o que indica tratar-se de magmas pouco fracionados e reflete a natureza granítica a leuco a hololeucocrática dos mesmos.

O comportamento dos elementos maiores nos diagramas de Harker (Fig. 8.2) mostra característica mais homogênea do GRL, em que as amostras plotam próximas umas das outras e algumas vezes definem suaves *trends*, mostrando que, apesar das variações pequenas, houve ainda um pequeno processo de diferenciação. Apesar dos valores desses óxidos serem muito próximos nesses granitos, o GSL apresenta valores levemente mais elevados em alguns óxidos como MgO, TiO_2 , Fe_2O_{3T} e CaO e nos diagramas de Harker (Fig. 8.2) apesar da pequena variação dos óxidos, as amostras plotam aleatoriamente sem definir *trend* algum.

Em relação aos elementos-traço, observa-se que os teores de Rb nesses três corpos são baixos e não ultrapassam 170 ppm, sendo levemente mais enriquecidos no GSL (Tabelas 7.1 e 8.1). No entanto os teores de Sr são bem mais elevados no GRL e GPK, variando entre 390 e 650 ppm e 360 e 550 ppm respectivamente, enquanto no GSL varia entre 160 e 430 ppm. Os teores de Zr são levemente mais elevados no GSL, variando de 122 ppm a 216 ppm. Já o GPK possui valores intermediários, e o GRL apresenta os valores mais baixos, variando de 54 a 124 ppm.

As razões K/Rb são bem mais elevadas no GRL e no GPK, onde os valores variam entre 260 e 350 e 267 e 288 respectivamente, enquanto no GSL o valor varia entre 140 e 260 (Tabelas 7.1 e 8.1). Já a razão Rb/Sr apresenta valores mais baixos no GRL e GPK, variando de 0,13 a 0,3, enquanto no GSL as razões são mais elevadas, variando de 0,33 a 0,62 nos monzogranitos e granodioritos.

Nos diagramas de classificação geoquímica foram plotadas tanto as amostras do GRL, como as amostras do GSL e GPK, além de amostras do GRL estudadas por Macambira (1983) para efeito de comparação. No diagrama de La Roche et al. (1980) (Fig. 8.3a) as amostras caem principalmente no campo do monzogranito, variando para próximo do limite com o campo do granodiorito, o que está de acordo com os dados petrográficos. Enquanto isso, no diagrama de Manniar & Picolli (1989) (Fig. 8.3b) as amostras dos três granitos mostram um caráter levemente peraluminoso (Granito Ramal do Lontra e Granodiorito Presidente Kennedy) a fortemente peraluminoso (Granito Santa Luzia), e no diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Fig. 8.4a) as

amostras do GRL são mais homogêneas e caem no campo II (biotita > muscovita) e no campo dos leucogranitos, enquanto as amostras do Granito Santa Luzia possuem uma variação maior, passando pelos campos I, II e III. Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985) (Fig.8.4b) as amostras caem claramente no campo Sin-colisional, e nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Figs. 8.5a e b) as amostras plotam nos campos sin-colisionais (Syn-COLG) e no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG).

Os dados normativos desses granitos podem ser vistos na Tabela 8.2 e indicam valores elevados de quartzo variando aproximadamente entre 24 e 30 % no Granito Ramal do Lontra e Granodiorito Presidente Kennedy, enquanto o Granito Santa Luzia varia de 30 a 38 %. O Granito Ramal do Lontra apresenta valores levemente mais elevados de ortoclásio, variando entre 20 e 29 %, enquanto no Granito Santa Luzia os valores varia entre 14 e 30 %. Os teores de albita são bem mais elevados no Granito Ramal do Lontra e Granodiorito Presidente Kennedy, com teores que varia entre 37 e 43 %. Já no Granito Santa Luzia o teor varia entre 23 e 36 %. Os teores de anortita são bastante similares nessas rochas todas variando entre 4 e 7 %. Os teores de coríndon normativo são mais elevados no Granito Santa Luzia, variando aproximadamente de 0,5 a 4,5 %, enquanto no Granito Ramal do Lontra e Presidente Kennedy os teores são pouco mais baixos, de 0,5 a 1,0 %, o que indica caráter mais peraluminoso do Granito Santa Luzia, como veremos nos diagramas adiante. Observa-se com isso que os valores de quartzo, ortoclásio e albita normativos nos três granitos são elevados, porém as maiores variações nesses valores são encontradas nas rochas do Granito Santa Luzia, o que está de acordo com a petrografia e indica composição um pouco diferente para este granito.

Considerando a hipótese de tratar-se de granitos tipo-S e tendo em vista a utilização indiscriminada do termo por muitos autores como sinônimo para granitos peraluminosos a duas micas; pode-se também comparar as características do Granito Ramal do Lontra com os granitos Tipo-S, e ainda com os granitos sin-colisionais fanerozóicos. Observa-se que aqueles granitos se assemelham com o GRL principalmente pelos seus altos valores de SiO₂ (> 70 %) e também por serem peraluminosos. Por outro lado os granitos Tipo-S definidos por Chappel & White (1974) possuem como principais minerais aluminosos a biotita e cordierita, algumas vezes muscovita primária e granada, enquanto o GRL possui apenas biotita e muscovita. Quimicamente os granitos Tipo-S possuem baixos teores de Na₂O (< 3,2 quando K₂O é aproximadamente igual a 5%). O Índice de Shand (Al₂O₃/Na₂O + K₂O + CaO) apresenta valores superiores a 1,1 e a

composição normativa é caracterizada pela presença de coríndon acima de 1%. Enquanto o GRL possui teor de Na_2O entre 4 e 5 %, índice de Shand em torno de 1,05 e coríndon normativo menor que 1 %.

O GRL assemelha-se ainda, em parte, aos granitos do Grupo II definido por Harris *et al.* (1986) que seriam intrusões leucograníticas, peraluminosas, sin-colisionais, dentro dos quais se enquadram os Leucogranitos Himalaianos e os Granitos Hercinianos do SW da Europa, sendo que esses granitos colisionais, assim como os granitos tipo-S da Austrália, são tipicamente granitos oriundos de fusão de metassedimentos pelíticos.

De acordo com as semelhanças lito-estruturais, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas descritas entre os corpos graníticos neoproterozóicos do CA, conclui-se que os mesmos representam um importante evento magmático associado à fase principal do metamorfismo do CA e que resultaram possivelmente da fusão, no fim do Neoproterozóico, dos ortognaisses arqueanos do Complexo Colméia, ou ainda da fusão de metassedimentos quartzo-feldspáticos do Cinturão Araguaia, em níveis crustais mais profundos do que o exposto na atualidade.

