



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DE
GRANITOIDES RIACIANOS-OROSIRIANOS DO EMBASAMENTO DO
ORÓGENO ARAÇUAÍ AFLORANTES NO BLOCO ITACAMBIRA-MONTE
AZUL**

Isabela Nahas Ribeiro Guedes

MONOGRAFIA Nº 331

Ouro Preto, agosto de 2019

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E
GEOQUÍMICA DE GRANITOIDES RIACIANOS-
OROSIRIANOS DO EMBASAMENTO DO ORÓGENO
ARAÇUAÍ AFLORANTES NO BLOCO ITACAMBIRA-
MONTE AZUL**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca

MONOGRAFIA

Nº 331

CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DE GRANITOIDES RIACIANOS-OROSIRIANOS DO EMBASAMENTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ AFLORANTES NO BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL

Isabela Nahas Ribeiro Guedes

ORIENTADOR

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

CO-ORIENTADOR

Msc. Samuel Moreira Bersan

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/1

OURO PRETO

2019

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Isabela Nahas Ribeiro Guedes

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

G924c Guedes, Isabela Nahas Ribeiro .
Caracterização microestrutural e geoquímica de granitoides riacianos-
orosirianos do embasamento do Orógeno Araçuaí aflorantes no bloco Itacambira-
Monte Azul. [manuscrito] / Isabela Nahas Ribeiro Guedes. - 2019.
58 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.
Coorientador: Prof. Dr. Samuel Bersan.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas.

1. Geoquímica. 2. Microtectônica. 3. Granito. 4. Paleoproterozoico. 5. Orógeno
Araçuaí (MG). I. Bersan, Samuel. II. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. III.
Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 550.4:552.3

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Caracterização microestrutural e geoquímica de granitoides riacianos-orosirianos do embasamento do orógeno Araçuaí aflorantes no bloco Itacambira-Monte Azul

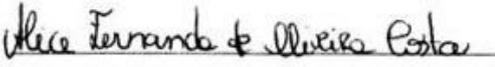
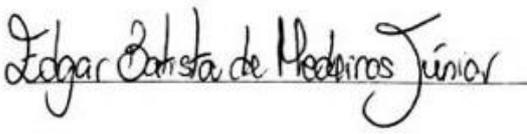
AUTORA: ISABELA NAHAS RIBEIRO GUEDES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

CO-ORIENTADOR: Ms. Samuel Moreira Bersan

Aprovada em: 12 de agosto de 2019

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Leonardo Gonçalves		DEGEO/UFOP
Profa. Dra. Alice Oliveira Costa		DEGEO/UFOP
Prof. Dr. Edgar Medeiros Junior		DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 12/08/2019

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais Ariana e Rovilson, que nessa trajetória regada a muito amor e carinho, também me deram suporte para que eu alcançasse os mais árduos dos objetivos e me ensinaram princípios que levarei comigo por toda a vida. A todos da família Nahas/Guedes agradeço pelo suporte e compreensão pelas ausências nos almoços de domingo, muitos sacrificados produzindo este volume (hahaha).

Aos amigos de Ouro Preto, principalmente Isabel, Titina, Catita, Rebeca e Rosana. À geogalera, muito obrigada pelos campos, ferrações, finas e golos, em especial: Fala, Thiago, Wendy, Tite, Wilker, Hakuna, Smigol, Nabad, Criado, Dell, Elis, Marcela e Galdino. Agradeço também ao Ocupa-DEGEO, lar de tantas batalhas e desconstrução social, aprendi muito convivendo com todos vocês.

Ao professor Leonardo Gonçalves, Samuel Bersan e Cristiane Gonçalves pelos ensinamentos, suporte e orientação e que fizeram, com trabalho conjunto, que a minha graduação fosse fechada com chave de ouro. Sou realmente muito grata. Ao pessoal do LMic pelas análises e pelas soluções desesperadas de última hora, em especial Geraldinho e Debora.

Agradeço à CAPES, à FAPEMIG e à Fundação Gorceix pelo suporte financeiro que possibilitou a realização desse projeto.

Agradeço por fim aos demais professores e funcionários do DEGEO, à Universidade Federal de Ouro Preto e à Escola de Minas pela excelência fundamentada na tradição e também na modernidade. À todos aqueles que lutam pelo ensino público, gratuito, acessível à todos e de qualidade.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ix
SUMÁRIO	xi
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xvi
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	1
1.3 JUSTIFICATIVA.....	2
1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	2
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1 Revisão bibliográfica	3
1.5.2 Descrições petrográficas e microestrutural	3
1.5.3 MEV-EDS.....	4
1.5.4 Geoquímica	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	7
2.1.1 O cráton São Francisco-Congo	7
2.1.2 O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental	8
2.2 BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL.....	10
2.2.1 Unidades do Embasamento	11
2.2.2 Arcabouço Estrutural	12
3 GRANITOS, TRAMAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS	15
3.1 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS GRANITOIDES	15
3.1.1 Classificação modal QAP	16
3.1.2 Suítes ou Séries Magmáticas.....	16
3.1.3 Classificação por ambientes tectônicos	18
3.1.4 Classificação de acordo com a fonte (SIAM)	19
3.2 TRAMAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS	22
3.2.1 Tramas ígneas ou de fluxo magmático	22
3.2.2 Tramas metamórficas ou deformação em estado sólido	23

4 RESULTADOS	25
4.1 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS DE ROCHAS DA SUÍTE CATOLÉ	25
4.1.1 Minerais essenciais	25
4.1.2 Minerais acessórios	29
4.1.3 Minerais secundários	31
4.2 QUÍMICA MINERAL	32
4.2.1 Biotita.....	32
4.2.2 Feldspatos	35
4.3 QUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	38
5 DISCUSSÃO	47
6 CONCLUSÕES	53
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização do BIMA no estado de Minas Gerais e principal acesso.	3
Figura 1.2. Mapa geológico simplificado contendo os pontos onde as amostras descritas foram coletadas, entre Grão Mogol e Espinosa.....	5
Figura 2.1. a) Contexto geotectônico dos crátons São Francisco-Congo. b) Mapa geológico simplificado	8
Figura 2.2. Ilustração do modelo tectônico do Orógeno Araçuaí. a) Abertura da bacia Macaúbas; b) fechamento da bacia Macaúbas. c) desenvolvimento completo do orógeno; d) escape tectônico e colapso extensional	9
Figura 2.3. Divisão proposta por Bertoldo (1993) para os domínios estruturais contidos no setor norte das serras Geral e Central.	13
Figura 2.4. a) Mapa simplificado dos domínios estruturais. b) Modelo digital de terreno evidenciando o alto estrutural da Serra Central.	14
Figura 3.1. Diagrama de classificação modal e nomenclatura de Streckeisen (1974).	15
Figura 3.2. Diagrama mostrando a distinção entre rochas toleíticas da Islândia, dorsal mesoatlântica, basaltos de Columbia River e Havaí além das rochas calci-alcaldas vulcânicas de Cascade.	17
Figura 3.3. Diagrama de Shand	18
Figura 3.4. Diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce <i>et al.</i> (1984). a) Diagrama Nb vs Y. b) Diagrama Ta vs Yb.	19
Figura 3.5. Diagrama de discriminação de granitos do tipo A. a) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$. b) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$. c) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$. d) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs FeO^*/MgO	21
Figura 3.6. Foliação ígnea formada por fluxo magmático, dada por cristais subhorizontais de K-feldspato	23
Figura 3.7. Milonito quartzo-feldspático. Lentes de quartzo recristalizado e feldspato definindo a foliação milonítica. Indicadores cinemáticos de banda de cisalhamento indicam movimento dextral	24
Figura 4.1. Classificação petrográfica das amostras de rochas da suíte Catolé.	25
Figura 4.2. a) Microestrutura núcleo-manto e bandas de deformação. b) Fita de quartzo orientado de acordo com a foliação metamórfica c) Foliação contornando porfiroclastos de feldspatos e lamelas de deformação. d) Microestrutura do tipo tabuleiro de xadrez. e) Fenocristal de K-feldspato com inclusões de plagioclásio e apatita, macla do tipo Carlsbad e fraturas. f) Fenocristais de K-feldspato com textura pertítica e mirmequítica.	27
Figura 4.3. a) Grão de plagioclásio exibindo macla polissintética e saussuritização. b) Plagioclásio fraturado e com maclas defletidas e seritização. c) Biotita definindo a foliação em contato com agregado de epidoto, titanita e quartzo. d) Indicador cinemático formado pela biotita.	28

