



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**O ARCO MAGMÁTICO BRASILIANO NA CONEXÃO ENTRE
OS ORÓGENOS ARAÇUAÍ E RIBEIRA, REGIÃO DE MURIAÉ -
MG**

AUTORA Célia Martins de Souza Figueiredo

ORIENTAÇÃO Carlos Maurício Noce

Nº 97

**BELO HORIZONTE
DATA (23/04/2009)**

Célia Martins de Souza Figueiredo

O ARCO MAGMÁTICO BRASILEIRO NA CONEXÃO DOS ORÓGENOS ARAÇUAÍ E RIBEIRA, REGIÃO DE MURIAÉ- MG

Dissertação de Mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional.

Orientador: Carlos Maurício Noce.

Belo Horizonte
Departamento de Geologia UFMG
2009

F475a
2009

Figueiredo, Célia Martins de Souza.

O arco magmático brasileiro na conexão dos orógenos Araçuaí e Ribeira, região de Muriaé - MG [manuscrito] / Célia Martins de Souza Figueiredo. - 2009.

88 f. enc. : il. color.

Orientador: Carlos Maurício Noce.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2009.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 83-88.

Inclui anexo.

1. Geologia – Muriaé (MG) – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Teses. 3. Geoquímica – Teses. 4. Batólito – Teses. I. Noce, Carlos Maurício. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.7

**O ARCO MAGMÁTICO BRASILIANO NA CONEXÃO ENTRE OS
ORÓGENOS ARAÇUAÍ E RIBEIRA, REGIÃO DE MURIAÉ - MG**

Célia Martins de Souza Figueiredo

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-
GRADUAÇÃO GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENSÃO DO GRAU DE MESTRE.**

Área de Concentração: Geologia Regional

APROVADA POR:

Prof. Dr. Carlos Maurício Noce
UFMG

Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares
UFMG

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
UNB

Belo Horizonte – MG, Brasil
Abril de 2009.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

I.1 – Apresentação.....	1
I.2 - Justificativa e Objetivo.....	1
I.3 - Localização e Vias de Acesso.....	2
I.4 – Metodologia e Etapas de trabalho.....	3

CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO

II.1 - Geologia Regional.....	6
II.1.1 - Orógeno Ribeira.....	7
II.1.2 - Modelo Evolutivo para o Orógeno Ribeira.....	10
II.1.3 - Orógeno Araçuaí.....	12
II.1.4 - Modelo Evolutivo para o Orógeno Araçuaí.....	15
II.2 – Relação do Batólito de Muriaé com os Granitóides Pré-colisionais do Orógeno Araçuaí e o Complexo Quirino.....	16

CAPÍTULO III: CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

III.1- Unidades Estratigráficas.....	18
III.1.1 - Embasamento Paleoproterozóico.....	19
III.1.2 – Unidade Supracrustal.....	21
III.1.3 – Suíte Charno-enderbítica.....	23
III.1.4 – Plutonito Pangarito.....	24
III.2 – Metamorfismo.....	24
III.3 – Estruturação Geológica.....	25

CAPÍTULO IV: “BATÓLITO DE MURIAÉ” - CARACTERÍSTICAS DE CAMPO E PETROGRÁFICAS

IV.1 – Características de campo.....	29
IV.2 – Características Petrográficas.....	33
IV.2.1 - Gnaiss Migmatítico.....	33
IV.2.1.1 – Encraves Gabro-dioríticos.....	34
IV.2.1.2 - Hornblenda-biotita Gnaiss.....	35
IV.2.1.3 – Granitóide Anatético.....	39
IV.2.2 – Gnaiss Porfirítico.....	41
IV.2.3 – Gnaiss leucocrático.....	42
IV.3 – Discussão.....	44

CAPÍTULO V: DADOS GEOCRONOLÓGICOS

V.1 – Geocronologia U-Pb SHRIMP, amostra MU56a.....	45
V.1.1 – Resultados Analíticos.....	46
V.2 – Geocronologia U-Pb LAM-MC-ICP-MS, amostra CE10.....	51
V.2.1 – Resultados Analíticos.....	53
V.3 – Geocronologia U-Pb LAM-MC-ICP-MS, amostra CE07.....	58
V.3.1 – Resultados Analíticos.....	59
V.4 – Relações entre as unidades do Batólito de Muriaé.....	63

CAPÍTULO VI: LITOGEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

VI.1 - Litoquímica do Batólito de Muriaé.....	64
VI. 2 – Geoquímica Isotópica.....	74
VI. 3 – Discussão.....	75

CAPÍTULO VII: CONSIDERAÇÕES FINAIS

VII.1 – O Significado Tectônico do Batólito de Muriaé.....	77
--	----

VII.1.1 – Correlação com o Orógeno Ribeira.....	79
VII.1.2 – Correlação com o Orógeno Araçuaí.....	79
VII.2 – Conclusão.....	82
CAPÍTULO VIII: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo com as principais cidades e vias de acesso.....	3
Figura 2.1: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira (modificado de Heilbron <i>et al.</i> 2004).....	7
Figura 2.2: Mapa tectônico do Segmento Central do Sistema Orogênico Mantiqueira, segundo Heilbron <i>et al.</i> (2004).....	8
Figura 2.3: Seção estrutural do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais (Heilbron <i>et al.</i> 2004).....	8
Figura 2.4: Mapa geológico e Seção estrutural do Orógeno Araçuaí. (modificado de Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2007).....	13
Figura 3.1: Zona milonítica que limita os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. Trevo de Guiricema, ponto UB243.....	20
Figura 3.2: Ortognaisse bandado do Complexo Juiz de Fora. Ponto Ub23.....	20
Figura 3.3: Ortognaisse enderbítico Juiz de Fora exibindo dobras pitgmáticas. Ponto UB23.....	20
Figura 3.4: Lâmina delgada do Complexo Juiz de Fora apresentando minerais estirados com intensa recristalização de grãos e plagioclásio com extinção centro-borda no canto esquerdo inferior. Lâmina CE53.....	20
Figura 3.9: Lâmina delgada exibindo quartzo fitado e piroxênio estirado. Lâmina CE42A.....	21
Figura 3.10: Saibreira de rocha quartzítica próximo a zona de cisalhamento. Estrada para Santana de Cataguases. Ponto UB5.....	21
Figura 3.11: Charnoenderbítico típico. Ponto CE01.....	24
Figura 3.12: Seção delgada mostrando charnockito com máfico a ortopiroxênio. Lâmina CE64.....	24
Figura 3.13: Perfil esquemático do Batólito de Muriaé no contato com a unidade supracrustal.....	26
Figura 3.14: Ortognaisse migmatítico exibindo estrutura transposta. Ponto CE74.....	26
Figura 4.1: Relevo dissecado evidenciando morros com espessa cobertura de solo.....	28
Figura 4.2: Estrutura estromática em Ortognaisse migmatítico. Pedreira desativada. Ponto CE85.....	30
Figura 4.3: Migmatito com estrutura nebulítica. Estrada Br 116. Ponto CE70.....	30
Figura 4.4: Migmatito com estrutura <i>schollen</i> . Estrada BR116. Ponto CE56.....	30
Figura 4.5: Migmatito com estrutura pitgmática. Pedreira desativada próxima a BR116. Ponto CE85.....	30
Figura 4.6: Megacrystal centimétrico de feldspato em migmatito estromático. Ponto CE74.....	30
Figura 4.7: Mobilizado anatético constituído por granitóide apresentando <i>clots</i> centimétricos de anfibólio. Ponto CE75.....	30
Figura 4.8: Mobilizado anatético exibindo restos do ortognaisse (fantasma do bandamento original). Ponto CE73.....	31
Figura 4.9: Restos do ortognaisse preservado na massa anatética. Ponto CE70.....	31

Figura 4.10: Encrave máfico, pouco deformado, envolto pela fusão granítica. Pedreira do Geraldo. Ponto CE68.....	31
Figura 4.11: Encrave máfico em formato sigmoidal, acompanhando a foliação. Estrada BR116. Ponto CE56.....	31
Figura 4.12: Encrave máfico bandado, envolvido pelo produto da anatexia. Ponto CE73.....	31
Figura 4.13: Ortognaisse milonitizado. Nota-se feldspato sigmoidal sem assimetria. Pedreira de Muriaé. Ponto CE76.....	31
Figura 4.14: Granito Foliado formando pães de açúcar. Vista do Ponto CE03 para leste.....	32
Figura 4.15: Contato entre as duas fácies de Granito Foliado. Ponto CE07.....	32
Figura 4.16: Autólito biotítico em Granito glomeroporfirítico. Ponto CE03.....	32
Figura 4.18: Gnaisse leucocrático foliado contendo allanita e magnetita em tamanhos milimétricos. Ponto CE10C.....	33
Figura 4.19: Contato entre granito foliado e gnaisse leucocrático. Pedreira desativada. Ponto CE85.....	33
Figura 4.20: Seção delgada de enclave de composição diorítica. Ponto CE66.....	35
Figura 4.21: Seção delgada de enclave de composição gabróica. Lâmina CE56B.....	35
Figura 4.22: Seção delgada de clinopiroxenito. Hornblenda é toda de alteração. Lâmina CE85A.....	35
Figura 4.23: Seção delgada de Tremolitito. Lâmina CE68D.....	35
Figura 4.24: Hornblenda-biotita gnaisse em porção migmatítica. Lâmina MU56B.....	36
Figura 4.25: Plagioclásio poiquilítico envolvido por biotita fortemente orientada em hornblenda-biotita gnaisse deformado. Lâmina CE60.....	36
Figura 4.26: Biotita gnaisse de composição granodiorítica. Cristais subédricos a anédricos de plagioclásio e microclina. Mimerquita de granulação fina está sempre presente. NC, 12,5XLamina MU56b.....	41
Figura 4.27: Biotita gnaisse em zona de cisalhamento, apresentando recristalização intensa com minerais félsicos em contatos poligonizados. NC, 12,5X. Lamina MU81b.....	41
Figura 4.28: Granito Foliado exibindo megacristal de plagioclásio intensamente fraturado. A Matriz tem composição quartzo-feldspática rica em biotita. Lâmina CE07.....	44
Figura 4.29: Gnaisse leucocrático típico. Os cristais são euédricos a subédricos de granulação fina. Lâmina CE10c.....	44
Figura 5.1: Pedreira do Geraldo. Local de coleta da amostra MU56a. A) Visão geral; B) Migmatito nebulítico com resto de paleossoma no canto inferior direito.....	46
Figura 5.2: Diagrama concórdia para a mostra MU56a. Verde: zircões herdados; vermelho: núcleos magmáticos; azul: sobrecrecimentos.....	50
Figura 5.3: Diagrama concórdia para os núcleos escuros da amostra Mu56a.....	50
Figura 5.4: Diagrama concórdia para os sobrecrecimentos da amostra Mu56a.....	51
Figura 5.5: Amostra coletada para análise, evidenciando megacristais milimétricos de feldspato e bandamento de espessura milimétrica.....	52

Figura 5.6: Afloramento exibindo enclaves máficos estirados e veios de neossoma em hornblenda-biotita gnaiss bandado. Nas proximidades do ponto CE10.....	52
Figura 5.7: Imagens dos zircões datados. Em A, C e E imagens de MEV; em B, D e F microscopia ótica dos zircões 1, 2 e 3 com spots de 2,5µm produzidos pela microsonda a laser.....	54
Figura 5.8: Imagens dos zircões datados. Em A, C, E e G imagens de MEV; em B, D, F e H microscopia ótica dos zircões 4, 5, 7 e 12 com spots de 2,5µm produzidos pela microsonda a laser.....	55
Figura 5.9: Diagrama concórdia para os zircões da amostra CE10.....	57
Figura 5.10: Diagrama concórdia <i>Tera-Wassenburg</i> para os zircões da amostra CE10.....	57
Figura 5.11: Média das idades para os zircões da amostra CE10.....	58
Figura 5.12: Litotipo utilizado na análise geocronológica. A) Contato entre as duas fácies do Granito Foliado; B) Fácies de granulação fina, com alta proporção de matriz, analisada neste trabalho.....	59
Figura 5.13: Imagens dos zircões datados. Em A, C, E e G imagens de MEV; em B, D, F e H microscopia ótica dos zircões CE 07-6, 11, 10 e 01 com spots de 2,5µm produzidos pela microsonda a laser.....	61
Figura 5.14: Imagens dos zircões datados. Em A, C, E e G imagens de MEV; em B, D, F e H microscopia ótica dos zircões CE 07-8, 9, 2 e 12 com spots de 2,5µm produzidos pela microsonda a laser.....	62
Figura 5.15: Diagrama concórdia para os zircões da amostra CE07.....	63
Figura 6.1: Diagrama SiO ₂ vs Álcalis para obtenção de composição mineralógica.....	64
Figura 6.2: Gráficos discriminatórios para os distintos litotipos do Batólito de Muriaé: A) Índice de aluminosidade (Shand 1947). B) Diagrama de séries cálcio-alcálicas de Rickwood (1989) e Le Maitre <i>et al.</i> (1989). Diagrama AFM de Jensen (1976).....	65
Figura 6.3: Diagrama FMMT vs. SiO ₂ para as unidades litológicas do Batólito de Muriaé.....	66
Figura 6.4: Diagramas do tipo <i>Haker</i> utilizando elementos maiores.....	67
Figura 6.5: Diagrama multi-elementar para as unidades litológicas do Batólito de Muriaé. Normalizados para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985, exceto P; fonte Sun, 1980).....	68
Figura 6.6: Comparação das unidades do Batólito de Muriaé com tipos de arco continental proposto por Brown <i>et al.</i> (1984).....	69
Figura 6.7: Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizado para condrito (Boynton 1984).....	70
Figura 6.8: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas do Batólito de Muriaé. A) Rb vs. Y+Nb, B) K ₂ O/NaO vs. SiO ₂	71
Figura 6.9: Diagrama de evolução isotópica.....	75
Figura 7.1: Mapas dos domínios tectônicos dos Orógeno Araçuai (Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2007) e Ribeira (Heilbron <i>et al.</i> 2004).....	78
Figura 7.2: Evolução geotectônica do Orógeno Ribeira (Heilbron <i>et al.</i> 2003).....	80

Figura 7.3: Evolução tectônica da porção meridional do orógeno Araçuaí (Cunningham *et al.* 1998).....**81**

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1: Dados Petrográficos dos Encraves gabro-dioríticos.....	37
Tabela 4.2: Dados Petrográficos do Hornblenda-biotita Gnaiss.....	38
Tabela 4.3: Dados Petrográficos do Granitóide Anatético.....	40
Tabela 4.4: Dados Petrográficos do Granito Foliado.....	43
Tabela 4.5: Dados Petrográficos do Gnaiss Leucocrático.....	43
Tabela 5.1: Dados U-Pb dos zircões da amostra MU56A.....	49
Tabela 5.2: Dados U-Pb em zircões da Amostra CE10.....	56
Tabela 5.3: Dados U-Pb em zircões da Amostra CE07.....	60
Tabela 6.1: Dados Litoquímicos dos litotipos representantes da Unidade Gnaiss Migmatítico.....	72
Tabela 6.2: Dados Litoquímicos das unidades Granito Foliado e Gnaiss Leucocrático.....	73
Tabela 6.3: Dados isotópicos Sm/Nd dos granitóides do Batólito de Muriaé.....	74
Tabela 6.4: Dados isotópicos Sm/Nd da suíte G1 do Orógeno Araçuaí, Martins <i>et al</i> (2004).....	75

RESUMO

O Batólito de Muriaé foi inicialmente correlacionado ao Complexo Quirino, o qual representa o embasamento de idade paleopraterozóica da *Klippe* Paraíba do Sul, que estaria alojada tectonicamente no Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira. Entretanto, os dados obtidos nesta dissertação sugerem que o batólito esteja relacionado à edificação de um arco magmático de idade brasileira.

O Batólito de Muriaé consiste de ortognaisses de composição gabróica a granítica, submetidos à intensa deformação e anatexia. Devido a grande variabilidade composicional, textural e deformacional, o batólito pode ser subdividido em três unidades litológicas distintas: gnaiss migmatítico, granito foliado e granito leucocrático. As análises geocronológicas realizadas no gnaiss migmatítico apontam para idades de cristalização magmática em torno de 620 e 592 Ma, sendo esta idade mais nova relacionada a um evento de anatexia. A idade obtida para o granito foliado, em 593 ± 4 Ma, sugere que esta intrusão deu-se tardiamente, após o evento de anatexia. Os dados de campo e petrográficos confirmam que o granito foliado e o granito leucocrático estão isentos da intensa anatexia que ocorre no gnaiss migmatítico. As análises geoquímicas indicam a presença de pelo menos duas suítes magmáticas distintas no gnaiss migmatítico, ambas derivadas de magmatismo cálcio-alcálico de arco em margem continental que possuem características diferentes: Uma suíte de alto-K a shoshonítica, fortemente metaluminosa e, outra suíte de médio a alto-K, pobremente metaluminosa. O granito foliado e o granito leucocrático são caracterizados por suítes de alto-K a shoshonítica de caráter fracamente metaluminoso a peraluminoso, relacionados a arco magmático maduro.

As informações aqui obtidas são pertinentes para confirmar a hipótese de que o Batólito de Muriaé represente a continuação meridional do arco magmático do Orógeno Araçuaí, edificado no período entre 620 e 592 Ma. Desta maneira, a região abordada não pode ser correlacionada a compartimentação de terrenos proposta para o Orógeno Ribeira em sua porção setentrional.

PALAVRAS CHAVE: Arco Mágmatco, Orógeno Araçuaí, Orógeno Ribeira, Geocronologia, Geoquímica.

ABSTRACT

The Muriaé Batholith was initially linked to the Quirino Complex which represents the basement of the paleoproterozoic Paraíba do Sul Klipper that would have been thrust on to the Ocidental Terrane of the Ribeira Orogen. However, geochronologic analysis together with petrographic and field data suggest that the batholith is related to a Brasiliano magmatic arc.

The Muriaé Batholith consists of granite-gabbro orthogneiss, deformed under high metamorphic condition. The texture, composition and structural features of the batholith allow to subdivide three distinct lithological units: migmatitic gneiss, porphyritic gneiss and leucocratic gneiss. The field and petrographic data indicate that the porphyritic gneiss and leucocratic gneiss are free of the intense anatexis occurring in the migmatitic gneiss. The geochronologic analysis from zircon samples of the migmatitic gneiss indicate magmatic crystallization ages around 620 and 593 Ma, which are related to an early anatectic event. The age of 593 ± 4 Ma for the porphyritic gneiss suggest that the intrusion was placed later or immediately after the anatectic event. The geochemical dados indicate the presence of two distinct magmatic suites in the migmatitic gneiss. The suites represent calc-alkaline magmatism in a continental margin magmatic arc. The high-K to shoshonitic, strongly metaluminous and the medium to high-K poorly metaluminous suites are the subtypes. The leucocratic gneiss and porphyritic gneiss suites are characterized by high-K shoshonitic and peraluminous to metaluminous, related to a mature continental magmatic arc.

The results of this dissertation confirm the hypothesis that the Muriaé Batholith represents the southern segment of the magmatic arc of the Araçuaí Orogen. Thus, this region is not correlated to the terrane subdivision (Ocidental terrane) suggested for the Ribeira Orogen.

Keywords: Magmatic Arc, Araçuaí Orogen, Ribeira Orogen, geochronology, Geochemical.

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

I. 1 – Apresentação

Com o intuito de contribuir para o entendimento da evolução tectônica neoproterozóica da Província Mantiqueira Setentrional, esta dissertação apresenta um levantamento de dados de caráter geoquímico e geocronológico do corpo ortognaíssico que ocorre na região leste do Estado de Minas Gerais, mais precisamente nas proximidades da cidade de Muriaé.

Trata-se de um trabalho vinculado ao projeto de pesquisa “A Conexão Araçuaí-Ribeira em Minas Gerais e Espírito Santo”, financiado pelo CNPq, focando especificamente a questão do prolongamento do arco magmático do Orógeno Araçuaí em sua terminação meridional. Neste contexto, o estudo destes ortognaísses vem contribuir para a caracterização das rochas que ocorrem ao longo do paralelo 21° S, região limítrofe dos sistemas orogênicos Araçuaí e Ribeira. A dissertação teve também o apoio do projeto de pesquisa “A reconstrução paleogeográfica da fase Pré-colisional do Orógeno Araçuaí”, financiado pelo CNPq, e ainda, do contrato CPRM-UFMG - Programa Geologia do Brasil.

Iniciado em março de 2007 com término em março de 2009, este trabalho teve apoio laboratorial do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) pertencente ao Instituto de Geociências da UFMG, e a autora teve bolsa de mestrado concedida pela FAPEMIG.

I. 2 - Justificativa e Objetivo

A caracterização da extremidade meridional do arco magmático do Orógeno Araçuaí, junto à conexão com o Orógeno Ribeira, é de grande relevância para a reconstituição tectônica dos sistemas orogênicos da Província Mantiqueira setentrional, já que existe uma aparente descontinuidade entre os arcos magmáticos destes orógenos.

Noce *et al.* (2003) e Tupinambá *et al.* (2007) descrevem a região, foco desta pesquisa, como Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira, caracterizando o corpo ortognaíssico que ocorre nas proximidades de Muriaé, aqui descrito como “*Batólito de Muriaé*”, como rochas do Complexo Quirino, embasamento da *Klippe* Paraíba do Sul. Entretanto, estudos geocronológicos realizados em 2004, forneceram uma idade de

crystalização em torno de 620 Ma, indicando que este corpo não pertenceria à unidade supracitada que tem idade paleoproterozóica (Valladares 1996).

A hipótese de uma continuidade da porção meridional do arco magmático do Orógeno Araçuaí poderia ser confirmada através de estudos petrogenéticos de caráter geoquímico e isotópico. Assim, esta pesquisa apresenta um estudo detalhado sobre o “Batólito de Muriaé” utilizando-se das seguintes ferramentas:

- i) Levantamento de campo e descrição dos diferentes litotipos que compõem o Batólito de Muriaé;
- ii) Análise isotópica e datação geocronológica para obtenção de idades de cristalização, ambiência tectônica e possível história geológica dos litotipos pertencentes ao batólito;
- iii) Estudo geoquímico com caracterização dos possíveis ambientes tectônicos para os ortognaisses.

I. 3 - Localização e Vias de Acesso

A área está localizada na região sudeste de Minas Gerais, conhecida como Zona da Mata Mineira. Abrange os municípios de Muriaé, Mirai, Santana de Cataguases e Laranjal. O acesso pode ser feito por distintas rodovias (Figura 1.1).

Partindo de Belo Horizonte, pode-se tomar a BR-040 ou a BR-381. Pela BR-040 o acesso é obtido seguindo as seguintes rodovias: MG-356 até Mariana, seguindo pela MG-262 para chegar a Ponte Nova, a partir daí pegar a MG-120 passando por Viçosa até Ervália e finalmente a MG-356 até Muriaé.

Utilizando-se a BR-381, o acesso pode ser obtido seguindo a MG-262 a partir de João Monlevade até Realeza, onde se segue pela BR-116 até Muriaé. A BR-116 (Rio-Bahia) corta toda a área na direção norte-sul.

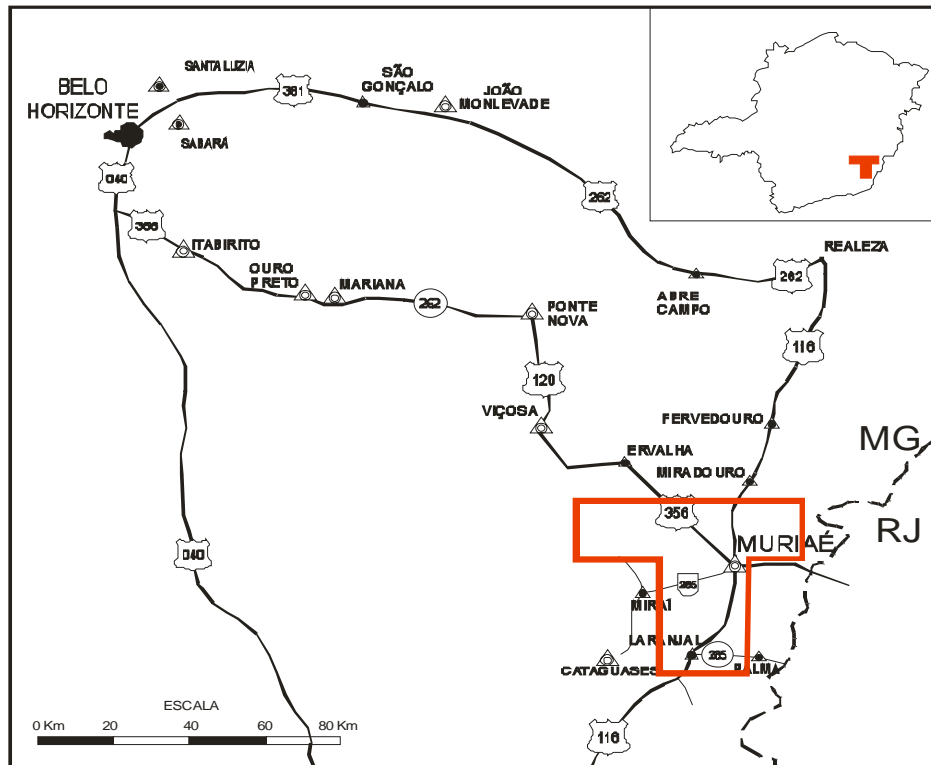


Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo com as principais cidades e vias de acesso.

I. 4 – Metodologia e Etapas de trabalho

O trabalho foi precedido pelo levantamento bibliográfico sobre os orógenos Araçuaí e Ribeira. Posteriormente, foi enfatizado um estudo sobre o Arco Magmático do Orógeno Araçuaí e o Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira, objetivando uma melhor caracterização destes segmentos na região de estudo.

Foram realizadas quatro etapas de trabalhos de campo utilizando na sistemática de mapeamento mapas topográficos do IBGE na escala de 1:50.000 (folhas Muriaé, Miradouro, Palma, Ervália, Mirai e Cataguases). Após cada etapa de trabalho de campo foi realizada a compilação dos resultados com confecção e análise de seções delgadas, preparação de amostras para datação geocronológica, análise isotópica e geoquímica de rocha total.

A análise petrográfica das seções delgadas foi realizada no laboratório de Geotectônica do CPMTIC no Instituto de Geociências da UFMG. Os dados gerados foram organizados em tabelas, fotografados com máquina digital e arquivados conjuntamente com fotografias, dados de afloramentos e de amostras de mão.

As amostras para geoquímica de rocha total passaram por processos de britagem e moagem no laboratório de Preparação de Amostras do CPMTC, em seguida, enviadas para o ACME *Analytical laboratories* no Canadá. Os procedimentos analíticos foram realizados por meio de fusão com metaborato de lítio, digestão com HNO₃. Para óxidos maiores e elementos menores foi utilizado ICP-ES, e para elementos refratários e terras raras ICP-MS. Metais base foram digeridos com água régia e analisados por ICP-MS.

As amostras para análises isotópicas Sm/Nd também foram britadas e moídas no laboratório de Preparação de Amostras do CPMTC e enviadas ao Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Brasília. As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas segundo o método descrito por Gioia & Pimentel (2000).

As amostras selecionadas para datação foram britadas e enviadas para o Laboratório de Preparação Mineral (LOPAG) do DGEO - UFOP para separação de minerais pesados. Na seqüência, estas amostras foram enviadas para o Laboratório de Química do CPMTC da UFMG, onde foi realizada uma nova separação de minerais pesados, a fim de separar zircão e apatita. O material utilizado para a nova separação foi o Iodeto de Metileno, um líquido com densidade superior a 3 g/cm³. Na seleção manual dos zircões foi utilizada lupa binocular.

As análises dos zircões da amostra MU56A foram realizadas na *Research School of Earth Sciences, Australian National University*, em Canberra. A população de zircões foi montada, juntamente com fragmentos do zircão-padrão, em uma pastilha epoxy com uma polegada de diâmetro. A pastilha é polida e fotografada em luz transmitida e refletida com aumento de 10X e 100X para permitir uma análise morfológica dos zircões e obtenção de um mapa de distribuição dos cristais na pastilha, visando facilitar a posterior localização dos cristais. Posteriormente, a pastilha é revestida com carbono a fim de proporcionar condições satisfatórias de condutividade para análises e imageamento (elétrons retro-espalhados/*backscattered*-BSE e catodoluminescência CL) em microscópio eletrônico de varredura (*scanning electron microscope*-SEM). As imagens de catodoluminescência, particularmente, são de grande utilidade por revelar a estrutura interna dos grãos de zircão, permitindo estabelecer os alvos de análise (localização dos *spots*).

Os zircões coletados nas amostras CE07 e CE10 foram enviados para o Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5cm de diâmetro e polidos até que zircões ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 12₅) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM

5800). Os grãos de zircões foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRG. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser de 15 a 25 μm . Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (Simon *et al.*, 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou *spot*). Para a análise dos dados e cálculo da idade foi utilizado o programa ISOPLOT-Ex (Ludwing, 2001). Os erros das razões isotópicas são de 1σ .

O mapa geológico é uma compilação das Cartas Geológicas 1:100.000 Ubá e Muriaé confeccionadas pelo projeto Sul de Minas em 2002, juntamente com os dados obtidos durante o desenvolvimento desta dissertação.

CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO

II. 1 - Geologia Regional

A Província Mantiqueira juntamente com a extremidade meridional da Província Tocantins representam o arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro, desenvolvido em resposta ao “Ciclo Brasileiro” (e.g. Almeida 1977). Localizada a leste dos crátons São Francisco e Rio de La Plata, a província se estende por cerca de 3000 km, do sul da Bahia ao Uruguai. Esta província guarda o registro de uma longa e complexa evolução neoproterozóica, integrando uma sucessão de cinturões controlados por diferentes sistemas de cavalgamentos transpressivos em direção às margens cratônicas (Heilbron *et al.* 2004).

O Batólito de Muriaé, alvo desta dissertação, situa-se na fronteira entre os orógenos Araçuaí e Ribeira que correspondem, respectivamente, aos segmentos Setentrional e Central da Província Mantiqueira (Figura 2.1). A conexão entre estes orógenos é, nos dias atuais, um tema extremamente importante para o entendimento do sistema orogênico neoproterozóico do sudeste brasileiro. Neste sentido, existe um grande debate sobre o que realmente acontece ao longo do paralelo 21°. Pedrosa-Sorares *et al.* (2007) descrevem a região como parte do Orógeno Araçuaí e Tupinambá *et al.* (2007) como a extremidade setentrional do Orógeno Ribeira.

Buscando uma melhor compreensão sobre estes segmentos em âmbito regional, os sistemas orogênicos Ribeira e Araçuaí com as suas respectivas compartimentações tectônica e estratigráfica serão discutidos individualmente, priorizando os domínios que correspondem à região enfocada nesta dissertação.

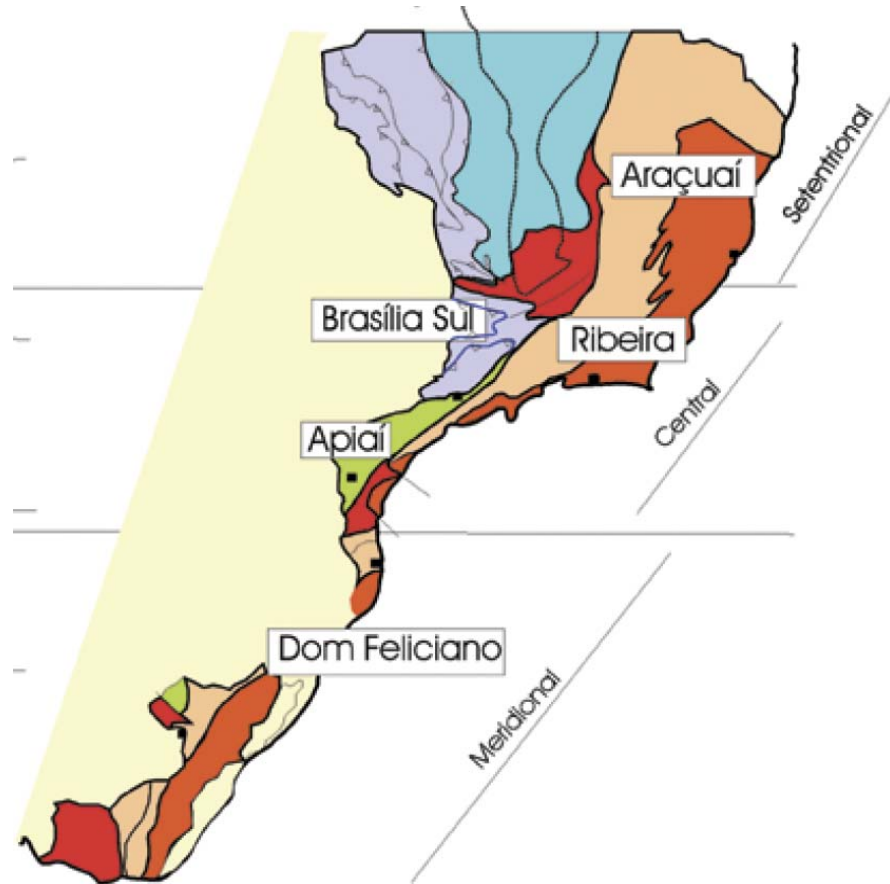


Figura 2.1: Compartimentação do Sistema Orogênico Mantiqueira segundo Heilbron *et al.* (2004): O Segmento Setentrional corresponde ao Orógeno Araçuaí; o Central é representado pelos Orógenos Ribeira e Apiaí e a porção sul do Orógeno Brasília; o Meridional inclui os Orógenos Dom feliciano e São Gabriel. As cores lilás e laranja representam os terrenos que alojam arcos magmáticos.

II. 1.1 - Orógeno Ribeira

A estruturação do Orógeno Ribeira é subdividida, segundo Heilbron (1995), Heilbron & Machado (2003) e Heilbron *et al.* (2000 e 2004), em quatro terrenos tectono-estratigráficos distintos, separados por zonas de empurrão e zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados Terreno Ocidental, *Klippe* ou terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental (que inclui o arco magmático Rio Negro) e Terreno Cabo Frio (Figuras 2.2 e 2.3). Os três primeiros foram amalgamados por volta de 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio colidiu com os demais em *ca.* 520 Ma.