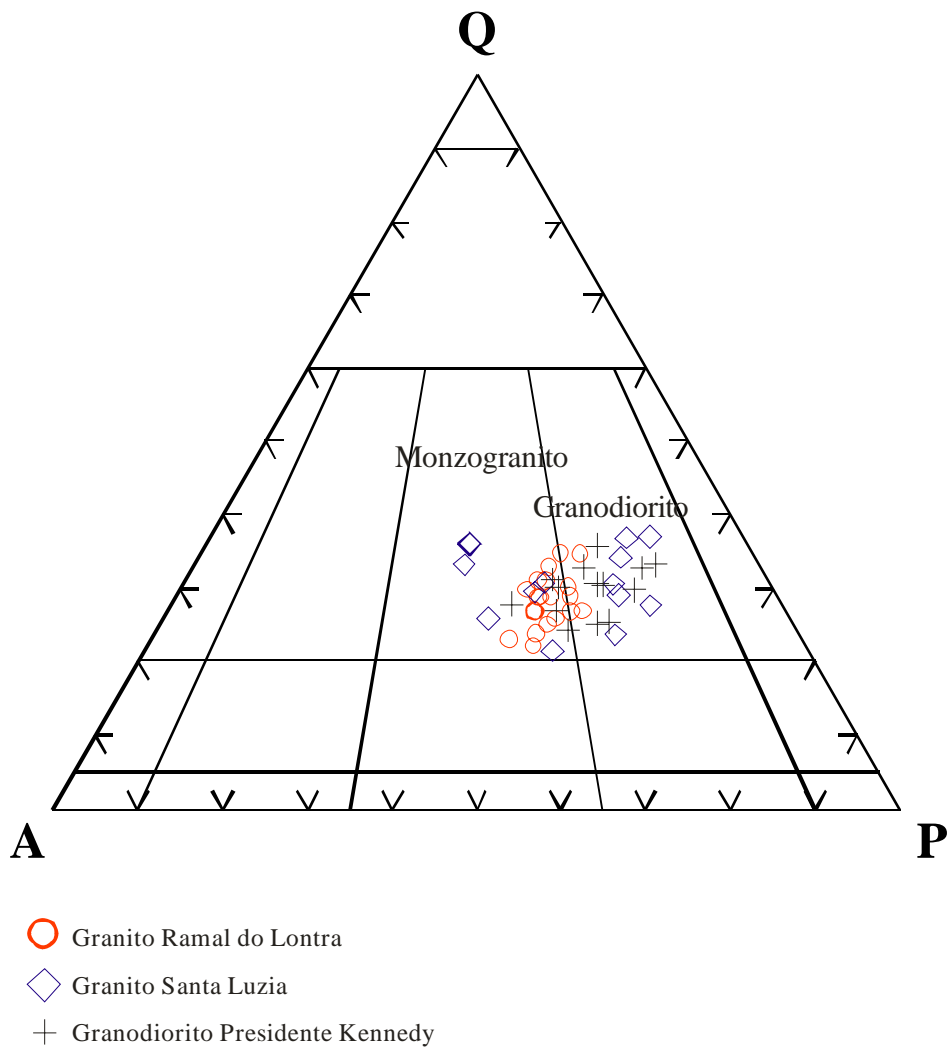


Figura 8.1- Diagrama modal QAP de Streckeisen (1976) onde estão plotadas as amostras do Granito Ramal do Lontra, Granito Santa Luzia e Granodiorito Presidente Kennedy.

Tabela 8.1- Composição química de outros corpos graníticos do Cinturão Araguaia.

	Granito Santa Luzia*							Granodiorito Pte. Kennedy**		Granito Ramal do Lontra***		
	CL-24	CL-18	CL-41	CL-36	CL-32	CL-38	CL-21	Corpo 1	Corpo 2	289C	139	289A
SiO ₂	71,52	71,66	71,89	71,95	73,28	73,34	73,77	71,96	73,64	73	73,6	74
TiO ₂	0,36	0,33	0,23	0,24	0,2	0,37	0,1	0,25	0,19	0,15	0,15	0,16
Al ₂ O ₃	15,08	13,2	15,12	13,99	15,28	13,12	15,2	15,30	15,18	15,16	15,2	15,4
Fe ₂ O ₃	1,83	2,17	1,67	1,55	1,04	2,03	0,41	0,71	0,55			
FeO	0,92	0,86	0,76	0,54	0,43	0,93	0,14	0,92	0,75			
MnO								0,03	0,04	0,02		
MgO	0,47	0,86	0,37	0,4	0,34	0,5	0,07	0,49	0,37	0,23	0,17	0,21
CaO	1,68	1,65	1,46	1,64	1,33	1,64	0,63	1,64	1,21	1,31	1,4	1,26
Na ₂ O	3,75	2,71	4,39	4,17	3,85	4,04	3,2	5,18	5,15	4,85	4,94	5,31
K ₂ O	4,05	5,1	2,52	2,96	2,63	2,4	3,95	3,43	3,32	3,38	3,43	3,2
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,12	0,1	0,25	0,1	0,1	0,10	0,06	0,05	0,04	0,04
H ₂ O+	0,4	0,5	0,83	0,86	0,94	0,62	1					
H ₂ O-	0,02	0,02	0,04	0,03	0,08	0,06	0,05					
P. F								0,54	0,86	0,37	0,43	0,5
Fe ₂ O ₃ (t)										0,98	0,92	0,88
Total	100,18	99,16	99,4	98,43	99,65	99,15	98,62	100,55	101,32	99,5	100,28	100,96
Ba										954	850	883
Rb	163	160	150	119	102	109	157	99,00	103	103	97	96
Sr	430	375	319	356	164	244	114	554,00	357	647	622	610
Zr	216	125	184	161	122	160	58	95,00	176	124	114	122
Nb	17	10	14	10	<5	<5	13	<6	9			
Y	13	10	8	9	10	9	7	<4	7			
Rb/Sr	0,38	0,43	0,47	0,33	0,62	0,45	1,38	0,18	0,29	0,16	0,16	0,16
K/Rb	206	264	139	206	214	183	209	288	267	272	294	277

* Lamarão (1996)

** Bulhões & Dall' Agnol (1985)

*** Macambira (1983)

Obs: as análises do Granodiorito Presidente Kennedy representam médias

Tabela 8.2- Composição normativa do Granito Santa Luzia e Granodiorito Presidente Kennedy.

	Granito Santa Luzia*							Granodiorito Presidente Kennedy	
	CL-21	CL-36	CL-38	CL-41	CL-32	CL-18	CL-24	Corpo 1	Corpo 2
Qz	39,73	32,81	36,7	33,33	38,42	31,54	29,74	24,35	27,53
Or	23,97	18,06	14,57	15,26	15,84	30,89	24,25	20,28	19,54
Ab	27,81	36,43	35,12	38,06	33,21	23,5	32,15	43,86	43,39
An	2,54	7,73	7,69	6,62	5,06	7,72	7,78	7,49	5,59
Cn	4,88	1,24	1,15	2,85	4,39	0,48	1,76	0,33	1,08
Hy	0,57	2,75	3,43	2,83	1,94	4,59	3,05	1,97	1,6
Ap	0,22	0,23	0,22	0,27	0,56	0,22	0,22	0,22	0,13
Zr									
Ma	0,08	0,3	0,39	0,32	0,2	0,42	0,35	1,03	0,79
He									
Ilm	0,2	0,47	0,72	0,45	0,39	0,64	0,69	0,48	0,36