Figura 4.4. a) Fotomicrografia por MEV grão zonado de feldspato. b e c) Mapa composicional revelando uma textura anti-rapakivi.	29
Figura 4.5. a) Grãos de titanita com ilmenita inclusa e grão com apatita inclusa. b) Auréolas de titanita contornando ilmenita . c,d) Grão de titanita com inclusão de óxido de ferro e maclas em uma direção..	30
Figura 4.6. a) Grãos de K-feldspato perítico e plagioclásio com inclusões de apatita. b) Grão de titanita com inclusão de ilmenita e zircão. c) Inclusão de magnetita em biotita. d) Grãos de allanita circundado por grãos de epidoto s.s..	31
Figura 4.7. a-c) Imagens de biotita geradas via MEV. d) Grão de biotita ao centro. e) Grão de biotita exibindo exsolução de titanita. f) Contagem dos elementos constituintes da fórmula da titanita para o ponto 47	33
Figura 4.8. a) Diagrama ternário segundo Foster (1960). b) Diagrama de Deer <i>et al.</i> (1992).	34
Figura 4.9. a) Diagrama ternário TiO ₂ -FeO+MnO-MgO de Nachit <i>et al.</i> (2005). b) Diagrama MgO vs FeO/(FeO + MgO) de acordo com Zhou (1986).	34
Figura 4.10. Diagrama ternário FeO-MgO-Al ₂ O ₃ de discriminação tectônica para biotitas (Abdel-Rahman 1994).	35
Figura 4.11. a) Diagrama Mg vs Al _I (Nachit <i>et al</i> 1985). b) Diagrama FeO _T vs Al ₂ O ₃ . c-d) Diagramas de MgO vs Al ₂ O ₃ e FeO _T vs MgO.	36
Figura 4.12. a) Pontos analisados em grão de plagioclásio. b) Pontos analisados em grãos de K-feldspato e plagioclásio. c) Pontos em perfil de grão de K-feldspato e em grão de plagioclásio (albita) . d) Mapa composicional com os canais K, Na e Si no grão de plagioclásio. e) Textura perítica em pórfiro de K-feldspato.	37
Figura 4.13. Diagrama ternário Ab-Or-Na adaptado de Deer <i>et al.</i> (1992).	38
Figura 4.14. a) Diagrama de classificação de rochas plutônicas TAS de Cox <i>et al.</i> (1979). b) Diagrama de classificação de rochas plutônicas R ₁ R ₂ de acordo com De la Roche <i>et al.</i> (1980).	40
Figura 4.15. a) Diagrama de FeO _T /(FeO _T + MgO) versus SiO ₂ (wt.%). b) Diagrama Na ₂ O + K ₂ O – CaO versus SiO ₂ . c) Diagrama A/NK (ou ASI _p) versus ASI. d) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1978)	41
Figura 4.16. a-d) Diagramas óxidos, respectivamente: FeO _T (wt.%), CaO (wt.%), P ₂ O ₅ (wt.%) e TiO ₂ (wt.%) versus SiO ₂ (wt.%) para as rochas graníticas estudadas..	42
Figura 4.17. a) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito de Boyton (1984). b) Diagrama Zr (ppm) versus SiO ₂ (wt.%)	43
Figura 4.18. Plots evidenciando caráter anorogênico das rochas, de acordo com Whalen <i>et al.</i> (1987). a) Diagrama Zr versus 10000*Ga/Al. b) Diagrama Nb versus 10000*Ga/Al. c) Diagrama Ce versus 10000*Ga/Al. d) Diagrama Na ₂ O + K ₂ O versus 10000*Ga/Al. e) Diagrama (Na ₂ O + K ₂ O)/CaO versus Zr + Nb + Ce + Y. f) Diagrama FeO _T /MgO versus 10000*Ga/Al.	44
Figura 4.19. Diagramas de discriminação tectônica para as rochas da suíte Catolé. a) Diagrama binário Nb versus Y. b) Diagrama binário Rb/Nb versus Y/Nb. c, d) Diagramas ternários Nb-Y-Ce e Y-Nb-Ga.	45

Figura 4.20. Diagrama binário Rb *versus* Nb proposto por Pearce et al. (1984) e modificado por Pearce (1996)46

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1. Padrões utilizados para análises quantitativas de biotita no sistema MEV-EDS. ...4	
Tabela 3.1. Principais características químicas dos granitoides tipo I e tipo S (modificado de Chappell & White 2001). 19	19
Tabela 3.2. Classificação e principais características dos diferentes tipos de granito (modificado de White, 1979).20	20
Tabela 4.1. Dados químicos de rocha total para as rochas da suíte Catolé. 39	39

Resumo

O Bloco Itacambira-Monte Azul (BIMA) é formado por rochas predominantemente graníticas riacianas-orosirianas e integra parte do embasamento do orógeno Araçuaí. Exposto na porção externa do referido orógeno, o BIMA tem sua formação associada à amalgamação de terrenos arqueanos, sendo balizado pelas rochas do Supergrupo Espinhaço e dos grupos Macaúbas e Bambuí, além de estruturas de natureza compressional. Nesse contexto estão os plutonitos Barrinha-Mamonas, Confisco e Mulungú constituintes da suíte paleoproterozoica Catolé, que intrude o Complexo Porteirinha, de idade arqueana. Tal suíte é formada por sienogranitos a monzogranitos riacianos-orosirianos que registram condições de metamorfismo, possivelmente fruto do evento Brasileiro, de baixo a médio grau, com fácies variando de xisto verde a anfibolito inferior. As microestruturas observadas nos agregados quartzo-feldspáticos, indicam que a deformação tenha sido acomodada por processos rúpteis e dúcteis essencialmente controlados pela temperatura, que chega a atingir ~650°C no contato tectônico, marcado por falhas reversas e zonas de cisalhamento dúcteis, entre o embasamento e as rochas supracrustais. A presença de enclaves, texturas anti-rapakivi e poiquilítica nos feldspatos, características geoquímicas como $4 \leq \text{Nb/Ta} \leq 16,3$ e plots de química mineral sugerem que essas rochas tenham uma fonte mista (mistura de magmas). Outras características geoquímicas como $10000 * \text{Ga/Al} > 2,6$, altas concentrações em alguns elementos de transição como o Zr e o enriquecimento em REE leves e HFSE, além da química mineral de biotita apontam para uma assinatura de afinidade pós-colisional, do tipo A, formadas no estágio de colapso extensional da orogenia Transamazônica.

Palavras chave: Geoquímica de granitos, Microtectônica, Suíte Catolé, Paleoproterozoico, Orógeno Araçuaí.

Abstract

The Itacambira-Monte Azul Block (BIMA) is an Archean to Paleoproterozoic terrain, surrounded by the metasediments of the Paleo/Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup and Neoproterozoic Macaúbas and Bambuí groups. The BIMA compounds the basement of the Araçuaí orogen in its external portion, where Rhyacian-Orosirian granitic rocks are exposed, which composition varies between sienogranites and monzogranites from the plutonic suite Catolé and represented by the Barrinha-Mamonas, Confisco and Mulungú plutonites. These rocks were metamorphosed in low to medium degree, in greenschist to amphibolite facies during the Neoproterozoic. Many microstructural features observed in quartz-feldspar aggregates show brittle to ductile behavior of those mineral phases, mostly controlled by temperature, reaching up to ~650°C in the contact between the basement and the supracrustal rocks, where reverse faults and mylonitic shear zones are mapped. The presence of enclaves, anti-rapakivi and poikilitic textures, geochemical features such as $4 \leq \text{Nb/Ta} \leq 16,3$ and biotite chemical data show great evidence that these granitoids came from a mixed-hybridized source. Nonetheless, other geochemical features such as $10000 * \text{Ga/Al} > 2,6$, enrichment in high-field strength element (HFSEs) and in light rare earth elements (LREEs) compared to the HRLEEs, besides the biotite chemical data, show that the studied granitoids are A-type like, with post-collisional affinity, formed in the extensional collapse phase of the Transamazonian orogeny.

Key words: Granites geochemistry, Microtectonics, Catolé Suite, Paleoproterozoic, Araçuaí orogen.

1.1 APRESENTAÇÃO

As rochas graníticas são as rochas plutônicas mais abundantes da crosta continental superior, as quais podem representar um vasto espectro de fontes e ambientes tectônicos, e tem sido alvo de intensas discussões por pelo menos 200 anos (Winter 2001). Ao se discriminar os diversos tipos de rochas granitoides e seus respectivos ambientes tectônicos, são levados em consideração as proporções das fases minerais essenciais, fases acessórias, atributos litoquímicos e suas tramas ígneas e metamórficas (Barbarin 1990, 1999).

O presente trabalho aborda o estudo petrográfico, textural, microestrutural e geoquímico, de rochas graníticas aflorantes no domínio externo do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, na sua contraparte brasileira. Tais rochas compõem o embasamento Paleoproterozoico deste orógeno e sua história genética remonta a edificação do supercontinente Colúmbia e consequente consolidação do núcleo crustal do paleocontinente São Francisco-Congo (Noce *et al.* 2007, Heilbron *et al.* 2010, 2017).