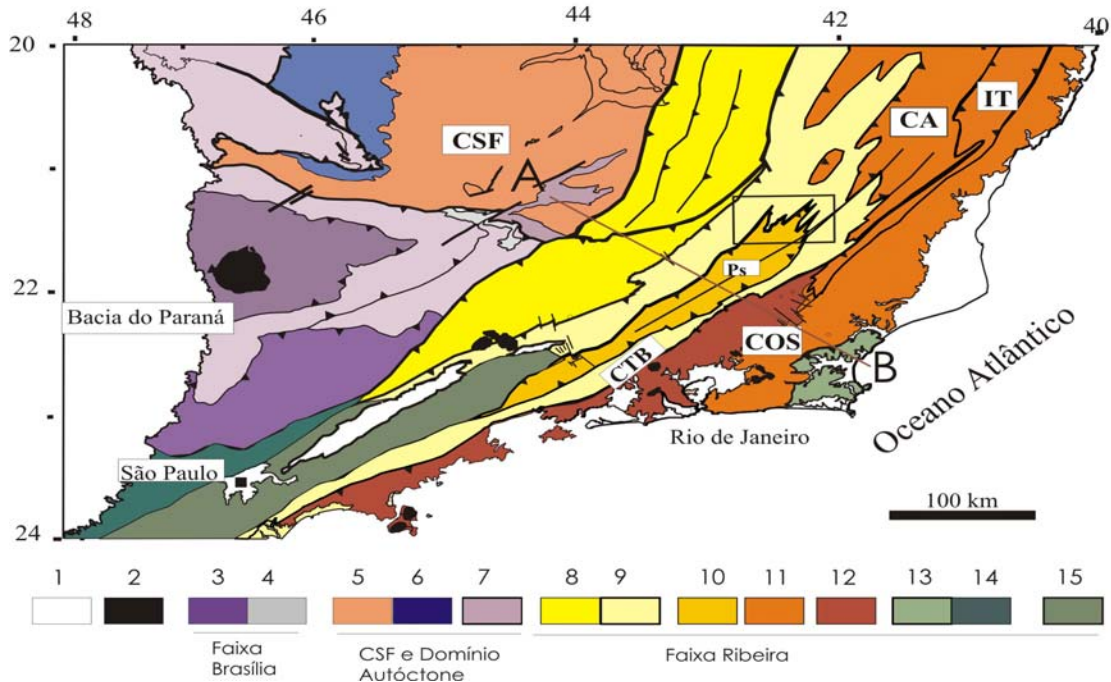


Figura 2.2: Mapa tectônico do Segmento Central do Sistema Orogênico Mantiqueira, segundo Heilbron *et al* (2004): 1-Riftes Cenozóicos; 2-Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3-Nappes Inferiores; 4-Nappes Superiores; 5-Embasamento do CSF e Domínio autóctone; 6-Supergrupo São Francisco; 7-Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9-Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11-Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13-Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15-Terreno Embu. A área desta dissertação é indicada pelo retângulo vazado.

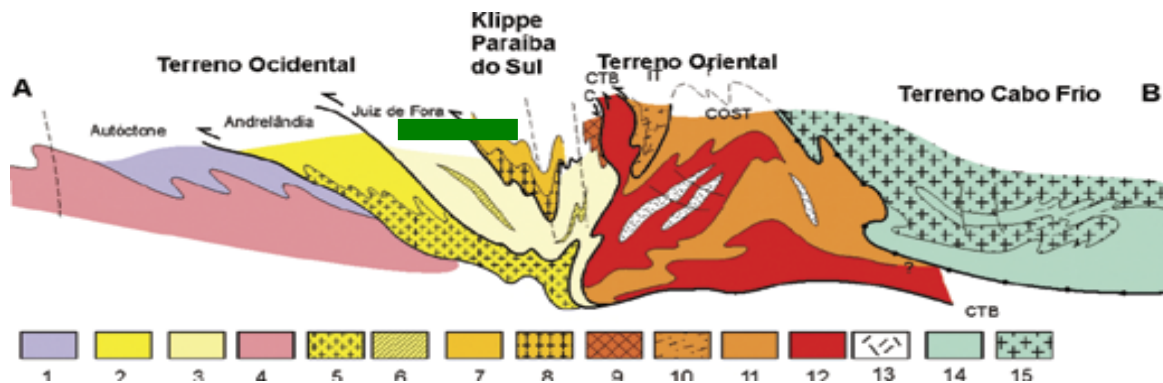


Figura 2.3: Seção estrutural do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais (Heilbron *et al.* 2004): Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3-Megasseqüência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6-Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7-Grupo Paraíba do Sul; 8-Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9-Seqüência Cambuci; 10-Seqüência Italva; 11-Seqüência Costeiro; 12-Arco Magmático Rio Negro; 13-Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Seqüências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região dos Lagos. A área da dissertação está indicada pela barra verde musgo.

O Terreno Ocidental compreende um domínio autóctone e outro alóctone, este último dividido em domínios Andrelândia e Juiz de Fora que mostra vergência para noroeste. No domínio autóctone o embasamento é uma extensão do Cráton do São Francisco, composto por rochas plutônicas e supracrustais, arqueanas e paleoproterozóicas, retrabalhadas na Orogênese Brasileira. Os domínios Juiz de Fora e Andrelândia são compostos por um embasamento ortognaíssico paleoproterozóico e seqüências metassedimentares de idade neoproterozóica.

O Domínio Ocidental é separado do Domínio Oriental por uma zona de cisalhamento conhecida como Limite Tectônico Central (CTB). Esta zona de cisalhamento é complexamente redobrada com mergulhos subverticais a moderados para NW, na porção centro sul fluminense e mergulhos para SE na porção noroeste fluminense e sul capixaba.

A *Klippe* Paraíba do Sul é um sinformal que apresenta um sistema de dobramentos complexos sobre o Terreno Ocidental. É composta por rochas metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul. A sucessão metassedimentar compreende duas unidades: biotita gnaisses, de composição psamítica, e sillimanita-biotita gnaisses de composição pelítica. Granada e turmalina são minerais freqüentes, atingindo maior proporção nos sillimanita-biotita gnaisses. Intercalam-se ainda, nestas rochas, lentes centimétricas a métricas de rochas cálciossilicáticas, sillimanita-quartzo xisto, gondito e mármore impuro (Heilbron *et al.* 2004).

Valladares (1996) e Valladares *et al.* (1997, 2000, 2003) descrevem como embasamento destas rochas metassedimentares, os ortognaisses do Complexo Quirino de idade paleoproterozóica, que sofreu retrabalhamento durante o Neoproterozóico. A rocha típica é um gnaisse de grão grosso, mesocrática a leucocrática, com foliação descontínua marcada por aglomerados de hornblenda e enclaves de rochas máficas. Segundo Tupinambá *et al.* (2007), o Complexo Quirino na porção setentrional da Faixa Ribeira apresenta duas fácies: *i*) uma de composição granítica, rica em biotita, mas pobre em hornblenda e enclaves máficos, *ii*) outra de composição tonalítica a granodiorítica, rica em enclaves máficos e aglomerados de hornblenda e biotita.

O Terreno Oriental foi subdividido em três domínios tectônicos denominados Cambuci, Costeiro e *Klippe* Italva. Estes domínios compreendem associações litológicas compostas por paragneisses metamorfisados em fácies anfíbolito alto a granulito, com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas, além de granitóides neoproterozóicos típicos de arco magmático do Complexo Rio Negro. O complexo Rio Negro é composto por ortognaisses tonalíticos a trondhjemíticos, hornblenda gabros e *stocks* quartzodioríticos associados à magmatismo em zona de subducção.

O Terreno Cabo Frio, que aflora na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, é constituído por ortognaisses paleoproterozóicos do Complexo Região dos Lagos e rochas metassedimentares com intercalações de metabasitos da Unidade Búzios (Heilbron *et al.* 2004).

II. 1. 2 - Modelo Evolutivo para o Orógeno Ribeira

Diversos modelos evolutivos têm sido apresentados para a Faixa Ribeira, principalmente em sua porção central. É fato que a Faixa Ribeira faz parte de um sistema colisional construído durante o Neoproterozóico. O modelo evolutivo descrito a seguir é uma compilação dos trabalhos publicados por Heilbron & Machado (2003), Heilbron *et al.* (2004) e Tupinambá *et al.* (2007).

Na região adjacente ao Cráton do São Francisco a sedimentação neoproterozóica é representada pelos sistemas deposicionais da Megassequência Andrelândia a qual representaria uma deposição de margem continental passiva. Esta megassequência ocorre em todos os domínios que integram o Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira. Idades-modelo Sm-Nd sugerem um limite máximo de idade entre 0,1 e 0,79 Ga para a deposição da Megassequência Andrelândia. Alguns dados isotópicos de Sr e Nd em paragneisses sugerem contribuição juvenil, que tanto pode ter sido derivada do magmatismo intrabacinal como do arco magmático neoproterozóico, indicando, portanto, que a porção de topo da megassequência pode ser contemporânea com os estágios iniciais da orogênese.

O arco magmático Rio Negro é formado por ortognaisses tonalíticos a graníticos que estão alojados em paragneisses do Domínio Costeiro do Terreno Oriental. Estas rochas encaixantes representariam a provável porção distal (turbidítica) da margem passiva do Terreno Oriental. O arco magmático teria sido gerado em resposta a um processo de subducção com direção para leste, em um ambiente de margem continental ativa. Heilbron & Machado (2003) sugerem pelo menos duas etapas de geração de rocha no arco, uma em torno de 790 Ma e outra entre 635-620 Ma. O arco magmático Rio Negro atuou como área-fonte de sedimentos para o Domínio Cambuci e as unidades de topo do Domínio Costeiro, que representam as bacias de ante-arco e retro-arco, respectivamente.

O fechamento do Oceano Adamastor, que representaria a bacia precursora do orógeno, resultou na colisão entre o Paleocontinente São Francisco - Congo e outro(s) microcontinentes(s) localizados a leste (*e.g.* Terreno Oriental ou Serra do Mar). Este

episódio colisional ocorreu entre 590 e 550 Ma com ápice em 580 Ma. As zonas de deformação com encurtamento frontal vergentes para oeste e zonas de mergulho íngreme (30-60°) orientadas para NE-SW, sugerem uma colisão oblíqua, que colocou os Terrenos Paraíba do Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental.

O espessamento crustal resultante desta colisão gerou diversas suítes granitóides com diferentes idades, abundantemente encontradas no topo do Terreno Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e no Terreno Oriental. Assim, são encontradas suítes como a cálcio-alcálica de alto-K (ca. 590-580 Ma), leucogranitos e/ou granada charnockitos (ca. 580 Ma) e biotita granitos (tipo Serra dos Órgãos) com 560 Ma.

Um episódio colisional mais tardio ocorrido entre 535-510 Ma foi datado por Schmitt (2000) no terreno Cabo Frio, denominada Orogênese Búzios. Sugere-se que esta colisão pode estar relacionada ao fechamento de uma bacia oceânica localizada entre o arco magmático (Rio Negro) e a borda sul do Continente Congo. Ocorrem registros de que esta colisão deformou e metamorfoisou os terrenos já amalgamados do Orógeno Ribeira, gerando redobramento de estruturas previamente formadas e geração de zonas de cisalhamento associadas a uma granitogênese, entre 535 e 520 Ma.

A fase de colapso extensional é marcada por uma fase de deformação que ocorre nos Terrenos Oriental e Cabo Frio, gerando dois conjuntos de estruturas: zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis normais e zonas de cisalhamento subverticais, sendo as primeiras longitudinais ao orógeno e as últimas transversais a ele. A este regime tectônico estão associados granitos cálcio-alcálicos que ocorrem como *stocks*, diques e soleiras com idades entre 510 e 480 Ma.

II. 1. 3 - Orógeno Araçuaí

De acordo com Pedrosa-Soares & Wiedeman-Leonardos (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001) e Pedrosa Soares *et al.* (2007) os compartimentos tectônicos principais do Orógeno Araçuaí são: *i.* domínio externo, o qual circunscreve a margem sudeste do Cráton do São Francisco e caracteriza-se como uma faixa de dobramentos e empurrões; *ii.* inflexão setentrional, que contém segmentos dos domínios externo e interno; *iii.* domínio interno, que corresponde ao núcleo metamórfico-anatético do orógeno (Figura 2.4).

O domínio externo caracteriza-se pelo transporte tectônico contra o Cráton do São Francisco, metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito baixo nas rochas supracrustais

e ausência de magmatismo orogênico. O embasamento inclui complexos ortognáissicos do arqueano e paleoproterozóico, seqüências predominantemente metassedimentares paleoproterozóicas, granitos anorogênicos tardi-paleoproterozóicos (ca. 1,7 Ga) relacionados à abertura do rifte Espinhaço e rochas do Supergrupo Espinhaço.

A inflexão setentrional é o compartimento tectônico caracterizado pela grande curvatura do Orógeno Araçuaí, onde os traços estruturais brasileiros infletem para leste. O metamorfismo cresce de norte para sul, desde a fácies xisto verde, no limite cratônico, até a fácies anfibolito alto, já em território do núcleo metamórfico-anatético. O embasamento é constituído pelo prolongamento de complexos arqueano-paleoproterozóicos da região cratônica do sul da Bahia.

No domínio interno ocorre o arco magmático cálcio-alcálico e diversos corpos de rochas granitóides originadas nos estágios sin, tardi e pós-colisionais da Orogênese Brasileira, e a zona de sutura com remanescentes oceânicos. O embasamento é representado principalmente pelo Complexo Juiz de Fora de idade paleoproterozóica.

Alkmim *et al.* (2006) subdividem o domínio interno em dois subdomínios distintos de acordo com a variação de transporte tectônico: o Setentrional, com zonas de cisalhamento e foliações predominantemente NNW e o subdomínio Meridional, onde estas feições têm direção predominante NNE e NE. No subdomínio Setentrional (entre os paralelos 16°S e 18°S) o transporte tectônico se dá em duplo sentido, para oeste em direção ao Cráton São Francisco e, para leste em direção ao Cráton do Congo.

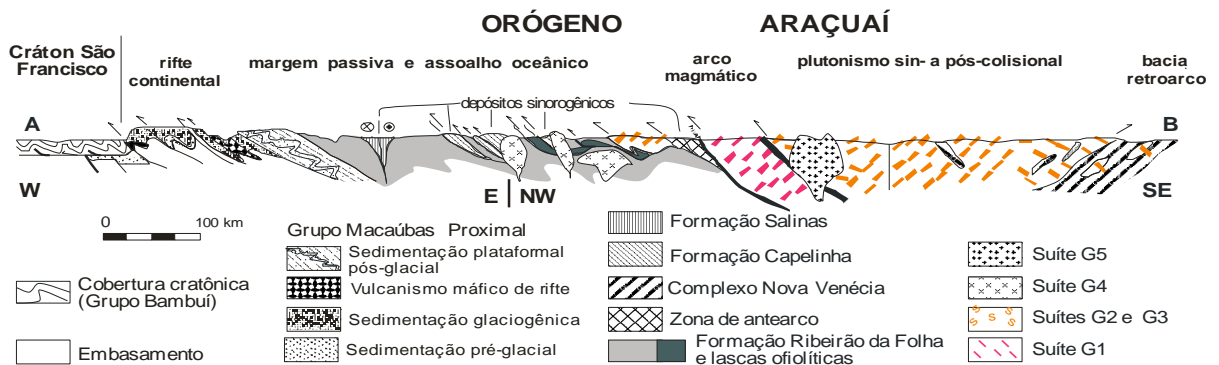
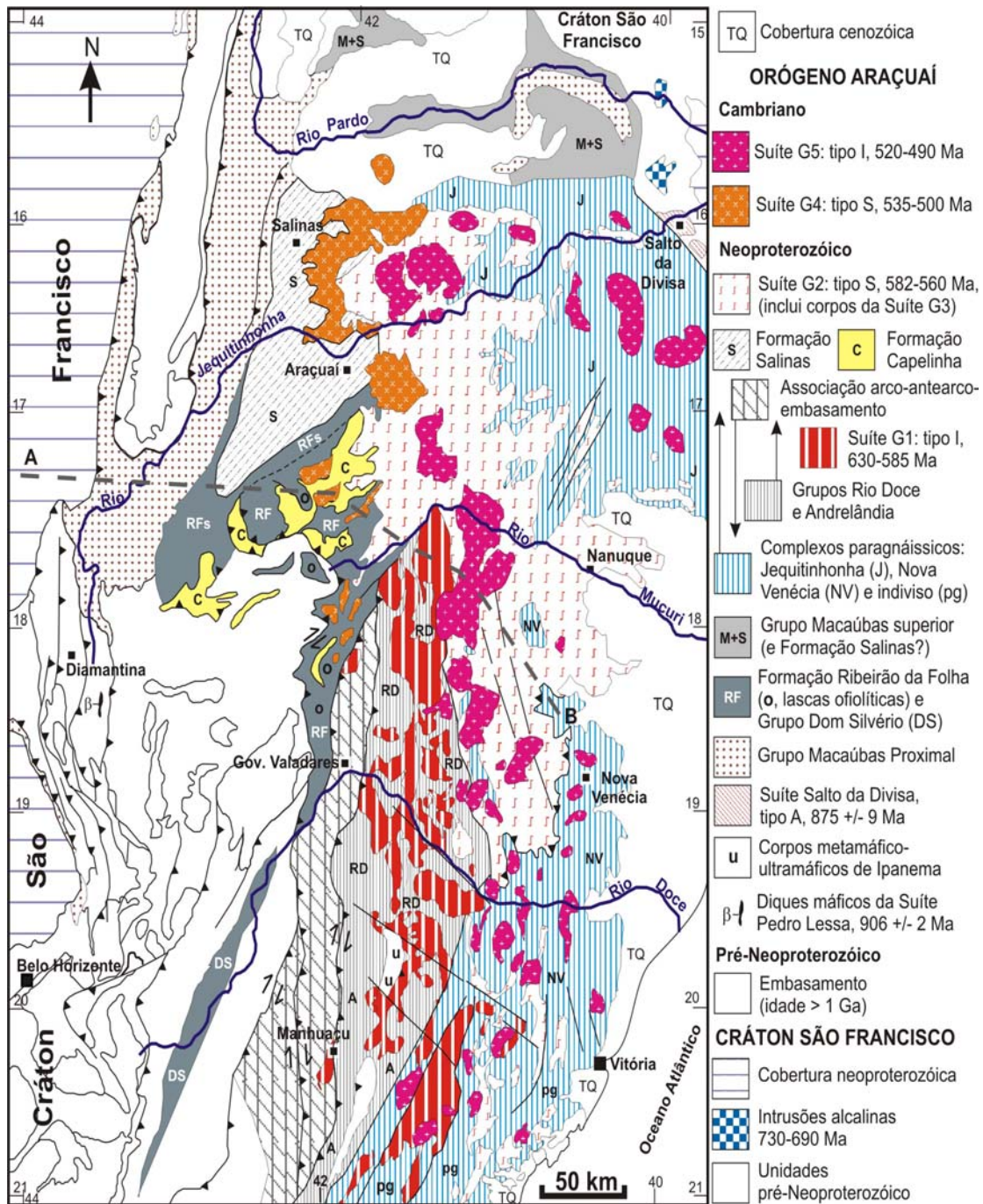


Figura 2.4: Mapa geológico e Seção estrutural do Orógeno Araçuaí. Segundo de Pedrosa Soares *et al.* (2007).

No subdomínio meridional são marcantes as transcorrências destrais, sendo mais expressivas as zonas de Cisalhamento de Abre Campo, Manhauçu, Guaçuí e Batatal. Peres *et al.* (2004) descrevem a zona de Cisalhamento de Abre Campo, localizada a oeste da área de pesquisa, como a maior descontinuidade estrutural e geofísica no Orógeno Araçuai, separando dois complexos de embasamento, o Complexo Mantiqueira (fácies anfibolito) para oeste, e o Complexo Juiz de Fora (fácies granulito) para leste. Além de delimitar unidades com diferentes histórias metamórficas, esta zona de cisalhamento representa uma sutura neoproterozóica já que limita a leste de todo o seu traçado, a ocorrência de granitóides pré-colisionais G1 (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). A leste da zona de Cisalhamento de Abre Campo as rochas supracrustais estão metamorfisadas em fácies anfibolito alto a granulito e estão presentes as suítes graníticas de todos os estágios de desenvolvimento do orógeno, além das rochas metassedimentos do Grupo Rio Doce e os complexos paragnáissicos.

A orogênese brasileira está registrada pelos estágios pré-colisional (630-580 Ma), sincolisional (580-560 Ma), tardi-colisional (560-530 Ma) e pós colisional (530-490 Ma). Durante estes estágios foram geradas as cinco suítes graníticas, apresentadas em diversos trabalhos (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa Soares *et al.* 2001 e Heilbron *et al.* 2004) e descritas adiante:

- Suíte G1: Engloba os processos relacionados à edificação do arco magmático cálcio-alcalino. É constituída predominantemente por tonalitos e granodioritos com diorito subordinado e freqüentes enclaves máficos. A foliação está impressa nas rochas desta suíte bem como nos seus enclaves, embora possam ser encontrados sítios com trama ígnea preservada.
- Suíte G2: Compreende todos os granitos do tipo S formados durante o estágio sincolisional. Inclui corpos graníticos tabulares autóctones e intrusões, deformados em concordância com a foliação regional. As composições predominantes são cordierita-granada-biotita granito, granada-biotita granito e granito a duas micas.
- Suíte G3: Gerada no estágio tardi-a pós-colisional, do tipo S, consiste de leucogranitos peraluminosos, ricos em granada e/ou cordierita, englobando também mobilizados félsicos e resíduos de fusão.
- Suíte G4: Engloba os representantes ígneos do tipo S, do estágio pós-colisional do orógeno. Ocorrem ao longo da zona limítrofe entre os domínios tectônico externo e interno, onde estão expostas intrusões graníticas relativamente rasas, com formato de

balões. Estes granitos apresentam proporções diversas de muscovita, biotita e granada. Orientação de fluxo ígneo e xenólitos de encaixante são frequentes.

- Suíte G5: É constituída de intrusões graníticas do tipo I, também do estágio pós-colisional, livres da foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo do orógeno. Estas intrusões podem conter fácies charnockíticas e enderbíticas. Na porção sul do orógeno, em decorrência da exposição de nível crustal mais profundo, são comuns os plútons zonados que mostram núcleos (raízes) de composição básica.

II. 1. 4 - Modelo Evolutivo para o Orógeno Araçuaí

Durante muito tempo a busca pela caracterização da Faixa Araçuaí tem sido alvo de pesquisa para diversos pesquisadores. A redefinição desta faixa, juntamente com a Faixa Congo Ocidental, foi proposta por Pedrosa-Soares *et al.* (2001), em termos de um orógeno confinado neoproterozóico-cambriano contido em uma grande reentrância delimitada pelos crátons São Francisco e Congo. O modelo evolutivo apresentado a seguir está baseado nos trabalhos de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007), Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007), Heilbron *et al.* (2004).

Segundo estes autores, a bacia precursora do Orógeno araçuaí teria se formado a partir de um rifte desenvolvido sobre o paleocontinente São Francisco-Congo, há cerca de 900-880 Ma. Esta bacia, denominada Macaúbas, corresponderia a um golfo parcialmente ensialítico a norte e oceanizado a sul, que mais tarde evoluiu para duas margens passivas conectadas, a norte, pelo que viria a ser a ponte cratônica Bahia-Gabão.

Para explicar o início da subducção, postula-se que o fechamento teria sido induzido à distância, em consequência da colisão que envolveu a Península São Francisco e o Cráton Rio de la Plata-Paraná, por volta de 630 Ma. Assim, o modelo de movimentos rotacionais no sentido anti-horário, proposto por Alkmim *et al.* (2006), teria levado a bacia a uma compressão generalizada e ao consumo de litosfera oceânica através de subducção. O início da produção dos granitóides tonalíticos G1, do arco magmático cálcio-alcálico, é balizado em 630 Ma, e em torno de 600 Ma este arco, com tamanho significativo, já teria se implantado na margem leste da bacia, agora convertida em margem ativa.

O início da colisão teria ocorrido a partir do norte e avançado progressivamente para sul, gerando frentes de empurrão para as zonas cratônicas e soergimento de cadeias de montanhas, no intervalo entre 580 e 560 Ma. Durante este estágio foram geradas as suítes graníticas G2 que representam fusão parcial de espessas pilhas de rochas

metassedimentares aluminosas, fusão esta motivada pelo espessamento crustal provocado pelas frentes de empurrão envolvendo o embasamento e o arco magmático.

O final do evento colisional é marcado pelo escape lateral da porção sul do compartimento central do orógeno, com formação de grandes zonas de transcorrência dextrais, no intervalo entre 560 e 530 Ma. Este escape teria ocorrido, provavelmente, por causa da máxima aproximação entre o extremo sul da Península São Francisco e a margem do paleocontinente Congo. Nesta etapa foram geradas as suítes graníticas G3.

Após a colisão, entre 520 e 490 Ma, processos deformacionais e plutonismo teriam ocorrido devido ao colapso gravitacional do orógeno, gerando as suítes G4 e G5, que são interpretadas como produtos de fusão crustal e mantélica. São granitóides livres da foliação regional que muitas vezes apresentam misturas de magma e estruturas de fluxo ígneo bem marcadas. Estruturas extensionais assinaladas neste processo, como a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã, são observadas principalmente nas porções central e norte do orógeno.

II.2 – Relação do Batólito de Muriaé com o Complexo Quirino e os Granitóides Pré-colisionais Neoproterozóicos

Duarte *et al.* (2003) e Tupinambá *et al.* (2003) descrevem os ortognaisses que ocorrem no extremo sudeste da folha Juiz de Fora e parte da folha Leopoldina (Folhas 1:100000 do Projeto Sul de Minas 2003), como rochas pertencentes ao **Complexo Quirino** (embasamento paleoproterozóico da *klippe* Paraíba do Sul). Segundo os autores, estas rochas são comumente biotita-hornblenda gnaisses leuco a mesocráticos, de granulação média a grossa, composição tonalítica a granítica, com enclaves de rochas ultramáficas, máficas e calcissilicáticas (tremolíticas). Para Tupinambá *et al.* (2003) estas rochas localizam-se na porção basal de uma megaestrutura sinclinorial do terreno Paraíba do Sul, onde para o topo da estrutura, duas grandes dobras reclinadas, com flancos invertidos, intercalam ortognaisses do Complexo Quirino com metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul.

A norte desta região, nas folhas 1:100000 Ubá e Muriaé (Projeto Sul de Minas 2003), Noce *et al.* (2003) descreveram um extenso corpo composto por ortognaisses migmatizados ou não, que foi inicialmente correlacionado ao Complexo Quirino, mesmo sem uma caracterização de estrutura alóctone evidente na área. Este corpo, aqui denominado de Batólito de Muriaé e o principal objeto deste estudo, foi posteriormente

datado como uma intrusão neoproterozóica (Noce 2005, *ex.cit.*) e portanto deve representar o prolongamento meridional do arco magmático do Orógeno Araçuaí.

Corpos correlatos são descritos a nordeste do Batólito Muriaé, como o **Grantóide Estrela** (Horn *et al.* 2005). Este corpo tem características petrográficas e químicas equivalentes ao Tonalito Galiléia - representante dos granitóides pré-colisionais do arco magmático do Orógeno Araçuaí, posicionados majoritariamente no intervalo entre 600-585 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001). Trata-se de um granitóide gnaissificado, normalmente muito homogêneo, com granulação grossa, cor cinza a cinza-escura, e composição variando de granítica, granodiorítica, monzodiorítica a tonalítica (Horn *et al.* 2005).

A norte, próximo ao paralelo 20°, Noce *et al.* (2006) descrevem um gnaisse de cor cinza, bastante homogêneo, mesocrático, rico em minerais máficos (biotita e hornblenda), denominado de **Gnaisse Tonalítico de Manhauçu**. A granulação é predominantemente fina com porções de granulação média e composição predominantemente tonalítica. Nas proximidades da cidade homônima, o gnaisse é rico em enclaves de composição quartzodiorítica, com evidência de atuação de processos de magma *mingling* e *mixing*. De acordo com os autores supracitados, as características do gnaisse tonalítico de Manhauçu permitem associa-lo à Suíte Galiléia.

CAPÍTULO III: CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A partir do mapeamento geológico 1:100.000 das folhas Ubá e Muriaé realizado por Noce *et al.* (2003) foi confeccionado o mapa geológico aqui apresentado, com alterações referentes aos dados obtidos durante este projeto de mestrado. As denominações utilizadas pelos autores supracitados são, em parte, abandonadas, adotando-se um novo modelo litoestratigráfico para as rochas neoproterozóicas da região abordada.

Como mostrado no mapa no **anexo I**, todos os litotipos apresentam orientação preferencial NNE-SSW. O Batólito de Muriaé é amplamente distribuído, ocorrendo como uma larga faixa com cerca de 60 Km de extensão e largura variando entre 10 e 20 Km. É limitado a leste por granitóides de composição charno-enderbítica e a oeste por rochas metassedimentares comumente miloníticas.

No extremo leste da área estudada ocorre um gnaiss migmatítico, granadífero, leucocrático, denominado por Noce *et al.* (2003) como Plutonito Pangarito. Trata-se de um granitóide tipo-S originado a partir da fusão de rochas metassedimentares. No extremo oeste ocorrem às unidades do embasamento paleoproterozóico, representadas pelos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.

III.1- Unidades Estratigráficas

Neste item é apresentada uma síntese sobre os diferentes litotipos ocorrentes na região com ênfase nas unidades que fazem contato com o Batólito de Muriaé.

III.1.1 - Embasamento Paleoproterozóico

O embasamento paleoproterozóico é representado pelos complexos Mantiqueira (Brandalise 1991) e Juiz de Fora (Heilbron 1995), ambos separados por uma grande descontinuidade estrutural e geofísica, denominada Zona de Cisalhamento de Abre Campo (Peres *et al.* 2004; Figura 3.1). Noce *et al.* (2007) ressaltam que o Complexo Juiz de Fora está tectonicamente justaposto ao Complexo Mantiqueira por meio desta extensa zona de cisalhamento de idade neoproterozóica.

1 – Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira se restringe à porção noroeste da área e encontra-se bastante intemperizado, sendo raros os afloramentos rochosos. O litotipo predominante é um biotita-anfibólio ortognaisse bandado de composição tonalítica a granítica, com freqüentes lentes, *boudins* e camadas concordantes de anfibolito (Noce *et al.* 2003).

2 – Complexo Juiz de Fora

O Complexo Juiz de Fora forma uma faixa expressiva no extremo oeste da área, além de ocorrer corpos menores, lenticulares e intensamente deformados, encaixados em zonas de cisalhamento que cortam as rochas metassedimentares. A rocha típica é um ortognaisse bandado de cor esverdeada, granulação fina a média e composição enderbítica e/ou charno-enderbítica, cujo mineral máfico dominante é ortopiroxênio (Figura 3.2). Exibem frequentemente, estruturas migmatíticas do tipo estromática, flebítica, ptigmática e dobrada (Figura 3.3).

A composição mineralógica dos ortognaisse do Complexo Juiz de Fora é dada por plagioclásio, ortopiroxênio, quartzo e K-feldspato como minerais essenciais, biotita e hornblenda como minerais secundários e ainda minerais opacos, apatita, zircão e titanita como minerais acessórios. O plagioclásio apresenta cristais subédricos, fraturados e com macla interrompida ou curvada. Estão pouco saussuritizados exibindo bordas e fraturas preenchidas por sericita. O ortopiroxênio apresenta cristais anédricos, intensamente fraturados e comumente alterados para anfibólio ou biotita. A presença de agregados poligonizados de quartzo e feldspato, além de cristais de quartzo estirados, evidenciam a intensa deformação sofrida pela rocha (Figura 3.4).

Enclaves máficos, maciços ou bandados, são comuns no Complexo Juiz de Fora, estirados segundo a foliação. Estes apresentam coloração escura, granulação fina e textura granoblástica. A composição mineralógica principal é dada por ortopiroxênio, plagioclásio e clinopiroxênio.