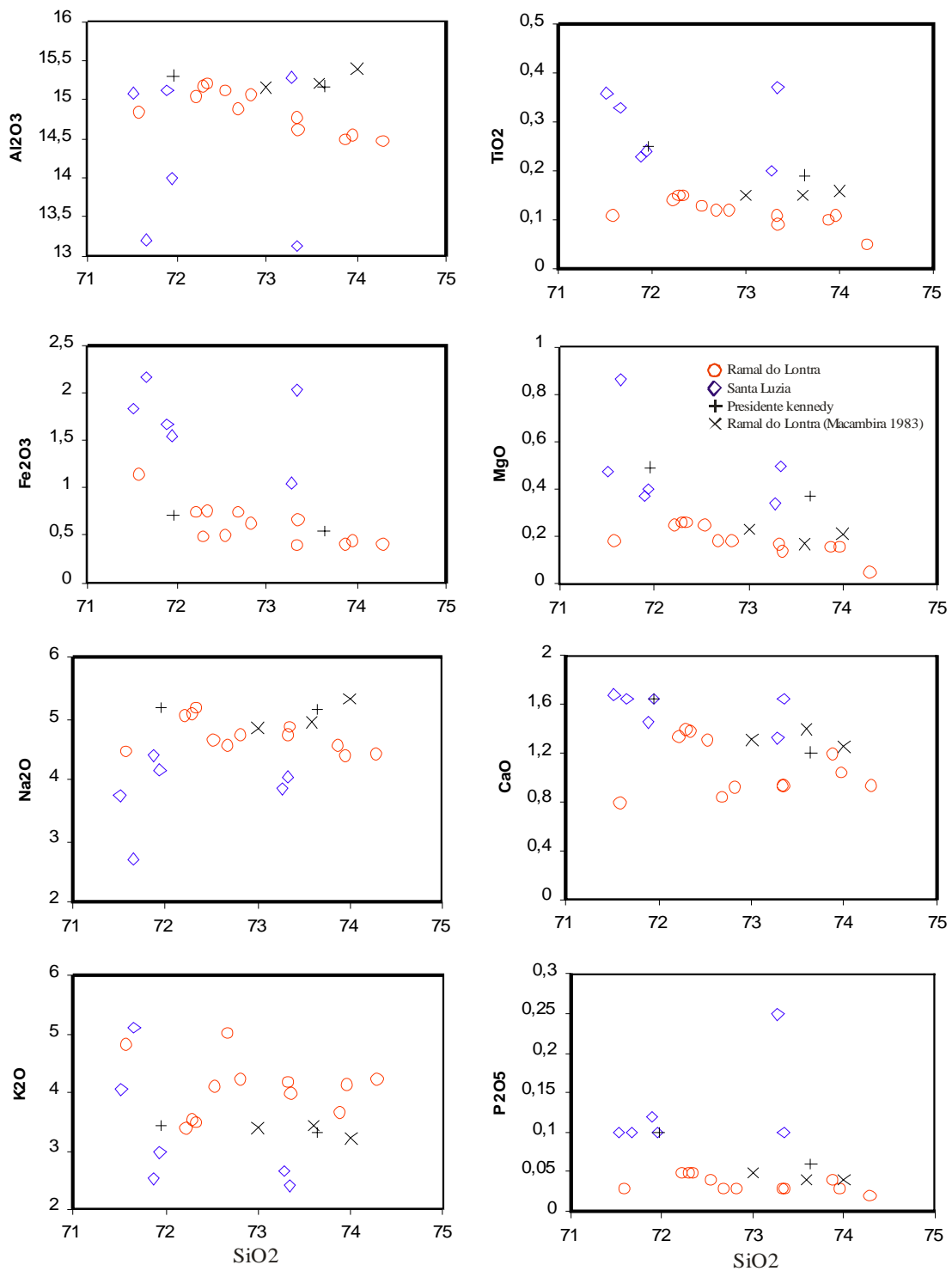


Figura 8.2- Diagramas de variação para os granitos Ramal do Lontra, Santa Luzia e Presidente Kennedy.

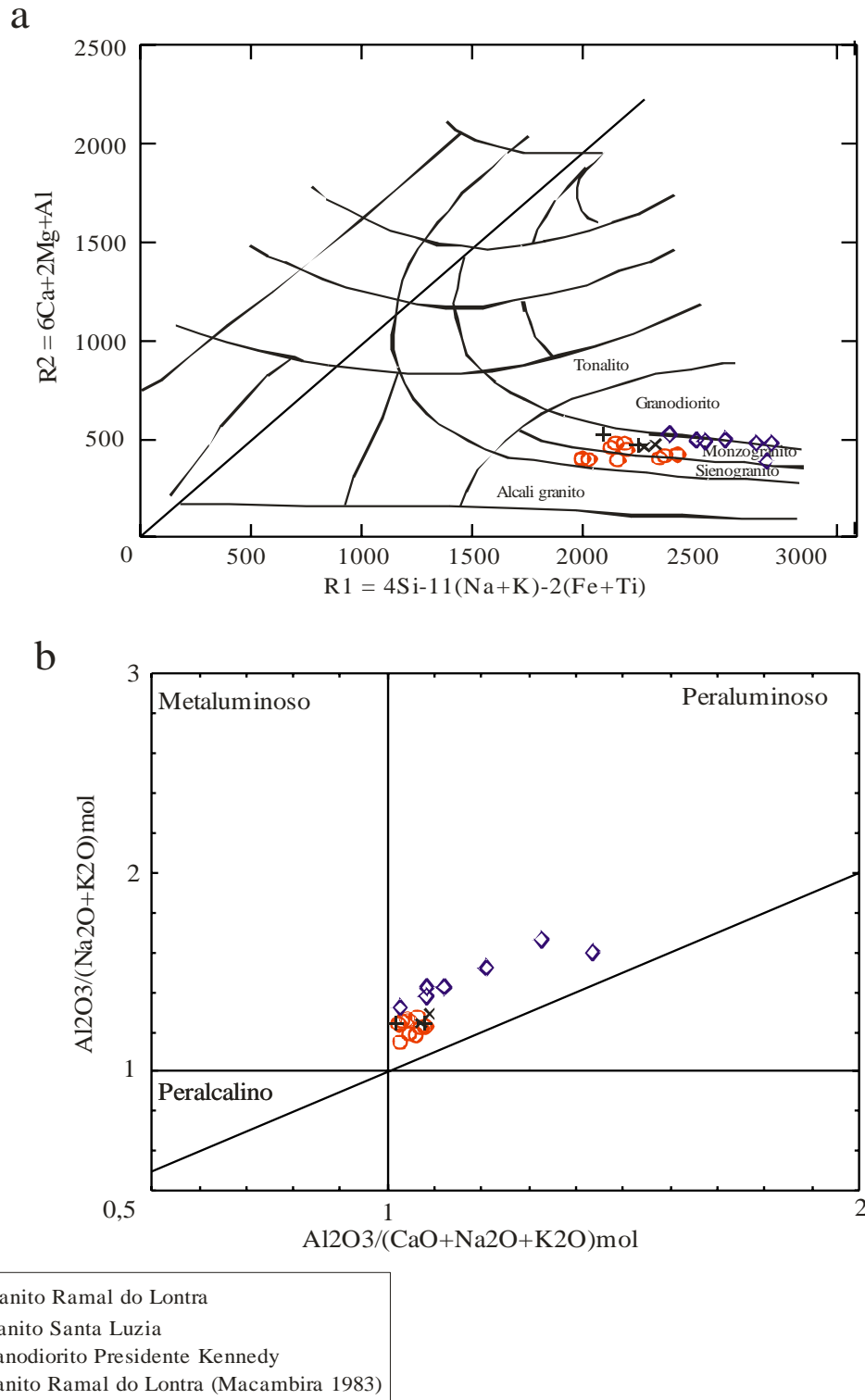


Figura 8.3- Diagramas de classificação geoquímica com a plotagem das amostras das tabelas 7.1 e 8.1. (a) Diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980). (b) Diagrama A/NK x A/CNK; de Maniar & Piccoli (1989) onde é plotado o índice de Shand.