1.2 OBJETIVOS

Como objetivo central tem-se a investigação da evolução crustal Riacciana-Orosiriana do bloco Itacambira-Monte Azul, abordando-se a evolução geoquímica e deformacional das rochas granitoides ali aflorantes, concentrando os estudos nos corpos intrusivos que integram a suíte Catolé, sendo eles os plutonitos Barrinha-Mamonas, Mulungu e Confisco. Como objetivos específicos podem ser citados:

- Determinar e analisar se há variação da mineralogia essencial e variações texturais/microestruturais entre os diversos plutonitos que compõem uma mesma suíte em relação ao seu posicionamento geográfico;
- Definir e detalhar a química mineral de feldspatos e biotita dos granitoides;
- Realizar a caracterização geoquímica dessas rochas, buscando observar possíveis variações nas assinaturas dos diversos plutonitos estudados;
- Integrar os dados a fim de se caracterizar as possíveis fontes e ambientes tectônicos que deram origem a esses granitoides;

1.3 JUSTIFICATIVA

O projeto se justifica e têm relevância por se tratar de um estudo inédito, já que muito dos trabalhos previamente realizados no BIMA são, em sua maioria, de âmbito regional. Além disso, a caracterização petrogenética e tectônica desses granitoides Paleoproterozoicos podem propiciar um melhor entendimento do ambiente tectônico de geração e, conseqüentemente, favorecer possíveis correlações com outros granitos já caracterizados para o embasamento do Orógeno Araçuaí. Busca-se, assim, uma melhor compreensão dos processos que culminaram na edificação e estabilização do paleocontinente São Francisco-Congo.

É importante ainda ressaltar que o presente estudo visa, em última instância, contribuir para projetos de maior envergadura destacando-se o trabalho de doutorado, em andamento, do aluno Samuel Moreira Bersan, intitulado: “Evolução Arqueana e Paleoproterozoica dos corpos plutônicos do BIMA: geocronologia U-Pb, isótopos de Hf e geoquímica”, que tem previsão de término para 2019.

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo é localizada no norte do estado de Minas Gerais, na porção centro-setentrional do BIMA e compreende os municípios de Francisco Sá, Janaúba, Grão Mogol, Riacho dos Machados, Serranópolis de Minas, Rio Pardo de Minas, Pai Pedro, Mato Verde, Catuti, Monte Azul, Gameleiras, Mamonas, Espinosa e Santo Antônio do Retiro, entre os paralelos 14°40'00'' S e 16°20'00'' S e meridianos 43°20'00'' W e 42°40'00'' W.

Tomando-se a cidade de Monte Azul como referência, o melhor acesso partindo-se de Ouro Preto se dá pela BR-356 em direção à Belo Horizonte seguindo a BR-040 até o trevo da BR-135 em direção a Diamantina/Brasília. Ainda na BR-135, segue-se até Montes Claros onde se toma a BR-251 e posteriormente a BR-122 sentido Janaúba, passando por Porteirinha, Pai Pedro, Mato Verde e Catuti até chegar em Monte Azul (Fig. 1.1). Totalizam-se ao final do percurso cerca de 800 quilômetros.

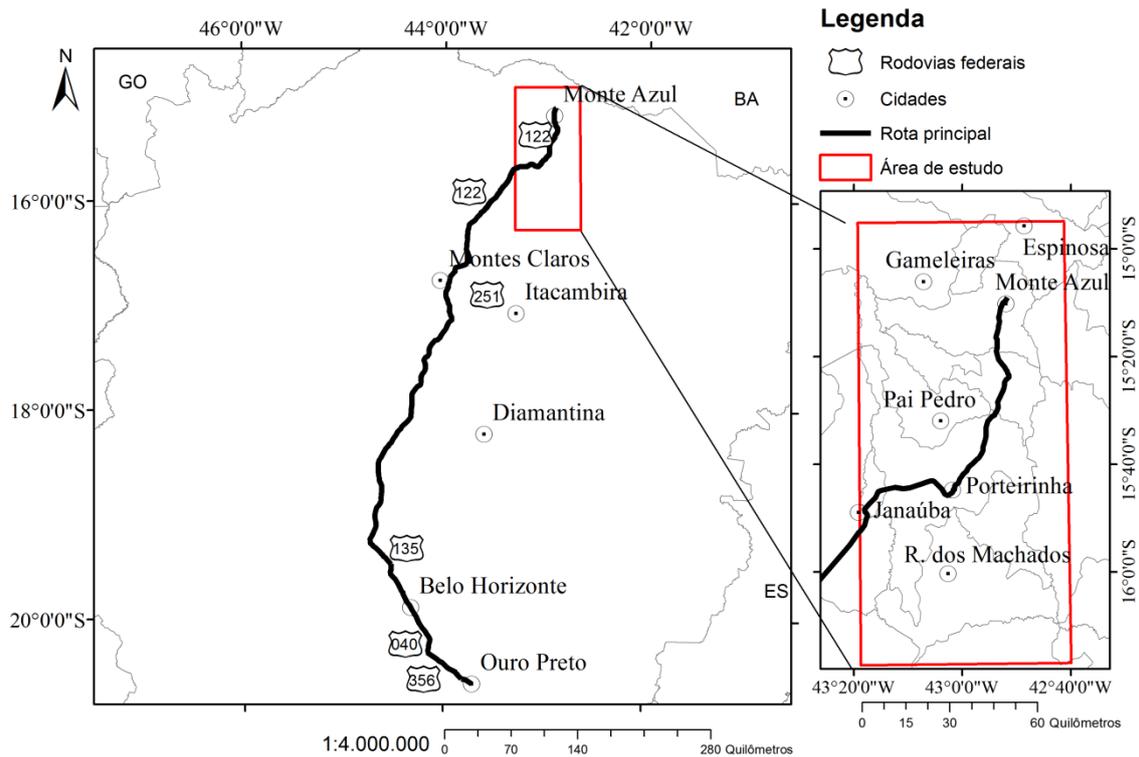


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo no estado de Minas Gerais e principal acesso. Fonte: IBGE 2007, Google Earth 2018.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

A estratégia de abordagem para este estudo segue os seguintes procedimentos.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Nessa etapa foram levantadas as bases cartográficas e trabalhos de cunho geológico regional e local, que dispõem sobre a evolução da plataforma sul-americana, as orogêneses Transamazônica e Brasileira, gênese e geoquímica de rochas graníticas e microtectônica, destacando-se os seguintes trabalhos: Almeida (1977), Vernon (2000), Frost *et al.* 2001, Alkmim *et al.* (2006, 2007), Knauer *et al.* (2007) e Bersan (2015).

1.5.2 Descrições petrográficas e microestrutural

Foram descritas um total de 14 amostras macroscópicas, distribuídas de maneira em que 11 delas se concentram no plutonito Barrinha-Mamonas, 2 no plutonito Mulungú e 1 no Confisco, com o auxílio de lupa de mão, com aumento de 20 vezes, com a preocupação de salientar as principais fases minerais e a textura geral das rochas cujas características foram posteriormente comparadas às descritas em suas respectivas lâminas delgadas (Apêndice 1). Essas foram descritas utilizando-se um microscópio óptico de luz transmitida da marca Leica, em que uma descrição microestrutural também se faz presente no intuito de se diferenciar as tramas geradas por fluxo em estado sólido daquelas geradas em fluxo

ígneo, buscando também adicionar informações acerca dos processos deformacionais os quais essas rochas foram submetidas.

As 14 amostras selecionadas foram coletadas em 10 pontos distribuídos ao longo do mapa (Fig. 1.2), elaborado a partir de trabalhos anteriores (*e.g.*, Roque *et al.* 1997, Mourão *et al.* 1997, Knauer *et al.* 2007), com maior concentração no plúton Barrinha-Mamonas (norte da área), foco do presente estudo. Tais amostras foram coletadas durante o projeto de mestrado do coorientador deste estudo, intitulado: “Análise estrutural do embasamento e da cobertura no extremo norte do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço” (Bersan 2015).

1.5.3 MEV-EDS

Foram selecionadas 6 lâminas para análises texturais de detalhe, semi-quantitativas de química mineral no sistema MEV-EDS (microscopia eletrônica de varredura com espectrômetro de energia dispersiva acoplado), que foram previamente polidas e metalizadas por carbono. As análises foram feitas em duas etapas: *i*) no Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic) – setor MEV-EBSD utilizando o microscópio da marca JEOL, modelo JSM 5510 e EDS Thermo Electron Noran System Six acoplado, sob condições analíticas de 25kV e utilizando a distância de trabalho ou *work distance* de 10mm e *ii*) no setor MEV-EDS-Catodo, utilizando o microscópio JEOL, modelo JSM 6510 e EDS Oxford X-Max 20, sob condições analíticas de 20kV e *work distance* de 10mm. Os padrões utilizados nas análises de biotita são descritos na tabela a seguir (Tabela 1.1.):

Tabela 1.1. Padrões utilizados para análises quantitativas de biotita no sistema MEV-EDS.