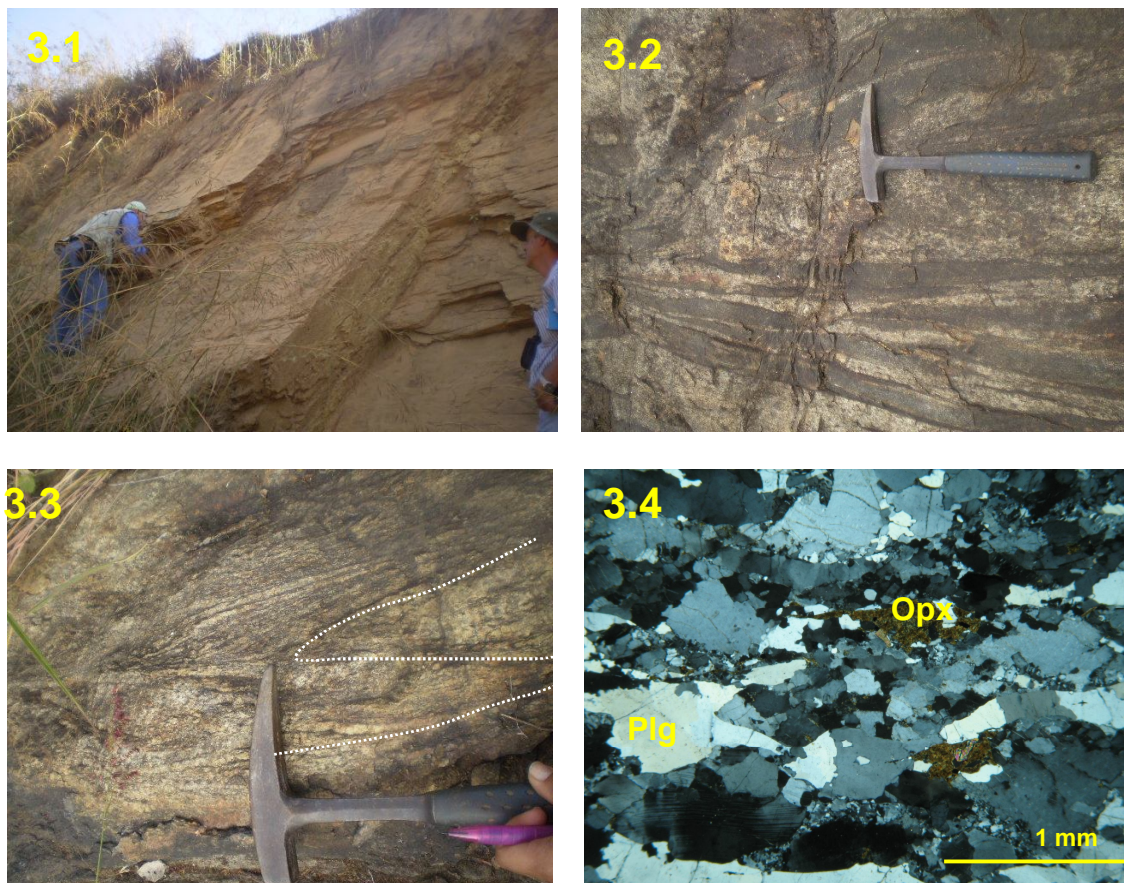


Figura 3.1: Zona milonítica que limita os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. Trevo de Guiricema, ponto UB243 (737543,7674803). **Figura 3.2:** Ortognaisse bandado do Complexo Juiz de Fora. Ponto UB23 (746392,773009). **Figura 3.3:** Ortognaisse enderbítico Juiz de Fora exibindo dobras pitgmáticas. Ponto UB23 (746392,773009). **Figura 3.4:** Lâmina delgada do Complexo Juiz de Fora apresentando minerais estirados com intensa recristalização de grãos e plagioclásio com extinção centro-borda no canto esquerdo inferior. Lâmina CE53.

III. 1. 2 – Unidade Supracrustal

A unidade supracrustal é constituída por rochas metassedimentares que formam extensas faixas de direção NNE-SSW atingindo até 30 Km de largura (vide anexo I). Esta unidade tem sido correlacionada, por diversos autores (Noce *et al.* 2003, Tupinambá *et al.* 2007), à Megassequência Andrelândia (Heibron *et al.* 1993 e Paciullo *et al.* 2000) que representa uma sucessão composta por metapelitos com intercalações de quartzitos, anfibolitos e rochas calcissilicáticas. Devido à intensa deformação sofrida, a Unidade Supracrustal forma escamas tectônicas interdigitadas com o Complexo Juiz de Fora, onde as rochas estão comumente milonitizadas.

O litotipo predominante é um biotita-granada gnaiss (paragnaisse) que apresenta granulação fina a média e bandamento de espessura milimétrica (Figura 3.5), por vezes difuso devido à alta taxa de anatexia. A composição mineralógica compreende plagioclásio, quartzo, K-feldspato, granada e biotita em proporções variáveis, ortopiroxênio reliquiar e ainda hornblenda, minerais opacos, carbonato, mica branca e epidoto de origem secundária. A textura varia de acordo com a proporção de minerais micáceos em lepidoblástica a granolepidoblástica (Figura 3.6). O plagioclásio apresenta extinção do tipo centro-borda e intensa cominuição de grãos. A saussuritização é fraca sendo visível apenas nos cristais maiores. O quartzo exibe cristais grandes comumente anédricos e com forte extinção ondulante. Devido à deformação intensa, o quartzo pode formar cristais estirados ou, juntamente com o plagioclásio, agregados poligonizados de granulação muito fina. A granada ocorre quase sempre estirada ou rotacionada, envolta por biotita e quartzo de granulação fina. Os porfiroblastos de granada são em geral bem desenvolvidos e, com frequência, apresentam inclusões de biotita, quartzo, zircão e, mais raramente, de minerais opacos e sillimanita (Figura 3.7).

Os paragnaises estão frequentemente migmatizados, exibindo mobilizados anatéticos de granulação média a grossa, pobres em biotita e ricos em cristais de granada que podem atingir dimensões de até 1 cm ou maior.

Intercalações lenticulares de rochas cálcio-silicáticas são comuns, frequentemente formando corpos sigmoidais (muitas vezes *boudins*) orientados segundo a foliação regional, ou ainda como blocos residuais de vários tamanhos (centimétricos a métricos) em saprolito de gnaiss (Figura 3.8). São rochas maciças de coloração escura e granulação fina a muito fina, ricas em anfibólio e/ou piroxênio. A composição mineralógica é dada por plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, biotita, clinopiroxênio e/ou anfibólio, podendo ou não conter granada. Os minerais acessórios encontrados são carbonato, apatita e zircão, além de minerais opacos, mica branca e epidoto como minerais de alteração. A deformação faz com que ortopiroxênio, granada e quartzo possam apresentar-se fortemente estirados segundo a foliação regional (Figura 3.9).

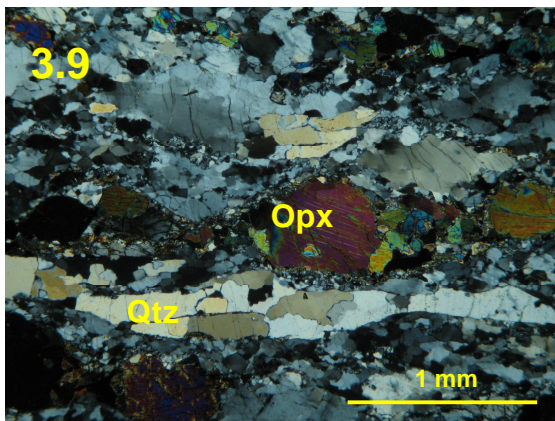
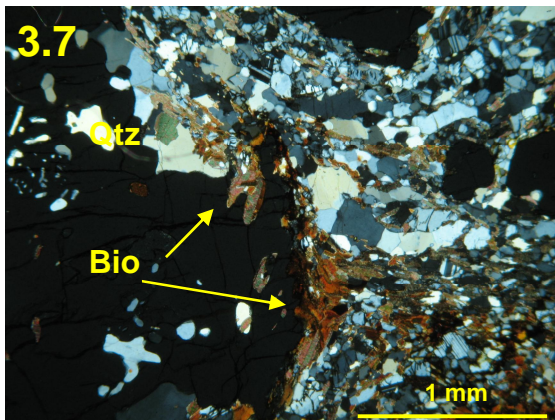
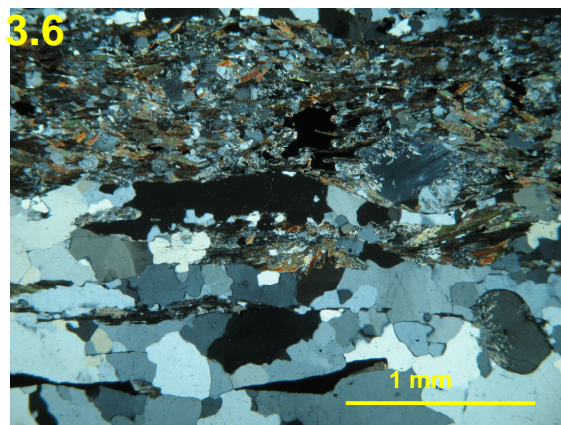


Figura 3.5: Paragneisse finamente bandado, exibindo granadas milimétricas. Ponto CE40 (775441,7680552). **Figura 3.6:** Lâmina delgada exibindo paragneisse milonitizado. NC. Lâmina CE40. **Figura 3.7:** Porfiroblasto de granada com inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio. NC. Lâmina CE41. **Figura 3.8:** Lente de rocha cálcio-silicática em paragneisse granadífero. Ponto CE06 (776612, 7682994). **Figura 3.9:** Lâmina delgada exibindo quartzo fitado e piroxênio estirado. Lâmina CE42A. **Figura 3.10:** Saibreira de rocha quartzítica próximo a zona de cisalhamento. Estrada para Santana de Cataguases. Ponto UB05 (758232,7636982).

Exposições de saprolito de paragnaisse, via de regra, localizadas em zonas de deformação intensa, podem exibir corpos constituídos quase exclusivamente por quartzo, com granulação grossa, cuja espessura atinge até alguns metros (Figura 3.10). Não está claro se tais corpos representam camadas sedimentares de quartzito intercaladas nos paragnaises, ou foram formados por segregação de quartzo em zonas de cisalhamento.

III.1.3 – Suíte Charno-enderbítica

Os corpos de composição charno-enderbítica fazem contato com o Batólito de Muriaé ao longo de sua margem leste, além de formarem pequenos corpos lenticulares, encaixados na Unidade Supracrustal. Têm granulação bastante variável (fina a grossa), coloração escura e textura maciça a pouco foliada (Figura 3.11). No contato com o Batólito de Muriaé os corpos charno-enderbíticos podem exibir textura milonítica.

As rochas são constituídas por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, clino e ortopiroxênio, subordinadamente hornblenda e biotita (Figura 3.12). Como minerais de alteração ocorre carbonato, sericita e clorita. Os minerais acessórios comumente encontrados são apatita, minerais opacos, titanita e zircão. São comuns cristais recristalizados de quartzo e feldspato, além de porfiroclastos de feldspato cominuídos e/ou com extinção do tipo centro-borda. Estas feições denotam a intensa deformação sofrida pela rocha, ainda que esta não apresente, via de regra, uma foliação bem desenvolvida na escala macroscópica. O plagioclásio apresenta macla curvada ou ainda geminação interrompida, exibe saussuritização moderada e sericitização em bordas e fraturas. Ortopiroxênio ocorre como cristais anédricos intensamente fraturados. Clinopiroxênio, quando presente, apresenta cristais fraturados de pequeno tamanho, comumente sofrendo alteração para hornblenda e, mais raramente, para biotita.

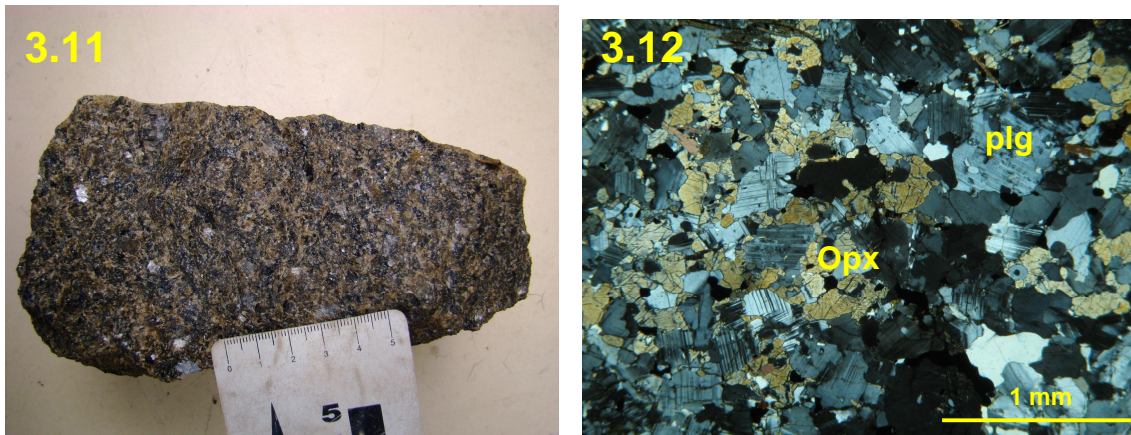


Figura 3.11: Charnoenderbítico típico. Amostra do ponto CE01(777087,7763987). **Figura 3.12:** Seção delgada mostrando charnockito com máfico a ortopiroxênio. Lâmina CE64.

III.1.4 – Plutonito Pangarito

Forma um grande corpo elipsóide na porção NE da área estudada. Apresenta porções homogêneas compostas por um granito de granulação fina a média, leucocrático, exibindo proporções variáveis de biotita como mineral máfico, além da granada sempre presente. Estas se alternam com porções de aspecto migmatítico, onde são frequentes enclaves de gnaiss granadífero e rocha calcissilicática (Noce *et al.* 2003).

III.2 – Metamorfismo

A paragenese mineral plagioclásio + quartzo + ortopiroxênio + K-feldspato ± clinopiroxênio encontrada no ortogranulito do Complexo Juiz de Fora indica condições da fácies granulito. Entretanto, reações retrometamórficas em fácies anfíbolito puderam ser observadas em muitas lâminas delgadas, onde constantemente piroxênio altera para hornblenda e/ou biotita, evidenciando a hidratação da rocha durante os estágios finais do metamorfismo. Segundo Duarte (1997) e Duarte & Heilbron (1999), as rochas do Complexo Juiz de Fora foram metamorfisadas na fácies granulito em um evento pré-brasiliano, de idade paleoproterozóica (Noce *et al.* 2007). Desta forma, estas rochas devem registrar a atuação de dois eventos metamórficos de alto grau.

O metamorfismo Brasileiro na área estudada atingiu a fácies anfíbolito alto a granulito. Diversos autores (*e.g.* Noce *et al.* 2003, Peres *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, Tupinambá *et al.* 2007) já descreveram o grau metamórfico das rochas supracrustais que ocorrem a leste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo na fácies granulito.

Para as rochas metassedimentares estudadas, foram descritas as seguintes associações mineralógicas:

plagioclásio + biotita + granada + quartzo ± ortopiroxênio ± sillimanita

biotita + plagioclásio + quartzo ± clinopiroxênio ± hornblenda ± granada

A eventual alteração de granada para biotita e/ou mica branca, e ainda biotita alterando para mica branca e mais raramente para clorita, demonstram certo reequilíbrio na fácies xisto-verde, especialmente nas zonas de cisalhamento.

Produtos de reações retrometamórficas foram identificadas em todos os litotipos do Batólito de Muriaé e nas rochas charno-enderbíticas. Em grande parte das lâminas delgadas (especialmente os enclaves) são comumente encontradas alterações de clinopiroxênio para hornblenda e/ou biotita e muito raramente de biotita para clorita.

III.3. – Estruturação Geológica

A estruturação regional na área que compreende o Batólito de Muriaé é discutida em vários trabalhos (*e.g.*, Noce *et al.* 2003, Peres *et al.* 2004, Alkmim *et al.* 2007, Noce *et al.*, 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, Tupinambá *et al.* 2007). Todas as unidades litológicas apresentam orientação preferencial NNE-SSW, observada tanto em escala de afloramento quanto em escala regional. Esta estruturação é relacionada à Orogênese Brasileira, e é essencialmente condicionada por grandes zonas transcorrentes com movimentação dextral.

Uma destas zonas transcorrentes é a Zona de Cisalhamento de Abre Campo, de direção NNE/SSW e mergulho elevado para SE, a qual separa os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. O domínio a leste da zona de Abre Campo é marcado pela interdigitação tectônica de escamas do Complexo Juiz de Fora e sua cobertura (referida neste trabalho como unidade supracrustal). A estruturação é de alto ângulo a subvertical e associa-se a uma zona de cisalhamento, igualmente transcorrente dextral, cuja largura é superior a 10 km. Esta zona de cisalhamento foi designada por Noce *et al.* (2003) como Zona de Cisalhamento de Cataguases, que representa a continuação meridional da Falha de Manhuaçu descrita por Cunningham *et al.* (1998). O limite ocidental do Batólito de Muriaé é marcado por uma zona milonítica associada a esta extensa zona de cisalhamento (Figura 3.13).

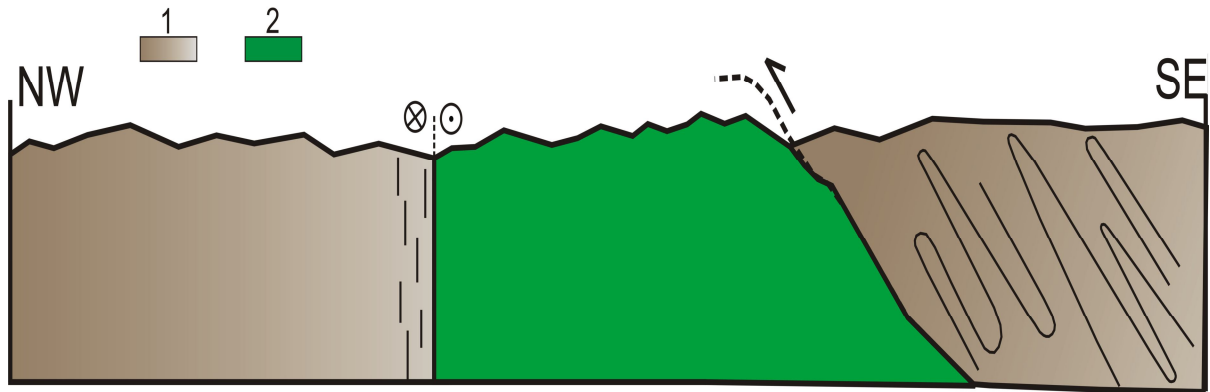


Figura 3.13: Perfil esquemático do Batólito de Muriaé no contato com a unidade supracrustal. Legenda: 1 unidade supracrustal; 2 Batólito de Muriaé.

As rochas do Batólito de Muriaé foram relativamente preservadas da intensa deformação, e milonitização pervasiva, impressa nos orto- e paragneisses no domínio da zona de Cataguases-Manhuaçu. Na borda do Batólito pode-se observar a transposição parcial do bandamento de rochas migmatíticas por uma foliação associada à zona de cisalhamento (Figura 3.14). No interior do Batólito são encontrados núcleos parcialmente livres de deformação que apresentam feições magmáticas preservadas.

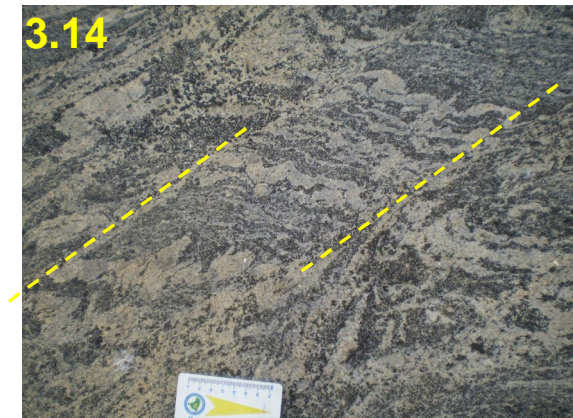


Figura 3.14: Migmatito exibindo estrutura estromática parcialmente transposta. Ponto CE74 (75524,7644235).

A leste do Batólito de Muriaé a foliação regional passa a exibir mergulhos mais moderados para ESE. Em um local ao longo do contato oriental do batólito, foi possível observar rochas metassedimentares (paragneisses e “quartzitos”) exibindo dobras assimétricas com eixos orientados segundo NNE-SSW e baixo mergulho, sugerindo que este pacote foi empurrado para oeste por sobre o Batólito de Muriaé (Figura 3.13).

Em resumo, os contatos ocidental e oriental do Batólito de Muriaé são de natureza tectônica ainda que com características diferentes. O limite a oeste é marcado por uma

zona de cisalhamento de alto ângulo e caráter transcorrente dextral, no contexto de uma extensa estrutura regional. Na sua área de ocorrência o Batólito de Muriaé define o limite oriental desta zona de cisalhamento, e suas rochas foram pouco afetadas pela deformação associada a esta estrutura. Ao longo do limite leste do batólito existem evidências de movimentos de empurrão que jogaram as rochas encaixantes sobre as rochas do batólito.

CAPÍTULO IV: “BATÓLITO DE MURIAÉ” - CARACTERÍSTICAS DE CAMPO E PETROGRÁFICAS

Este capítulo apresenta uma descrição detalhada dos diferentes litotipos que compõem o Batólito de Muriaé. A região onde encontra-se o batólito é morfologicamente arrasada, com um relevo bastante dissecado (Figura 4.1), e os afloramentos rochosos são esparsos. As exposições mais expressivas ocorrem ao longo da rodovia BR-116 e nas poucas pedreiras existentes.

Diversos litotipos podem ser identificados no contexto do Batólito de Muriaé, muitas vezes em escala de afloramento. Estes litotipos foram agrupados em três unidades principais, especialmente em função de suas características texturais e composicionais. Tais unidades são representadas no mapa em anexo, ressaltando-se o fato de que os contatos entre elas são em grande parte inferidos e mesmo algo arbitrário.



Figura 4.1: Relevo dissecado com espessa cobertura de solo.

IV.1 – Características de campo

O litotipo predominante no Batólito de Muriaé é um ortognaisse a biotita e/ou a anfibólio, quase sempre migmatizado, exibindo estruturas do tipo *schöllen*, *estromática* e *schlieren* (Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5). É comum a ocorrência de mobilizados anatéticos de composição granítica, granulação média a grossa, podendo ou não apresentar orientação mineral evidente. Frequentemente são porfiríticos, pobres em minerais máficos, podendo exibir megacristais de feldspato (Figura 4.6). Existem porções do corpo onde as altas taxas de anatexia geraram migmatitos com estrutura nebulítica. Em alguns casos, como em uma exposição próxima a Santana de Cataguases, o produto anatético constitui um granitóide de composição granodiorítica apresentando *clots* centimétricos de anfibólio (Figura 4.7). Mesmo nos locais de anatexia intensa, é possível reconhecer restos de um paleossoma finamente bandado, rico em minerais máficos, exibindo contato difuso com os granitóides anatéticos (Figuras 4.8, 4.9).

As rochas migmatíticas exibem, com frequência, encraves máficos de tamanho centimétrico a métrico, deformados em intensidade variável (Figuras 4.10, 4.11). Nos locais de migmatização muito intensa, os encraves tornam-se bandados e por vezes envolvidos pela fusão (Figura 4.12).

Onde a migmatização é pouco expressiva ou inexistente, o ortognaisse exibe um bandamento de espessura variável, milimétrica a centimétrica, eventualmente ocorrendo porções onde o bandamento desaparece e predomina um granitóide fortemente foliado. Em zonas muito cisalhadas a rocha torna-se milonítica, os encraves são fortemente estirados e é comum a ocorrência de megacristais de feldspato rotacionados, normalmente sem assimetria (Figura 4.13).

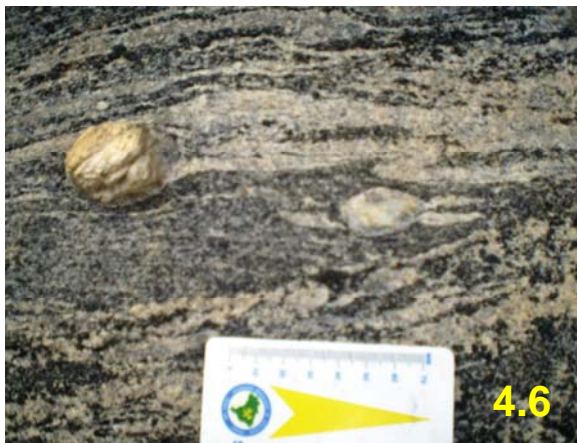
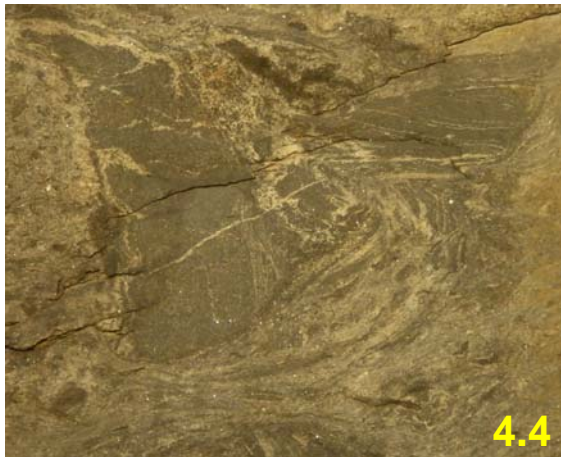


Figura 4.2: Estrutura estromática em Ortognaisse migmatítico. Pedreira desativada. Ponto CE85 (776782,7669394). **Figura 4.3:** Migmatito com estrutura nebulítica. Estrada Br 116. Ponto CE70 (771651,7653959). **Figura 4.4:** Migmatito com estrutura *schollen*. Estrada BR116. Ponto CE56 (774412,7676538). **Figura 4.5:** Migmatito com estrutura pitgmática. Pedreira desativada próxima a BR116. Ponto CE85 (776782,7669394). **Figura 4.6:** Megacristal centimétrico de feldspato em migmatito estromático. Ponto CE74 (75524,7644235). **Figura 4.7:** Mobilizado anatético constituído por granitóide apresentando *clots* centimétricos de anfibólio. Ponto CE75 (759950,7644836).

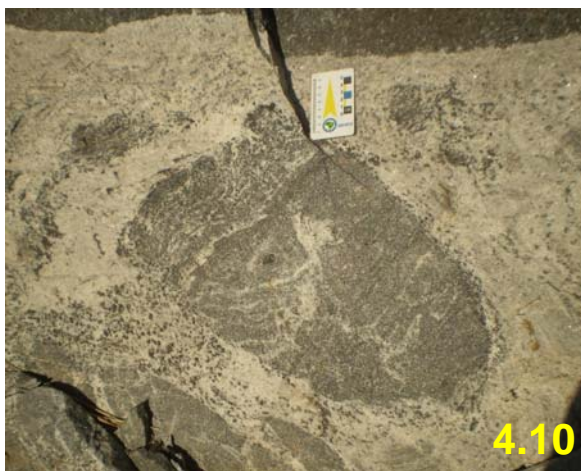


Figura 4.8: Mobilizado anatético exibindo restos do ortognaisse (fantasma do bandamento original). Ponto CE73 (750752,7643484). **Figura 4.9:** Restos do ortognaisse preservado na massa anatética. Ponto CE70 (771651,7653959). **Figura 4.10:** Enclave máfico, pouco deformado, envolto pela fusão granítica. Pedreira do Geraldo. Ponto CE68 (766501,7661975). **Figura 4.11:** Enclave máfico em formato sigmoidal, acompanhando a foliação. Estrada BR116. Ponto CE56 (776412, 7676538). **Figura 4.12:** Enclave máfico bandado, envolvido pelo produto da anatexia. Ponto CE73 (750752,7643484). **Figura 4.13:** Ortognaisse milonitizado. Nota-se feldspato sigmoidal sem assimetria. Pedreira de Muriaé. Ponto CE76 (773142,7655992).

Ainda no contexto do Batólito de Muriaé são identificados corpos não migmatizados, mapeáveis em escala de 1:100.000, os quais próximo ao município homônimo formam pequenos pães de açúcar (Figura 4.14). São granitóides porfiríticos com matriz exibindo porcentagens variáveis de biotita (Figura 4.15). Nas porções onde a matriz é menos abundante é comum a ocorrência de autólitos biotíticos de granulação fina, apresentando leve estiramento acompanhado a orientação da rocha (Figura 4.16). Porções internas destes corpos de granitóide podem apresentar-se quase indeformadas, exibindo orientação de fluxo magmático bem evidente. Já as margens dos corpos são fortemente foliadas, por vezes miloníticas.

Outro litotipo de ocorrência restrita no Batólito de Muriaé é um granito leucocrático equigranular que possui foliação pouco evidente e baixo percentual de minerais máficos (Figura 4.17). Apresenta allanita e magnetita milimétricas em volumes consideráveis (cerca de 5%). Esta rocha apresenta contatos intrusivos com as rochas migmatíticas, enquanto o contato com o granito foliado é difuso (Figura 4.18).



Figura 4.14: Granito foliado formando pães de açúcar. Vista do Ponto CE03 para leste. **Figura 4.15:** Contato entre as duas fácies do granito foliado. Ponto CE07 (779842,7681742). **Figura 4.16:** Autólito biotítico em gnaiss glomeroporfirítico. Ponto CE03 (771923,7668546).



Figura 4.18: Granito Leucocrático foliado contendo allanita e magnetita em tamanhos milimétricos. Ponto CE10C (776807,7671636). **Figura 4.19:** Contato entre granito foliado e Granito Leucocrático. Pedreira desativada. Ponto CE85 (776782,7669394).

IV.2 – Características Petrográficas

As três unidades principais definidas para o Batólito de Muriaé, em função do litotipo predominante em cada uma delas, são: Gnaisse Migmatítico, Granito foliado e Granito Leucocrático.

IV.2.1 - Gnaisse Migmatítico

Esta unidade apresenta maior distribuição espacial, constituindo cerca de 70% do BM. Apesar da intensa anatexia sofrida, eventualmente ocorrem porções livres da migmatização onde predomina um gnaisse finamente bandado ou, mais raramente, sem bandamento. Características de campo e petrográficas permitem identificar três litotipos composicionalmente distintos: *i*) encaves de composição gabróica a diorítica, orientados ou não, com elevadas porcentagens de piroxênio e/ou anfibólio; *ii*) um gnaisse fortemente foliado, de composição granodiorítica a tonalítica com variedades composicionais a biotita e a hornblenda; *iii*) um granitóide com foliação pouco evidente, de composição granítica a granodiorítica, apresentando biotita como mineral máfico dominante.

IV.2.1.1 – Encraves Máficos

São rochas mesocráticas de granulação fina, textura maciça ou mais raramente bandada. São moderada a intensamente deformados segundo a orientação regional. Apresentam textura granoblástica e composição gabrótica a diorítica com elevado percentual de minerais máficos, superior a 40% (tabela 1). Eventualmente, foram observados encraves classificados tremolititos e clinopiroxenitos.

Os encraves mais freqüentes possuem composição diorítica. São constituídos por hornblenda, plagioclásio, quartzo e raro clinopiroxênio. Apresentam apatita e zircão como minerais acessórios e ainda biotita, minerais opacos, titanita e carbonato como minerais de alteração. Hornblenda apresenta cristais grandes, fraturados, comumente alterados para minerais opacos e/ou biotita. Plagioclásio exhibe cristais eudétricos a subédricos, límpidos com baixa saussuritização, por vezes formando agregados poligonizados com quartzo de granulação fina. O clinopiroxênio quando presente apresenta cristais pequenos, exibindo frequentemente coroas de hornblenda (figura 4.20).

Os encraves de composição gabrótica são compostos por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e quartzo, ocorrendo apatita como mineral acessório, além de minerais opacos, biotita, tremolita e carbonato como minerais secundários. Hornblenda está intensamente fraturada, eventualmente alterada para biotita e/ou minerais opacos. Plagioclásio apresenta cristais médios, bem formados e livres de alteração. Clinopiroxênio ocorre como cristais pequenos a médios, comumente alterando para hornblenda e, mais raramente, para biotita (Figura 4.21).

Alguns encraves foram classificados como piroxenito, já que possuem elevada quantidade (>60) de clinopiroxênio. Estes apresentam plagioclásio e eventualmente quartzo, além de hornblenda, minerais opacos, biotita e tremolita como minerais de alteração (Figura 4.22).

O tipo mais raro de encrave, encontrado apenas em uma exposição, é um tremolitito. A tremolita perfaz cerca de 60% da rocha. Contém ainda moscovita, talco, plagioclásio e raros minerais opacos (Figura 4.23).

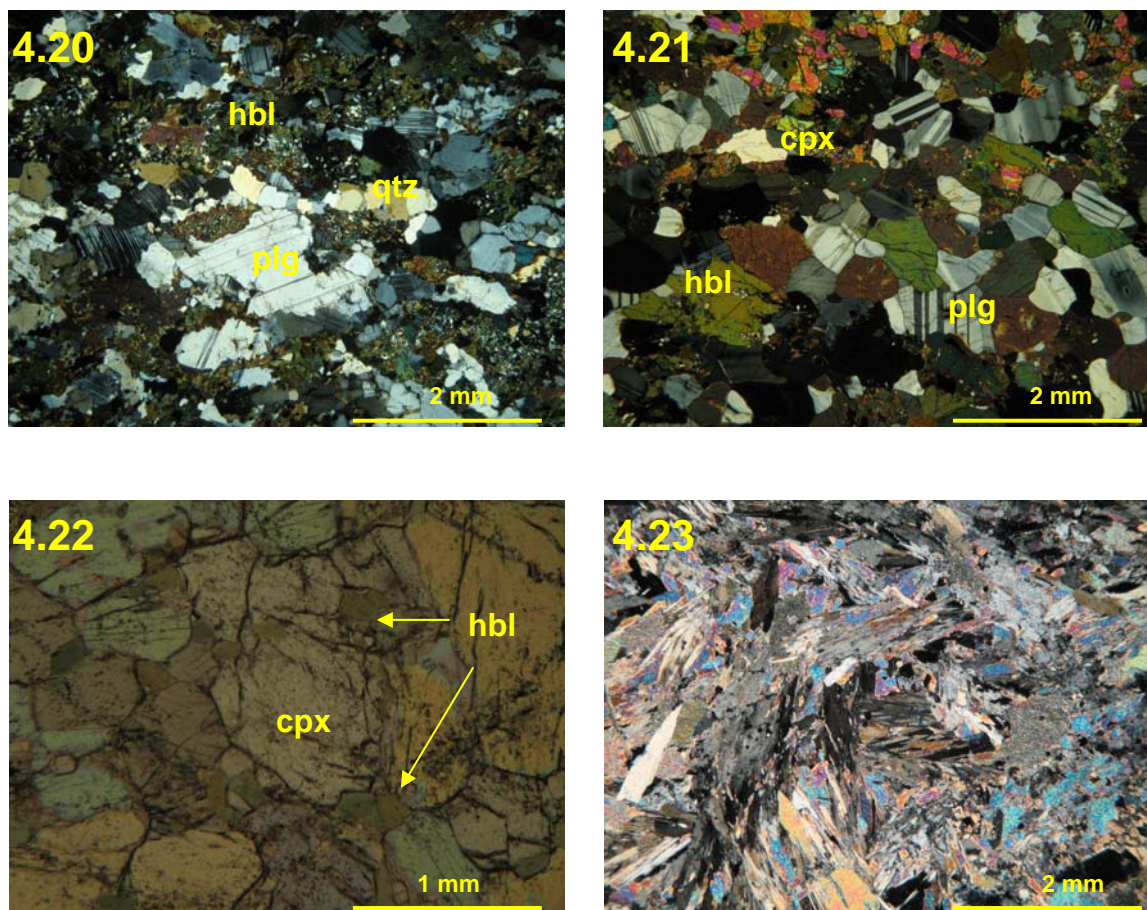


Figura 4.20: Seção delgada de encrave de composição diorítica. Lâmina CE66 **Figura 4.21:** Seção delgada de encrave de composição gabrótica. Lâmina CE56B. **Figura 4.22:** Seção delgada de clinopiroxenito. Hornblenda é alteração. Lâmina CE85A. **Figura 4.23:** Seção delgada de tremolito. Lâmina CE68D.