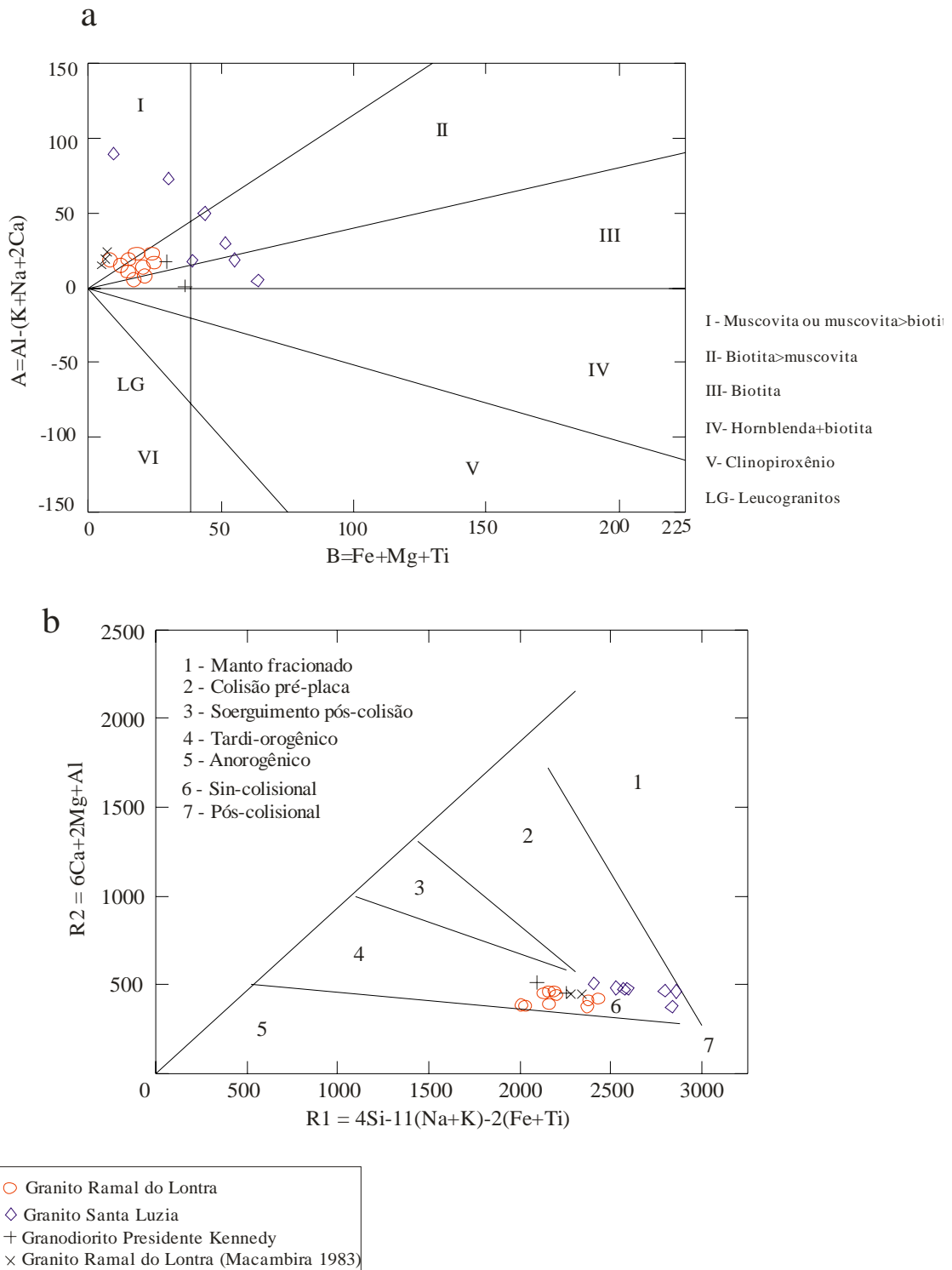
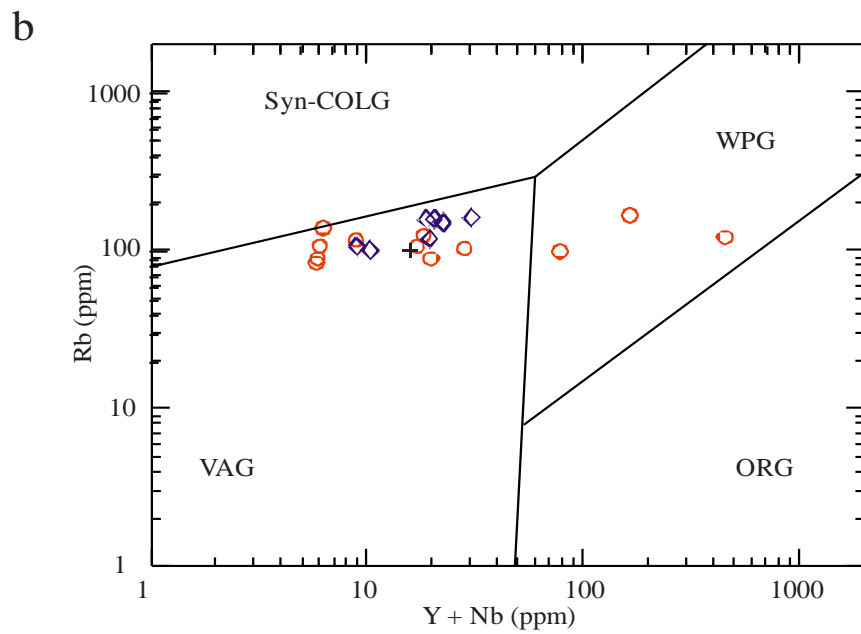
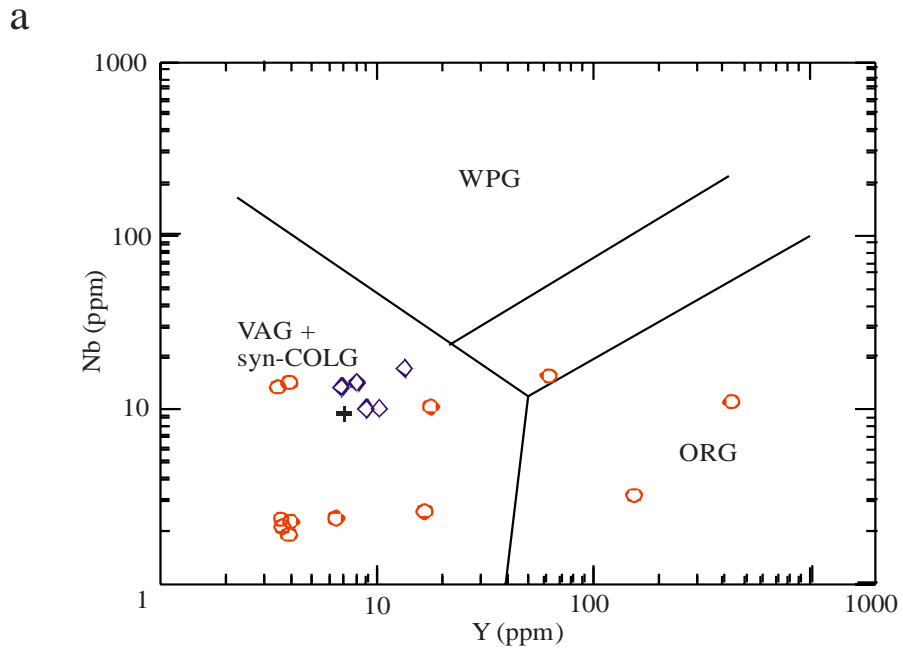


Figura 8.4- a) Diagrama A x B de Debon & Le Fort (1983); b) Diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) com os campos de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985).



LEGENDA

- Granito Ramal do Lontra
 - ◇ Granito Santa Luzia
 - + Granodiorito Presidente Kennedy
- syn-COLG- Granitóides Sin-colisionais
 - VAG- Granitóides de Arco Vulcânico
 - ORG- Granitóides de Cadeia Oceânica
 - WPG- Granitóides Intra-placa

Figura 8.5- Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos de granitóides de Pearce *et al.* (1984) com amostras do Granito Ramal do Lontra, Santa Luzia e Presidente Kennedy. (a) Nb x Y e (b) Rb x Y + Nb.

9 – GEOCRONOLOGIA

9.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo são descritas as várias etapas e resultados analíticos do estudo geocronológico realizado nesta dissertação, na qual foi utilizado o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão com o objetivo de obter a de cristalização do Granito Ramal do Lontra. Os princípios metodológicos foram baseados nos trabalhos de Faure (1995) e Kober (1986, 1987), e os procedimentos analíticos seguiram as técnicas de rotina do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências-UFPA.

Para este estudo foram coletadas quatro amostras representativas do Granito Ramal do Lontra, as quais correspondem aos pontos RL-02, RL-06a, RL-11 e RL-26 (vide Figura 4.2). Entretanto foram analisados no espectrômetro de massa apenas os zircões da amostra RL-11, devido ao grande número de cristais de zircão concentrados e ao bom resultado analítico obtido.

A partir da amostra RL-11 foram selecionados 23 cristais de zircão, através dos métodos de separação descritos abaixo, dos quais seis cristais obtiveram as melhores idades nas temperaturas de 1.500° C e 1.450° C, e foram os utilizados para a determinação do cálculo da idade.

9.2 - PRINCÍPIOS DO MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM ZIRCÃO E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS EMPREGADOS

A evaporação de Pb em monocristais de zircão é um dos principais métodos geocronológicos atualmente utilizados para determinação da idade absoluta de uma rocha. Ele permite a determinação da idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de um cristal de zircão em um espectrômetro de massa de termo-ionização. No Laboratório Pará-Iso as análises isotópicas são realizadas no espectrômetro de massa marca FINNIGAN modelo MAT 262.

Os procedimentos analíticos para separação dos cristais de zircão seguiram os métodos tradicionais utilizados em rotina no laboratório, os quais envolveram os seguintes passos:

- Britagem e trituração das amostras no triturador de mandíbulas e posteriormente no moinho de rolo do Laboratório de Preparação de Amostras;
- Deslamagem e secagem em estufa;
- Peneiramento das amostras nas frações 0,355, 0,250, 0,180, 0,125 e 0,75 mm;

- Separação das frações 0,250, 0,180 e 0,125 mm, pois o zircão se concentra principalmente nelas;
- Separação dos minerais pesados dos leves, através do aparelho elutriador simples;
- Separação magnética dos minerais, utilizando o Separador Magnético FRANZ, modelo L1, para separar os minerais magnéticos dos não magnéticos;
- Segregação dos minerais não-magnéticos, através de líquidos pesados, utilizando-se o bromofórmio (densidade 2,89 g/ml);
- Seleção dos cristais de zircão utilizando-se lupa binocular marca ZEISS com aumento de até 60 vezes, obedecendo propriedades mais adequadas para datação, como limpidez, transparência, estrutura e forma dos cristais.

Após todas essas etapas e de posse dos cristais selecionados, os zircões foram levados ao espectrômetro de massa da marca FINNIGAN modelo MAT 262, onde foram depositados em um duplo filamento de rênio em formato de “canao”, consistindo de um filamento de evaporação (onde o zircão é depositado) e outro de deposição do Pb (filamento de ionização) (Kober 1986, 1987). Em seguida, o filamento foi montado no tambor, que por sua vez, foi inserido no espectrômetro de massa. A análise envolve o aquecimento gradativo dos cristais de zircão em etapas de 1.450°, 1.500° e 1.550° C, ocasionando a liberação do Pb de seu retículo cristalino e deposição no filamento de ionização.