Mg	Piropo
Al	Almandina
Si	Quartzo
Cl	NaCl
K	Ortoclásio
Ti	Ilmenita
Mn	Ilmenita
Fe	Magnetita

A metodologia utilizada nas análises realizadas no setor MEV-EDS-Catodo compreende a estabilização do feixe de elétrons, garantindo acurácia dos dados muito próximo àqueles obtidos por microsonda eletrônica publicados por Deer *et al.* (1992), desta forma essas análises são aqui interpretadas como pertencendo a uma metodologia quantitativa.

Ambas as análises semi-quantitativa e quantitativa foram realizadas nas dependências do Departamento de Geologia da UFOP (DEGEO-UFOP).

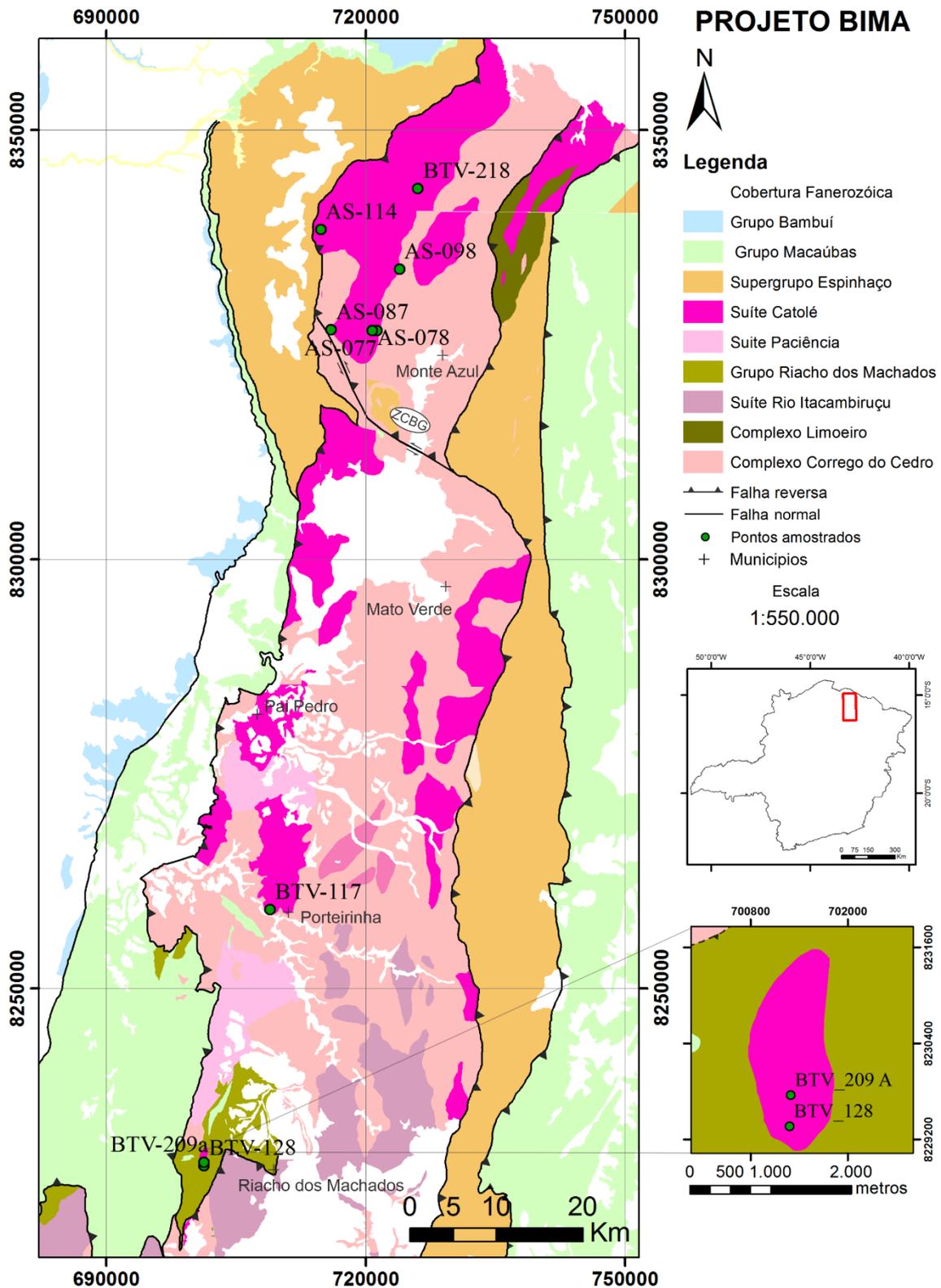


Figura 1.2. Mapa geológico simplificado contendo os pontos onde as amostras descritas foram coletadas, entre Grão Mogol e Espinosa. Extraído e modificado de Grossi-Sad *et al.* (1997), Knauer *et al.* (2007, 2015 a,b,c.). ZCBG: Zona de Cisalhamento Bocaina-Grama.

O sistema MEV-EDS tem como princípio básico a incidência de um feixe de elétrons na superfície da amostra que gera uma imagem resultante da interação dos elétrons com a amostra, evidenciando diferenças composicionais e/ou texturais. A composição química é obtida através da utilização do detector EDS para pontos previamente escolhidos ou mapas composicionais. Em geral, o erro analítico do equipamento é de aproximadamente 2% (Goldstein 2003).

1.5.4 Geoquímica

Para a química de rocha total, 9 amostras de granitoides pertencentes à suíte Catolé compreendendo os plútons Barrinha-Mamonas (7 amostras), Mulungú (1 amostra) e Confisco (1 amostra), foram coletadas e preparadas previamente no LOPAG-DEGEO-UFOP (Laboratório de Preparação de Amostras). As análises foram feitas no ACME Analytical Laboratories Ltda./Bureau Veritas Mineral Laboratories, Vancouver, Canadá. As concentrações dos elementos maiores foram determinadas utilizando-se a Espectroscopia de Emissão Atômica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES) e os elementos traço utilizando-se o Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS). Os limites de detecção dos aparelhos são de 0,01% para os óxidos maiores e de 0,1 ppm para os elementos traço. Para os elementos maiores, as amostras foram digeridas por ataque ácido utilizando ácido nítrico (2-2-2 HCL-HNO₃-H₂O) e fundidas em metaborato/tetraborato de lítio (LiBO₂/Li₂B₄O₇). Para os elementos menores, incluindo os elementos terras raras, utilizou-se digestão parcial em Água Regia (95°C).

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

2.1.1 O cráton São Francisco-Congo

A região estudada encontra-se na porção limítrofe entre o cráton do São Francisco e a faixa Araçuaí (Fig. 2.1.a,b). O cráton do São Francisco foi caracterizado e delimitado por Almeida (1977) como um terreno estabilizado durante o Ciclo Orogênico Transamazônico, e que é margeado por regiões retrabalhadas durante o Neoproterozoico (Orogênese Brasileira-Panafricana).

De acordo com Alkmim (2004) o cráton do São Francisco teve uma evolução tectônica que pode ser descrita por diversos estágios até a ruptura da conexão São Francisco-Congo. Essa evolução tem início no Arqueano, com a aglutinação de terrenos ou microcontinentes durante os ciclos Jequié e Rio das Velhas, de maneira diacrônica com o desenvolvimento de uma série de arcos magmáticos juvenis. Após essa aglutinação, iniciou-se a individualização do continente Paramirim e consequente abertura da bacia Minas. O fechamento dessa bacia culminou, ao final do Riáciano e início do Orosiriano, em diversos episódios de colisão de blocos embrionários arqueanos que edificaram um orógeno denominado Transamazônico, com clímax de convergência por volta de 2,1 Ga, a partir do qual se supõe a formação do supercontinente Colúmbia. Este foi desmembrado por meio da abertura de uma série episódios de rifteamento paleoproterozoico e mesoproterozoicos, que foram posteriormente preenchidos pelo Supergrupo Espinhaço (Brito Neves *et al.* 1996), além da abertura de um rift durante o Toniano (950 Ma), que foi preenchido pela sequência Macaúbas, individualizando totalmente a placa São Francisco-Congo (Campos Neto 2000). As diversas colisões diacrônicas ao final do Neoproterozoico e início do Fanerozoico edificaram uma série de cinturões orogênicos brasileiros que contêm as faixas de dobramentos e cavalgamentos que circundam as regiões limítrofes do cráton do São Francisco, como as faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (*e.g.*, Almeida 1977).