IV.2.1.2 - Hornblenda-biotita gnaiss

Trata-se de um ortognaiss finamente bandado a foliado e de granulação fina a média. Este litotipo representa o paleossoma nas porções migmatíticas. O bandamento é nítido, definido por bandas essencialmente félsicas (plagioclásio, quartzo e, eventualmente, microclina) e bandas máficas com predomínio de biotita e hornblenda, além de titanita e minerais opacos associados (Figura 4.24). A composição mineralógica destes gnaisses é: plagioclásio (35-50%), quartzo (15-25%), biotita (10-25%) e anfibólio (5-15%). Microclina, quando presente, ocorre como cristais de crescimento intersticial na matriz, com percentual sempre inferior a 20%. Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita e, mais raramente, allanita. Carbonato, titanita, sericita, minerais opacos e epidoto, são os minerais secundários encontrados (tabela 2). Nos tipos menos bandados a foliação é

evidenciada pela orientação das palhetas de biotita, que constantemente envolve cristais poiquilíticos de plagioclásio (Figura 4.25).

Cristais de plagioclásio estão presentes na matriz ou como megacristais, com inclusões de biotita, quartzo e zircão. Processos de saussuritização têm intensidade fraca a moderada, por vezes gerando carbonato e epidoto de granulação fina. Nas porções onde a deformação é mais intensa o plagioclásio apresenta-se com maclas curvadas ou, ainda, com extinção do tipo centro borda.

Biotita exhibe palhetas bem formadas, de coloração marrom a parda, orientadas segundo a foliação, podendo também ocorrer como produto de alteração de hornblenda. Associados à biotita comumente ocorrem minerais opacos, titanita e allanita. Hornblenda apresenta cristais subédricos a anédricos, constantemente fraturados. Raros cristais de hornblenda podem exhibir núcleos de clinopiroxênio. Ocasionalmente ocorrem coroas de titanita em hornblenda.

Os cristais de quartzo apresentam tamanhos variados, comumente são anédricos, exibindo, por vezes, forma amebóide. Em zonas de intensa recristalização formam agregados poligonizados com plagioclásio e microclina de granulação fina. Nas porções mais deformadas, o quartzo encontra-se estirado formando ripas.

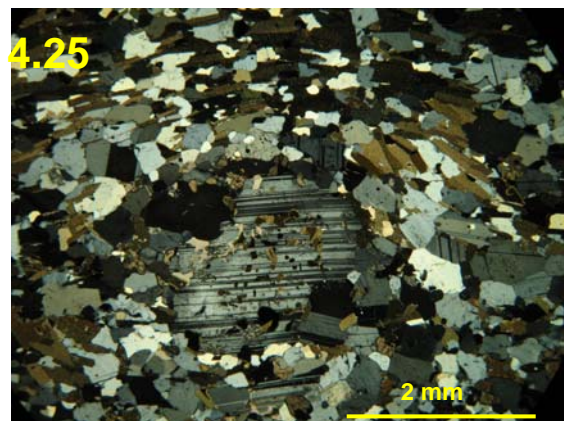
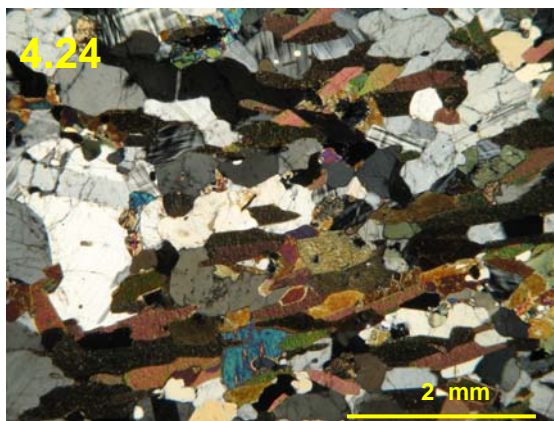


Figura 4.24: Hornblenda-biotita gnaisse em porção migmatítica. Lâmina MU56B. **Figura 4.25:** Plagioclásio poiquilítico envolvido por biotita fortemente orientada em hornblenda-biotita gnaisse. Lâmina CE60.

Tabela 4.1: Dados Petrográficos dos Encraves gabro-dioríticos.

Enclave Gabro-diorítico					
Amostra	Mineralogia Essencial (%)	Minerais acessórios e secundários	Características Texturais	Principais Descrições	Protólito
CE56B*	Hornblenda (50), plagioclásio (35), biotita (10), clinopiroxênio (5).	Apatita, zircão, carbonato, minerais opacos, titanita.	Granoblástica maciça.	- Cristais de plagioclásio de granulação média em forma subédrica a euédrica; - Biotita exhibe zonamento, por vezes apresenta cloritização; - Hornblenda subédrica, fraturada, eventualmente como alteração de clinopiroxênio;	Gabro
CE68A*	Hornblenda (35), Plagioclásio (30), quartzo (10), biotita (20).	Zircão, apatita, minerais opacos, carbonato, titanita.	Granoblástica, inequigranular maciça.	- Cristais félsicos de granulação média subédricos a anédricos; - Hornblenda fraturada, por vezes exhibe alteração para biotita; - Biotita de cor marrom e parda sem orientação evidente; - Saussuritização fraca.	Diorito
CE68D	Tremollita (60), moscovita (20), plagioclásio (5), talco (15).	Minerais opacos	Lepidoblástica.	- Tremolita exhibe palhetas bem formadas sem orientação mineral evidente; - Plagioclásio intensamente fraturado exibindo extinção ondulante fraca; - Moscovita comumente associada a minerais opacos;	Tremolito
CE70A*	Hornblenda (65), clinopiroxênio (5), plagioclásio (30).	Apatita, zircão, biotita, minerais opacos, tremolita.	Granoblástica, equigranular, fortemente orientada.	- Cristais félsicos de granulação fina a média, por vezes formando agregados poligonizados; - Hornblenda verde-oliva fraturada, eventualmente exibindo alteração para mineral opaco; - Biotita apresenta palhetas finas, sempre como alteração de hornblenda; - Cristais de plagioclásio com extinção do tipo centro-borda.	Gabro
CE66*	Plagioclásio (45), quartzo (15), biotita (30), hornblenda (15).	Apatita, zircão, minerais opacos, carbonato, titanita e epidoto.	Granoblástica, com intensa recristalização de grãos.	- Plagioclásio antiperfítico ou com extinção do tipo centro-borda; - Microclina de crescimento intersticial; - Hornblenda alterando para biotita e/ou mineral opaco; - Megacristais exibindo bordas endenteadas; - Saussuritização fraca e mimerquita fina.	Diorito
CE75	Hornblenda (40), quartzo (5), plagioclásio (35), clinopiroxênio (20).	Apatita, minerais opacos, biotita, carbonato, tremolita.	Granoblástica, equigranular.	- Hornblenda intensamente fraturada, eventualmente alterando para biotita e/ou minerais opacos; - Clinopiroxênio de granulação fina com espessas coroas de hornblenda; - Plagioclásio apresenta cristais bem formados e límpidos livres de alteração.	Gabro
CE85A	Clinopiroxênio (80), quartzo (10), plagioclásio (15).	Apatita, hornblenda, actinolita.	Granoblástica, equigranular levemente orientada.	- Cristais félsicos de granulação fina, por vezes exibindo contatos poligonizados; - Clinopiroxênio em cristais bem formados, fraturados levemente estirados; - Hornblenda cresce em bordas e fraturas de clinopiroxênio; - Plagioclásio exhibe saussuritização intensa, apresentando fraturas preenchidas por sericita.	Clinopiroxenito

* Amostras analisadas geoquimicamente.

Tabela 4.2: Dados Petrográficos do Hornblenda-biotita Gnaisse.

Hornblenda-biotita Gnaisse					
<i>Amostra</i>	<i>Mineralogia Essencial (%)</i>	<i>Minerais acessórios e secundários</i>	<i>Características Texturais</i>	<i>Principais Descrições</i>	<i>Protólito</i>
CE10*	Plagioclásio (40), quartzo (20), microclina (20); biotita (10), hornblenda (10).	Apatita, zircão, allanita, clinopiroxênio reliquiar, titanita, carbonato, minerais opacos, epidoto.	Porfiroblástica com leve estiramento dos minerais félsicos.	- Megacristais de plagioclásio; - Hornblenda fraturada alterando para biotita; - Biotita fortemente orientada; - Microclina de granulação fina a média; - Saussuritização intensa e mimerquita de granulação fina.	Granodiorito
CE56A*	Plagioclásio (50), quartzo (20), microclina (5); biotita (20), hornblenda (5).	Allanita, apatita, zircão, moscovita, sericita, carbonato.	Granoporfiroblástica com leve orientação de minerais félsicos	- Megacristais poiquilíticos de plagioclásio; - Hornblenda fraturada alterando para biotita; - Biotita fortemente orientada; - Saussuritização fraca e mimerquita de granulação fina.	Granodiorito
CE60*	Plagioclásio (40), quartzo (20), biotita (30), hornblenda (10).	Apatita, zircão, titanita, minerais opacos, carbonato.	Lepidogranoblástica fortemente foliada	- Megacristais de plagioclásio levemente estirado; - Biotita definindo foliação; - Saussuritização fraca; - Coroas de titanita em hornblenda.	Tonalito
CE76A*	Plagioclásio (40), quartzo (20), microclina (15), biotita (25).	Allanita, apatita, zircão, moscovita, sericita, carbonato.	Granolepidoblástica fortemente orientada.	- Bandamento bem definido por camadas máficas e félsicas; - Allanita como alteração em biotita; - Microclina de crescimento intersticial; - Saussuritização moderada.	Granodiorito
CE85B*	Plagioclásio (45), quartzo (20), microclina (5), biotita (25), hornblenda (5).	Allanita, apatita, minerais opacos e carbonato.	Lepidogranoblástica fortemente bandada.	- Megacristais anti-pertítico de plagioclásio; - Microclina intersticial; - Hornblenda fortemente fraturada, alterando para biotita; - Saussuritização moderada.	Tonalito
MU56A*	Plagioclásio (40), quartzo (20), microclina (20), biotita (15), hornblenda (5).	Allanita, apatita, zircão, titanita, sericita, carbonato e minerais opacos.	Granoblástica maciça.	- Plagioclásio com inclusões de biotita e quartzo; - Saussuritização moderada - Mimerquita de granulação fina nas bordas de megacristais de plagioclásio; - Ocorrência de porções enriquecidas ora em microclina, ora em plagioclásio.	Granodiorito
MU81A	Plagioclásio (35), quartzo (25), microclina (30), biotita (10) e hornblenda reliquiar.	Apatita, zircão, titanita, minerais opacos, sericita carbonato e moscovita.	Granoblástica inequigranular	- Porfiroblastos de plagioclásio exibindo forte estiramento; - Microclina de crescimento intersticial; - Biotita de granulação fina exibindo orientação sutil; - Clinopiroxênio reliquiar com coroas de mineral opaco; - Saussuritização fraca e mimerquita de granulação média.	Monzogranito

* Amostras analisadas geoquimicamente.

IV.2.1.3 – Granitóide Anatético

Este litotipo representa o neossoma em porções onde o ortognaisse migmatítico exibe pouca anatexia. Nas porções de migmatização muito intensa a rocha resultante é um granitóide, isotrópico a pobremente foliado, de composição granítica e mais raramente granodiorítica. Possui textura porfirogranoblástica e é composto por microclina (15-55%), quartzo (10-25%) e plagioclásio (20-35%), exibindo baixo conteúdo de minerais máficos, predominantemente biotita e raramente hornblenda (tabela 3). Os minerais acessórios presentes são titanita, minerais opacos, allanita, zircão, apatita e ainda, carbonato, moscovita e clorita como minerais de alteração.

Microclina apresenta megacristais subédricos, por vezes pertíticos com inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Na matriz exibe cristais subédricos a euédricos em contato poligonizado com plagioclásio e quartzo. A mimerquitização é pouco efetiva, gerando quartzo vermiforme de granulação fina, principalmente em bordas de megacristais. O plagioclásio está presente na matriz de granulação média ou, ocasionalmente, como megacristais subédricos com mais de 5 mm que, por vezes, exibem saussuritização intensa chegando a obliterar a macla típica. Como produtos da saussuritização ocorrem cristais bem formados de carbonato e cristais xenomorfos de moscovita e epidoto. É comum a sericitização em bordas e fraturas de plagioclásio (Figura 4.26).

Acompanhando a foliação em zonas deformadas ocorrem agregados poligonizados de quartzo, microclina e plagioclásio, formando bandas enriquecidas, ora em microclina, ora em plagioclásio (Figura 4.27). Biotita é o mineral máfico dominante, sutilmente orientada, definindo a incipiente foliação. Apresenta palhetas bem formadas de coloração parda e, mais raramente, marrom. Por vezes são zonadas, exibindo alteração para clorita e/ou moscovita. Eventualmente ocorrem cristais de hornblenda de granulação grossa, sempre exibindo intensa alteração para biotita e/ou minerais opacos. Titanita por vezes ocorre em halos de alteração de minerais opacos e, eventualmente, apresenta cristais bem formados com granulação média de 1mm.

Tabela 3: Dados Petrográficos do Granitóide Anatético.

Granitóide Anatético					
<i>Amostra</i>	<i>Mineralogia Essencial (%)</i>	<i>Minerais acessórios e secundários</i>	<i>Características Texturais</i>	<i>Principais Descrições</i>	<i>Protólito</i>
CE73A*	Plagioclásio (20), quartzo (25), microclina (40), biotita (15).	Apatita, allanita, zircão, carbonato, clorita, minerais opacos.	Granoblástica maciça.	<ul style="list-style-type: none"> - Megacristais subédricos de microclina e plagioclásio; - Microclina com inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio, por vezes é pertítica; - Quartzo comumente xenomórfo; - Palhetas de biotita com pleocroísmo marrom e pardo; - Saussuritização intensa gerando carbonato bem formado; - Mimerquita de granulação fina. 	Granito
MU14C*	Plagioclásio (35), quartzo (25), microclina (15), biotita (20), hornblenda (5).	Allanita, titanita, zircão, apatita, moscovita, carbonato e clorita.	Granolepidoblástica Profirítica.	<ul style="list-style-type: none"> - Cristais félsicos comumente anédricos com granulação média; - Agregados poligonizados de plagioclásio e quartzo recristalizados; - Megacristais de plagioclásio com inclusões de biotita e quartzo; - Biotita bem orientada definindo a foliação; - Coroas de titanita em minerais opacos; - Ocorrência de biotita cloritizada; - Saussuritização intensa e mimerquita de granulação fina. 	Granodiorito
MU56B	Plagioclásio (20), quartzo (15), microclina (50), biotita (10) e hornblenda reliquiar.	Titanita, apatita, zircão, carbonato e clorita.	Porfirogranoblástica com orientação mineral sutil.	<ul style="list-style-type: none"> - Megacristais de microclina com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. - Hornblenda de granulação fina alterando para biotita e/ou clorita; - Pertitas são bastante comuns; - Saussuritização intensa, por vezes esconde macla de plagioclásio; - Mimerquita de granulação grossa. 	Granito
MU81B*	Plagioclásio (20), quartzo (20), microclina (45), biotita (10).	Apatita, allanita, zircão, carbonato, titanita, minerais opacos, moscovita, sericita e clorita.	Porfirogranoblástica sutilmente orientada.	<ul style="list-style-type: none"> - Cristais félsicos exibem leve orientação; - São comuns agragados poligonizados de plagioclásio, microclina e quartzo de granulação fina; - Microclina por vezes pertítica; - Megacristal sigmoidal de plagioclásio exibindo extinção centro-borda; - Saussuritização moderada e mimerquita de granulação média. 	Granito

* Amostras analisadas geoquimicamente.

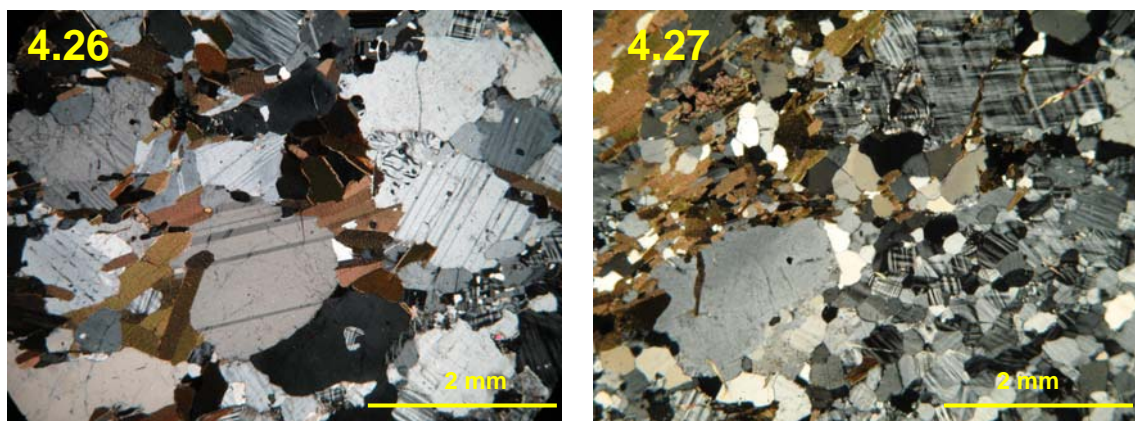


Figura 4.26: Biotita gnaisse de composição granodiorítica. Cristais subédricos a anédricos de plagioclásio e microclina. Mimerquita de granulação fina está sempre presente. NC, 12,5X. Lamina MU56b. **Figura 4.27:** Biotita gnaisse em zona de cisalhamento, apresentando recrystalização intensa com minerais félsicos em contatos poligonizados. NC, 12,5X. Lamina MU81b.

IV.2.2 – Granito Foliado

Esta unidade exhibe duas fácies que podem ser distinguidas com base na granulação e razão matriz/megacristal: *i*) uma fácies com pouca matriz de granulação média a grossa, onde predominam megacristais de K-feldspato de tamanho centimétrico com macla evidente; *ii*) uma fácies com elevado percentual de matriz de granulação fina a média, exibindo megacristais de K-feldspato de tamanho milimétrico a centimétrico. O contato entre as duas fácies é difuso, sugerindo tratar-se de fácies magmáticas de uma mesma intrusão (Figura 4.14).

A composição modal é microclina (40-70%), quartzo (10-20%), plagioclásio (20-30%) e biotita (15-30%), com hornblenda varietal. Os minerais acessórios são allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos, ocorrendo clorita e carbonato como produtos de alteração (Tabela 4.4). A mimerquitização é intensa, gerando quartzo vermiforme de granulação média a grossa. A saussuritização é fraca a moderada, eventualmente gerando carbonato e moscovita de granulação fina.

Microclina está presente na matriz, ou forma os megacristais, por vezes poiquilíticos com inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio (Figura 4.28). Plagioclásio exhibe cristais de tamanhos variados na matriz e ocasionalmente ocorre como megacristal anédrico, por vezes pertítico, apresentando saussuritização moderada e inclusões de biotita e quartzo. O mineral máfico dominante é biotita que apresenta palhetas bem formadas de cor vermelha e parda, com orientação mineral bem evidente, por vezes envolvendo os megacristais de feldspato. São comuns clorita e moscovita

como produto de alteração de biotita. Hornblenda é rara nestas rochas, encontrada apenas como pequenos cristais parcialmente alterados para biotita.

IV.2.3 – Granito Leucocrático

Esta unidade tem ocorrência bastante restrita, sendo a exposição mais expressiva encontrada na porção sul do Batólito de Muriaé. Trata-se de um granitóide leucocrático pouco foliado, de composição granítica a alcaligranítica e granulação fina. É comum a ocorrência de allanita e magnetita de tamanho milimétrico em quantidades consideráveis, acima de 2%. Petrograficamente é uma rocha equigranular composta por microclina (40-50%), quartzo (25-30%) e plagioclásio (20-35%), com reduzido percentual de minerais máficos (biotita e eventualmente hornblenda). Como minerais acessórios ocorrem allanita, minerais opacos, apatita, zircão, enquanto titanita, moscovita, clorita e carbonato são produtos de alteração (Tabela 4.5).

Os minerais félsicos (microclina, quartzo e plagioclásio) estão comumente fraturados, exibindo cristais subédricos a anédricos, ou por vezes apresentando cristais de granulação média formando agregados poligonizados. A microclina tem granulação bastante variável (0,5 a 4mm), em cristais euédricos a subédricos. Nos cristais maiores é possível observar crescimento pertítico. A mimerquitização é intensa, gerando quartzo vermiforme com até 3mm. Plagioclásio tem granulação fina a média, exhibe sericitização moderada e saussuritização baixa, principalmente em bordas e fraturas. Biotita exhibe plaquetas curtas de coloração parda, levemente orientadas, por vezes parcialmente alteradas para moscovita e/ou clorita (Figura 4.29). Hornblenda apresenta cristais finos, anédricos e fraturados, quase sempre alteradas para biotita. É comum a ocorrência de titanita como halo de alteração em minerais opacos, estes últimos exibindo cristais bem formados associados à biotita, hornblenda e allanita. A allanita apresenta cristais com até 3mm de formato euédricos a subédricos.

Tabela 4.4: Dados Petrográficos do Granito Foliado.

Granito Foliado					
<i>Amostra</i>	<i>Mineralogia Essencial (%)</i>	<i>Minerais acessórios e secundários</i>	<i>Características Texturais</i>	<i>Principais Descrições</i>	<i>Protólito</i>
CE07	Microclina (30), plagioclásio (25), quartzo (20), biotita (15), hornblenda (10).	Allanita, apatita, zircão, titanita, carbonato e minerais opacos.	Granoblástica maciça.	- Cristais félsicos tem granulação média de 2mm, com megacristais de plagioclásio e microclina; - Hornblenda em grãos fraturados, exibe alteração para biotita; - Saussuritização fraca e ocorrência eventual de mimerquita de granulação fina.	Monzogranito
CE57*	Microclina (50), plagioclásio (20), quartzo (20), biotita (5).	Apatita, zircão, titanita, allanita, carbonato, clorita, moscovita, minerais opacos.	Granoblástica inequigranular, levemente orientada.	- Cristais félsicos tem granulação variando de 0,5 a 2mm em cristais subédricos a anédricos; - Megacristais de microclina com inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio; - Biotita de cor marrom a parda com granulação fina, por vezes alterada para clorita ou moscovita; - Mimerquita de granulação média comumente ocorre em bordas de megacristais de microclina.	Granito
CE58	Microclina (45), plagioclásio (30), quartzo (20), biotita (5).	Titanita, zircão, apatita, allanita, minerais opacos, carbonato e clorita.	Granoblástica com orientação mineral sutil.	- Megacristais de microclina com inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio; - Biotita ocorre essencialmente na matriz de granulação média; - Saussuritização moderada; - Ocorrência de mimerquita de pequeno tamanho.	Monzogranito

* Amostras analisadas geoquimicamente.

Tabela 4.5: Dados Petrográficos do Granito Leucocrático.

Granito Leucocrático					
<i>Amostra</i>	<i>Mineralogia Essencial (%)</i>	<i>Minerais acessórios e secundários</i>	<i>Características Texturais</i>	<i>Principais Descrições</i>	<i>Protólito</i>
CE10C*	Microclina (50), plagioclásio (25), quartzo (20), biotita (10).	Allanita, minerais opacos, apatita, titanita, carbonato, moscovita, sericita, clorita.	Granoblástica, equigranular, maciça.	- Cristais tem granulação média de 2mm - Megacristais de microclina com inclusões de biotita e plagioclásio, por vezes perfitica; - Allanita quase sempre associada a biotita, minerais opacos e titanita; - Minerais opacos com bordas de titanita; - Biotita exibe zonamento, por vezes alterando para clorita; - Saussuritização é intensa.	Granito
CE100*	Microclina (40), quartzo (30), plagioclásio (25), biotita (5), hornblenda (1).	Apatita, allanita, minerais opacos, moscovita e carbonato.	Granoblástica maciça.	- Cristais tem granulação média de 3mm com forma subédrica a anédrica; - Allanita bem formada associada a biotita; - Hornblenda de granulação fina, exibe alteração para biotita; - Moscovita alterada de biotita; - Saussuritização é intensa	Monzogranito
CE85C	Microclina (40), plagioclásio (20), quartzo (30), biotita (10).	Allanita, apatita, minerais opacos, carbonato, clorita.	Granoblástica, equigranular, levemente orientada.	- Cristais félsicos anédricos a subédricos de granulação média de 3mm; - Allanita bem formada com granulação média de 2mm; - Plagioclásio com geminação Carlsbar bem evidente, por vezes fraturado; - Biotita tem palhetas de cor parda, por vezes cloritizada; - Megacristais de microclina com inclusões de biotita e plagioclásio; - Saussuritização intensa e mimerquita de granulação fina.	Granito

* Amostras analisadas geoquimicamente.

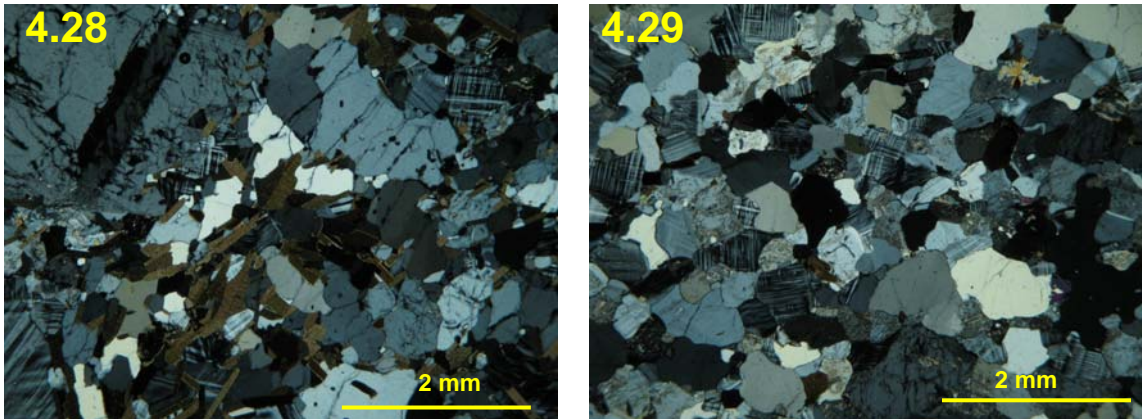


Figura 4.28: Granito foliado exibindo megacrystal de plagioclásio intensamente fraturado. A matriz tem composição quartzo-feldspática rica em biotita. Lâmina CE07 **Figura 4.29:** Granito Leucocrático típico. Os cristais são euédricos a subédricos de granulação fina. Lâmina CE10C.

IV. 3 – Discussão

Algumas considerações são fundamentais para o entendimento da gênese do Batólito de Muriaé. O granito foliado e o granito leucocrático não foram afetados pela migmatização que atinge a maior parte do batólito. Feições microtexturais como agregados poligonizados de quartzo e feldspato, megacristsais com bordas cominuídas, extinção centro-borda em feldspatos e quartzo ripado, observadas especialmente no hornblenda-biotita gnaiss, evidenciam a intensa deformação de caráter dúctil sofrida pelos litotipos da unidade gnaiss migmatítico. Portanto, os corpos de granito foliado e granito leucocrático foram provavelmente posicionados tardiamente em relação ao auge do processo deformacional e metamórfico-anatético. Em afloramento pode-se observar que o contato entre o granito foliado e o granito leucocrático é difuso, enquanto que o contato entre o granito leucocrático e o gnaiss migmatítico é aparentemente intrusivo. Existe, portanto, a indicação de que o Batólito de Muriaé é constituído por pulsos magmáticos distintos. Esta questão será abordada em detalhe nos capítulos seguintes que tratam da geocronologia e geoquímica dos diferentes litotipos.

CAPÍTULO V: DADOS GEOCRONOLÓGICOS

A finalidade deste estudo é determinar não somente as idades de cristalização magmática, mas identificar a relação entre as diferentes unidades que compõem o Batólito de Muriaé. Para tanto foram selecionadas três amostras:

- Uma amostra do hornblenda-biotita gnaiss (MU56a) de composição granodiorítica que ocorre como paleossoma em porção de intensa anatexia do gnaiss migmatítico;
- Uma amostra do hornblenda-biotita gnaiss (CE10) de composição granodiorítica que ocorre como um ortognaiss finamente bandado, parcialmente livre dos processos anatéticos;
- Uma amostra do granito foliado (CE07) de composição granítica, pouco deformada.

V. 1 – Geocronologia U-Pb SHRIMP, amostra MU56a

Para esta análise em zircões a técnica utilizada foi o SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro-probe*). A amostra analisada (MU56a) foi coletada em uma pedreira próxima à cidade de Muriaé. Nesta exposição o ortognaiss está intensamente migmatizado, predominando um migmatito com estrutura nebulítica. (Figura 5.1). A amostra analisada foi coletada em uma porção menos atingida pela anatexia, onde se observa um ortognaiss bandado de composição granodiorítica, cujas composições química e mineralógica são apresentadas nos capítulos IV e VI.

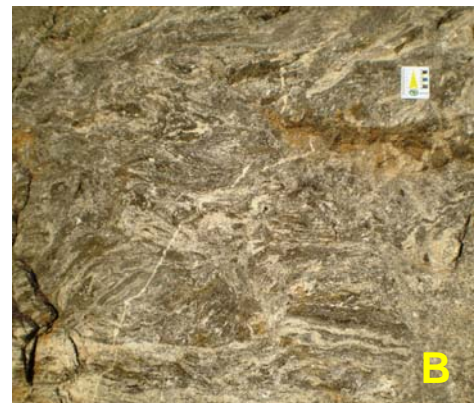


Figura 5.1: Pedreira do Geraldo. Local de coleta da amostra MU56a (766501,7661975). A) Visão geral; B) Migmatito nebulítico com resto de paleossoma no canto inferior direito.

V. 1 – Resultados Analíticos

A maioria dos zircões, observados em imagem de Catodo Luminescência, possui núcleos escuros de baixa luminescência (alto U) e sobrecrescimentos de alta luminescência (baixo U). Os núcleos mostram zonamento oscilatório típico de zircões magmáticos, mas com razões Th/U relativamente baixas (0,04-0,18). Um cristal (4), em tudo semelhante a estes núcleos descritos acima, exibe um núcleo arredondado bastante distinto. Os sobrecrescimentos mostram igualmente zonamento oscilatório, mas com razões Th/U mais elevadas (0,20-0,52), caracteristicamente magmáticas. Ocorrem ainda dois grãos (9 e 13) que são bastante distintos dos demais, sem núcleo e com alta luminescência e zonamento oscilatório bem desenvolvido (Prancha 5.1).

A maioria das análises é concordante ou quase concordante, com núcleos e sobrecrescimentos definindo dois agrupamentos distintos (Tabela 5.1 e Figura 5.2). Para os primeiros calculou-se a média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em 611 ± 5 Ma e para os segundos em 597 ± 11 Ma. Alternativamente, buscou-se calcular uma idade-concórdia para cada agrupamento de dados. No caso das análises de núcleos, foram descartados os *spots* 1.1, 14.2 e 7.1, por serem muito discordantes e/ou apresentarem elevado erro analítico. A idade obtida foi de 620 ± 3 Ma (Figura 5.3), ligeiramente mais elevada que a idade fornecida pela média dos valores de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, porém bem mais precisa, e assumida como a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática dos núcleos. Para o cálculo da idade-concórdia dos sobrecrescimentos foi descartado o spot 17.1 devido ao erro muito elevado, e o spot 2.1. por exibir uma idade consideravelmente mais nova que os demais, sugerindo um processo de perda de Pb. A idade obtida, 592 ± 4 Ma (Figura 5.4), é também mais precisa que aquela fornecida pela média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, e igualmente assumida como a melhor estimativa da idade de cristalização dos sobrecrescimentos.