No fim de cada etapa de aquecimento, o Pb depositado é então analisado, e para cada bloco de 10 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medidas e corrigidas, é calculada a idade. Normalmente a primeira etapa de aquecimento fornece valores menores de idade, pois o Pb analisado provém de porções mais externas do cristal, e então é descartada. A partir da temperatura de 1500°C, o Pb analisado é oriundo de zonas mais internas e melhor preservadas do cristal, fornecendo assim, valores de idade mais elevados e próximos da idade real de cristalização do grão. A idade final da amostra é calculada pela média dos resultados obtidos a temperaturas mais altas, de todos os cristais analisados.

9.3 - RESULTADOS ANALÍTICOS

A amostra RL-11, um biotita-muscovita meta-monzogranito foi selecionada para o estudo geocronológico do Granito Ramal do Lontra, através do método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, e sua localização pode ser visualizada no mapa da Figura 4.2. Foram selecionados e analisados vinte e três (23) cristais de zircão, cujos resultados analíticos são apresentados no Anexo 1.

Dos 23 cristais de zircão analisados 4 foram eliminados por apresentarem a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ (cristais RL-11/02, 09, 17 e 21) (Anexo 1).

Sete zircões apresentaram idades entre 542 e 549 Ma que são coerentes com a idade mínima de cristalização do GRL e foram utilizadas para o cálculo da idade do mesmo. Os sete cristais foram analisados em duas etapas, a de 1.450 e a de 1.500° C, pois nos cristais de zircão analisados não havia Pb suficiente para prosseguir à terceira etapa de evaporação (1.550° C). O cálculo da idade final foi obtido a partir da média das idades dos sete grãos, seis na etapa de 1.500° C e um na etapa de 1.450° C.

Os sete zircões utilizados para o cálculo da idade de cristalização do Granito Ramal do Lontra são: RL-11/1, RL-11/4, RL-11/13, RL-11/14, RL-11/19, RL-11/20 e RL-11/24. Estes cristais apresentam cor castanha claro, alguns com bordas escuras e outros bem límpidos, e incolores (RL-11/01, 13 e 14). Eles têm hábito prismático bipiramidal, euédricos e subédricos, sendo que raramente apresentam-se quebrados ou estão fraturados (RL-11/24) e no geral não apresentam inclusões. Esses grãos possuem geralmente relação de tamanho 3 x 1, com exceção aos cristais RL-11/19 e 20 com relação 2 x 1. Os cristais analisados podem ser observados na Figura 9.1, e os resultados analíticos são representados na Tabela 9.1 e Figura 9.2.

O cristal RL-11/1 obteve apenas um bloco na etapa de 1.500° C calculando-se sua idade média em 559 ± 18 Ma. O cristal RL-11/4 obteve três blocos na etapa de 1500° C e sua idade média resultou em 555 ± 8 Ma. O cristal RL-11/13 obteve quatro blocos na etapa de 1.450° C e sua idade média foi de 546 ± 9 Ma. O cristal RL-11/14 obteve um bloco na etapa de 1500° C e sua idade média foi calculada em 569 ± 27 Ma. Para os cristais RL-11/19, RL-11/20 e RL-11/24, a etapa de 1.500° C obteve os cinco blocos de leitura, cujas idades médias para esses grãos são 542 ± 8 , 544 ± 16 e 550 ± 10 Ma respectivamente. O cálculo final envolvendo a média entre as idades dos sete grãos analisados forneceu a idade de 549 ± 5 Ma (Fig. 9.2).

Outros cristais de zircão apresentaram outros valores de idade e outras características. Um grupo apresenta cristais primáticos, subédricos, de cor marrom escuro, com bordas escurecidas, geralmente apresentam extremidades quebradas, fraturados e algumas vezes possuem núcleos metamitizados. Apresentam relações de tamanho 2 x 1 e 3 x 1. Sete zircões analisados obtiveram na etapa de 1.500° C, idade arqueana variando entre 2.685 Ma a 2.909 Ma (Tab. 9.2, Fig. 9.2).

Dois outros cristais de zircão forneceram idades mesoproterozóicas de 1.472 ± 37 Ma (RL-11/27) e 1.512 ± 36 Ma (RL-11/08) na etapa de 1.500° C.

Esses cristais representam zircões herdados provenientes, provavelmente, da área fonte do magma que deu origem ao Granito Ramal do Lontra.

9.4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos no estudo geocronológico, através do método de evaporação de Pb em zircão, permitem discutir duas situações de acordo com os valores de idades calculados.

Em primeiro lugar a idade média de 549 ± 5 Ma pode ser considerada como mínima para a cristalização dos zircões e deve representar a idade de cristalização do Granito Ramal do Lontra, permitindo assim posicioná-lo no final do Neoproterozóico. Datações anteriores também pelo método de evaporação de Pb em zircão realizadas no Granito Santa Luzia, na região de Paraíso do Tocantins (Moura & Sousa 2002) revelaram idades entre 550 e 560 Ma. Isso indica que apesar do Granito Santa Luzia distar aproximadamente 400 km a sul da área de ocorrência do Granito Ramal do Lontra, as idades obtidas em ambos os corpos são coincidentes, o que revela clara correlação temporal para o magmatismo granítico do Cinturão Araguaia. O Granodiorito Presidente Kennedy, por outro lado (e outros corpos menores no Cinturão Araguaia), apesar de não ter sido ainda datado, possui características semelhantes aos granitos Ramal do Lontra e Santa Luzia, conforme discutido no Capítulo 8, e provavelmente faz parte do mesmo evento magmático.

As idades obtidas por Macambira (1983) pelo método K-Ar em biotita de micaxistos (553 ± 16 Ma) e em hornblenda de anfibolito (565 ± 20 Ma), além da datação Rb-Sr em rocha total com valor de 590 ± 19 Ma, todas obtidas no Grupo Estrondo são interpretadas como idades mínimas para o metamorfismo do Grupo Estrondo, segundo o referido autor, e coincidem, dentro dos intervalos dos erros analíticos, com as obtidas no Granito Ramal do Lontra, nesta dissertação

e no Granito Santa Luzia, e demonstra clara correlação entre este evento magmático e o metamorfismo do Cinturão Araguaia.

A análise integrada dos dados de campo, geocronológicos, petrográficos e geoquímicos, permite interpretar a formação destes granitos como diretamente relacionada ao metamorfismo regional do Cinturão Araguaia, caracterizando-os como granitos sin-tectônicos. Por conseguinte as idades Pb-Pb em zircão de aproximadamente 550 Ma, interpretadas como de cristalização dos granitos Ramal do Lontra e Santa Luzia estão relacionadas a fase principal do metamorfismo do Cinturão Araguaia. A geração destes granitos estaria relacionada a processos de anatexia crustal em níveis mais profundos na crosta, propiciando a agregação de líquidos graníticos, a ascensão e o alojamento desses magmas sincrônicos à tectônica principal do Cinturão Araguaia.

Comparando-se ainda os valores de idade dos granitos do Cinturão Araguaia com a dos granitos neoproterozóicos da Suíte Lajeado presentes nos terrenos gnáissico-granulíticos paleoproterozóicos do embasamento a sul-sudeste do mesmo (Maciço de Goiás) percebe-se que as idades são muito semelhantes, apesar de situarem-se em outro contexto geotectônico. Assim as idades de 546 ± 6 Ma, 548 ± 5 Ma e 552 ± 4 Ma obtidas para os granitos Lajeado, Palmas e Matança, respectivamente (Gorayeb *et al.* 2001, Chaves 2003) são similares e correlacionáveis.

A partir destes dados pode-se caracterizar a existência de um evento de aquecimento regional e de grande amplitude, relacionado à implantação do Cinturão Araguaia no Neoproterozóico em que esteve envolvido não apenas a área física onde atualmente se expõe o Cinturão Araguaia, mas também as seqüências infracrustais de seu embasamento.