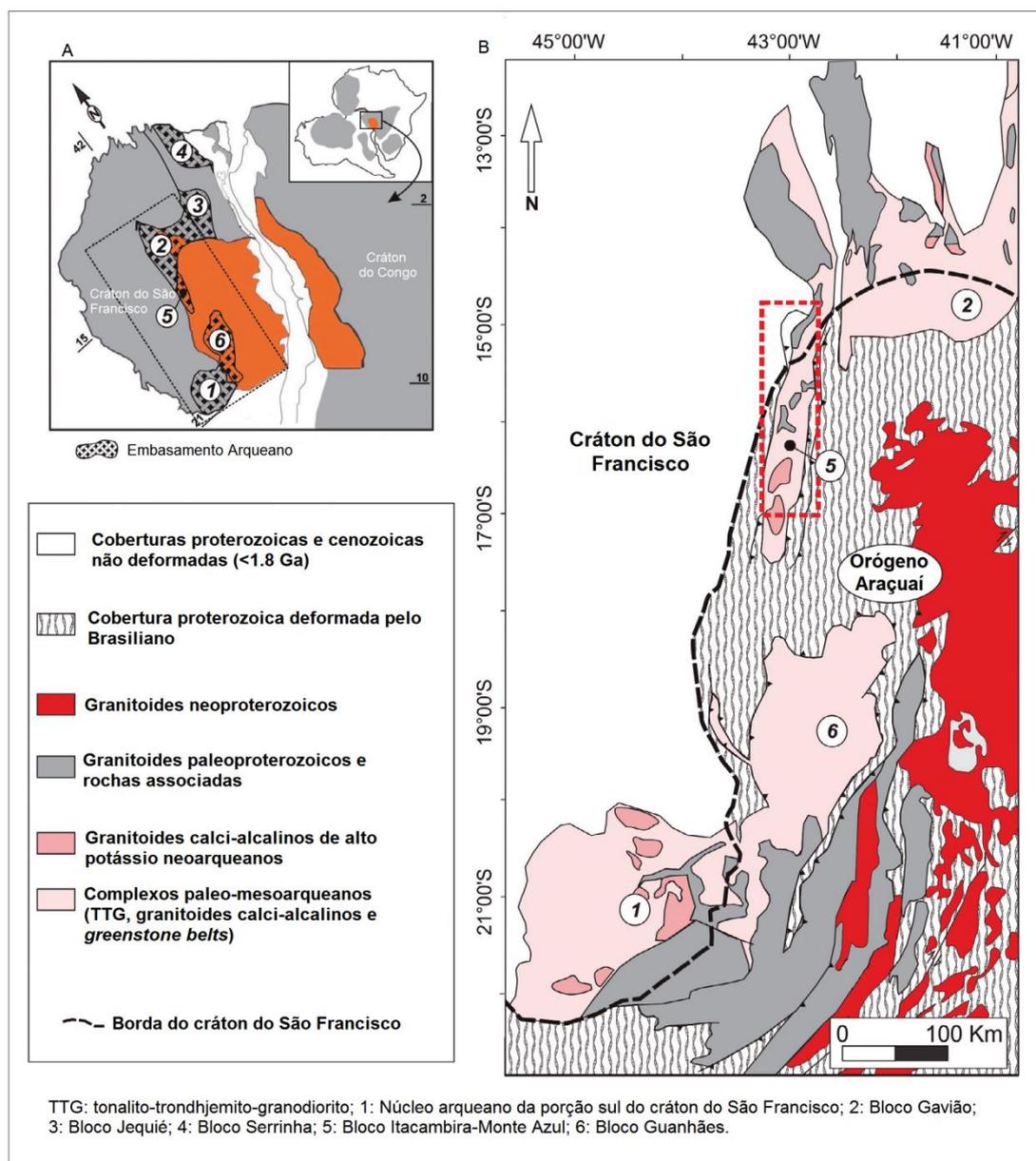


Figura 2.1. a) Contexto geotectônico dos crátoms São Francisco-Congo na conjuntura do Gondwana Ocidental, enfatizando as exposições do embasamento arqueano (modificado de Bersan *et al.* 2018). b) Mapa geológico simplificado mostrando as exposições das assembleias de rochas arqueanas e paleoproterozoicas constituintes do embasamento do cráton São Francisco e do orógeno Araçuaí (modificado de Bersan *et al.* 2018).

2.1.2 O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental

O Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental é um orógeno Brasileiro (Neoproterozoico), confinado, produto das diversas aglutinações de continentes que ocorreram ao final do Neoproterozoico, diretamente na interação entre os crátoms do São Francisco e do Congo. A conexão das duas partes por meio de uma ponte cratônica ao norte, em um formato análogo ao de um “U” invertido, possibilitou o fechamento da bacia Macaúbas por uma rotação anti-horária semelhante ao funcionamento de um

quebra-nozes (Fig. 2.2, a,b,c,d) com a geração do Orógeno Araçuai e compoendo parte do que seria o supercontinente Gondwana (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Alkmim *et al.* 2006).

Na porção brasileira do orógeno, em seu domínio externo, tem-se a faixa Araçuai que representa o cinturão de dobramentos e falhamentos de antepaís da borda leste e sudeste do cráton do São Francisco (Fig. 2.1.b). Esta foi assim denominada em função da cidade e rio nela situados (Almeida 1977).

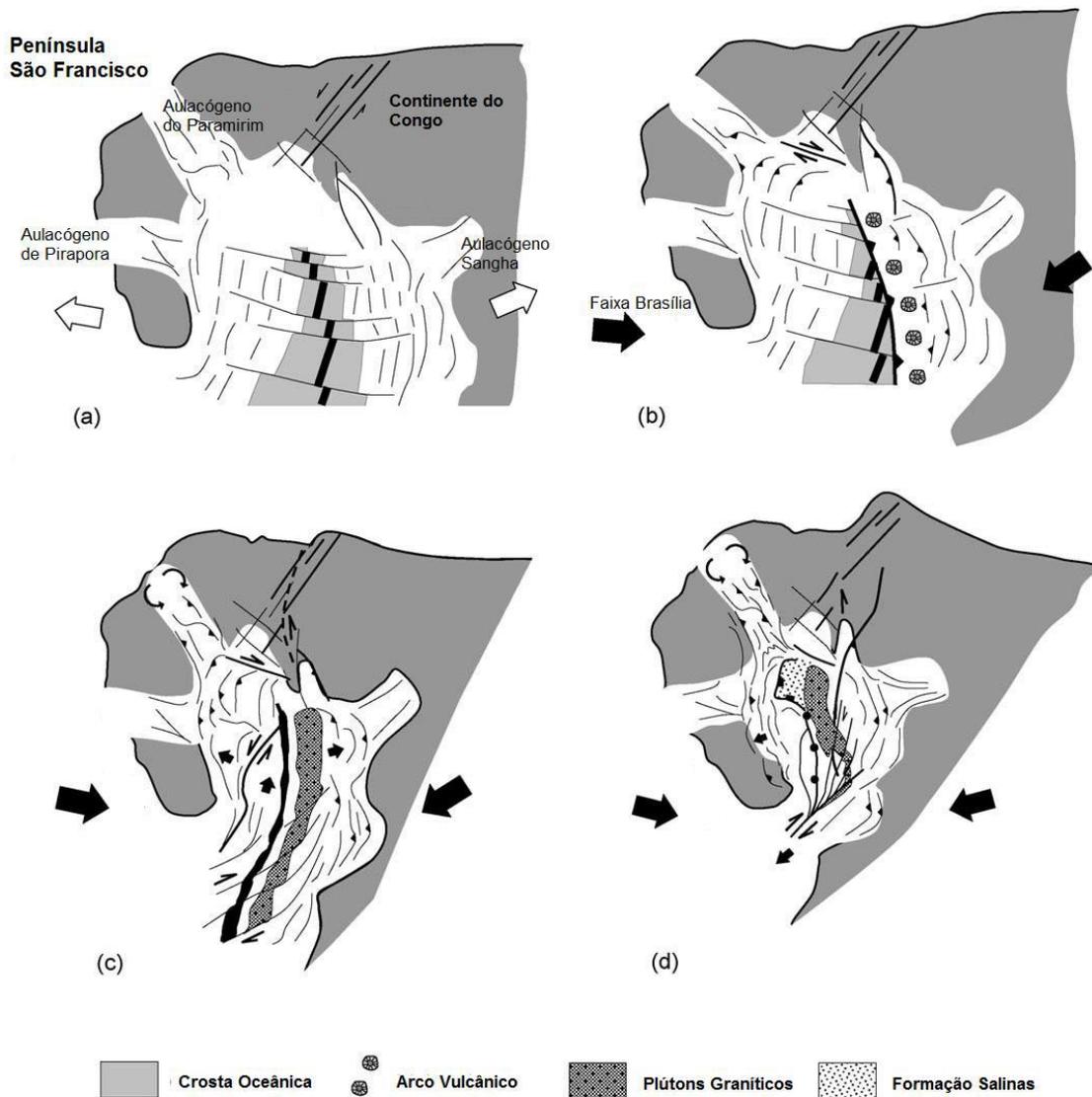


Figura 2.2. Ilustração do modelo tectônico que deu origem ao Orógeno Araçuai. a) Abertura da bacia Macaúbas, antecedendo a formação do Orógeno Araçuai, por volta de 800 Ma; b) início do fechamento da bacia Macaúbas por volta de 600 Ma, como consequência da interação dos crátons adjacentes; c) desenvolvimento completo do orógeno em 570 Ma; d) escape tectônico para sul do orógeno e colapso extensional por volta de 500 Ma, formando parte do chamado supercontinente Gondwana (modificado de Alkmim *et al.* 2006).