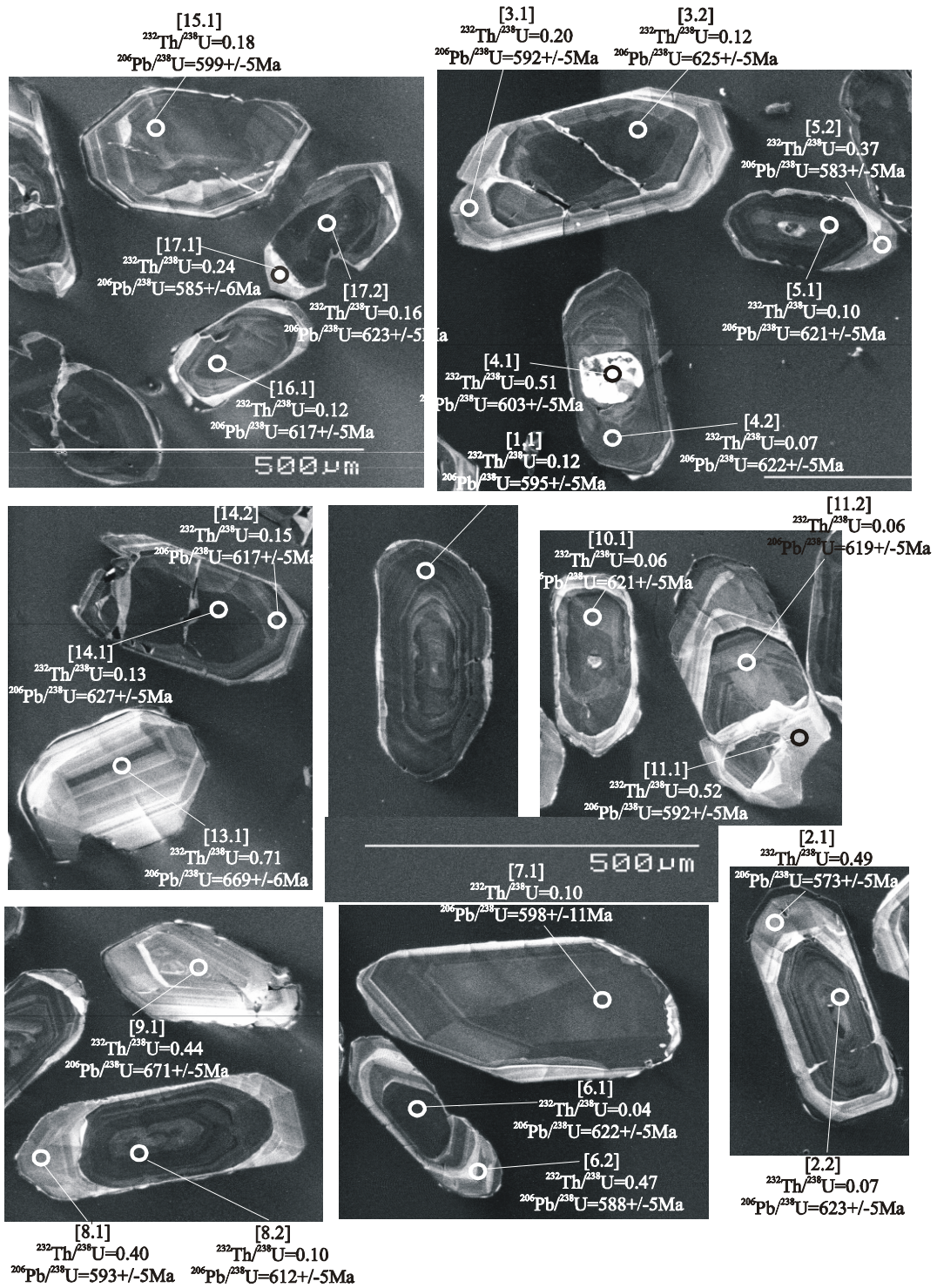
Os dois cristais de zircão de aparência contrastante em relação aos demais possuem idades concordante ou quase concordante, em torno de 670 Ma. A análise do núcleo aparentemente mais antigo do zircão 4 é indistinguível daquela do conjunto de núcleos escuros.

O zonamento oscilatório exibido pelos sobrecrescimentos, juntamente com feições que sugerem o preenchimento de fraturas (zircão 11), indicam o caráter magmático ou *melt-precipitated* destes. Considerando a intensa anatexia sofrida pelos ortognaisses no local estudado, a idade de 592 ± 4 Ma fornecida pelos sobrecrescimentos

deve datar o processo de migmatização. A migmatização generalizada não possibilitou a coleta de uma amostra livre de neossoma, que seria a provável fonte dos zircões exibindo este sobrecrescimento de caráter magmático. Como nem todos os grãos apresentam sobrecrescimento admite-se que os zircões analisados possam ser provenientes tanto do neossoma quanto do paleossoma.

No caso dos núcleos escuros ou dos zircões similares, mas sem sobrecrescimento (*e.g.*, zircões 1 e 4), embora algumas análises forneçam valores baixos nas razões Th/U, tal fato poderia ser explicado pelos conteúdos anormalmente elevados em U, que atingem até 2923 ppm, do que por uma origem metamórfica. Isto somado ao zonamento oscilatório muito bem desenvolvido em vários dos grãos, aponta uma origem magmática. Portanto, a idade de 620 ± 3 Ma deve datar um evento magmático, ou seja, a cristalização magmática do hornblenda-biotita gnaisse que, no caso, representa o paleossoma do migmatito.

A melhor interpretação para esta análise sugere a cristalização de um corpo granodiorítico em ca. 620 Ma, contendo zircões herdados com ca. 670 Ma, e profundamente migmatizado por volta de 592 Ma.



Prancha 5.1: Imagens de catodo-luminescência dos zircão MU-56, mostrando a localização dos spots.

Tabela 5.1: Dados U-Pb dos zircões da amostra MU56A

<i>Spot</i>	% ²⁰⁶ Pb _c	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Disc.	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	%	err corr
1,1	1,77	1660	192	0,12	140	595.1 ± 4.5	645 ± 78	8	0.0611	3.7	0.815	3.7	0.09670	0.78	0,211
2,1	0,09	537	257	0,49	42.9	572.7 ± 4.5	574 ± 18	0	0.05917	0.85	0.7580	1.2	0.09291	0.83	0,699
2,2	0,00	1050	66	0,07	91.5	622.8 ± 4.7	612 ± 10	-2	0.06022	0.48	0.8422	0.92	0.10143	0.79	0,855
3,1	0,00	730	140	0,20	60.3	591.6 ± 4.6	591 ± 14	0	0.05965	0.63	0.7905	1.0	0.09611	0.81	0,791
3,2	0,01	1816	213	0,12	159	624.9 ± 4.6	616 ± 13	-1	0.06036	0.60	0.8471	0.98	0.10179	0.77	0,791
4,1	--	285	142	0,51	24.2	607.5 ± 5.1	617 ± 22	2	0.06038	1.0	0.823	1.3	0.09882	0.89	0,659
4,2	0,00	1077	73	0,07	93.6	621.6 ± 4.7	616 ± 10	-1	0.06033	0.48	0.8420	0.92	0.10122	0.79	0,853
5,1	0,02	2326	235	0,10	202	620.5 ± 4.5	619.4 ± 7.3	0	0.06044	0.34	0.8420	0.84	0.10103	0.77	0,914
5,2	0,00	472	167	0,37	38.4	583.0 ± 4.7	610 ± 16	4	0.06019	0.73	0.7856	1.1	0.09466	0.84	0,755
6,1	0,09	2923	102	0,04	255	621.9 ± 4.5	611 ± 10	-2	0.06020	0.48	0.8408	0.90	0.10128	0.77	0,849
6,2	0,00	586	269	0,47	48.1	588.0 ± 4.6	590 ± 14	0	0.05962	0.67	0.7851	1.1	0.09551	0.82	0,777
7,1	0,00	932	89	0,10	77.9	598 ± 11	608 ± 13	2	0.06013	0.58	0.806	2.0	0.0973	1.9	0,955
8,1	0,00	497	193	0,40	41.1	592.5 ± 4.8	606 ± 16	2	0.06008	0.75	0.7975	1.1	0.09627	0.84	0,747
8,2	0,02	1635	163	0,10	140	611.9 ± 4.5	606.7 ± 9.2	-1	0.06009	0.42	0.8249	0.88	0.09956	0.78	0,877
9,1	0,05	444	188	0,44	41.8	670.9 ± 5.4	669 ± 18	0	0.06186	0.83	0.935	1.2	0.10968	0.84	0,713
10,1	0,00	1000	57	0,06	86.9	621.0 ± 4.7	600 ± 11	-3	0.05989	0.51	0.8350	0.95	0.10112	0.80	0,842
11,1	0,00	533	270	0,52	44.0	591.5 ± 4.7	594 ± 16	0	0.05973	0.73	0.7915	1.1	0.09610	0.84	0,754
11,2	0,05	655	38	0,06	56.7	618.7 ± 4.8	609 ± 17	-2	0.06015	0.77	0.8354	1.1	0.10073	0.82	0,731
12,1	0,00	2306	268	0,12	204	630.9 ± 4.6	613.9 ± 4.8	-3	0.06029	0.22	0.8546	0.80	0.10281	0.77	0,960
13,1	0,00	820	567	0,71	77.1	669.1 ± 5.5	655 ± 14	-2	0.06146	0.64	0.9268	1.1	0.10938	0.86	0,803
14,1	0,00	2792	346	0,13	245	627.0 ± 4.6	611.7 ± 6.9	-3	0.06023	0.32	0.8483	0.83	0.10216	0.77	0,923
14,2	1,71	878	130	0,15	77.0	616.8 ± 4.8	549 ± 78	-12	0.0585	3.7	0.810	3.7	0.10041	0.81	0,221
15,1	0,05	992	173	0,18	83.1	599.4 ± 4.5	607 ± 13	1	0.06010	0.62	0.8074	1.0	0.09743	0.79	0,790
16,1	0,00	1477	169	0,12	128	617.4 ± 4.6	598.4 ± 9.7	-3	0.05986	0.45	0.8296	0.90	0.10052	0.78	0,869
17,1	3,89	199	45	0,24	16.9	585.4 ± 6.1	454 ± 220	-29	0.0560	10	0.735	10	0.0951	1.1	0,107
17,2	0,42	2155	332	0,16	189	623.1 ± 4.6	611 ± 23	-2	0.06019	1.1	0.842	1.3	0.10149	0.78	0,584

Erros em Isigma;

Pb_c e Pb* representam chumbo comum e radiogênico, respectivamente;

Pb_c corrigido utilizando o ²⁰⁴Pb medido.

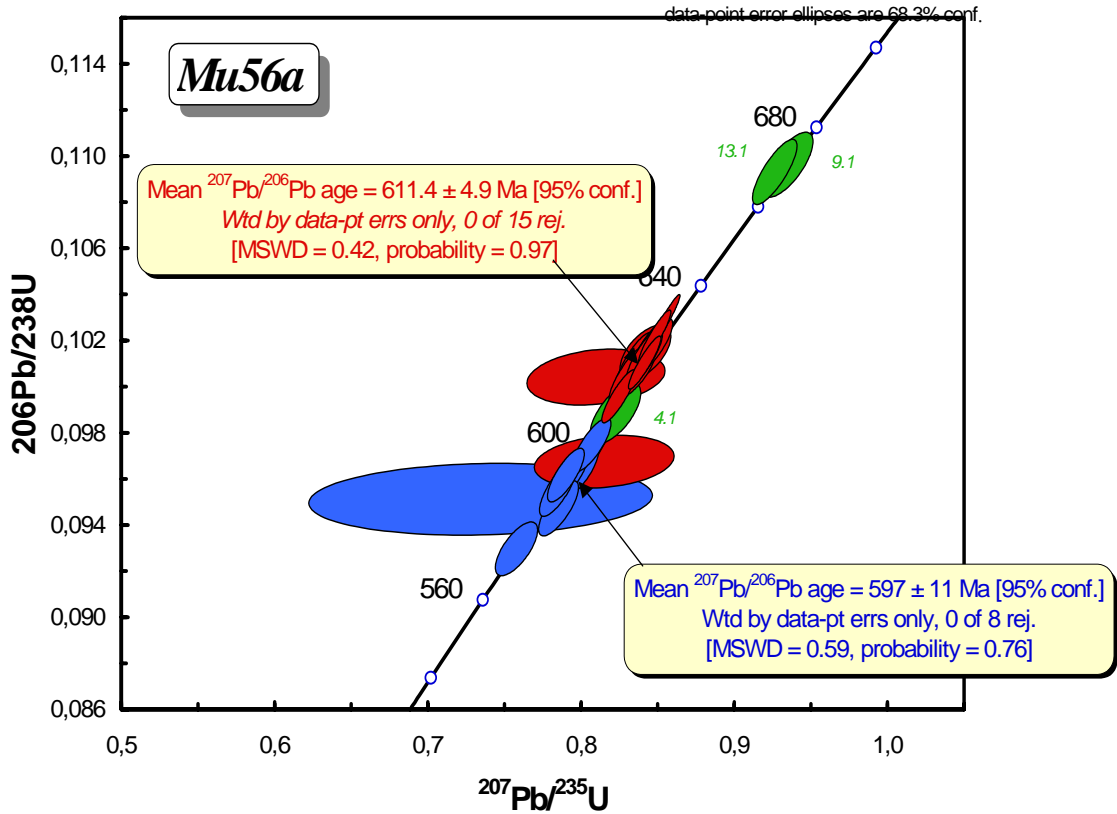


Figura 5.2: Diagrama concórdia para a mostra MU56a. Verde: zircões herdados; vermelho: núcleos magmáticos; azul: sobrecrescimentos.

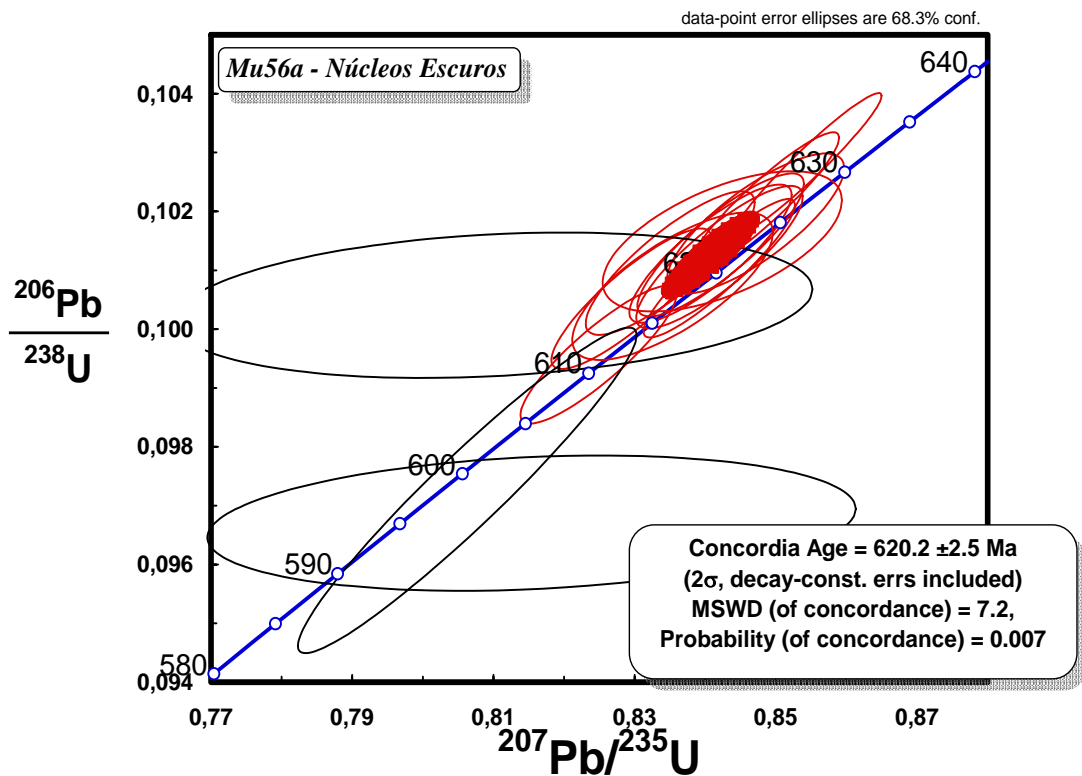


Figura 5.3: Diagrama concórdia para os núcleos escuros da amostra Mu56a.

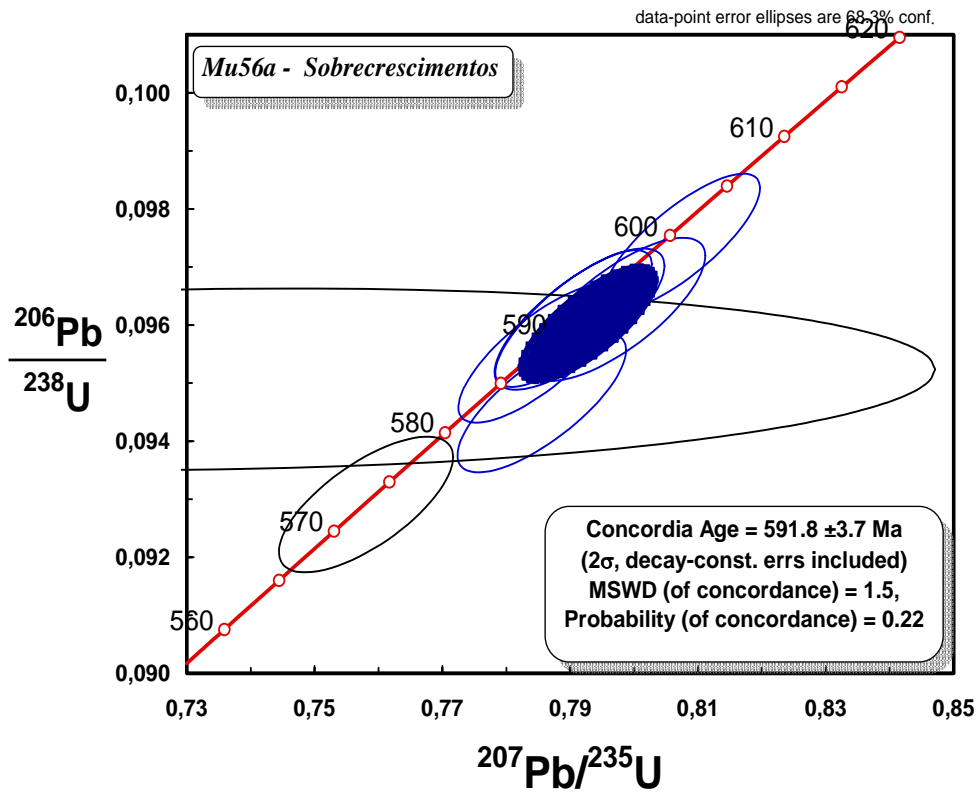


Figura 5.4: Diagrama concórdia para os sobrecrescimentos da amostra Mu56a.

V. 2 – Geocronologia U-Pb LAM-MC-ICP-MS, amostra CE10

A amostra CE10 é representante de um ortogneisse granodiorítico, cuja composição mineralógica e química são apresentadas nos capítulos IV e VI, respectivamente. O afloramento localiza-se na BR 116 (UTM 773804 N, 7671982 E), porção central do corpo. No local predomina um ortogneisse finamente bandado, exibindo megacristais milimétricos de plagioclásio estirados segundo a orientação regional (Figura 5.5). A migmatização foi de baixa intensidade, refletida pela presença de finos veios de leucossoma. No mesmo afloramento observa-se que a proporção de veios de leucossoma aumenta progressivamente (Figura 5.6)



Figura 5.5: Amostra coletada para análise, evidenciando megacristais milimétricos de feldspato e bandamento de espessura milimétrica. Ponto CE10 (776804, 7671982).



Figura 5.6: Afloramento exibindo enclaves máficos estirados e veios de neossoma em hornblenda-biotita gnaisse bandado. Nas proximidades do ponto CE10.

V. 2.1 – Resultados Analíticos

Foram analisados 14 *spots* em 14 cristais de zircão incolores e límpidos, cujos resultados são mostrados na tabela 5.2. As imagens obtidas são do tipo elétron retro-espalhado (backscattered). A população é bastante homogênea, apresenta formas prismáticas cuja relação é 3:1, em tamanho médio de 100 μm . Embora as imagens do tipo elétron retro-espalhado sejam menos apropriadas para mostrar a estrutura interna do grãos, quando comparadas com as imagens de catodo-luminescência, um zonamento oscilatório é bem visível em alguns dos grãos. Este fato, associado aos elevados valores das razões Th/U, indica o caráter magmático dos zircões. Alguns cristais exibem uma fina franja mais clara (de mais alto U) evidenciando um provável sobrecrecimento metamórfico (Figuras 5.7, 5.8). Dos 14 *spots* analisados, 9 são quase concordantes enquanto os demais são discordantes (entre 4% e 11% de discordância).

Quando lançadas no diagrama concórdia (Figura 5.9), observa-se que as análises se dispõem em uma linha de perda de Pb (discórdia) com um intercepto superior pouco preciso, em 578 ± 22 Ma. O fato de a linha discórdia ser quase assintótica à concórdia faz com que, a despeito da perda de Pb, várias análises forneçam resultados concordantes. Quando os dados são lançados em um diagrama Tera-Wassenburg obtêm-se uma idade de intercepto superior igualmente imprecisa, 576 ± 23 Ma (Figura 5.10), praticamente igual àquela fornecida pelo diagrama Wetheril. A média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o conjunto de análises é de 582 ± 8 Ma (Figura 5.11) o que, de fato, pode ser assumida como uma idade mínima para a cristalização magmática da rocha.

Como as observações de campo indicam que este gnaisse foi afetado pelo evento de migmatização, datado em ca. 593 Ma, este é de fato o valor mínimo para a idade de cristalização magmática, dentro da faixa de erro da idade de intercepto superior. Caso a rocha seja mais velha que 593 Ma, um importante evento de perda de Pb deve ter ocorrido nesta época. Além disso, tanto no domínio do Orógeno Araçuaí quanto do Orógeno Ribeira, existem evidências de um significativo evento termal em ca. 535-520 Ma (Machado *et al.* 1996, Noce *et al.* 2004). Esta história complexa de perda de Pb poderia explicar a baixa colinearidade das análises fornecendo uma datação pouco precisa.

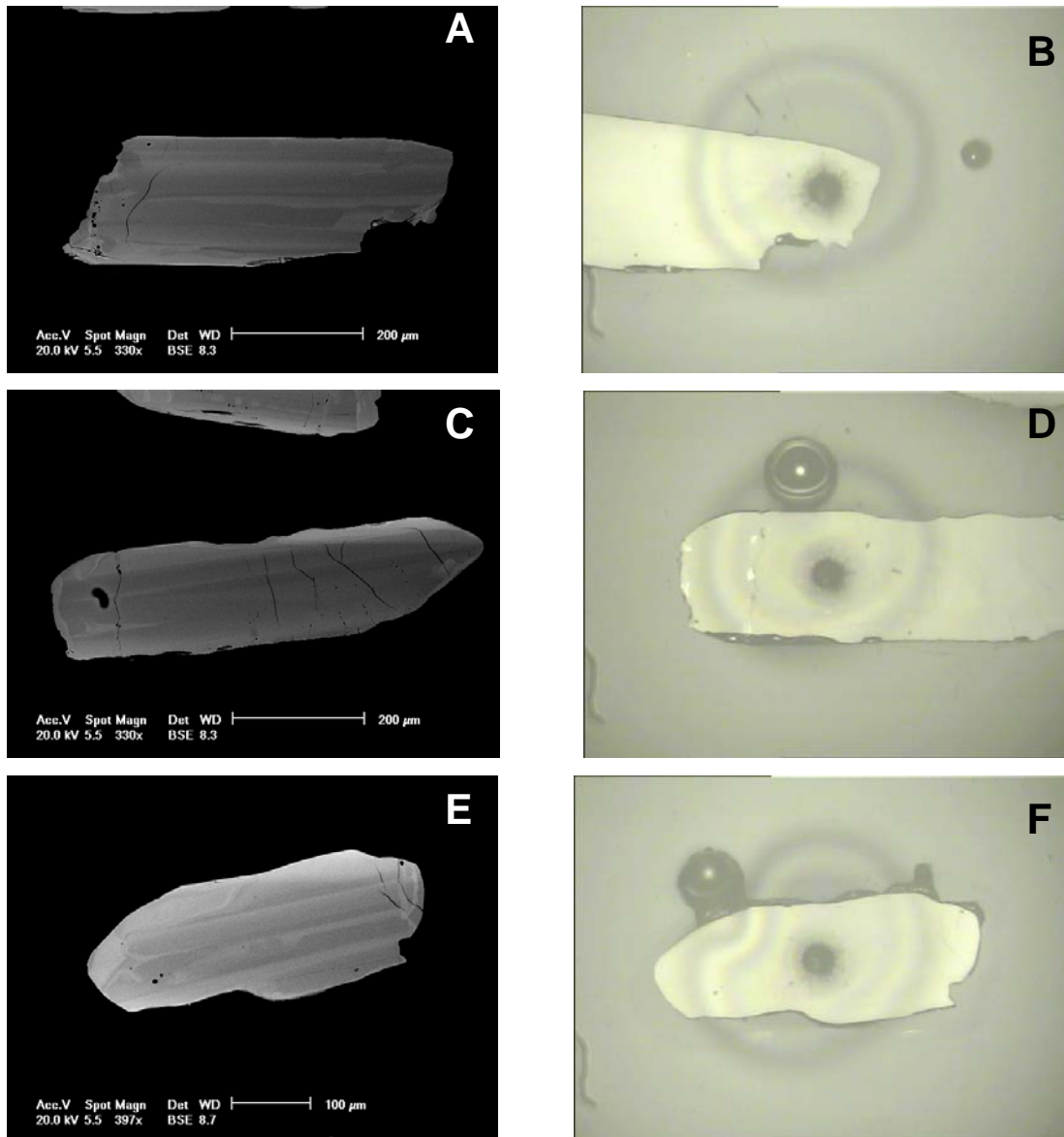


Figura 5.7: Imagens dos zircões datados. Em A, C e E imagens de elétron retro-espalhado; em B, D e F microscopia ótica dos zircões 1, 2 e 3 com spots de 2,5 μ m produzidos pela microsonda a laser.

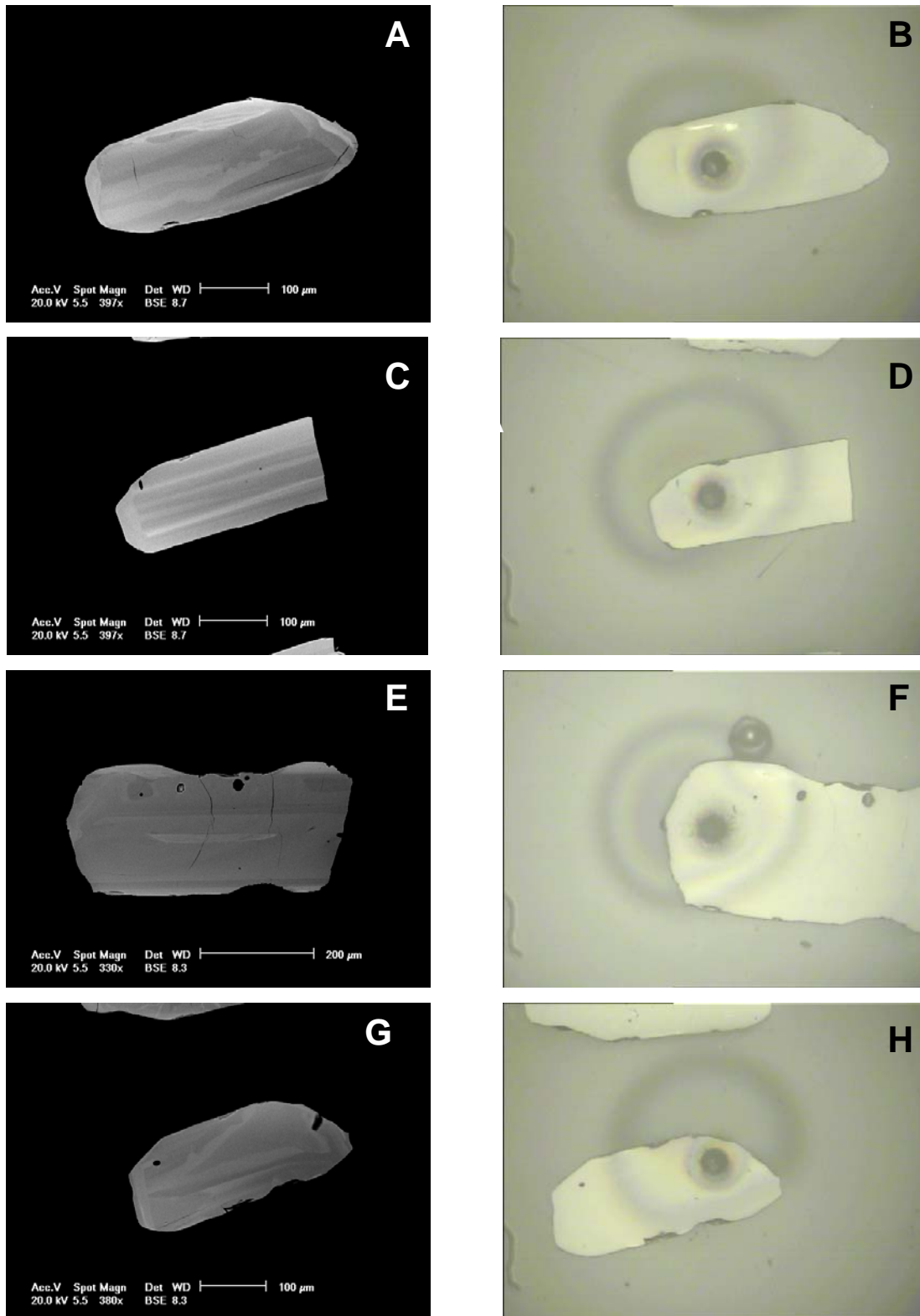


Figura 5.8: Imagens dos zircões datados. Em A, C, E e G imagens de elétron retro-espalhado; em B, D, F e H microscopia ótica dos zircões 4, 5, 7 e 12 com spots de 2,5μm produzidos pela microsonda a laser.

Tabela 5.2: Dados U-Pb em zircões da Amostra CE10.

Spot	Ratios							Age (Ma)							% Disc.	f 206
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²³² Th/ ²³⁸ U		
CE10-1	0,76231	1,62	0,09325	0,83	0,51	0,05929	1,40	575	5	575	9	578	8	0,61	1	0,0006
CE10-2	0,75200	2,18	0,09249	1,26	0,58	0,05897	1,77	570	7	569	12	566	10	0,91	-1	0,0005
CE10-3	0,75384	1,57	0,09232	0,74	0,47	0,05922	1,38	569	4	570	9	575	8	0,30	1	0,0002
CE10-4	0,74349	2,32	0,0917	1,42	0,61	0,05878	1,83	566	8	564	13	559	10	0,44	-1	0,0010
CE10-5	0,74185	2,06	0,09119	1,23	0,60	0,05900	1,66	563	7	563	12	567	9	0,88	1	0,0005
CE10-6	0,75942	3,09	0,0929	1,22	0,39	0,05926	2,84	573	7	574	18	577	16	0,83	1	0,0008
CE10-7	0,73824	1,95	0,09055	0,88	0,45	0,05913	1,74	559	5	561	11	572	10	1,05	2	0,0004
CE10-8	0,72259	2,15	0,08792	1,35	0,63	0,05961	1,67	543	7	552	12	589	10	0,67	8	0,0003
CE10-9	0,73811	1,40	0,08908	1,05	0,75	0,06009	0,93	550	6	561	8	607	6	0,88	9	0,0024
CE10-10	0,72861	1,82	0,08921	1,13	0,62	0,05924	1,43	551	6	556	10	576	8	1,14	4	0,0002
CE10-11	0,66152	2,18	0,0813	0,85	0,39	0,05902	2,01	504	4	516	11	568	11	0,80	11	0,0007
CE10-12	0,78555	1,77	0,09608	0,99	0,56	0,05930	1,47	591	6	589	10	578	8	0,17	-2	0,0003
CE10-13	0,72115	3,41	0,08722	2,10	0,62	0,05997	2,68	539	11	551	19	602	16	0,87	11	0,0066
CE10-14	0,70315	1,39	0,0857	0,84	0,61	0,05950	1,10	530	4	541	7	586	6	1,15	9	0,0002

Obs: Amostra e padrão corrigidos para brancos de Pb e Hg;

²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁶Pb/²³⁸PU corrigidos para Pb comum (Pb);

Erros em 1 sigma.

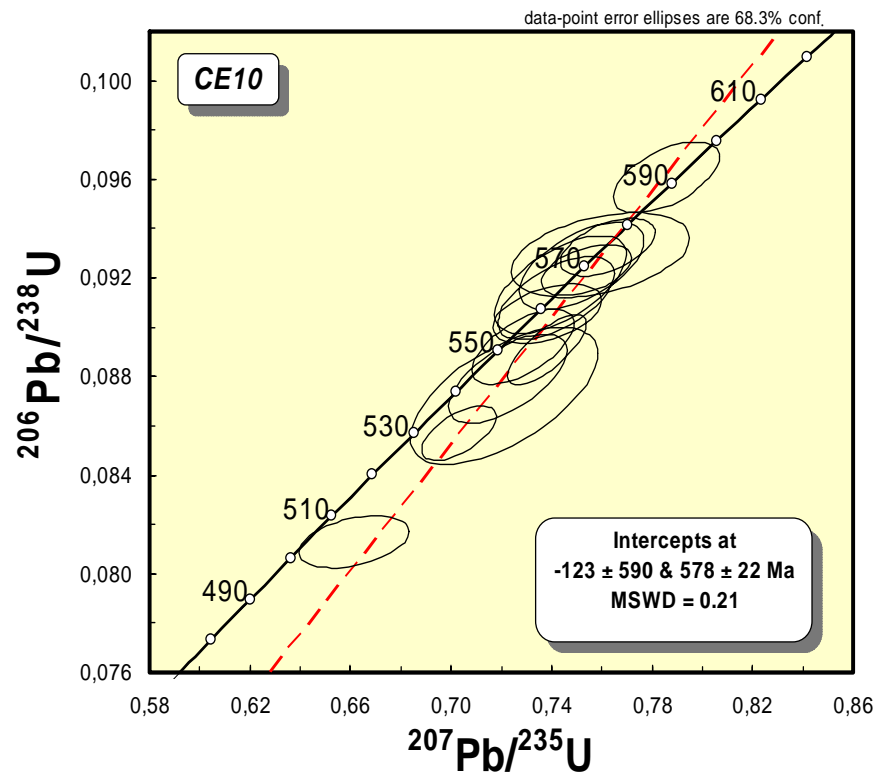


Figura 5.9: Diagrama concórdia *Wetheril* para os zircões da amostra CE10.