Assim no final do Neoproterozóico com a crosta aquecida o metamorfismo regional do Cinturão Araguaia teria provocado anatexia crustal em níveis profundos na crosta, que no domínio deste cinturão teria gerado os granitos Santa Luzia, Ramal do Lontra, Barrolândia e o Granodiorito Presidente Kennedy, além de outros corpos menores em ambiente colisional e, concomitantemente, no domínio do Maciço de Goiás, ocorreria fusões de rochas composicionalmente diferentes, num substrato distinto, paleoproterozóico, gerando os granitos Lajeado, Palmas e Matança, que se alojaram em outros níveis e condições crustais.

Por outro lado, os resultados geocronológicos arqueanos obtidos em cristais individuais de zircão do Granito Ramal do Lontra, cujas idades variam aproximadamente entre 2,7 a 2,9 Ga, não representam zircões cristalizados neste evento magmático. Ao contrário, eles representam cristais de zircões herdados provenientes, provavelmente, das rochas fonte onde foi gerado o magma que

deu origem ao Granito Ramal do Lontra e, pela proximidade das ocorrências do Complexo Colméia da área de estudo, é muito provável serem estes zircões provenientes dos ortognaisses do substrato do Cinturão Araguaia.

Outra alternativa para explicar a origem destes zircões é que seriam grãos detríticos provenientes dos sedimentos que deram origem ao Grupo Estrondo, que teriam sido capturados durante a ascensão do magma para níveis crustais superiores, uma vez que zircões de idade mínima mesoproterozóica (aproximadamente 1,5 Ga) foram identificados também no Granito Ramal do Lontra e, os estudos de proveniência de rochas supracrustais do CA (Teixeira & Moura 2001, Moura *et al.* (2005) identificaram a presença de zircões detríticos com idades arqueana e mesoproterozóica em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo.

Como foi visto no capítulo da geoquímica, as diferenças mineralógicas e geoquímicas entre os granitos tipo-S e o Granito Ramal do Lontra, não apontam como fonte para este último, os metassedimentos pelíticos do Cinturão Araguaia, o que vem a reforçar sua origem a partir da fusão dos gnaisses do Complexo Colméia. Porém a presença de zircões mesoproterozóicos junto com zircões arqueanos, identificados no Granito Ramal do Lontra, assim como as idades mesoproterozóicas e arqueanas identificadas também em rochas supracrustais do Cinturão Araguaia (Teixeira & Moura 2001, Moura *et al.* (2005), não descartam a possibilidade de geração do granito por fusão dos metassedimentos, talvez não os de composição pelítica, mas os de composição quartzo-feldspática.

Conclusões mais claras a respeito da origem do Granito Ramal do Lontra serão obtidas apenas com o aprofundamento do estudo, envolvendo modelamento geoquímico e estudos isotópicos Sm-Nd.

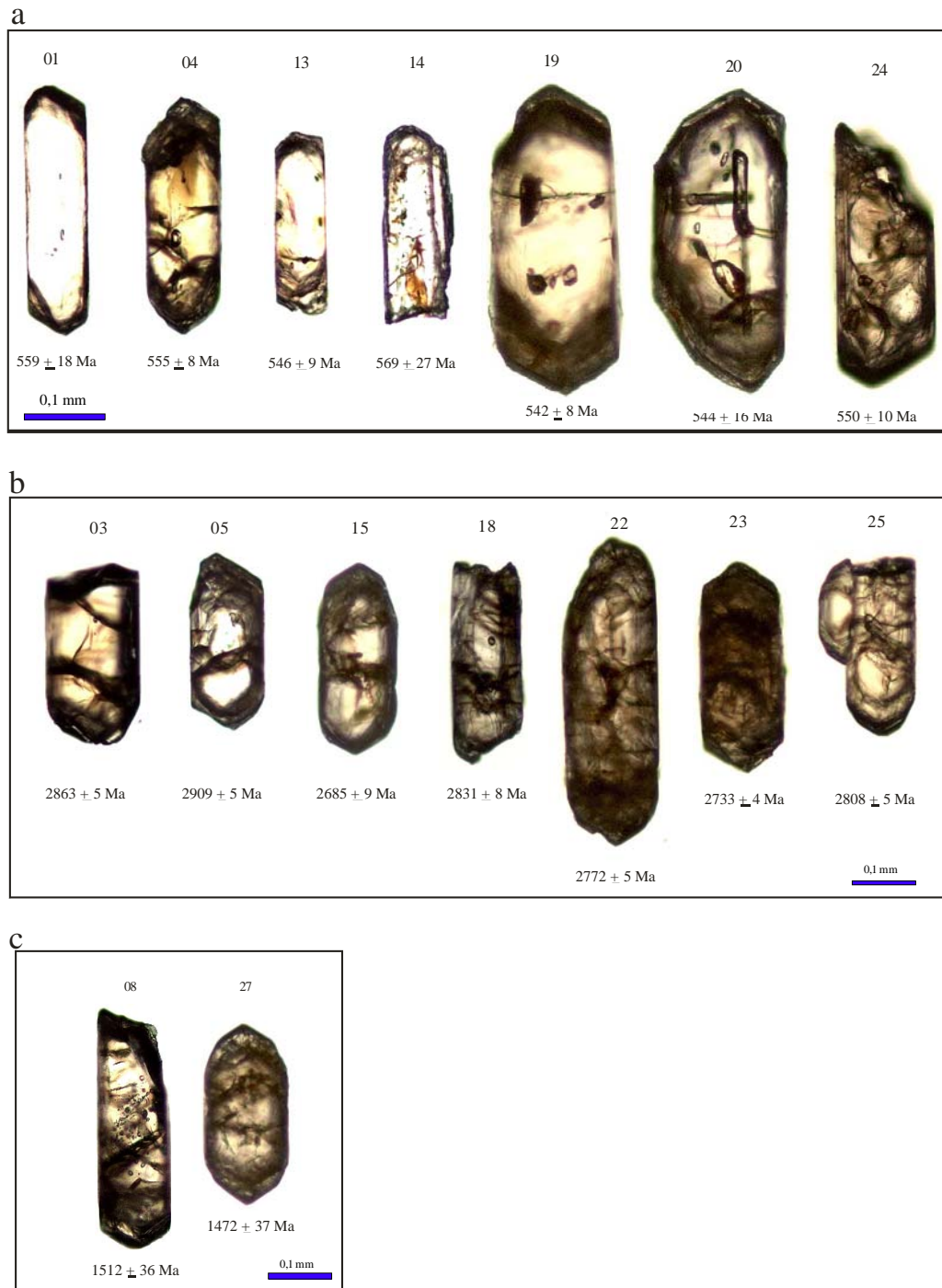


Figura 9.1- Características dos cristais de zircão do Granito Ramal do Lontra. a) Zircões utilizados para o cálculo da idade do Granito Ramal do Lontra com suas respectivas idades. b) Zircões arqueanos herdados com suas idades respectivas. c) Zircões mesoproterozóicos herdados com suas respectivas idades.

Tabela 9.1- Resultados analíticos por evaporação de Pb em zircão dos sete grãos utilizados para cálculo da idade de cristalização do Granito Ramal do Lontra.

Zircão	Temperatura	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2s	Idade	2s	
RL-11/1	1500	6/14	0,000126	0,23651	0,00165	0,05879	0,00048	559,4	17,7	
RL-11/4	1500	24/32	0,000113	0,27174	0,0087	0,05866	0,00022	554,7	8,2	
RL-11/13	1450	32/32	0,000199	0,21842	0,01373	0,05844	0,00025	546,4	9,2	
RL-11/14	1500	4/26	0,000103	0,31081	0,00306	0,05904	0,00072	568,8	26,5	
RL-11/19	1500	34/72	0,000142	0,17703	0,00197	0,05832	0,00022	542,0	8,2	
RL-11/20	1500	30/60	0,000137	0,4041	0,00521	0,05837	0,00043	543,9	16,0	
RL-11/24	1500	34/70	0,000053	0,21307	0,001	0,05854	0,00027	550,2	10,0	
						Idade média dos grãos				
			164/766			=		549,0	5,1	