Em particular, o seu embasamento é composto por rochas mais antigas que 1,8 Ga, representadas por complexos gnáissicos de composição TTG, granitoides potássicos e sequências do tipo greenstone belts arqueanos, além de granitoides Riácianos e Orosirianos (Alkmim *et al.* 2017), recobertos pelas

megasequências sedimentares das bacias de primeira ordem do Espinhaço, Macaúbas-Salinas e Bambuí (Martins-Neto *et al.* 2001). Todo esse arcabouço foi retrabalhado durante a Orogênese Brasileira, podendo-se discriminar os diversos estágios de orogenia: pré-colisional, sin-colisional, tardi-colisional e pós-colisional, no intervalo de 630 à 480 Ma (*e.g.*, Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Heilbron *et al.* 2004; Alkmim *et al.* 2006).

Alkmim *et al.* (2006, 2007) definiram uma série de domínios estruturais distintos em termos de estilo, orientação, história deformacional e cinemática para o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, sendo esses: i) cinturão de cavalgamentos da serra do Espinhaço; ii) zona de cisalhamento Chapada Acauã; iii) zona de dobramentos de Salinas; iv) corredor transpressivo de Minas Novas; v) saliência do Rio Pardo e Aulacógeno Paramirim; vi) Bloco de Guanhões; vii) zona de cisalhamento Dom Silvério; viii) zona de cisalhamento de Itapebi; ix) Núcleo Cristalino; x) faixa oeste-congolesa. Ainda de acordo com Alkmim *et al.* (2006, 2007), o Orógeno Araçuaí pode ser dividido em dois compartimentos tectônicos, sendo eles os domínios interno e externo. O domínio interno é o núcleo metamórfico-anatético de alto grau do orógeno em que ocorre grande quantidade das rochas graníticas que foram originadas nos estágios da orogênese Brasileira. Já o domínio externo circunscreve a margem sudeste do cráton, se caracterizando como uma faixa de dobramentos e empurrões com vergência para oeste que esculpe segmentos da serra do Espinhaço e chapadas do norte-nordeste de Minas Gerais, sendo composta principalmente pelas unidades supracrustais em metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito (Pedrosa-Soares *et al.* 2001), com eventual exposição do embasamento – como na porção sul do cráton e nos blocos Gavião, Jequié, Serrinha, Guanhões e o BIMA (Fig.2.1.b) – também envolvido na orogênese supracitada.

2.2 BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL

O BIMA está localizado na borda leste do Cráton do São Francisco, compreendendo um segmento da faixa Araçuaí (Crocco-Rodrigues *et al.* 1993). Este é composto por unidades do embasamento que datam do Paleoarqueano ao Paleoproterozoico (Orosiriano; *e.g.* Silva *et al.* 2016; Bersan *et al.* 2018), sendo circundado pelas unidades supracrustais do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas (Drumond *et al.* 1980), que fazem contato tectônico à leste e à oeste com as unidades estaterianas e neoproterozoicas respectivamente, marcados pela presença de lascas de empurrão registrando movimentação de leste para oeste (Knauer *et al.* 2007, Bersan *et al.* 2017). Em termos geomorfológicos, o BIMA é situado entre as serras Central e Geral, duas saliências sustentadas pelas rochas supracrustais supracitadas (Bersan *et al.* 2017).

2.2.1 Unidades do Embasamento

O Complexo Porteirinha

Drumond *et al.* (1980) definiram o Complexo Porteirinha como uma associação gnáissica-migmatítica, individualizando-a nas seguintes unidades: migmatitos cataclásticos e corpos básicos associados, granitoide Barrinha-Mamonas, granitoide Canabrava, granitoide Pai Pedro e gnaisses e migmatitos indivisos.

Guimarães *et al.* (1993) dividiram o Complexo Porteirinha em seis unidades: Complexo Metamórfico Córrego do Cedro, Grupo Riacho dos Machados, Suíte Granitoide Pedra do Urubu, Suíte Granitoide Gorutuba, Suíte Monzonítica Paciência e Suíte Granítica Confisco. Foram reconhecidas ainda corpos anfibolíticos mais jovens e coberturas detríticas quaternárias.

Noce *et al.* (2007) o caracterizaram como um complexo gnáissico que apresenta porções com evidências de fusão parcial e diversos graus de milonitização, que se associa à diques e soleiras anfibolíticas. Os gnaisses são majoritariamente de composição granodiorítica, sendo intrudidos por plútons de composição granodiorítica, granítica e sienítica.

Knauer *et al.* 2007 consideraram o conceito apresentado por Guimarães *et al.* (1993) e apontaram que as rochas do Complexo Porteirinha se associam a rochas gnáissicas, em partes migmatizadas e muitas vezes afetadas por graus variáveis de milonitização intrudidos por diques e soleiras anfibolíticos. Essas rochas apresentam uma grande diversidade de estruturas características de fusão parcial, predominando amplamente as estruturas dobradas, sendo essas isoclinais, abertas, com zonas de charneira arredondadas, em chevron e em caixa, destacando-se ainda as estruturas estromáticas e dobras ptigmáticas. Encontra-se ainda estruturas em schollen, venosa e nebulítica (Guimarães *et al.* 1993; Knauer *et al.* 2007). Knauer *et al.* 2007 modificaram as proposições feitas por Drumond *et al.* (1980) e Guimarães *et al.* (1993) englobando os corpos graníticos delimitados nas suítes paleoproterozoicas Catolé e Paciência.

Suíte Catolé

O Granito Catolé ocorre na forma de corpos alongados, que bordejam, à leste, a Serra do Espinhaço. Este ainda regionalmente inclui os plutonitos: Catolé, Mulungú, Botumirim e Confisco. Os seus contatos tectônicos se apresentam em maioria encobertos, mas a presença de xenólitos de gnaiss bandedado dentro do granito indica a natureza intrusiva do corpo. Os corpos do granito Catolé ainda fazem contato tectônico com as unidades do Supergrupo Espinhaço, com descolamento basal das mesmas (Knauer *et al.* 2007). A idade de cristalização de 1971 Ma foi obtida por Bersan *et al.* (2016) para o plutonito Confisco.

Knauer *et al.* (2007) caracterizaram petrograficamente as rochas da suíte Catolé inseridas na folha Monte Azul como granitos com tonalidades entre o branco a branco rosado e cinza claro até o esverdeado. A granulação predominante é média a grossa, comumente modificada por cisalhamento. Nas zonas mais deformadas aparecem granitoides leucráticos, coloração cinza claro, granulação fina (predominante) a média, cuja composição mineralógica essencial é quartzo, muscovita e plagioclásio e acessória composta por biotita e rara hornblenda associada, também com veios milimétricos de epidoto preenchendo fraturas em várias direções.

Grossi-Sad *et al.* (1997) englobam nessa suíte granitos, quartzo monzonitos e granodioritos de textura equigranular a porfirítica, de mineralogia essencial composta por quartzo, plagioclásio e microclina, por vezes pertítica. Os minerais secundários ocorrem em menores proporções e são representados por agregados de minerais máficos intergranulares, onde predomina a biotita verde. Associados a ela ocorrem titanita, epidoto, allanita, opacos e muscovita. Os acessórios incluem zircão e apatita. Os granitos do plutonito Mulungú apresentam feições especialmente interessantes, com a ocorrência de enclaves e diques graníticos.