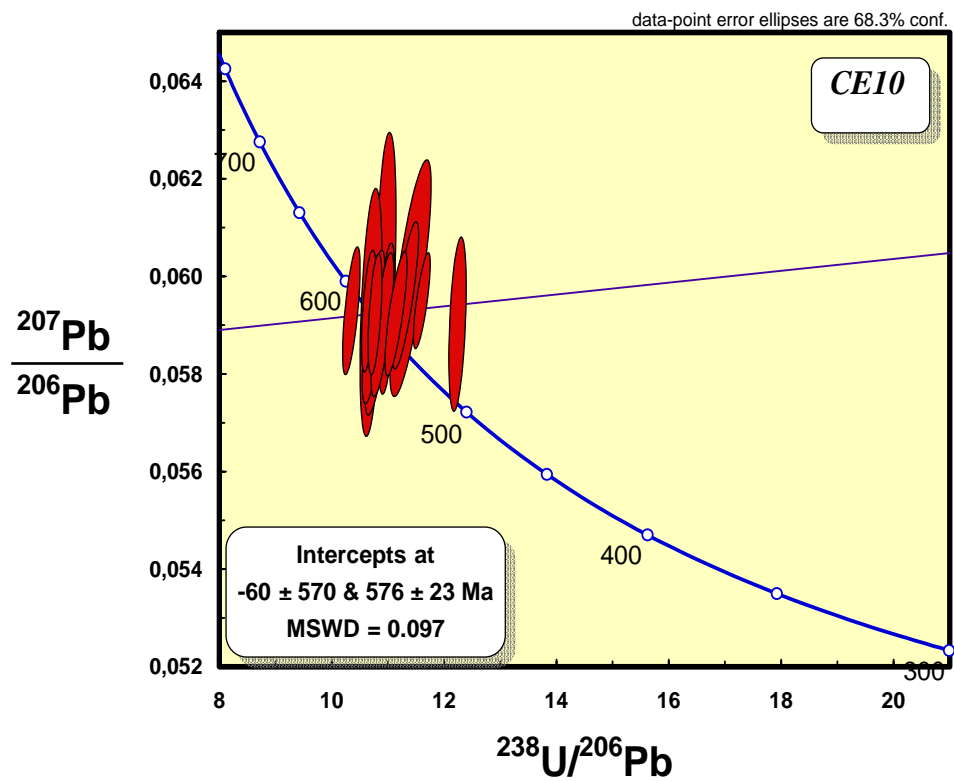


Figura 5.10: Diagrama concórdia *Tera-Wasserburg* para os zircões da amostra CE10.

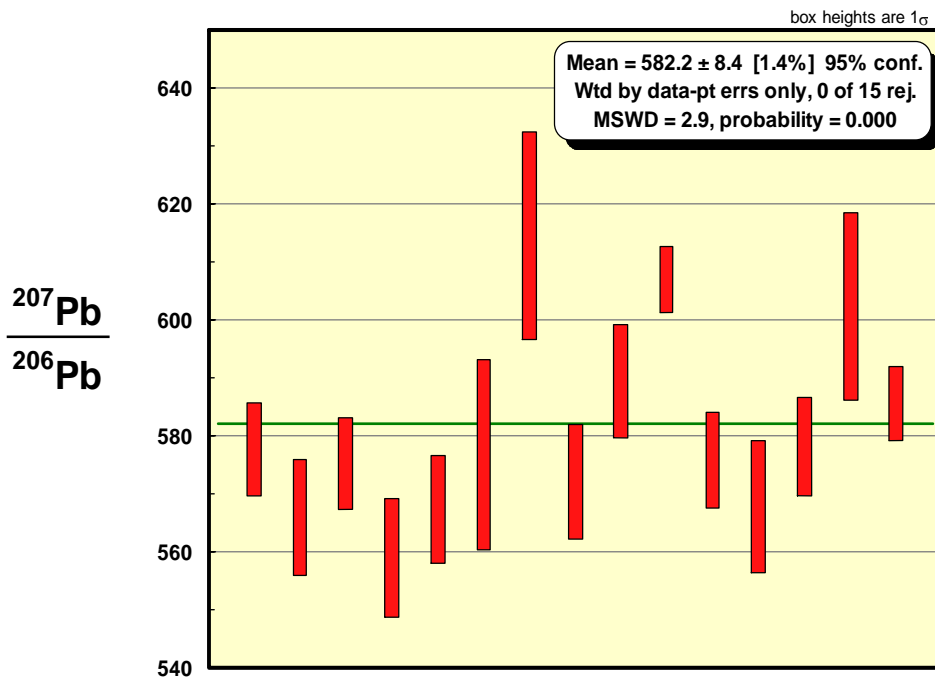


Figura 5.11: Média das idades para os zircões da amostra CE10.

V. 3 – Geocronologia U-Pb LAM-MC-ICP-MS, amostra CE07

A amostra CE07 é representante do granito foliado que possui duas fácies, ambas com matriz quartzo-feldspática rica em biotita (ver capítulo IV). A fácies amostrada para a análise é a que apresenta maior razão matriz/fenocristal (Figura 5.12). Trata-se de uma rocha de granulação fina que apresenta megacristais espaçados de feldspato em tamanho milimétrico (3 mm). Embora a rocha apresente foliação gnáissica, feições de fluxo magmático podem ser preservadas sugerindo uma baixa de intensidade de deformação. Localiza-se na porção nordeste do Batólito de Muriaé (UTM 779842N; 7681742E).

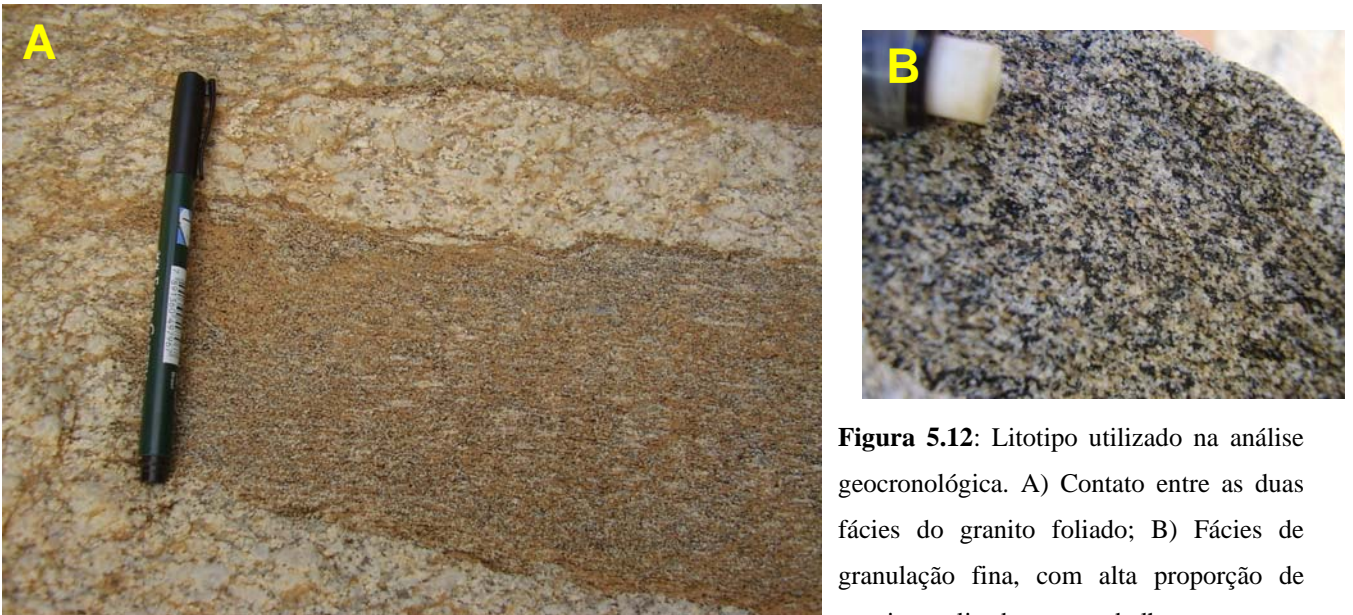


Figura 5.12: Litotipo utilizado na análise geocronológica. A) Contato entre as duas fácies do granito foliado; B) Fácies de granulação fina, com alta proporção de matriz, analisada neste trabalho.

V. 3.1 – Resultados Analíticos

Foram analisados 18 *spots* em 18 cristais de zircão, sendo os resultados apresentados na tabela 5.3. Predominam grãos de zircões na forma de prismas alongados, com relação igual ou maior que 3:1 e tamanho médio de 100 μm . Uma outra população é composta por prismas mais curtos com faces pouco desenvolvidas. Os cristais, em sua maioria, estão muito fraturados. Apenas três dos grãos analisados são límpidos, livres de fraturas ou inclusões (Figuras 5.13, 5.14). É possível identificar nas imagens de elétron retro-espalhado um zonamento oscilatório, e a maior parte das análises apresentam razões Th/U altas, típicas de zircões magmáticos.

A distribuição das análises no diagrama concórdia é semelhante ao observado para a amostra Ce-10, sugerindo o mesmo de perda de Pb. Entretanto, os pontos são pouco colineares e a idade de intercepto superior apresenta um erro muito elevado. Por esta razão, optou-se por calcular uma idade utilizando os 12 spots concordantes ou quase-concordantes. A idade-concórdia obtida, 593 ± 4 Ma (Figura 5.15), é assumida como a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática destes gnaisses porfiríticos.

Tabela 5.3: Dados U-Pb em zircões da Amostra CE07.

Spot	Ratios						Age (Ma)						²³² Th/ ²³⁸ U	% Disc	f206	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb							±
CE07-1	0,7130	3,26	0,0865	2,17	0,66	0,0598	2,44	535	12	547	18	595	15	0,85	10	0,0014	1244	1479	115
CE07-2	0,7965	2,40	0,0960	1,25	0,52	0,0602	2,05	591	7	595	14	610	13	0,13	3	0,0019	178	1351	124
CE07-3	0,7857	2,38	0,0953	0,86	0,36	0,0598	2,22	587	5	589	14	596	13	0,30	1	0,0004	387	1292	115
CE07-4	0,7715	2,37	0,0944	1,31	0,55	0,0592	1,97	582	8	581	14	576	11	0,21	-1	0,0004	420	2009	202
CE07-5	0,7939	3,64	0,0965	1,59	0,44	0,0597	3,27	594	9	593	22	591	19	0,33	0	0,0009	56	173	20
CE07-6	0,7954	2,84	0,0962	1,52	0,53	0,0600	2,40	592	9	594	17	602	14	0,85	2	0,0008	134	159	19
CE07-7	0,7851	3,24	0,0952	1,09	0,34	0,0598	3,05	586	6	588	19	597	18	0,78	2	0,0011	84	109	15
CE07-8	0,7924	2,94	0,0960	1,78	0,61	0,0599	2,34	591	11	593	17	598	14	0,07	1	0,0005	31	466	33
CE07-9	0,8112	2,61	0,0976	1,35	0,52	0,0603	2,23	600	8	603	16	614	14	0,19	2	0,0003	163	862	87
CE07-10	0,8241	2,75	0,0991	1,65	0,60	0,0603	2,20	609	10	610	17	615	14	1,26	1	0,0006	839	670	86
CE07-11	0,8227	2,50	0,0991	1,13	0,45	0,0602	2,24	609	7	610	15	610	14	1,54	0	0,0006	1079	706	99
CE07-12	0,7886	2,62	0,0954	1,16	0,44	0,0600	2,35	587	7	590	15	602	14	0,25	3	0,0007	266	1081	109
CE07-13	0,7975	2,74	0,0966	1,28	0,47	0,0599	2,42	595	8	595	16	598	15	0,53	1	0,0005	304	575	66
CE07-14	0,7548	2,60	0,0890	1,59	0,61	0,0615	2,05	550	9	571	15	657	13	1,00	16	0,0039	669	672	65
CE07-15	0,8448	4,71	0,1002	1,63	0,34	0,0611	4,42	616	10	622	29	644	28	0,42	4	0,0044	56	134	17
CE07-16	0,7715	2,86	0,0934	2,07	0,72	0,0599	1,98	576	12	581	17	600	12	0,64	4	0,0004	400	630	71
CE07-17	0,8336	3,37	0,0999	2,19	0,65	0,0605	2,56	614	13	616	21	622	16	0,66	1	0,0001	70	106	15
CE07-18	0,8477	2,25	0,1007	0,96	0,42	0,0611	2,04	618	6	623	14	641	13	1,32	4	0,0020	1196	911	120

Obs: Amostra e padrão corrigidos para brancos de Pb e Hg;

²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁶Pb/²³⁸PU corrigidos para Pb comum (Pb);

Erros em 1 sigma.

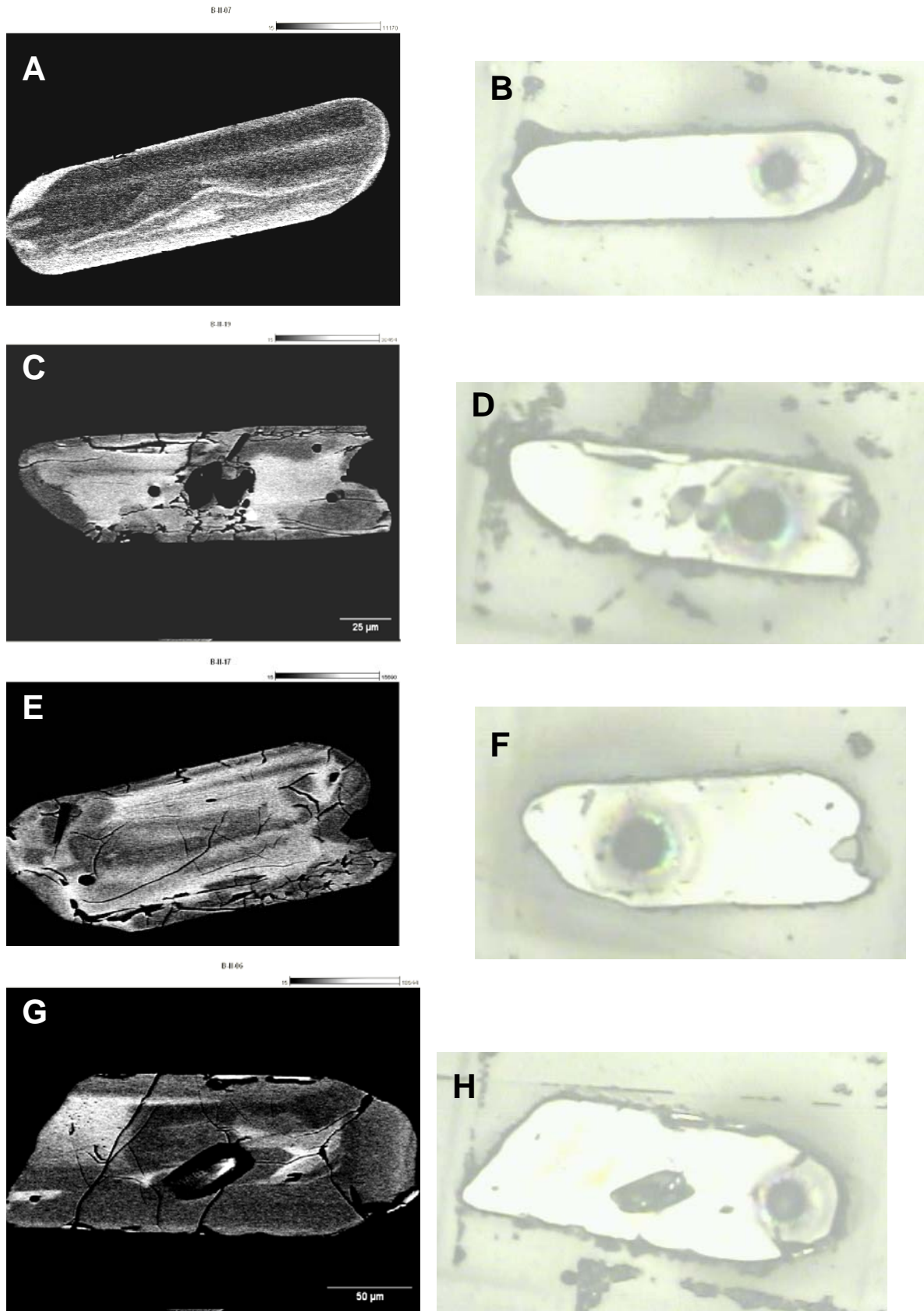


Figura 5.13: Imagens dos zircões datados. Em A, C, E e G imagens de elétron retro-espalhado; em B, D, F e H microscopia ótica dos zircões CE 07-6, 11, 10 e 01 com spots de 2,5μm produzidos pela microsonda a laser.

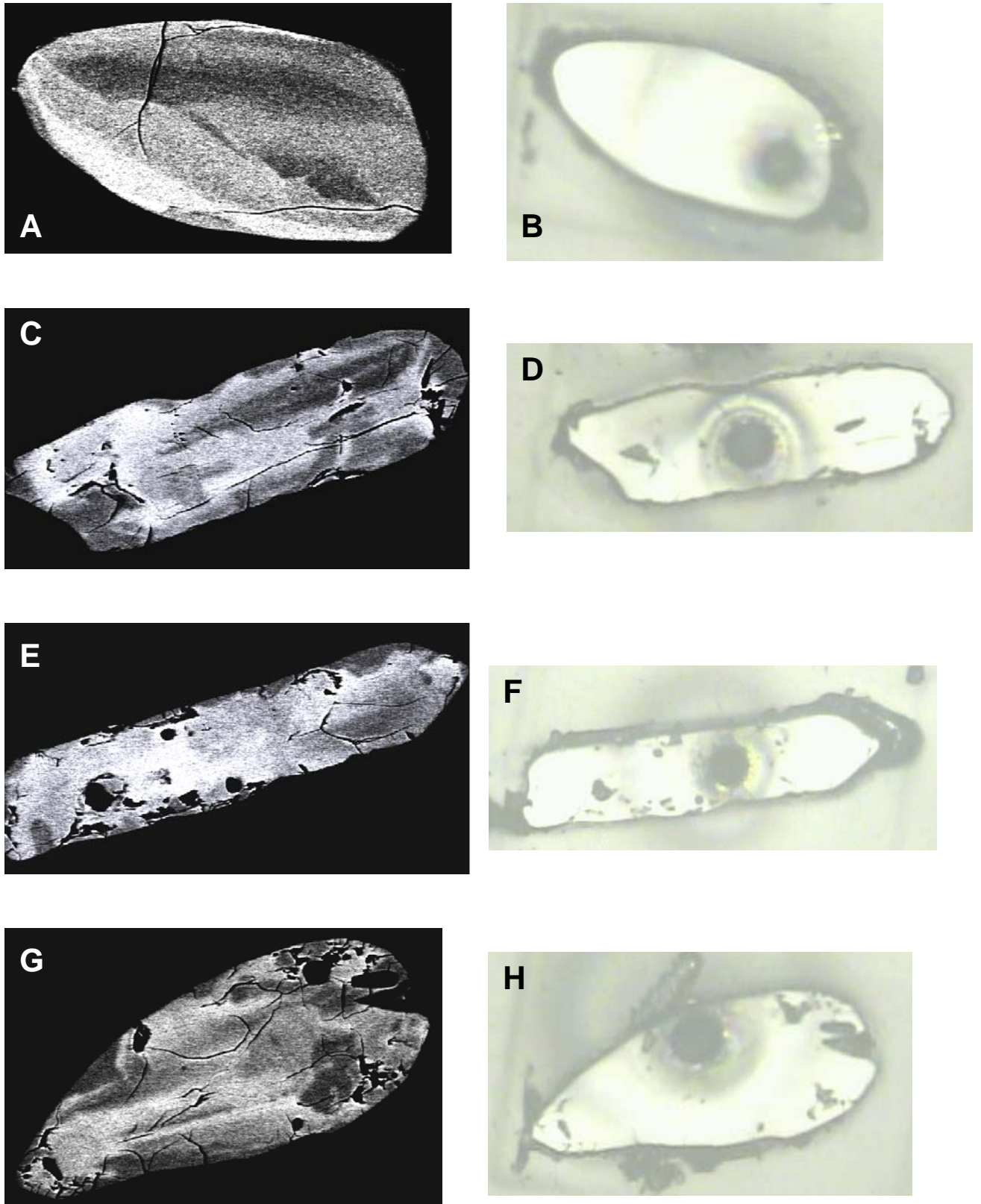


Figura 5.14: Imagens dos zircões datados. Em A, C, E e G imagens de elétron retro-espalhado; em B, D, F e H microscopia ótica dos zircões CE 07-8, 9, 2 e 12 com spots de 2,5 μ m produzidos pela microsonda a laser.

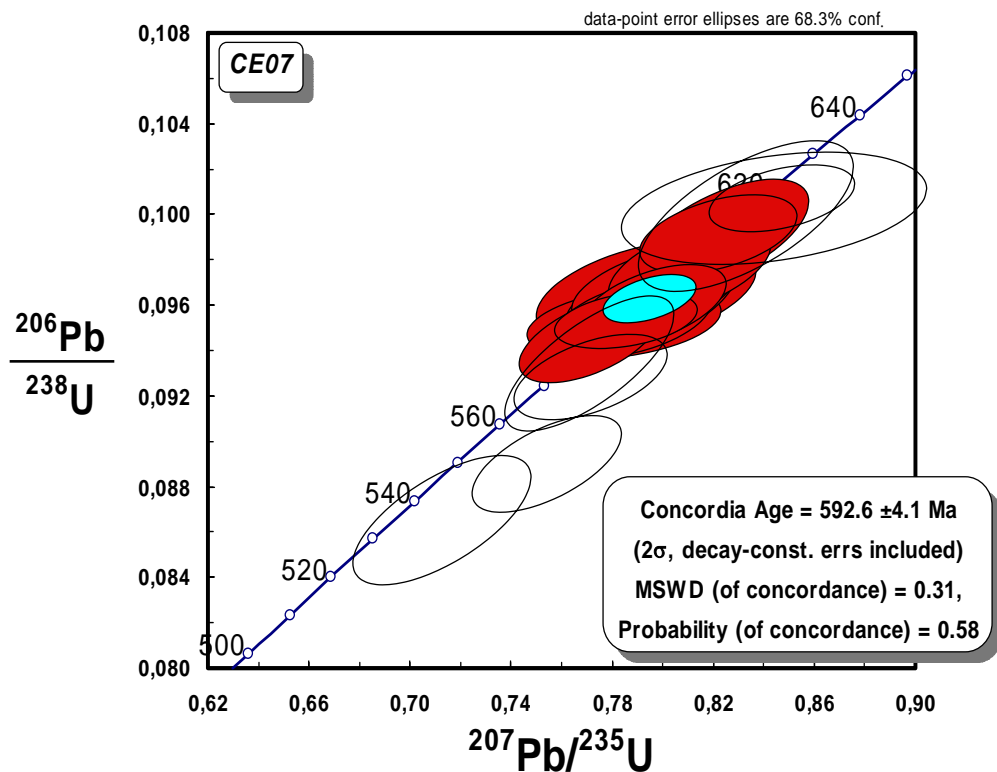


Figura 5.15: Diagrama concórdia para os zircões da amostra CE07.

V. 4 – Relações entre as unidades do Batólito de Muriaé

Conclui-se a partir das análises de campo e petrográficas (Capítulo IV), conjuntamente com os dados geocronológicos obtidos, que o hornblenda-biotita gnaiss e seus enclaves gabro-dioríticos representam as rochas precursoras na edificação do batólito. Seu posicionamento deu-se entre 620 e 593 Ma, sendo esta idade mais nova referente ao evento de migmatização que gerou o granitóide anatótico.

O granito foliado e o granito leucocrático são litotipos não afetados pela migmatização. A idade de cristalização obtida para o granito foliado, em 593±4 Ma, demonstra que sua intrusão deu-se tardiamente ou imediatamente após o evento de anatexia. Alternativamente, poderiam representar corpos alóctones gerados pela própria anatexia de porções mais profundas do batólito. De qualquer maneira, representam os pulsos magmáticos finais da edificação do Batólito de Muriaé.

CAPITULO VI: LITOGEOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

Os estudos litoquímicos e isotópicos Sm/Nd são utilizados na caracterização da gênese e da ambiência tectônica dos corpos plutônicos. Para tal, foram selecionadas amostras de todos os litotipos do Batólito de Muriaé.

VI.1 - Litoquímica do Batólito de Muriaé

Foram realizadas 16 análises químicas envolvendo elementos maiores, traços e terras raras no laboratório ACTLABS, Canadá. Quatro amostras são de enclaves gabro-dioríticos, seis amostras de hornblenda-biotita gnaiss, três amostras de granitóide anatótico, uma amostra de granito foliado e duas amostras de granito leucocrático. Os resultados destas análises, bem como algumas razões específicas, são mostradas na tabela 6.1, no final deste item. A acurácia dos dados pode ser observada nos valores de fechamentos das análises, com valores de fechamento entre 99.58 e 99.85%.

As rochas do Batólito de Muriaé apresentam composição química variando de gabro a granito, não diferindo dos dados obtidos nos estudos petrográficos (Figura 6.1). Observa-se um *gap* composicional entre os valores de 57 e 64% de sílica que separa o hornblenda-biotita gnaiss dos enclaves gabro-dioríticos. *Gaps* menos expressivos separam os demais litotipos deixando o granitóide anatótico e o granito foliado como um grupo quimicamente similar.

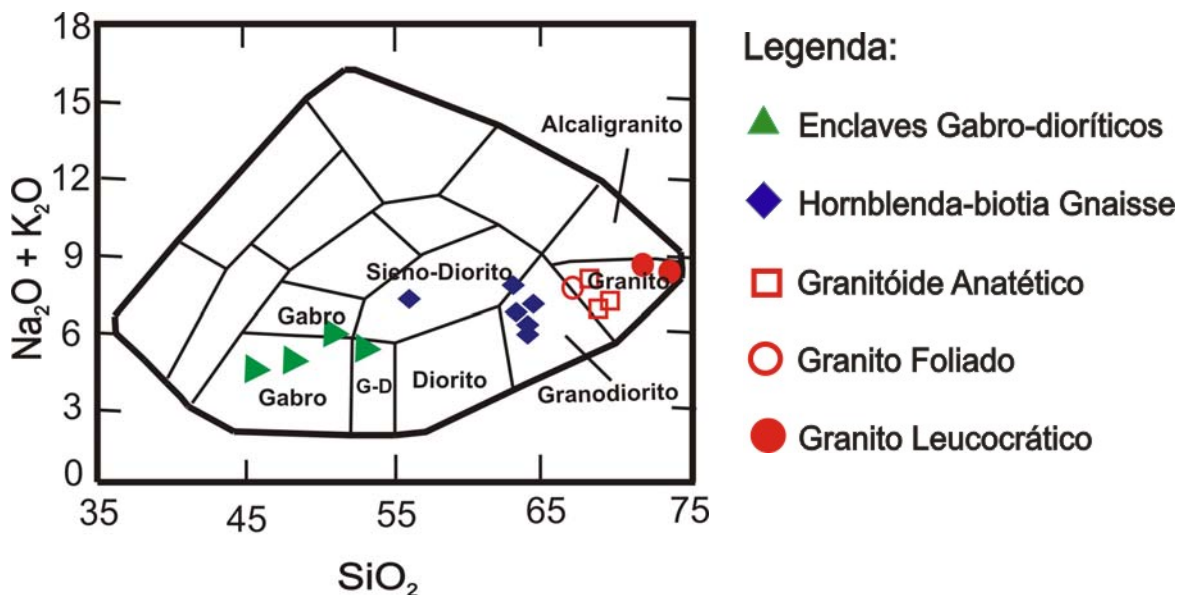


Figura 6.1: Diagrama SiO₂ vs Alcalis de classificação petrológica.

No diagrama de saturação em alumina (Figura 6.2A), as análises revelam caráter metaluminoso margeando o campo peraluminoso. Observa-se um *trend* que acompanha o limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso, em direção ao campo peralcalino, evidenciando o aumento em álcalis do granitóide anatótico ao granito leucocrático. No diagrama de discriminação das séries cálcio-alcálicas (Figura 6.2B), a maior parte das amostras ocupa o campo da série cálcio-alcálica de alto K e da série shoshonítica. Entretanto, quatro amostras do honblenda-biotita gnaisse ocupam o campo de médio-K, margeando o campo de alto-K. No diagrama AFM (Figura 6.2C) todas as amostras apresentam caráter cálcio-alcálico, mas o granito leucocrático ocupa um campo distante da linha de tendência, devido o enriquecimento em álcalis.

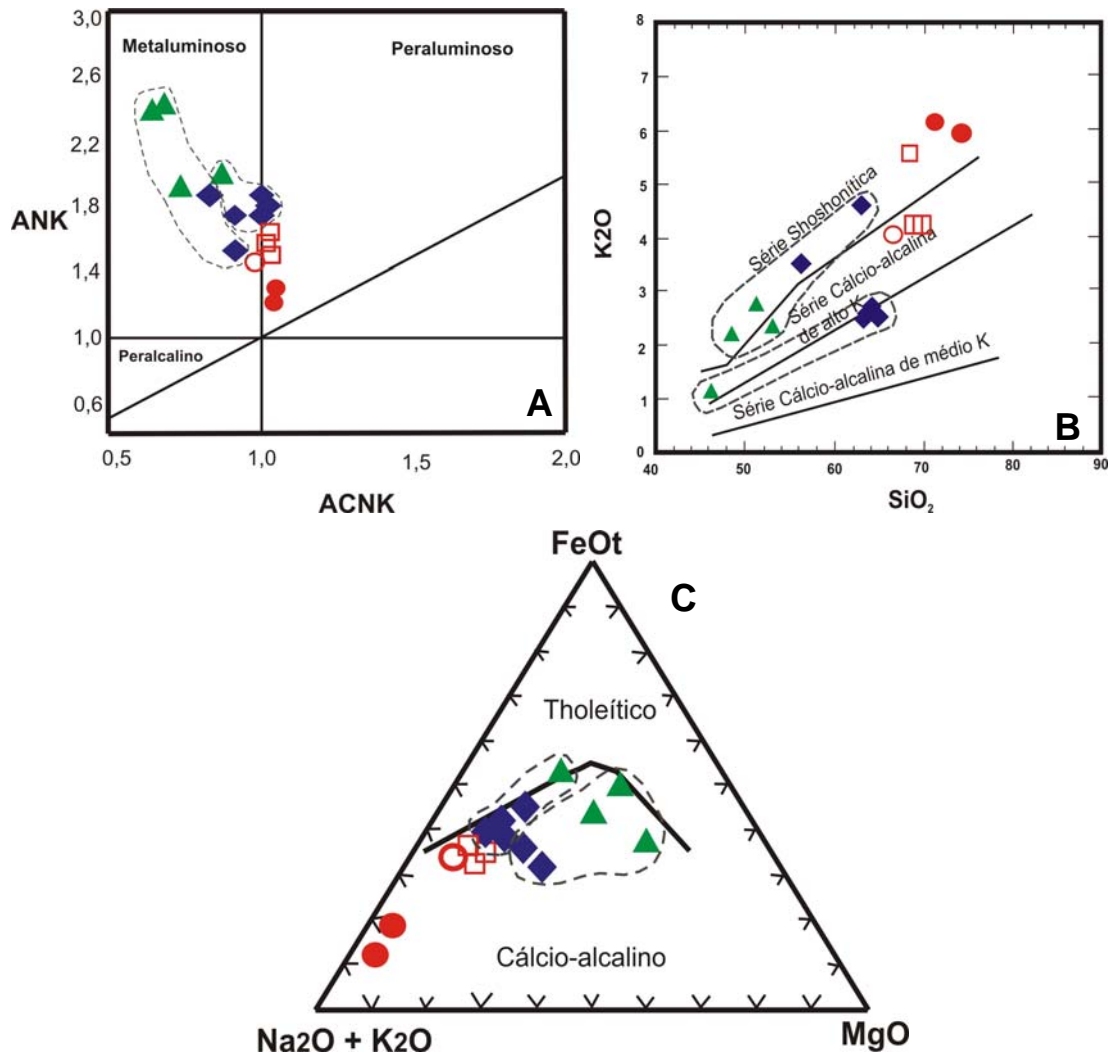


Figura 6.2: 46: Gráficos discriminatórios para os distintos litotipos do Batólito de Muriaé: A) Índice de aluminosidade. B) Diagrama de séries cálcio-alcálicas de Rickwood (1989) e Le Maitre *et al.* (1989). Diagrama AFM de Jensen (1976). Legenda idem **figura 6.1**.

Apesar do número restrito de análises, existe a sugestão de que o hornblenda-biotita gnaisse e seus encraves representam dois agrupamentos, ambos derivados de suíte cálcio-alcálica, porém com características distintas: Uma suíte de alto-K a shoshonítica, fortemente metaluminosa e, outra suíte de médio a alto-K, pobremente metaluminosa. O granito leucocrático mostra-se mais evoluído evidenciando caráter shoshonítico e fracamente peraluminoso. Os baixos índices de aluminosidade revelam que todos os litotipos são oriundos magmatismo do tipo I.

Esta análise inicial sugere existência duas ou mais suítes cálcio-alcálicas envolvidas na edificação do Batólito de Muriaé. Além disso, os dados de campo e geocronológicos evidenciam a ocorrência de processos magmáticos separados no tempo. Portanto, a dispersão das análises nos diagramas não expressa um processo de diferenciação magmática a partir de cristalização fracionada.

Como os litotipos que ocorrem no Batólito de Muriaé podem ser muito distintos, os dados litogeoquímicos apresentam uma elevada variação no teor de sílica, entre 48% a 74%. Para análise de correlação entre os litotipos, este óxido foi utilizado como índice de diferenciação no conjunto das amostras estudadas. O diagrama da figura 6.3 mostra que o acréscimo de SiO_2 é acompanhado pelo decréscimo da soma $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ (FMMT). Nota-se no delineamento *gaps* composicionais similares aos observados na figura 45. No geral, este padrão é similar ao obtido por Nalini Jr. (1997) para as rochas da Suíte Galiléia.

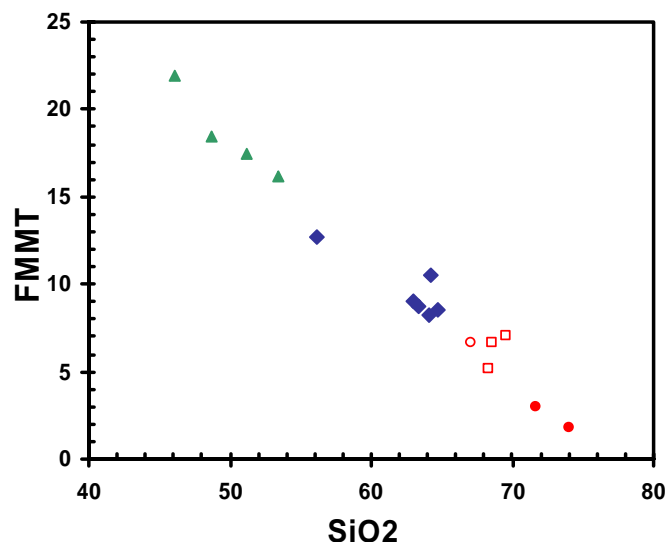


Figura 6.3: Diagrama FMMT vs. SiO_2 para as unidades litológicas do Batólito de Muriaé. Legenda idem **figura 6.1**.