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

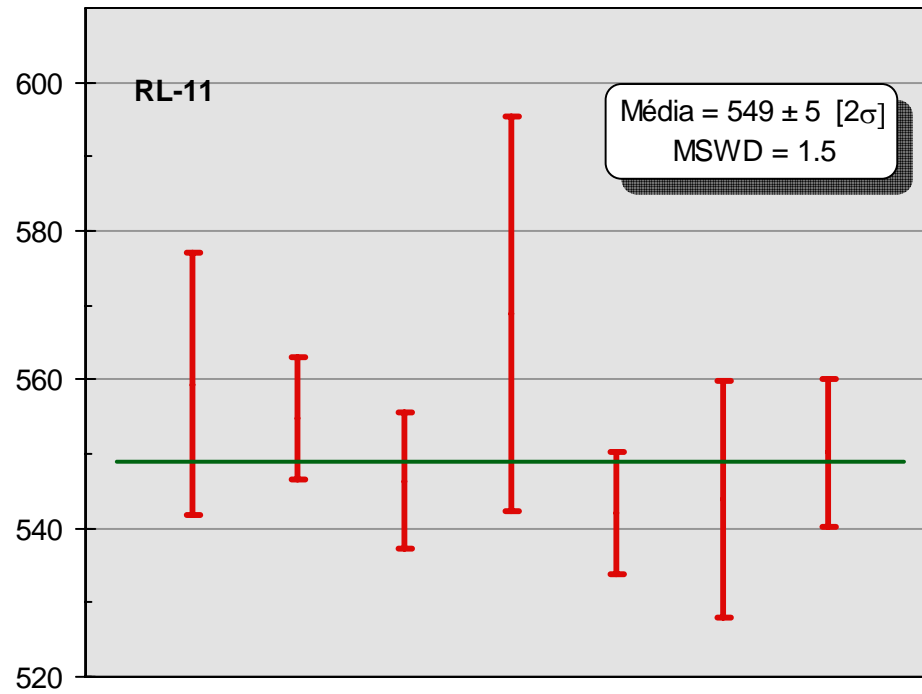


Figura 9.2- Diagrama de barras para sete cristais de zircão utilizados no cálculo da idade mínima de cristalização do Granito Ramal do Lontra.

Tabela 9.2- Resultados analíticos da análise de evaporação de Pb em grãos herdados arqueanos e mesoproterozóicos do Granito Ramal do Lontra.

Zircão	Temperatura	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ b	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ b	2s	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2s	Idade	2s
RL-11/8	1450	0/24	0,004754	0,18004	0,00512	0,06086	0,00272	635	96
	1500	0/34	0,000086	0,09230	0,00089	0,09417	0,00178	1512	36
RL11/27	1500	0/16	0,000045	0,17024	0,00721	0,09221	0,00178	1472	37
RL-11/3	1500	0/28	0,000005	0,10085	0,00122	0,20449	0,00068	2863	5
RL-11/5	1450	0/16	0,002363	0,14328	0,0046	0,09807	0,01076	1588	205
	1500	0/6	0,000034	0,08132	0,00077	0,21034	0,00067	2909	5
RL-11/15	1500	0/8	0,00005	0,05987	0,00077	0,18354	0,00102	2685	9
RL-11/18	1450	0/34	0,000146	0,07842	0,00087	0,13087	0,0019	2110	25
	1500	0/6	0,000089	0,08553	0,00216	0,20060	0,00096	2831	8
RL-11/22	1450	0/26	0,001482	0,06161	0,01003	0,10276	0,00363	1675	65
	1500	0/32	0,000082	0,07051	0,00048	0,19340	0,00065	2772	5
RL-11/23	1450	0/38	0,000298	0,04283	0,00078	0,16404	0,00116	2498	12
	1500	0/38	0,000013	0,03378	0,00054	0,18884	0,00044	2733	4
RL-11/25	*1450	0/22	0,000061	0,02687	0,00192	0,18125	0,00207	2665	19
	1500	0/20	0,000007	0,02097	0,00047	0,19775	0,00058	2808	5

164/766

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

As informações obtidas neste trabalho se basearam em estudos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos do Granito Ramal do Lontra (GRL), procurando relacioná-los aos estudos lito-estruturais e metamórficos das unidades do Cinturão Araguaia, na região de Xambioá-TO. A integração e interpretação dos dados permitem as seguintes considerações:

- a) O mapeamento geológico auxiliado pela interpretação de imagens de satélite, permitiu a melhoria da cartografia do GRL e das demais unidades aflorantes na área, indicando tratar-se de um *stock* com forma elíptica e aproximadamente 5 km de eixo maior e 4 km de eixo menor, que se encontra encaixado em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo;
- b) O estudo petrográfico mostrou que o GRL é formado essencialmente por meta-granitos de composição monzogranítica a granodiorítica e, de acordo com seus minerais varietais, foi classificado como muscovita-biotita meta-monzogranito e muscovita-biotita meta-monzogranito a granodiorito;
- c) Os dados geoquímicos mostram grande homogeneidade composicional, principalmente em relação aos elementos maiores, apresentando elevados valores de SiO₂, Al₂O₃, K₂O e Na₂O, e baixos valores de Fe_{Total}, MgO, TiO₂ e P₂O₅ que, interpretando-se os diagramas de classificação geoquímica e os dados normativos (presença de coríndon), indicam a natureza leucogranítica e o caráter fracamente peraluminoso deste granito. A nível dos elementos-traço observou-se que há maiores variações composicionais, quando comparados com os elementos maiores que são mais homogêneos, indicando que houve um leve processo de diferenciação magmática nessas rochas. Teores anômalos de Y, Nb, Ta e ETR foram encontrados em algumas rochas do GRL e são relacionados a possíveis contaminações pelas encaixantes durante a ascensão do magma. Diagramas geoquímicos de discriminação de ambientes tectônicos apontaram semelhanças com granitos sin-colisionais;
- d) Relações de campo tais como ausência de metamorfismo de contato e de xenólitos nas encaixantes, inexistência de margens de resfriamento no corpo, presença de pequenas massas graníticas nos xistos encaixantes, concordância estrutural entre as foliações das encaixantes e do corpo granítico, além das características metamórficas da região, somadas aos dados texturais, geoquímicos e geocronológicos do GRL, indicam que o mesmo teria se formado sin-tectonicamente à evolução do Cinturão Araguaia por processos de anatexia em níveis crustais

mais profundos relacionado à fase principal do metamorfismo regional que na região alcançou condições da fácies anfibolito baixo a médio.

e) Os estudos comparativos entre o GRL e os demais granitos do Cinturão Araguaia, revelam a semelhança do ponto de vista estrutural, petrográfico e geoquímico, indicando tratar-se de um mesmo evento de granitogênese relacionando à fase principal do metamorfismo do Cinturão Araguaia no Neoproterozóico. Por outro lado, a comparação com os granitos do tipo-S e Granitos Colisionais Fanerozóicos revela várias diferenças do ponto de vista mineralógico e geoquímico, tendo em vista que estes granitos provém de fontes sedimentares de composição pelítica, descartando-se esta comparação;

f) Os estudos geocronológicos realizados pelo método de evaporação de Pb em zircão resultaram na idade média de 549 ± 5 Ma, a qual é considerada a idade mínima de cristalização do GRL, permitindo assim posicioná-lo no final do Neoproterozóico. Comparando-se esta idade com aquela obtida para o Granito Santa Luzia por Moura & Sousa (2002) e com as idades K-Ar e Rb-Sr obtidas por Macambira (1983) em rochas do Grupo Estrondo, percebe-se que são muito semelhantes e estão relacionadas à fase principal do metamorfismo do Cinturão Araguaia, que na área atingiu condições de fácies anfibolito baixo-médio;