Suíte Paciência

A suíte Paciência engloba os plutonitos Paciência, Morro do Quilombo e Serra Branca (Drummond *et al.* 1980; Grossi-Sad *et al.* 1997; Silva *et al.* 2016). As análises feitas por Grossi-Sad *et al.* (1997) e Knauer *et al.* (2007) apontam uma diversidade de litotipos, dentre eles: gabros, monzodioritos, tonalitos, monzonitos, quartzo monzonitos, quartzo sienitos e granitos s.s. Exibem ainda textura porfirítica dada por cristais de K-feldspato. Podem apresentar graus variáveis de milonitização, oriundos da presença de zonas de cisalhamento centimétricas a métricas variando suas estruturas entre proto e ultramilonitos. As zonas de cisalhamento têm direção aproximada N-S, com mergulhos elevados, com a presença de indicadores cinemáticos revelando movimentação normal, reversa ou direcional (Grossi-Sad *et al.* 1997). Silva *et al.* (2016) encontraram idades pela assinatura isotópica Sm-Nd ($\epsilon Nd = -10,88$; T_{DM} de 2,89 Ga) e da idade de intercepto superior de 2050 ± 10 Ma para sienitos do plutonito Serra Branca, interpretando que as rochas da Suíte Paciência teriam sido originadas a partir de um magmatismo alcalino pós-colisional, desenvolvido com o colapso do orógeno paleoproterozoico.

2.2.2 Arcabouço Estrutural

Destaca-se no âmbito da geologia regional o trabalho de Bertoldo (1993), que aborda o comportamento estrutural das unidades supracrustais dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e das unidades do embasamento, nos domínios da Serra de Monte Alto e Central. Este divide a área de estudo nos segmentos norte e sul, sendo estes separados pelo lineamento Rio Verde Pequeno (Fig. 2.3).

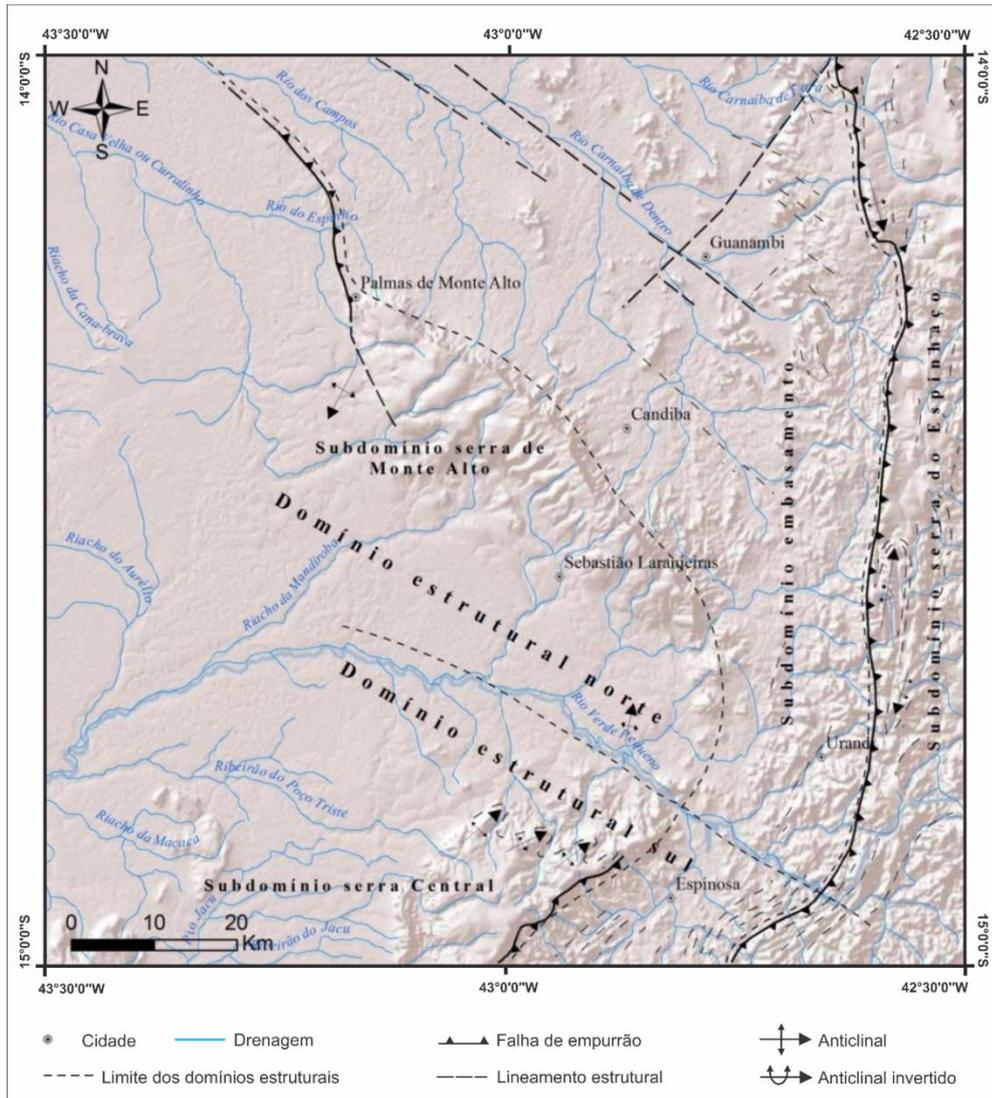


Figura 2.3. Divisão proposta por Bertoldo (1993) para os domínios estruturais contidos no setor norte das serras Geral e Central (extraído de Bersan 2015). A região de estudo se encontra no domínio estrutural Sul, onde as sua porção norte se encontram as serras central e geral, nas proximidades de Monte Azul.

O domínio norte foi caracterizado como uma região de pouca intensidade na deformação, que se apresenta majoritariamente de natureza rúptil, exibida nas rochas do embasamento e da cobertura. Bertoldo (1993) descreveu estrutura em homoclinal, com a ocorrência de duplexes e falhas de empurrão locais, além de estruturas dobradas. Já no domínio sul, a deformação é de maior intensidade paralelamente à natureza dúctil-rúptil das estruturas, dentre elas megassinclinais e meganticlinais de eixo NE-SW, além de clivagens de crenulação correspondentes aos eixos de dobras menores, com mergulho para SE. Enquanto as estruturas de dobra são predominantes nas serras do Espinhaço e Central, o embasamento é cortado por zonas de cisalhamento, exibindo estrias no plano de cisalhamento com caimento para NE, além de lineações de estiramento mineral indicando uma cinemática predominantemente dextral e reversa.

Bersan (2015) desenvolveu seu trabalho dos subdomínios do embasamento e da Serra Central – correspondendo ao domínio sul de Bertoldo (1993) – dividindo-os ainda em cinco domínios estruturais (Fig. 2.4a-b). Foi constatado por ele que os domínios I e II e a porção oriental do domínio III exibem uma deformação do tipo *thick-skinned*, com envolvimento das rochas do embasamento. Ao passo que na porção ocidental do domínio III e no domínio IV a deformação é do tipo *thin-skinned*, ou seja, sem envolvimento do embasamento na deformação. Ainda segundo Bersan (2015) o domínio V não apresenta deformação. Bersan (2015) também colocou que diversas estruturas extensionais relacionadas às fases rift mais antigas foram reativadas no decorrer do brasiliano, agora como falhas reversas ou de empurrão. A edificação da Serra Central, de acordo com Bersan *et al.* (2017), está associada a um encurtamento crustal ocorrido em fluxo confinado entre duas zonas de cisalhamento subparalelas em condições de metamorfismo de baixo grau (fácies xisto-verde).

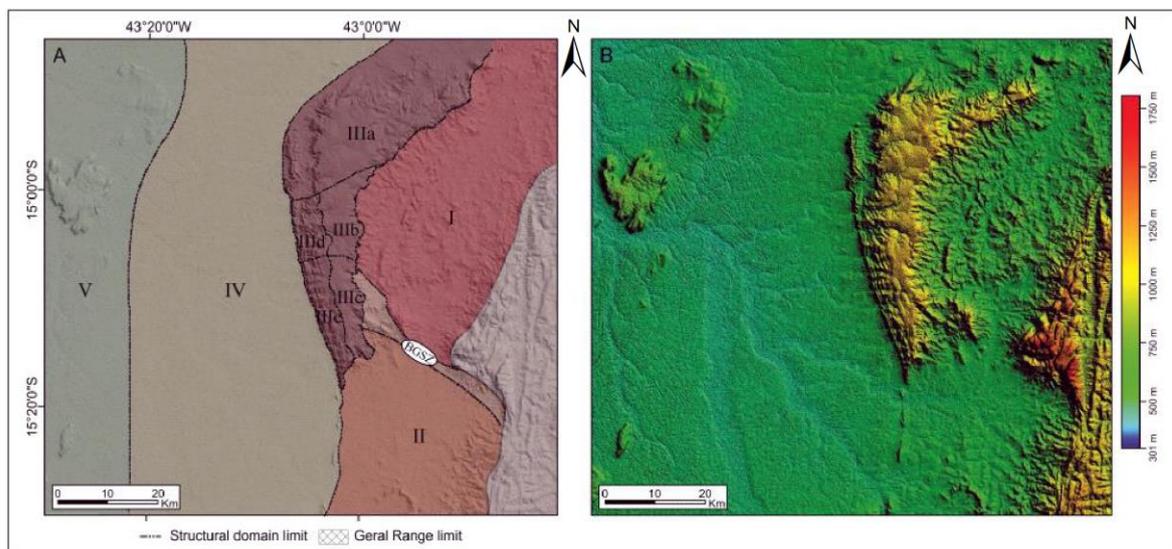


Figura 2.4. a) Mapa simplificado dos domínios estruturais. b) Modelo digital de terreno evidenciando o alto estrutural da Serra Central (extraído e modificado de Bersan 2015).