Analisando os elementos individualmente em diagramas do tipo *Harker* (Figura 6.4), constatam-se boas correlações lineares, mas sempre ocorrendo uma ou outra amostra dispersa no conjunto. O K_2O apresenta correlação positiva, enquanto Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO e MnO apresentam correlações negativas. O TiO_2 e P_2O_5 apresentam boa correlação negativa apenas nos litotipos com baixo conteúdo de máfico. Na_2O apresenta um padrão bastante regular, contrastando com os álcalis K_2O (correlação positiva) e CaO (correlação negativa). A dispersão dos pontos no hornblenda-biotita gnaiss e seus encraves sugerem, em alguns elementos (*e.g.* K, Al e Ca), *trends* evolucionais de duas ou mais suítes. Estes *trends* com o espalhamento de pontos e, ainda a presença de *gaps* entre os litotipos, comprovam a participação de fontes magmáticas distintas.

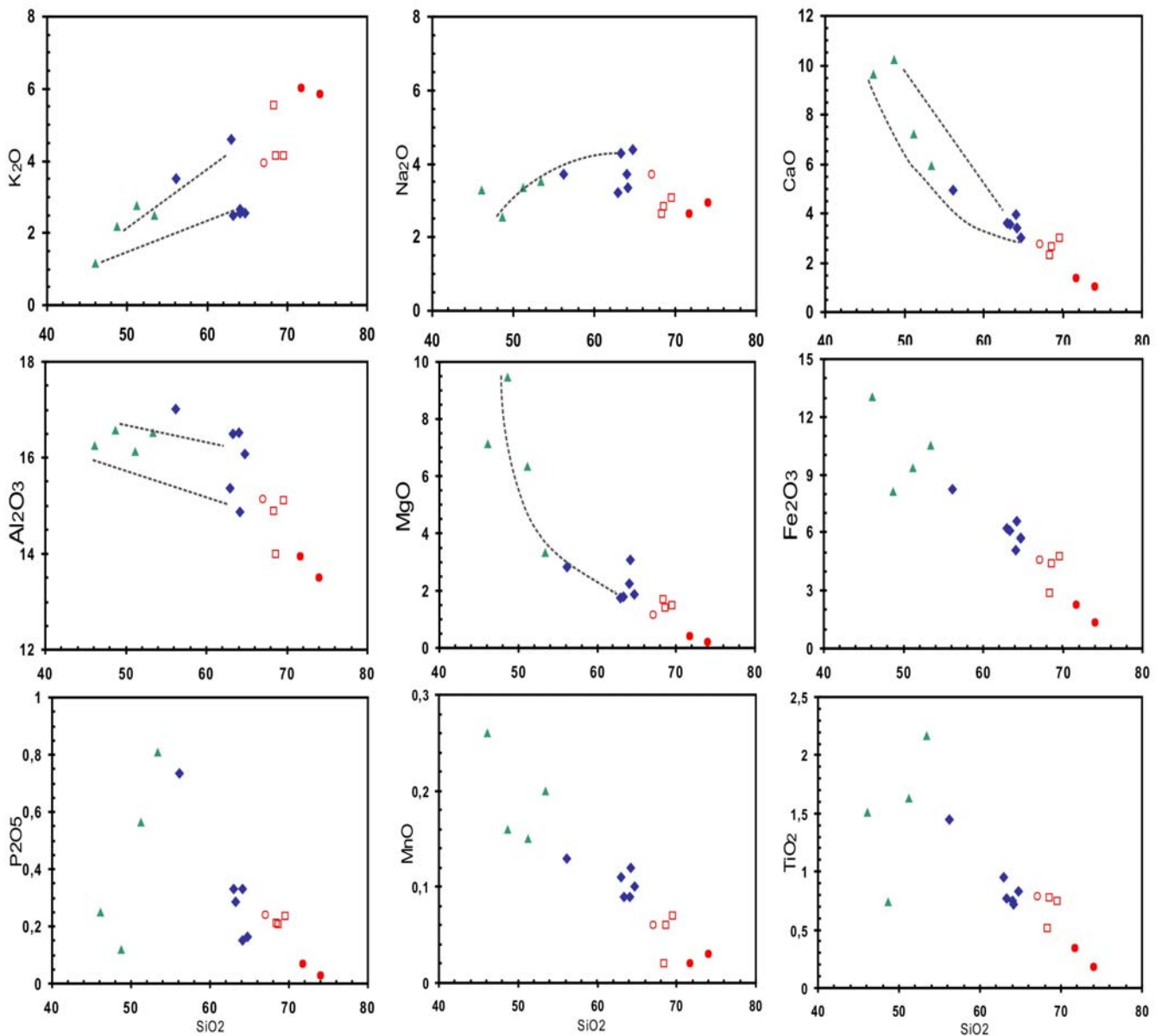


Figura 6.4: Diagramas do tipo *Harker* utilizando elementos maiores. Legenda figura 6.1.

A figura 6.5 mostra diagramas multi-elementares (*spidergrams*), para os distintos litotipos do Batólito de Muriaé. O hornblenda-biotita gnaiss e o encrave gabro-diorítico exibem um padrão bastante similar. Apresentam fortes anomalias negativas de Ti e P e certo empobrecimento em HFSE (*e.g.* Y, Hf, Zr), em relação aos LILE (*e.g.* Cs, Rb, Ba, Sr). São padrões semelhantes aos exibidos pelos granitos de arco, exceto pela ausência de anomalias negativas de Ta e Nb (Pearce *et al.* 1984). O granitóide anatótico, que resulta da fusão *in situ* do hornblenda-biotita gnaiss, também apresenta um padrão semelhante, diferindo por apresentar anomalia mais expressiva de Sr e empobrecimento em Ta e Nb quando comparado com o hornblenda-biotita gnaiss e seus encraves. O granito foliado e o granito leucocrático diferem dos anteriores pela pequena anomalia de Nb, mas principalmente pelas anomalias negativas de Sr e Ba bem pronunciadas que podem ser reflexo do fracionamento de plagioclásio e enriquecimento em K-feldspato.

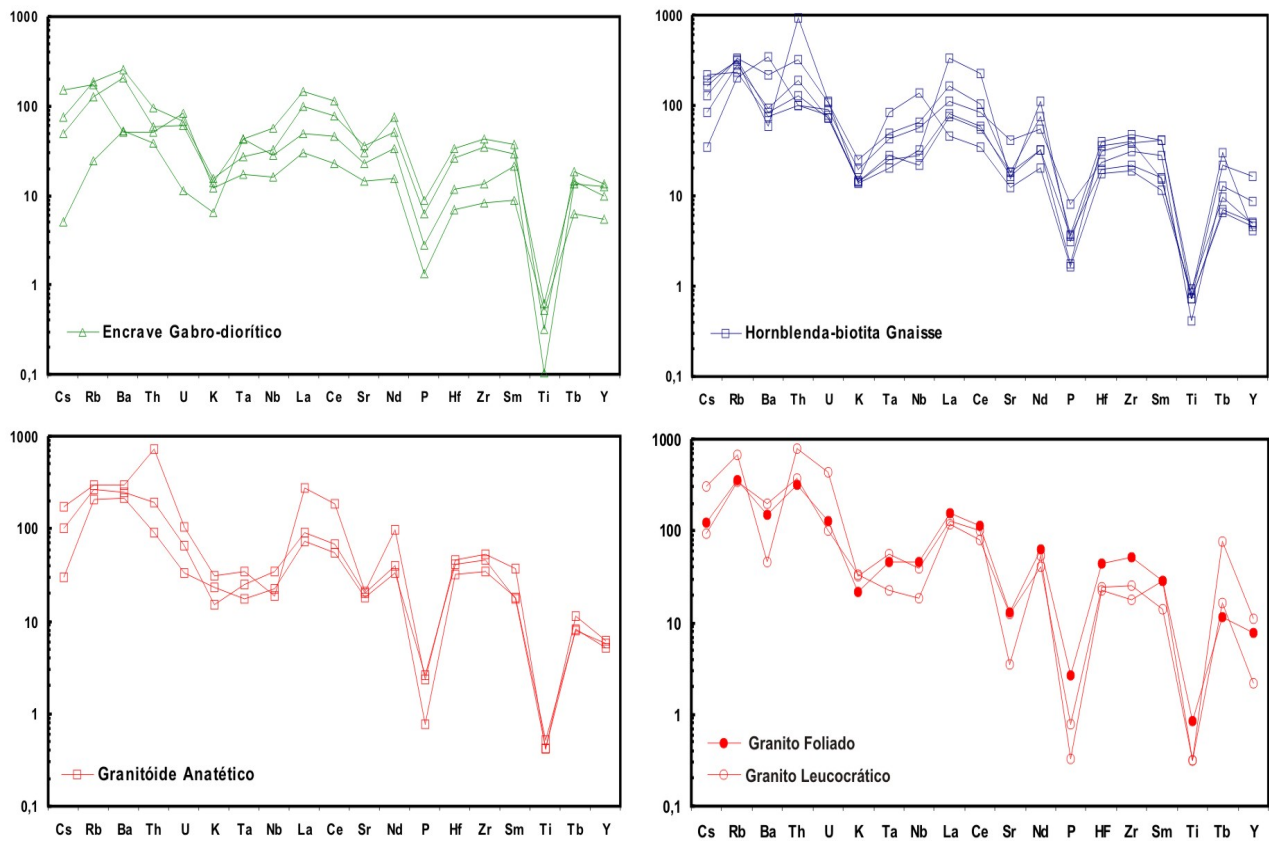


Figura 6.5: Diagrama multi-elementar para as unidades litológicas do Batólito de Muriaé. Normalizados para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985, exceto P; fonte Sun 1980).

Os padrões exibidos pelos diagramas acima são similares aos descritos por Brown *et al.* (1984) para granitos de arco continental. Segundo estes autores, os granitóides de arco normal são caracterizados por anomalias negativas em alguns HFSE como Ta, Nb, P e Ti, e ausência de empobrecimento significativo em LILE do tipo Sr e Ba. Já os granitóides de arco maduro apresentam anomalias mais expressivas de Sr e Ba, além de um significativo aumento nas anomalias de Ti e P. Segundo Rollinson (1993), o enriquecimento em LILE móveis (e.g. Rb, Ba) e anomalias negativas de Nb e Ti são indicativos de contaminação crustal do magma mantélico original. Ao se comparar os dados do presente estudo com aqueles propostos por Brown *et al.* (1984) para arcos normais e maduros, constata-se que o hornblenda-biotita gnaïsse exibe um padrão transicional entre arco maduro e normal, e os gnaïsses porfirítico e leucocrático apresentam padrão similar aos granitos de arco maduro (figura 51).

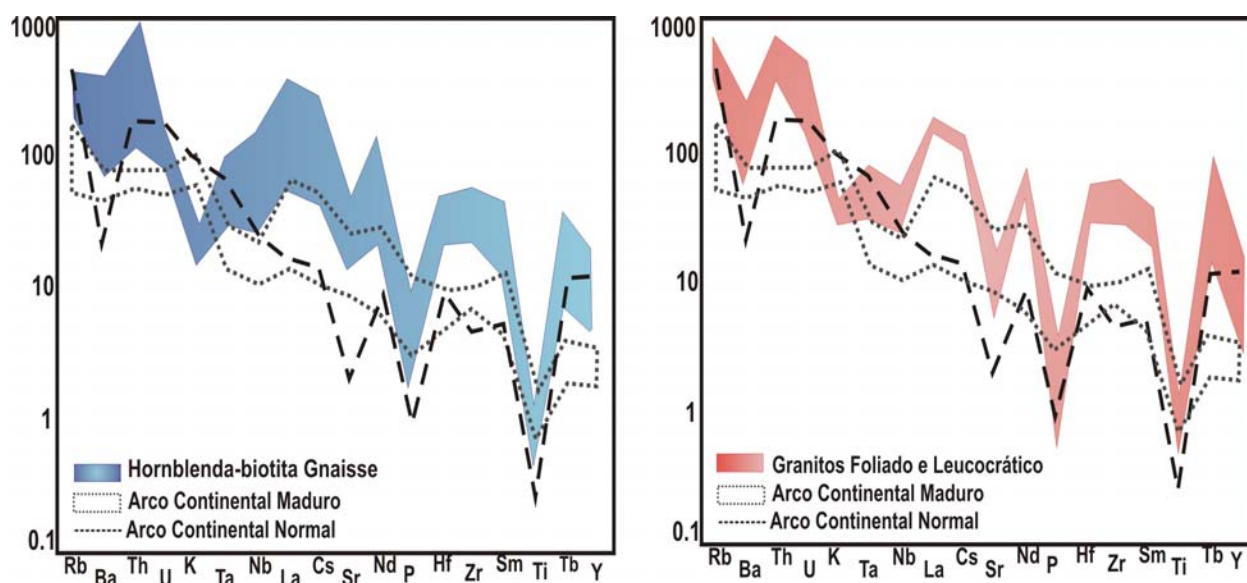


Figura 6.6: Comparação das unidades do Batólito de Muriaé com padrões de arcos continentais propostos por Brown *et al.* (1984).

A figura 52 apresenta os padrões de elementos terras raras (ETR) para os litotipos do Batólito de Muriaé. Os padrões menos fracionados são exibidos pelos encraves gabrodioríticos, com razões $(La/Yb)_N$ mais próximas de 1. Os diagramas de ETR do hornblenda-biotita gnaïsse mostram enriquecimento em ETRL em relação aos encraves. Em ambos os casos as anomalias de Eu são muito discretas ou estão ausentes, salvo no caso da anomalia negativa revelada por uma das análises do gnaïsse. O padrão de ETR do hornblenda-biotita

gnaisse e dos encraves sugerem uma fonte mantélica, embora os dados Sm-Nd, a serem discutidos adiante, apontem para um importante componente crustal na gênese destas rochas. O padrão mais fracionado encontrado no granitóide anatótico, com maior empobrecimento das ETR pesados em relação às ETR leves, pode ser explicado pela presença de hornblenda no resíduo da fusão parcial. O granito leucocrático e o granito foliado apresentam padrão mais fracionado, com anomalias negativas de Eu mais expressivas e razões $(La/Yb)_N$ mais elevadas. As anomalias de Eu podem ser explicadas pelo fracionamento do plagioclásio, ou pela retenção deste mineral na fonte.

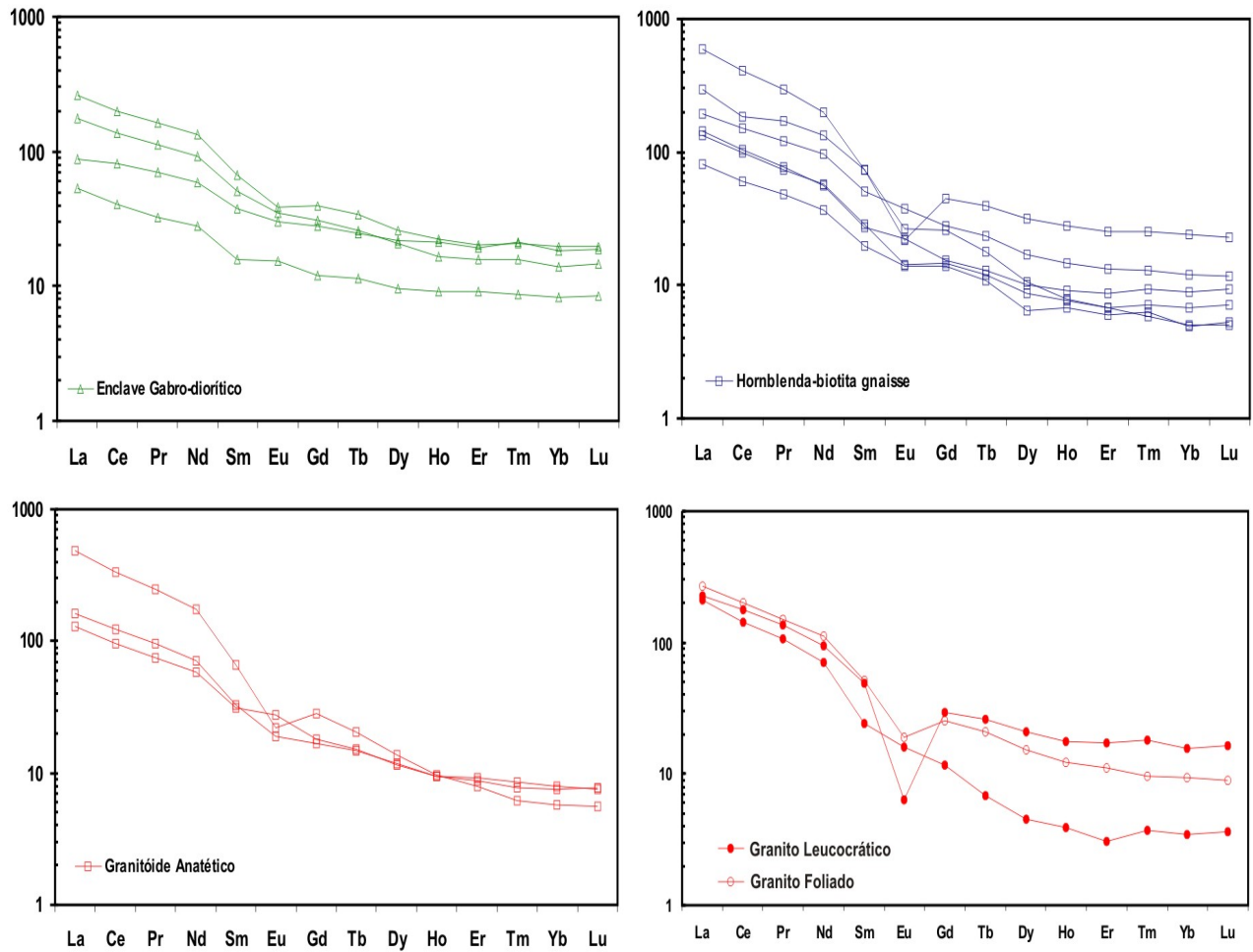


Figura 6.7: Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizado para condrito (Boynton 1984).

Em diagramas discriminatórios de ambientes tectônicos as rochas do Batólito de Muriaé exibem grande dispersão, principalmente os que utilizam elementos móveis como parâmetro para determinação. Utilizando o diagrama de Pearce *et al* (1984) (Figura 6.8A) observa-se que as amostras, em sua maioria, ocupam o campo dos granitos de arco vulcânico e granitos intra-placa. Os autores supracitados classificam rochas cálcio-alcalinas de caráter metaluminoso que ocupam o campo de granitos intra-placa como

granitóides introduzidos em crosta continental atenuada. No diagrama da figura 6.8B os litotipos ocupam o campo de granitos de Arco magmático. Essas características indicam que o magma primário foi derivado de crosta inferior e/ou mantélicas. As amostras do granito leucocrático tendem a cair nos campos sin-colisional ou de margem continental ativa (figura 54A e B, respectivamente), coerente com seu posicionamento tardio no batólito.

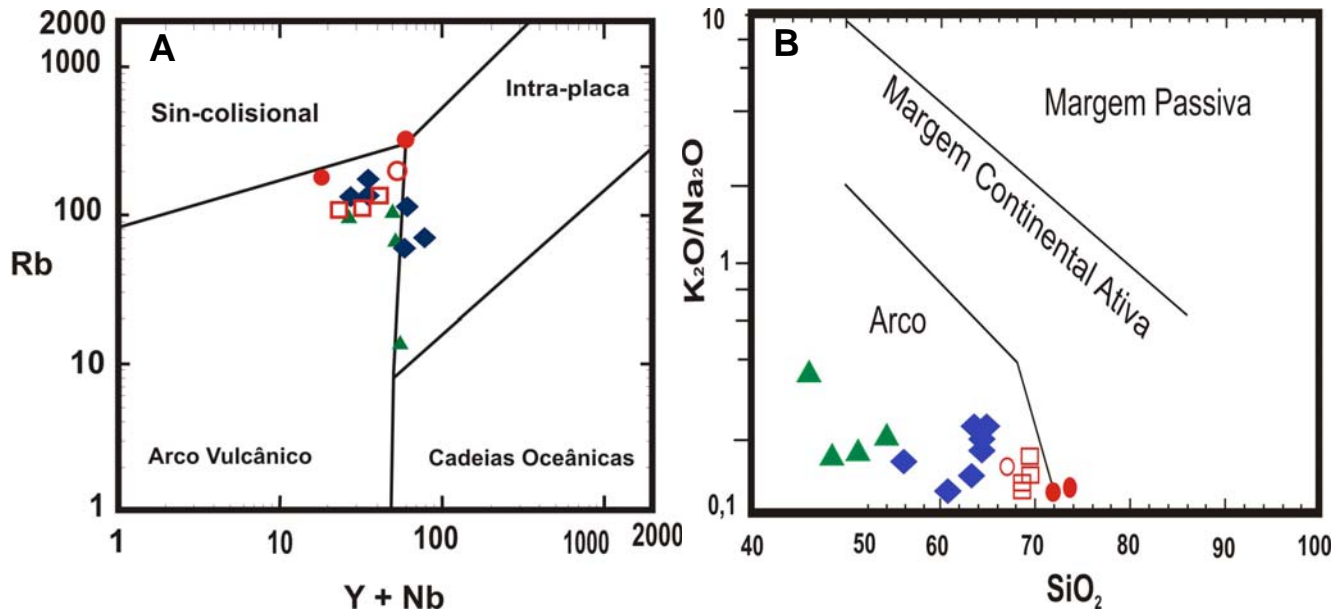


Figura 6.8: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas do Batólito de Muriaé. A) Rb vs. Y+Nb, B) K₂O/NaO vs. SiO₂. Legenda idem **figura 6.1**.

Tabela 6.1: Dados Litoquímicos dos litotipos representantes da Unidade Gnaiss Migmatítico

	Enclaves Gabro-dioríticos				Honblenda-biotita Gnaiss						Granitóide Anatótico		
	CE56B	CE66	CE68A	CE70A	CE10	CE56A	CE60	CE76A	MU56A	CE85B	CE73A	MU14C	MU81B
SiO ₂	48,69	53,42	51,22	46,09	62,96	64,07	56,16	64,76	63,31	64,18	68,35	68,58	69,51
Al ₂ O ₃	16,58	16,53	16,12	15,25	15,35	16,52	17,02	16,07	16,5	14,86	14,9	13,99	15,1
Fe ₂ O ₃	8,13	10,49	9,35	13,04	6,23	5,13	8,24	5,71	6,07	6,57	2,87	4,41	4,79
MgO	9,46	3,32	6,35	7,12	1,74	2,27	2,83	1,86	1,79	3,09	1,7	1,43	1,48
CaO	10,2	5,93	7,21	9,63	3,59	3,95	4,93	3	3,55	3,43	2,34	2,69	3,02
Na ₂ O	2,54	3,52	3,34	3,28	3,2	3,73	3,72	4,39	4,27	3,36	2,65	2,85	3,07
K ₂ O	2,17	2,5	2,75	1,15	4,6	2,55	3,52	2,54	2,49	2,65	5,54	4,15	4,15
TiO ₂	0,74	2,17	1,63	1,51	0,95	0,75	1,45	0,83	0,77	0,72	0,52	0,78	0,75
P ₂ O ₅	0,119	0,809	0,562	0,251	0,33	0,329	0,734	0,162	0,284	0,15	0,212	0,209	0,236
MnO	0,13	0,26	0,02	0,1	0,11	0,06	0,15	0,09	0,07	0,07	0,08	0,06	0,03
CrO ₃	0,034	<0,002	0,032	0,023	0,002	0,006	0,002	0,008	0,004	0,004	0,004	0,003	0,005
LOI	0,9	0,8	0,9	1	0,6	0,5	0,8	0,4	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6
Total	99,72	99,68	99,59	99,58	99,72	99,85	99,58	99,87	99,76	99,83	99,74	99,69	99,77
La	16,5	80,1	54	27,1	91,8	41,9	60,8	44,7	25,3	183,7	50	149,5	39,7
Ce	33,1	161	110,5	66,1	150,5	79,8	121,4	83,5	48,8	329,3	99,2	270,5	77,9
Pr	3,93	19,74	13,78	8,44	20,86	9,01	14,83	9,34	5,85	35,97	11,6	29,83	9,11
Nd	16,6	79,6	55,3	35,4	80,5	34,5	57,9	34	22	120,7	42,2	104,1	35
Sm	3,06	13,11	9,94	7,42	14,4	5,59	9,86	5,37	3,97	14,25	6,35	12,86	6,09
Eu	1,14	2,84	2,54	2,19	1,61	1,06	2,79	1,66	1,04	1,95	1,41	1,63	2,05
Gd	3,1	10,36	7,95	7,16	11,67	3,82	7,28	4,03	3,65	6,73	4,38	7,25	4,65
Tb	0,54	1,6	1,24	1,16	1,811	0,57	1,1	0,62	2,64	0,84	0,7	0,97	0,72
Dy	3,1	8,27	6,63	7,06	10,22	2,82	5,44	3,27	0,51	3,45	3,81	4,44	3,71
Ho	0,65	1,62	1,2	1,51	2	0,55	1,04	0,65	0,49	0,56	0,68	0,7	0,68
Er	1,93	4,22	3,35	4	5,37	1,43	2,81	1,84	1,26	1,44	1,92	1,65	1,82
Tm	0,28	0,67	0,51	0,68	0,82	0,19	0,42	0,3	0,2	0,23	0,28	0,2	0,25
Yb	1,74	4,08	2,94	3,87	4,99	1,05	2,51	1,84	1,04	1,4	1,65	1,19	1,58
Lu	0,27	0,63	0,47	0,6	0,73	0,16	0,38	0,3	0,16	0,23	0,24	0,18	0,25
Cs	3	1	1,5	<0,1	2,6	4,4	0,7	1,7	3,3	3,8	2	3,4	0,6
Rb	94,6	70,2	104,1	13,4	182,4	127,9	111,8	151	175,9	168,5	145,8	163,1	114,9
Ba	259	1072	1316	270	1112	379	1743	482	433	304	1272	1501	1088
Th	3,3	3,8	6,2	2,5	20,4	6,5	6,3	12	8,2	60,6	12,4	46,2	5,9
U	1,5	1,1	1,2	0,2	1,9	1,4	1,6	1,3	1,3	2	1,2	1,9	0,6
Ta	0,7	1,7	1,1	1,7	2	1,1	1,7	1	3,4	0,8	1	1,4	0,7
Nb	9,1	31,5	18,4	15,5	36	12,2	32,3	15,8	77,3	17,8	19,4	10,5	12,7
Sr	59	529,1	635,6	403,8	323,3	321,2	739,5	293,7	223,2	272,8	361,6	375,7	326,4
Hf	1,9	9,1	7,1	3,2	10,8	5,2	6,3	9,5	4,7	8,5	8,7	12,6	11,3
Zr	67,8	359,9	283,7	111,5	401,5	182,6	254,5	334,9	158,8	317	289,2	437	384,5
Ti	0,5	0,3	0,6	<0,1	0,7	0,7	0,4	0,7	0,8	0,9	0,5	0,4	0,4
Ga	14,5	21,2	18	18,1	21,2	17,6	17,7	21,4	19,7	23,5	16,6	17,2	18,7
Co	80,7	92,8	63,8	123,8	91,7	88	53,3	77,7	112,2	96,5	94	113	86,7
V	143	169	145	299	72	84	119	83	99	62	55	74	57
W	307	301,7	548,7	507,6	658,3	315,1	538,7	651,7	575,7	551	989,5	512,3	884,4
Mo	0,3	1,7	0,1	0,5	1,3	0,2	0,6	0,3	2	1,5	2,3	0,3	1,2
Cu	0,6	31,2	6,1	44	15,8	10,1	28,4	46,1	2,1	8,5	21,2	4,3	21
Pb	2,3	2	1,3	1,3	3,5	1,7	1,9	1,9	2	4,4	1,6	3,5	1,6
(La/Yb) _N	6,348	13,21	11,93	4,692	13,06	27,2	16,62	15,48	82,96	15,302	86,271	21,64	16,495

Eu/Eu*N	1,132	0,745	0,874	0,919	0,38	0,701	1,007	1,091	0,609	0,828	0,516	0,817	1,134
---------	-------	-------	-------	-------	------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tabela 6.2: Dados Litoquímicos das unidades Granito foliado e Granito leucocrático

Amostra	Granito foliado	Granito leucocrático	
	CE57	CE10C	CE100
SiO2	67,03	71,7	74,04
Al2O3	15,13	13,94	13,51
Fe2O3	4,59	2,25	1,34
MgO	1,18	0,41	0,19
CaO	2,75	1,37	1,03
Na2O	3,73	2,66	2,95
K2O	3,96	6,04	5,84
TiO2	0,79	0,34	0,18
P2O5	0,239	0,07	0,03
MnO	0,02	0,16	0,09
CrO3	<0,002	<0,002	<0,002
LOI	0,3	0,8	0,7
Total	99,78	99,62	99,83
La	84,3	64,6	70,2
Ce	161,5	115,1	145,4
Pr	18,22	12,87	16,48
Nd	67,8	42,7	57,1
Sm	10,06	4,84	9,91
Eu	1,38	1,19	0,47
Gd	6,57	3,01	7,69
Tb	0,99	1,45	6,7
Dy	4,88	0,32	1,21
Ho	0,88	0,28	1,26
Er	2,31	0,65	3,6
Tm	0,31	0,12	0,58
Yb	1,97	0,73	3,32
Lu	0,29	0,11	0,49
Cs	2,5	1,9	6,1
Rb	196,9	190,9	374,1
Ba	770	1003	236
Th	20,3	23,5	50,4
U	2,3	1,8	7,7
Ta	1,8	0,9	2,2
Nb	25,9	10,3	21,8
Sr	230,1	218,9	63
Hf	11,8	6,7	6
Zr	428	211,9	149,5
Ti	0,8	0,3	0,3
Ga	22,6	16,3	18,3
Co	111,3	241,8	173
V	52	25	15
W	1487,1	1044,1	
Mo	0,4	3,2	4,8
Cu	6,9	0,8	1,3
Pb	2,4	4,7	5,6
(La/Yb)N	30,194	56,833	13,864

Eu/Eu*N	0,519	0,898	0,16
---------	-------	-------	------

VI. 2 – Geoquímica Isotópica

Foram selecionadas seis amostras para as análises isotópicas Sm-Nd. Dentre elas, uma é representante do enclave gabro-diorítico, quatro do hornblenda-biotita gnaïsse e uma do granito foliado. Os dados Sm-Nd forneceram idades modelo T_{DM} entre 1,44 e 1,97 Ga, e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ bastante negativos, entre -8,7 e -13,7 (tabela 6.3). Estes dados são coerentes com a hipótese de que o protólito destes gnaïsses deriva de magmas gerados em um ambiente de arco continental, fortemente contaminado por componentes crustais. Considerando a idade do embasamento exposto na região, a idade deste componente crustal seria paleoproterozóica.

Tabela 6.3: Dados isotópicos Sm-Nd dos granitóides do Batólito de Muriaé.

<i>Amostra</i>	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ± 2SE	$\epsilon_{(o)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM} (Ga)
CE-10	Honblenda-biotita Gnaïsse	14,657	78,351	0,1131	0,511734+/- 16	-17,63	-11,4	1,97
CE-56A	Honblenda-biotita Gnaïsse	3,985	22,062	0,1092	0,511859+/- 15	-15,21	-8,6	1,71
CE-57	Granito foliado	9,695	61,882	0,0947	0,511544+/-9	-21,34	-13,7	1,91
CE-66B	Enclave Gabro- diorítico	13,166	75,389	0,1056	0,511712+/- 13	-18,06	-11,2	1,86
CE-76A	Honblenda-biotita Gnaïsse	5,375	32,166	0,1010	0,511785+/- 10	-16,64	-9,4	1,69
MU-56A	Honblenda-biotita Gnaïsse	14,758	123,22	0,0724	0,511697+/- 13	-18,35	-8,7	1,44

Os resultados obtidos para os litotipos do Batólito de Muriaé são similares aos resultados obtidos por Martins *et al.* (2004) para as rochas granitóides G1 na região de Teófilo Otoni (tabela 6.4 e figura 6.9). Estes autores concluíram por uma fonte magmática mista, com contribuição mantélica e crustal, este último componente essencialmente derivado da crosta inferior.

Tabela 6.4: Dados isotópicos Sm/Nd da suíte G1 do Orógeno Araçuaí, Martins *et al* (2004).