g) Duas hipóteses são discutidas para fonte de geração do GRL. Uma delas envolveria a fusão parcial de metassedimentos da base do Grupo Estrondo, de composição pelítica e semi-pelítica (tipo-S), e a outra envolveria a anatexia de ortognaisses TTG arqueanos do embasamento do Cinturão Araguaia representado pelo Complexo Colméia (tipo-I). Tendo em vista as várias diferenças mineralógicas e geoquímicas entre o GRL e os granitos originários de fusão de metassedimentos conhecidos da literatura (granitos tipo-S e granitos colisionais fanerozóicos), admite-se como mais provável a 2ª hipótese, ou seja, os ortognaisses arqueanos do embasamento, que afloram a aproximadamente 8 Km a oeste da área de estudo, e é a unidade que estaria logo abaixo do Grupo Estrondo na área de estudo. No entanto a presença de zircões herdados de idade mesoproterozóico (1,5 Ga) e arqueana (2,7 a 2,9 Ga) no GRL e zircões detríticos mesoproterozóicos e arqueanos em metassedimentos do Grupo Estrondo, como demonstram os estudos de proveniência (Teixeira & Moura 2001, Moura *et al.* 2005) nos leva a reconsiderar a hipótese dos metassedimentos como fonte para o GRL. Porém tais metassedimentos não seriam os de composição pelítica, mas sim os de composição quartzo-feldspática.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU F. A. M. 1978. *Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 90p. (Dissertação de Mestrado).
- ABREU F. A. M.; GORAYEB P. S. S.; HASUI Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Boletim de resumos expandidos*. Belém, SBG. p. 1-4.
- ALVARENGA C. J. S., MOURA C. A. V., GORAYEB P. S. S., ABREU F. A. M. 2000. *Paraguay and Araguaia belts*. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; FILHO, A. T.; CAMPOS, D. A. (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-193.
- ARCANJO S. H. S. 2002. *Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia-Região de Paraíso do Tocantins*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 176p. (Tese de Doutorado).
- BARBOSA A. A., LAFON J. M., NEVES A. P., VALE A. G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7:147-164.
- BARKER F. 1979. *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier. 414 p.
- BATCHELOR R. A. & BOWDEN P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- BULHÕES E. M. & DALL'AGNOL R. 1985. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém. *Anais...* Belém, SBG. p. 59-76.
- CHAPPEL B. W. & WHITE A. J. R. 1974. Two contrasting granites types. *Pacific Geol.*, 8:173-174.
- CHAVES C. L. 2003. *Caracterização geológica, petrográfica, geoquímica e geocronológica do magmatismo granítico da região de Porto Nacional-TO*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 209p. (Dissertação de Mestrado).
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. 2000. *Projeto GIS BRASIL*. CD-ROM.

- COSTA J. B. S. 1980. *Aspectos lito-estruturais da região de Colméia-Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 90p. (Dissertação de Mestrado).
- COSTA J. B. S.; GORAYEB P. S. S.; BEMERGUY R. L.; GAMA Jr. T.; KOTSCHOUBEY B.; LEMOS R. L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte: relatório final*. Belém, DNPM/UFPA. 125p.
- DALL'AGNOL R.; COSTI H. T.; LEITE A. A. S. 1997. Rapakivi granites from Brazil and adjacent countries. In: INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., Salvador. *Extended abstract*. Salvador, SGM. p.185.
- DALL'AGNOL R.; SOUZA Z.S.; ALTHOFF F.J.; MACAMBIRA M.J.B.; LEITE A.A.S. 1996. Geology and geochemistry of the archean Rio Maria granite-greenstone terrain, Carajás Province, Amazonian Craton. In: SYMPOSIUM-ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM. SBG, p.29-30.
- DALL'AGNOL R., TEIXEIRA N. P., BETTENCOURT J. S., RAMO O. T., MACAMBIRA M. J. B. 1999. Contrasts between paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil: metallogenic and petrogenetic implications. In: SYMPOSIUM THE ORIGIN OF GRANITES AND RELATED ROCKS, 4., Clermont-Ferrand. *Abstracts*. Clermont-Ferrand, France. p. 141.
- DALL'AGNOL R.; TEIXEIRA, N. P.; MACAMBIRA, J. B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P. S. S.; SANTOS, M. D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém. *Actas...* Belém, SBG. p.1-11.
- DEBON F., LE FORT P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci.*, **73**:135-149.
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; CTNIONS, R. K. 1978. Rare-earth abundance in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1199-1212.
- FAURE G. 1995. *Principles of isotopic geology*. New York, J. Wiley & Sons. 589p.
- GORAYEB, P. S. S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO)*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 100p (Dissertação de Mestrado).

- GORAYEB P. S. S., MOURA C.A.V., BARROS G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.* **30**:190-194.
- GORAYEB P. S. S., MOURA C.A.V., CHAVES C. L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicação para redefinição da Suíte Lajeado. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Verticalização mineral na Amazônia*: resumos expandidos. Belém, SBG. CD-ROM.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristic of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P. & RIEERS, A. C. (Ed.). *Collision Tectonics*. Oxford, Geolog. Soc. p. 67-81. (Sp. Public, 19).
- HASUI Y. & COSTA J. B. S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36., Natal. *Atas...* Natal, SBG. v. 5, p. 2535-2549.
- HASUI Y.; COSTA J. B. S.; ABREU F. A. M. 1984. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F. F. A. & HASUI, Y. (Ed.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher. p.187-204.
- KOBER B. 1986. 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.
- KOBER B. 1987. 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. to Mineral. Petrol.* **96**:63-71.
- KOTSCHOUBEY B. & HIERONIMUS B. 1996. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipuru-PA. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 39., Salvador. *Anais...* Salvador, SBG. v. 6, p. 22-25.
- LA ROCHE H. D.; LETERRIER J.; GRANDCLAUDER P.; MARCHAL M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses- Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- LAMARÃO C. N. 1996. *Estudo petrológico e das mineralizações dos Granitóides Santa Luzia, Região de Paraíso do Tocantins-TO*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 116p (Dissertação de Mestrado).

- LAMARÃO C. N. & KOTSCHOUBEY B. 1996. Granitóides Santa Luzia, registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. *Rev. Brasil. Geoc.* **26**:277-288.
- LE MAITRE, R. W. 2003. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd ed. London. 193p.
- MACAMBIRA, J. B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais na Braquianticlinal do Lontra (GO)*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, 108p (Dissertação de Mestrado).
- MACAMBIRA M. J. B. & LAFON, J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, **7**:263-287.
- MANIAR P. D. & PICCOLI P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. **101**:635-643.
- MILLER C. F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *J. Geology*, **93**:673-689.
- MOURA C. A. V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil*. Durham, University of New Hampshire. 236 p. (Doctor of Philosophy Thesis),
- MOURA C. A. V. & GAUDETTE H. E. 1993. Evidence of Brasileiro/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências* **23**:117-123.
- MOURA C. A. V., GAUDETTE H. E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil. In: SINHA, A. K. (Ed.). *Basement tectonic*. Kluwer Academic Publishers. v. 13, p. 155-178.
- MOURA C.A.V.; PINHEIRO B.L.S.; NOGUEIRA A.C.R.; GORAYEB P.S.S.; GALARZA M.A. 2005. Sedimentary provenance and paleoenvironment of the Baixo-Araguaia Supergroup: constraints on paleogeographic evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: SYMPOSIUM WESTERN GONDWANA-THE TIES THAT BIND. Mendoza/Argentina. *Abstracts*. p. 260.

- MOURA C. A. V. & SOUSA C. S. 2002. Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no Granito Santa Luzia: implicações para determinação da idade da granitogênese brasileira tardi-tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa. *Anais...* João Pessoa, SBG. v. 5, p. 500.
- MOURA C. A. V. & SOUZA S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. Atas. XXXIX In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. *Atas...* Salvador, SBG. v. 6, p. 31-34.
- O'CONNOR, J. T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **525-8**:79-84.
- PASSCHIER C. W. & TROUW R. A. J. 1996. *Microtectonics*, Berlin, Springer Verlag, 289p.
- PEARCE J. A.; HARRIS N. B. W.; TINDLE A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **4**:956-983.
- PIMENTEL M. M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, Camboriú, SBG. p.390-391.
- RODRIGUES E. M. S.; LAFON J. M.; SCHELLER T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- ROLLINSON H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Zimbabwe, 344p.
- SANTOS M. D. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da Braquianticlinal de Xambioá-Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, 124p (Dissertação de Mestrado).
- SHAND, S.J. 1951. *Eruptive rocks*. New York, John Wiley & Sons. 488p.
- SMITH J. V. 1974. *Feldspar minerals*. Berlin, Springer Verlag. v.2, 690p.
- SMITH J. V. & BROWN W. L. 1988. *Feldspar minerals: crystal structures, physical, chemical and microtextural properties*. New York, Springer-Verlag. 828p.
- SPEAR, F. S. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Chelsea, Ed. BookCrafters. 799p.

- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**: 1-33.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1984. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific. 300p.
- TEIXEIRA, K. S. L. & MOURA, C. A. V. 2001. Idades Pb-Pb em monocristais de zircão em quartzito do Cinturão Araguaia: resultados preliminares e sua aplicação em estudos de proveniência. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. SBG-NO. CD-ROM.
- THOMPSON, R. N. 1982. Magmatismo of British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.
- WINKLER, H. G. F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks: anatexis, formation of migmatites, and origin of granitic magmas*. New York, Springer Verlag. p. 283-339.
- YARDLEY, B. W. D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. Brasília, DF, Ed. Universidade de Brasília. 340p.