Amostra	Litotipo	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(o)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)
SM 08B	Tonalito	0,10052	0,51174	-17,5	-11,46	1,76
IT 15B	Tonalito	0,11021	0,51188	-14,8	-9,18	1,70
IT 16B	Tonalito	0,13072	0,51198	-12,8	-8,72	1,96
IT 11	Granito	0,11252	0,51166	-19,1	-13,77	2,09
IT 02F	Granito	0,11830	0,51167	-18,9	-13,82	2,19
TO 01Aa	Granito	0,09393	0,51195	-13,4	-6,94	1,39
TO 02Aa	Granito	0,10133	0,51198	-12,8	-6,71	1,44
TO 02B3	Granito	0,11456	0,51201	-12,2	-7,03	1,59

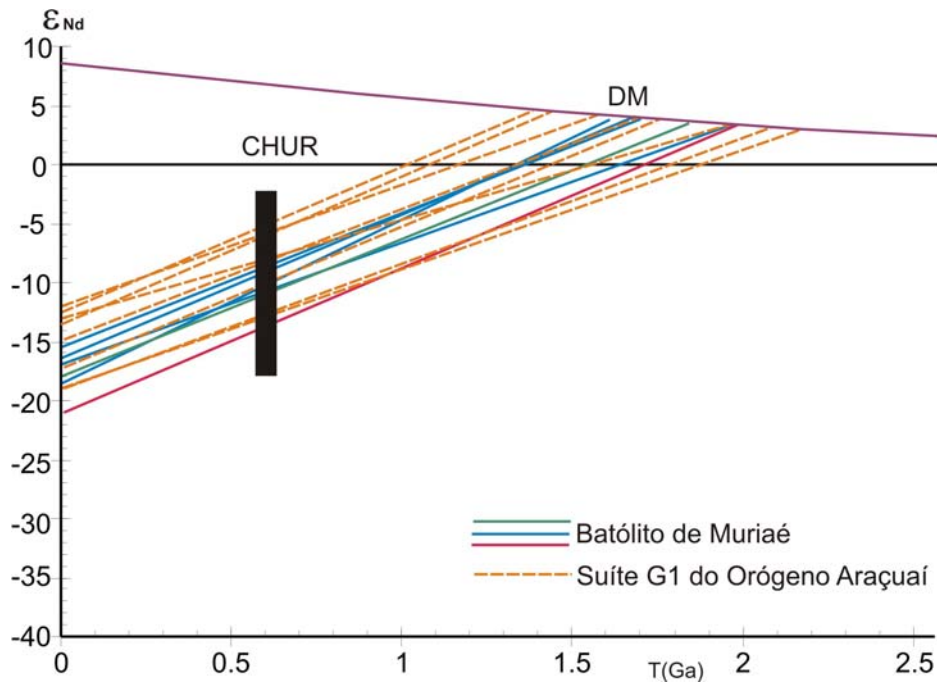


Figura 6.9: Diagrama de evolução isotópica.

VI. 3 – Discussão

As análises geoquímicas revelam que as rochas do Batólito de Muriaé estão geneticamente relacionadas a duas ou mais suítes geradas por magmatismo cálcio-alcálico de arco magmático em margem continental. Diversas características químicas sugerem a transição de um arco normal para um arco maduro, com a presença de suíte(s) de médio a alto K e suíte(s) shoshoníticas.

Apesar das diferenças petrográficas e de campo descritas para as distintas unidades, quimicamente são rochas similares no que diz respeito à gênese e ambiência tectônica. A análise dos dados químicos indica que a variação composicional das rochas que compõem o batólito não pode ser explicada por processos de cristalização fracionada, mas deve resultar principalmente de mais de um processo magmático envolvendo fusão parcial e mistura de fontes crustais e mantélicas. Os elevados valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ indicam o forte envolvimento de componentes crustais na edificação do batólito. Existe uma boa correlação com outros granitóides da suíte G1 do Orógeno Araçuaí.

CAPÍTULO VII: CONSIDERAÇÕES FINAIS

Atualmente existe um grande debate sobre o que realmente acontece ao longo do paralelo 21°, onde se dá a transição entre os orógenos Araçuaí e Ribeira (Figura 7.1). Pedrosa-Soares *et al.* (2007) descrevem a região como parte do Orógeno Araçuaí e Tupinambá *et al.* (2007) como a extremidade norte do Orógeno Ribeira.

Considerando a compartimentação tectônica do Orógeno Araçuaí, o Batólito de Muriaé estaria posicionado no domínio interno deste. No caso do Orógeno Ribeira, as rochas do batólito pertenceriam ao embasamento paleoproterozóico da *Klippe* Paraíba do Sul (Complexo Quirino) como proposto por Noce *et al.* (2003) e Tupinambá *et al.* (2007). Esta correlação não se sustenta, já que o batólito é de idade brasileira. Considerando as relações de campo do batólito com o Complexo Juiz de Fora e a unidade supracrustal, seria mais apropriado posicioná-lo no Domínio Juiz de Fora, Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira (vide Heilbron *et al.* 2004).

VII.1 – O Significado Tectônico do Batólito de Muriaé

Granitóides de idade brasileira são identificados no domínio interno do Orógeno Araçuaí (*e.g.* Pedrosa Soares *et al.* 2001) e, na unidade supracrustal do Domínio Juiz de Fora e no Terreno Oriental, segmentos do Orógeno Ribeira (*e.g.* Heilbron & Machado 2003). Nestes compartimentos estão alojadas as suítes graníticas de todos os eventos relacionados à orogênese brasileira. No Orógeno Ribeira as fases pré-colisional e sin-colisional foram datadas em 790- 595 Ma e 595-550 Ma (Valladares *et al.* 2000, Heilbron & Machado 2003). No Orógeno Araçuaí estas mesmas fases evolutivas ocorreram, respectivamente, em 630-585 Ma e 585-560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

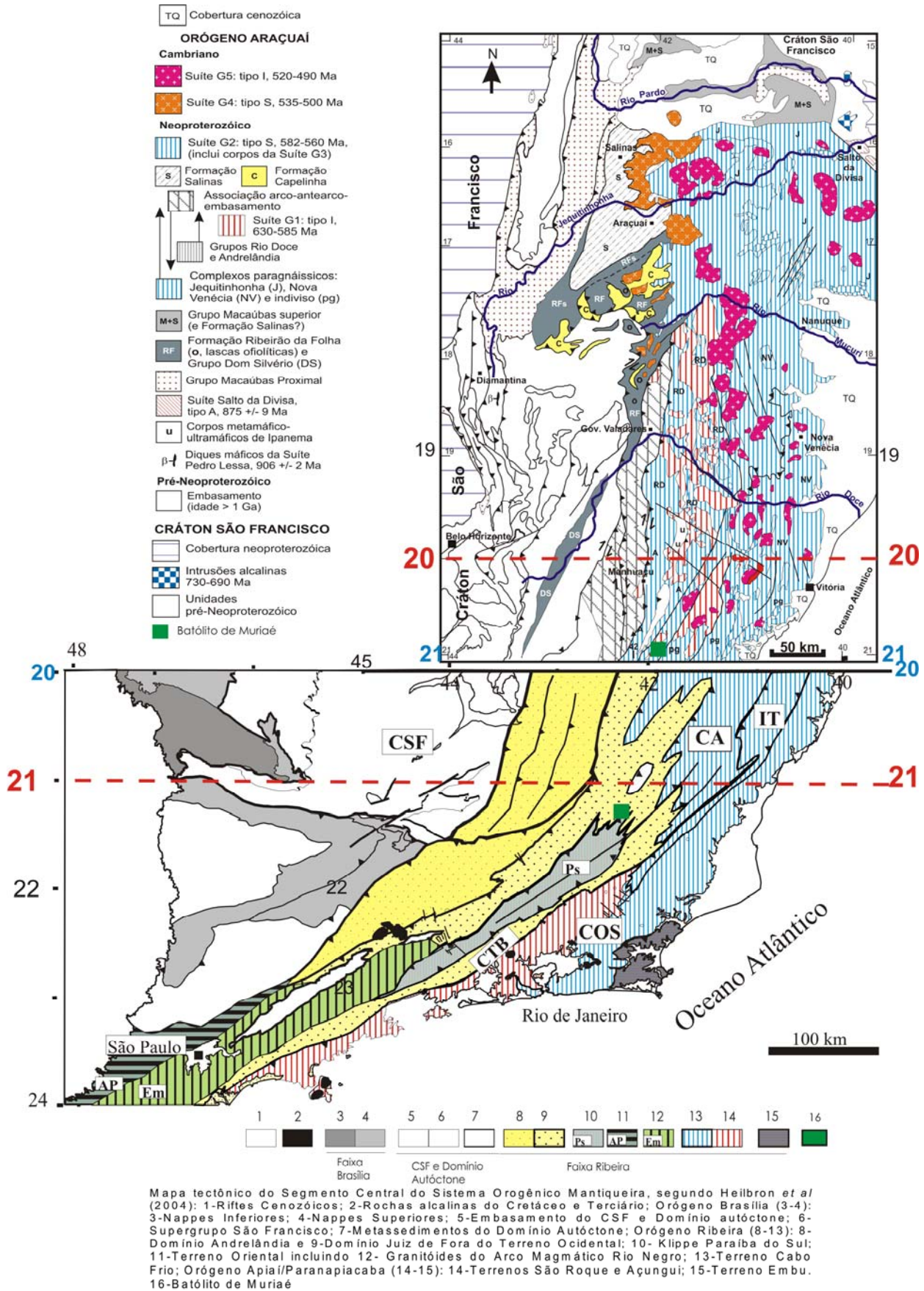


Figura 7.1: Mapas dos domínios tectônicos dos Orógeno Araçuaí (Pedrosa Soares et al. 2007) e Ribeira (Heilbron et al. 2004).

VII.1.1 – Correlação com o Orógeno Ribeira

Os dados geocronológicos obtidos para o Batólito de Muriaé permitem associá-lo ao final do evento pré-colisional e ao evento sin-colisional do Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado 2003). Neste contexto, o batólito estaria inserido no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental, onde ocorrem suítes graníticas do tipo-I e do tipo-S relacionadas ao evento sin-colisional (Valladares *et al.* 2000). Granitóides atribuídos ao evento pré-colisional são expostos exclusivamente no Terreno Oriental, como pode ser observado na figura 7.2.

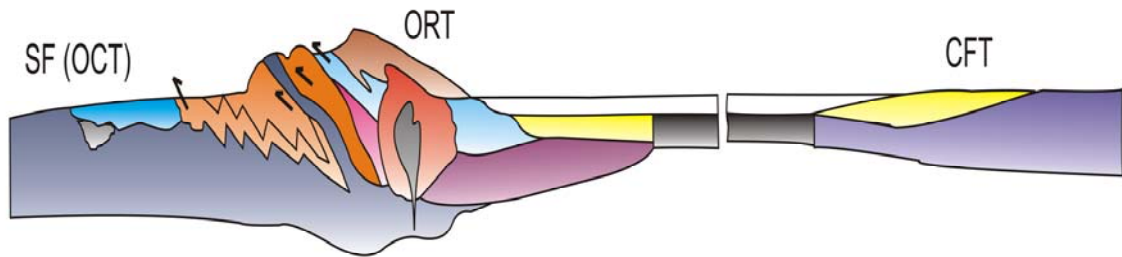
A idade geocronológica obtida para o hornblenda-biotita gnaiss (620 Ma) sugere a edificação do batólito durante evento pré-colisional, ainda que o granito foliado possa estar associado ao início do evento sin-colisional, já que possui idade em torno de 593 Ma. Entretanto, o estudo geoquímico mostra que as unidades do Batólito de Muriaé têm sua gênese provavelmente relacionada a um magmatismo de arco, sendo mais apropriada sua correlação com granitóides pré-colisionais.

O posicionamento do Domínio Juiz de Fora a leste do limite tectônico central (CTB), que representa a zona de sutura no Orógeno Ribeira, exclui a presença de granitóides de arco neste domínio, como pode ser observado no modelo de evolução tectônica exposto na figura 7.2. Assumindo que o Batólito de Muriaé tenha sua gênese relacionada ao evento pré-colisional do Orógeno Ribeira, torna-se difícil propor uma correlação satisfatória entre o mapa geológico local (**Anexo I**) com os domínios tectônicos proposto por Tupinambá *et al.* (2007).

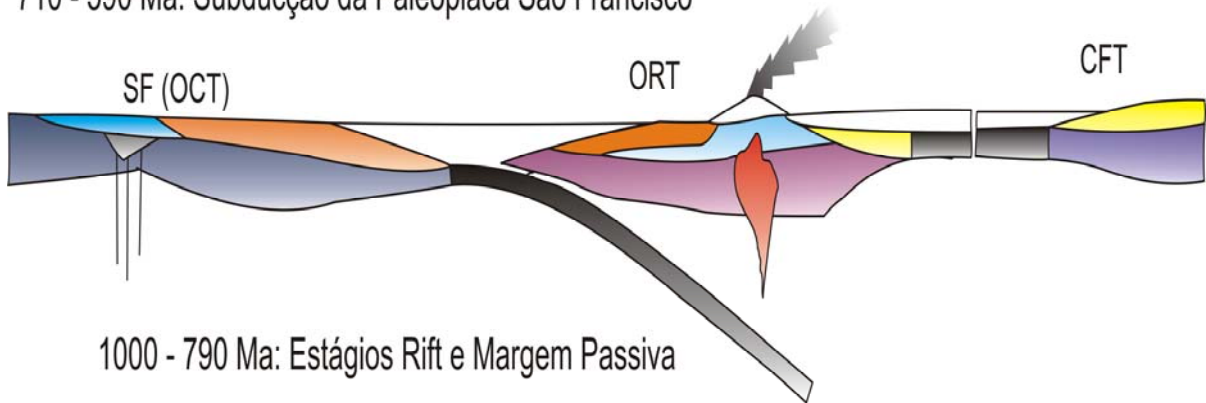
VII.1.2 – Correlação com o Orógeno Araçuaí

No contexto de Orógeno Araçuaí o Batólito de Muriaé está posicionado no domínio interno, onde ocorrem as diversas suítes magmáticas relacionadas ao evento brasileiro (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). As idades geocronológicas obtidas estão de acordo com a idéia de que o batólito esteja associado com a edificação do arco magmático pré-colisional (ca. 630-585 Ma, Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Do ponto de vista petrográfico e geoquímico o batólito apresenta características similares aos dados obtidos por Nalini Jr (1997) e Martins *et al.* (2004) para granitóides atribuídos a suíte G1 do Orógeno Araçuaí.

590 - 550 Ma: Colisão do Terreno Oriental com o São Francisco



710 - 590 Ma: Subducção da Paleoplaca São Francisco



1000 - 790 Ma: Estágios Rift e Margem Passiva

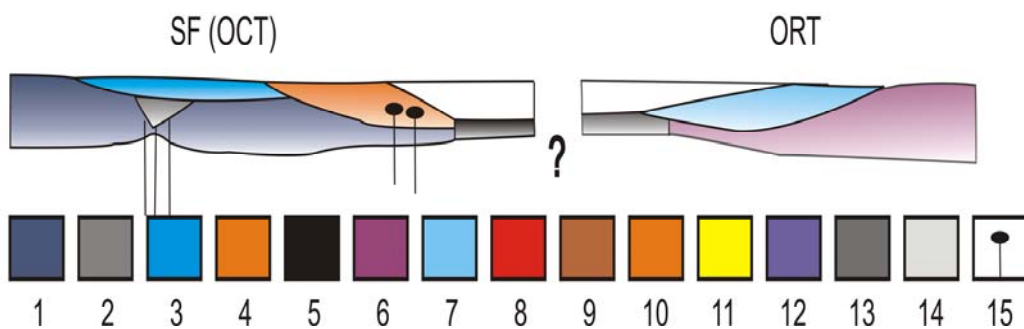


Figura 7.2: Evolução geotectônica do Orógeno Ribeira (Heilbron *et al* 2003). Legenda-1: Paleoplaca São Francisco; 2: Megassequência de rift São João del Rei; 3: Megassequência intra-placa Carandaí; 4: Megassequência de margem passiva Andrelândia; 5: Crosta Oceânica; 6: Paleoplaca Oriental; 7: Megassequência de margem passiva Costeiro ; 8: Rochas plutônicas Rio Negro; 9: Vulcânicas Rio Negro; 10: Sequências de anti-acro Paraíba e Cambuci; 11: Sequência de retro-arco Búzios; 12: Paleoplaca Cabo Frio; 13: Granitos syn-colisionais; 14: Granitos tardi a pós-colisionais; 15: Magmatismo toleítico; 16: Vergência tectônica; 17: sentido das zonas de cisalhamento; 18: Falhas normais; OCT: Terreno Ocidental; ORT: Terreno Oriental; CFT: Terreno Cabo Frio.

A correlação do mapa geológico local (**anexo I**) é perfeitamente compatível com a estruturação regional proposta para a extremidade meridional do Orógeno Araçuaí (Cunningham *et al.* 1998, Alkmim *et al.* 2007, Noce *et al.*, 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Neste contexto a Zona de Cisalhamento de Abre Campo representa não só uma sutura paleoproterozóica, separando os complexos do embasamento Mantiqueira e Juiz de

Fora, mas também neoproterozóica limitando a leste de todo o seu traçado a ocorrência dos granitóides de arco magmático, como mostrado na evolução tectônica da figura 7.3, onde Cunningham *et al.* (1998) apresenta a estruturação do Orógeno Ribeira em sua porção setentrional como uma continuidade do Orógeno Araçuai. O Batólito de Muriaé está localizado a leste desta zona de cisalhamento, sendo mais apropriado posicioná-lo neste contexto geotectônico.

Adicionalmente, a posição geográfica do batólito é perfeitamente compatível com a continuidade a sul de corpos correlatos à suíte G1 do Orógeno Araçuai (Granitóide Estrela e Gnaiss tonalítico de Manhauçu, vide capítulo II). Além disso, o limite ocidental do Batólito de Muriaé é caracterizado por uma zona milonítica associada à Zona de Cisalhamento de Catagüeses que parece representar a continuação meridional da Falha de Manhauçu (figura 7.3, Cunningham *et al.* 1998).

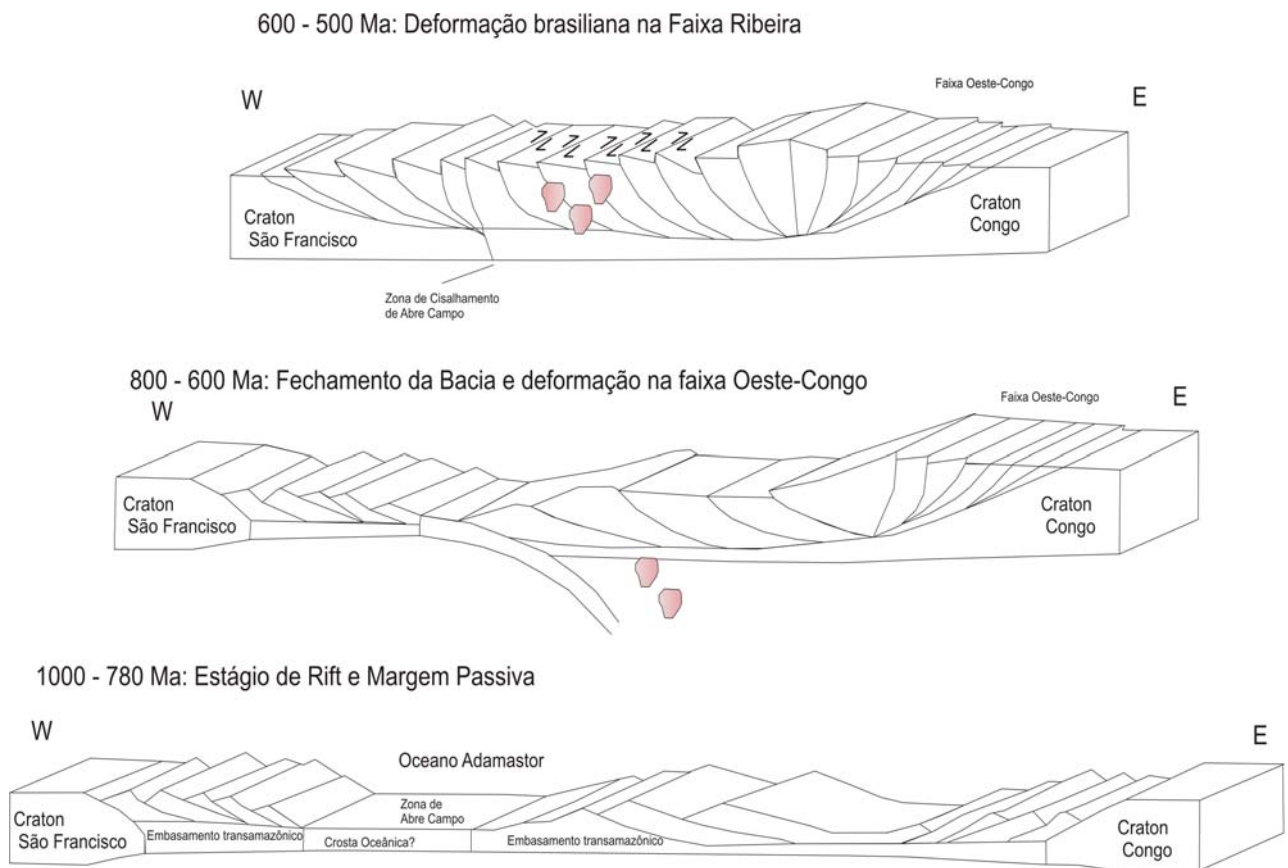


Figura 7.3: Evolução tectônica da porção setentrional do Orógeno Ribeira (Cunningham *et al.* 1998).

VII.2 – Conclusão

Inicialmente, o Batólito de Muriaé foi correlacionado ao embasamento paleoproterozóico da *Klippe* Paraíba do Sul, o Complexo Quirino (Noce *et al.* 2003, Tupinambá *et al.* 2007). Entretanto, as análises U-Pb em zircão indicam idades de cristalização magmática entre 620 e 593 Ma, com herança de 670 Ma e, sobrecrecimentos metamórficos de 592 Ma. Estes resultados evidenciam que o Batólito de Muriaé representa na verdade um episódio magmático de idade brasileira.

Os dados geoquímicos sugerem que o batólito tenha sua gênese associada a um magmatismo de arco composto por pelo menos duas suítes magmáticas distintas: uma de médio a alto-K e outra shoshonítica, ambas demonstrando uma transição entre arco magmático continental normal e maduro.

As informações de campo, os dados laboratoriais, bem como as comparações e interpretações ora apresentadas, são pertinentes para concluir que o Batólito de Muriaé encaixa-se no contexto geotectônico proposto para o Orógeno Arauaí. Neste contexto o batólito representa a porção meridional do arco magmático edificado no período entre 620 e 590 Ma. Apesar das diferenças deformacionais entre as unidades do batólito, todas estão relacionadas ao mesmo episódio orogenético, ainda que as duas últimas representem os pulsos finais deste evento.

É importante que se faça um estudo aprofundado nas rochas supracrustais que encaixam parcialmente o batólito, pois este permitirá a certificação da correlação proposta, já que esta unidade poderia conter os depósitos bacinais do arco magmático brasileiro.

CAPÍTULO VIII: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B, Fuck R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. *In: SBG, 8 Simpósio de Geologia do Nordeste, Boletim Especial*, 12p.

Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Cruz S.C.P., Peres G.G. & Whittington A.G. 2003. Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios. SBG-RJ, Boletim de Resumos*, p. 40-43.

Alkmim FF, Marshak S, Pedrosa-Soares AC, Peres GG, Cruz SCP, Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and África: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* ,**149**: 43-64.

Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**: 25-43.

Boyton, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. *In: Henderson, P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry*, p.63 - 114. Elsevier, Amsterdam.

Brandalise L.A. 1991. *Folha Barbacena, SF. 23-X-C-III, 1:100.000*, Estado de Minas Gerais. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos). Brasília, DNPM/CPRM. 162 p. (Texto explicativo). *In: Noce C. M.; Pedrosa-Soares A. C.; Silva L. C., Alkmim F. F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. Geonomos* **15** (1): 17 – 23.

Brown, G.C., Thorpe, R.S.,Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond.* **141**, 413–426.

- Cunningham D., Alkmim F.F., Marshak S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, **92**: 251-275.
- Duarte B. P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, **27**: 67-82.
- Duarte B. P. & Heilbron M. 1999. Metamorphic Evolution of the Early to Medium Proterozoic Granulite Fácies Rocks of the Central Segment of the Brasiliano-Panafrican Ribeira Belt, Southeastern Brazil. European Union of Geosciences, Strasbourg, France, *Journal of Conference Abstracts*, Cambridge Publications, **4**:792. In: Noce C. M.; Pedrosa-Soares A. C.; Silva L. C., Alkmim F. F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* **15** (1): 17 – 23.
- Duarte B., Heilbron M., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Valladares C., Almeida J.C.H., Guia C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R., Heilbron M. (coord.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p.153-258.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **72** (2): 219-245.
- Jensen L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontário Div. Mines. Misc. Pap. 66. In: Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Prentice Hall, Londres, 352 p.
- Heilbron M., Pires F.R.M., Valeriano C.M., Bessa M., 1993. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo no Precambriano do setor sudeste do Município do Rio de Janeiro. *Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste*, Rio de Janeiro, Outubro/1993.

- Heilbron, M. 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Compartimentação tectônica e Ensaio Evolutivo. Tese de Livre Docência, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 115p.
- Heilbron M., Brito Neves B.B., Pirmentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Valeriano C.M. 2000. Neoproterozoic orogenic systems in Eastern, Central and Northeastern Brazil and the assembly of Gondwana. *In: Extended Abstracts of the 31st International Geological Congress.*
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**: 87-112.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R., Janasi V. 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, 203-235.*
- Horn A H, Faria B, Gardini G M, Vasconcelos L, Oliveira M R. 2005. *Geologia da Folha Espera Feliz 1:100.000*. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, UFMG - Programa Geologia do Brasil.
- Le Matre R.W., Berman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. and Zanettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Machado N., Valladares C.S., Heilbron M., Valeriano C.M. 1996. U–Pb geochronology of Central Ribeira belt. *Precambrian Research*, **79**: 347–361.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuá orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, **7**: 75-89.

- Nalini Jr. (1997). Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relation avec les pegmatites à éléments rares associées. Ph.D. thesis. Ecole Nationale Supérieure de Mines de Paris et de Saint Etienne, 237p.
- Noce C M, Romano A W, Pinheiro C M, Mol V S, Pedrosa Soares A C. 2003. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R., Heilbron M. (coord.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p.153-258.
- Noce, C.M, Pedrosa-Soares, A.C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J.H. Campos, C.M. & Medeiros, S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, **349**: 587-592.
- Noce C.M., Costa A.G., Piuzana D., Vieira V.S., Carvalho C. 2006. *Geologia da Folha Manhuaçu 1:100.000*. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil.
- Noce C. M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L. C., Alkmim F. F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15** (1): 17 – 23.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J., 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira Geociências*, **30** (1), 200–202.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956–983.







- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. *In: Cordani U., Milani E., Thomaz-Filho A., Campos D. A. (eds). Tectonic Evolution of South America.* São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* **15** (1): 1 - 16
- Peres GG, Alkmim FF, Jordt-Evangelista H. 2004. The southern Araçuaí Belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **76**: 771-790.
- Rickwood P., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* **22**: 247–263.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Prentice Hall, Londres, 352 p.
- Schmitt R.S., 2000. Um Evento Tectono-Metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira sudeste do Brasil. Tese de Doutorado Inédita, IG/UFRJ, 273 p.
- Sun S. S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, A297, 409-445.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312p.

- Tupinambá M., Duarte B.P., Eirado L.G., Nogueira J.R., Heilbron M., Almeida C.G. 2003. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapetinga. *In*: Pedrosa-Soares, A.C. Noce, C.M. Trow R., Heilbron M., (coord.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, COMIG/SEME, **2**: 320-404.
- Tupinambá M., Heilbron M., Duarte B. P., Nogueira J. R., Valladares C., Almeida J., Silva L. G. E., Medeiros S. R., Almeida C. G., Miranda A., Ragatky C. D., Mendes J., Ludka I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1): 67 – 79.
- Valladares, C. S. 1996. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 147p.
- Valladares C.S., Heilbron M., Machado N., Valeriano, C. 1997. Provenance of Central Ribeira Belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation ICPMS. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 1, *Extended Abstracts*, p. 323-325.
- Valladares C. S., Duarte B.P., Heilbron M., Ragatky D. 2000. The Tectono-Magmatic Evolution of the Occidental Terrane and the Paraíba do Sul Klippe within the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **30** (1):001-006.
- Valladares C.S., Souza S.F.M., Ragatky D. 2003. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra* **21** (1): 49-61.

MAPA GEOLÓGICO LOCAL



LEGENDA:

NEOPROTEROZÓICO







-  **PLUTONITO PANGARITO:**
Gnaiss migmatítico granadífero comumente leucocrático.
-  **GRANITO LEUCOCRÁTICO:**
Granitóide pouco foliado de composição granítica a alcaligranítica
-  **GRANITO FOLIADO:**
Granitóides porfiroblásticos foliados a isotrópicos de composição granítica.
-  **GNAISSE MIGMATÍTICO:**
Ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica com frequentes enclaves de composição gabro-diorítica, exibindo porções migmatíticas, cujo neossoma apresenta composição granítica a granodiorítica.
-  **CHARNO-ENDERBITO:**
Granitóides isotrópicos a foliados rico em K-feldspato esverdeado, raramente granadífero.
-  **UNIDADE SUPRACRUSTAL:**
Paragnaisses (quartzo-biotita-granada-gnaiss) com intercalações de rocha calcissilicática e mais raro quartzito.

BATÓLITO DE MURIAÉ





PALEOPROTEROZÓICO

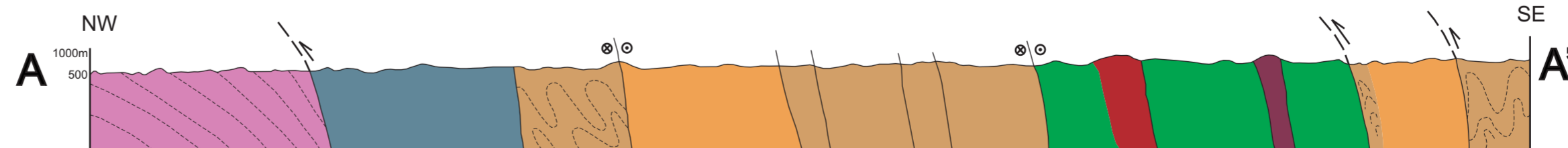
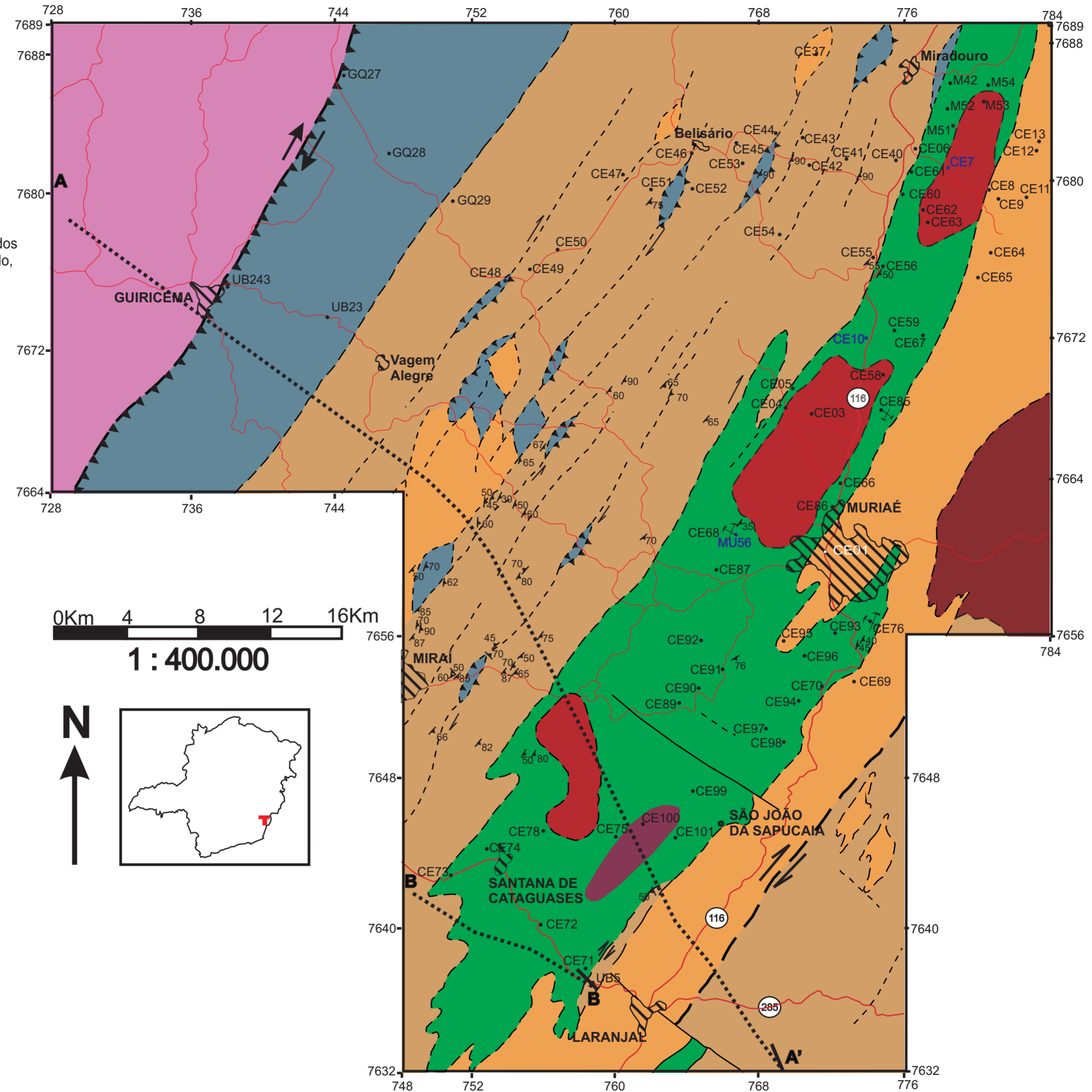
-  **COMPLEXO JUIZ DE FORA:**
Gnaisses e migmatitos de composição enderbítica a charnockítica.
-  **COMPLEXO MANTIQUEIRA:**
Biotita-anfibólio-gnaiss bandado, com intercalações de anfibolito.

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

-  Empurrão
-  Lineamentos
-  Contatos litológicos
-  Falha
-  Foliação Principal
-  •CE99 Estação de campo

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

-  Pedreira
-  Estrada Principal
-  Estrada Secundária
-  Cidade



Mapa Geológico Modificado de Noce *et al.* (2003)

Autora: Célia Martins de Souza Figueiredo

Orientador: Carlos Maurício Noce

Financiador: CNPq e Fapemig



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Programa de Pós Graduação

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
CPMTC - Centro de Pesquisa Professor
Manoel Teixeira da Costa