GRANITOS, TRAMAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS

3.1 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS GRANITOIDES

De acordo com a classificação da *International Union of Geological Sciences* (IUGS), formentada por Streckeisen (1967, 1974), granito (*sensu stricto*) é um termo definido para uma rocha plutônica félsica com proporções específicas de quartzo, plagioclásio e álcali feldspatos (Fig. 3.1). Por sua vez, o termo granitoide ou rocha granítica é usado de forma mais abrangente, para se referir às rochas plutônicas félsicas com proporções variadas das mesmas fases minerais, além de pequenas quantidades de minerais máficos como a biotita ou a hornblenda (Mehnert 1968). Os granitoides são rochas que apresentam vasta quantidade de características distintas, relacionando a sua mineralogia, texturas e atributos geoquímicos vinculados às diversas fontes, ambientes tectônicos e processos petrogenéticos cuja origem está intimamente relacionada. Portanto, sendo assim essencialmente classificados de acordo com as suas diferenças genéticas.

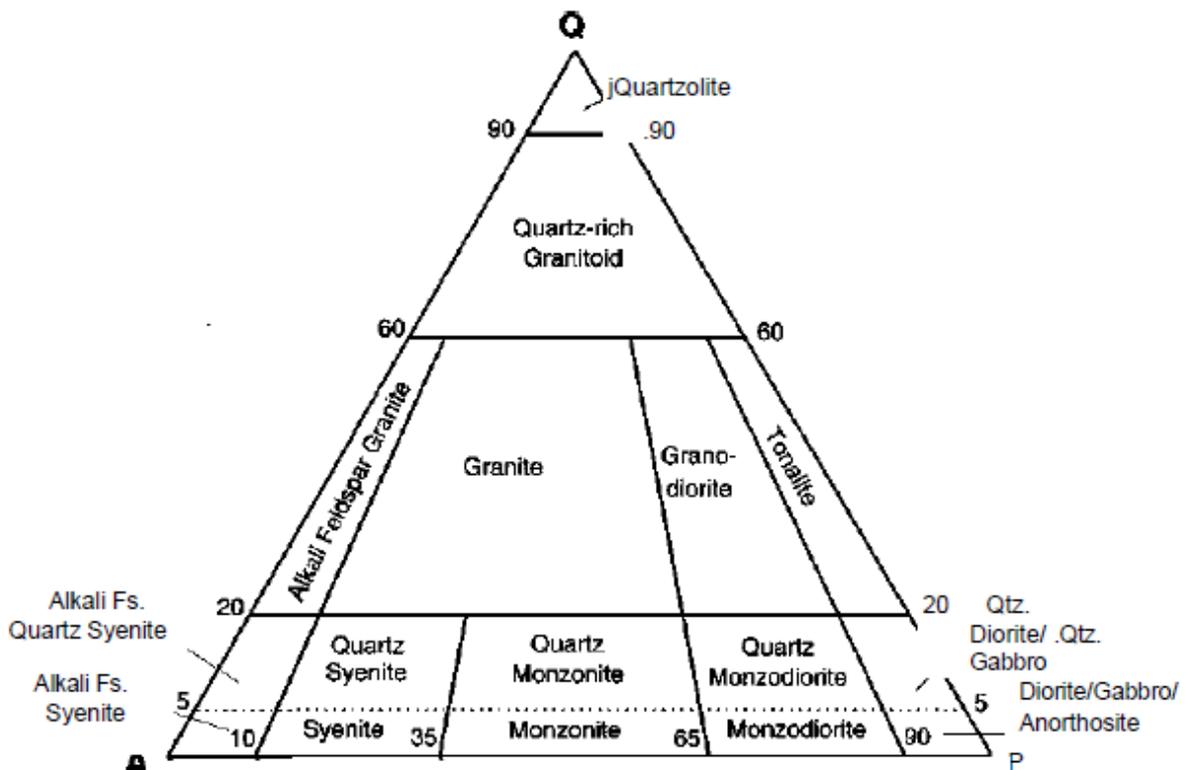


Figura 3.1. Diagrama de classificação modal e nomenclatura de granitoides (QAP) IUGS, proposto por Streckeisen (1974).

3.1.1 Classificação modal QAP

Esse tipo de classificação é destinado às rochas ígneas félsicas-ácidas (índice de coloração < 90 e $\text{SiO}_2 > 66$ wt%), primordialmente àquelas supersaturadas ou saturadas (Wernick 2004). No diagrama triangular usado para essa classificação, os vértices indicados pelas letras Q, A e P representam polimorfos de quartzo, álcali-feldspatos e plagioclásio, respectivamente. O diagrama apresenta alguns conceitos básicos através de duas divisões internas, principalmente no que tange a importância dos feldspatos como uma das principais fases minerais constituintes das rochas graníticas em todo o seu espectro de variabilidade composicional, e que, neste sentido, são primordiais na caracterização das rochas ígneas. No diagrama de Streckeisen (1974) para as rochas ígneas plutônicas félsicas (Fig. 3.1) são consideradas as fases citadas normalizadas para 100% da composição mineralógica da rocha.

3.1.2 Suítes ou Séries Magmáticas

Pitcher (1993) define uma série magmática como uma forma sistemática de agrupar um conjunto de rochas que podem ser discriminadas com base nos seus elementos maiores e proporções das fases minerais presentes. Estas quando se mostram bem definidas, invariavelmente apresentam um *trend* geral de composição em direção às rochas graníticas, representando uma sequência linear de cristalização fracionada. Wernick (2004) define uma série magmática como uma manifestação plutônica ou vulcânica com características mineralógicas, químicas e tendência evolutiva bem definida, também apontando como destaques as séries toleítica, cálcio-alcalina, álcali-cálcica, alcalina, trondhjemítica e komatiítica.

Diagrama AFM

Um dos diagramas mais utilizados na literatura para definir séries magmáticas é o AFM, em que o vértice A representa a soma dos álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), o F representa a quantidade de ferro total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) e o M o conteúdo de MgO. Este diagrama é plotado com conteúdo dos seus óxidos em porcentagem em peso ou na base catiônica, ambos normalizados para 100 (Winter 2001). De acordo com Wernick (2004) pode-se diferenciar as séries cálcio-alcalina da toleítica com base na variação da razão entre ferro total (FeOT) e MgO. A série toleítica mostra um crescimento da razão FeOT/MgO até que se atinja um ponto de inflexão, sendo esta uma série contendo majoritariamente membros basálticos e raramente contendo membros intermediários e ácidos. Por outro lado, a série cálcio-alcalina é evidenciada por um comportamento aproximadamente constante da razão FeOT/MgO, de associação litológica intermediária a ácida. A figura 3.2 mostra a distinção, no diagrama AFM, entre as rochas pertencentes à série toleítica e aquelas pertencentes à série cálcio-alcalina do trabalho de Irving & Baragar (1971).

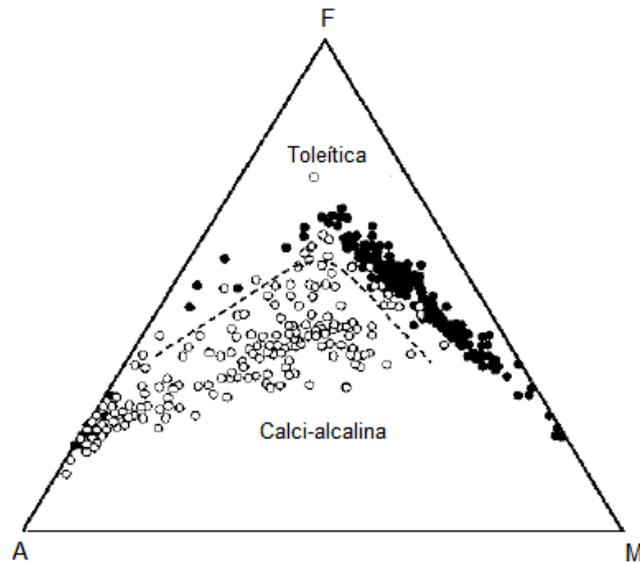


Figura 3.2. Diagrama mostrando a distinção entre rochas toleíticas da Islândia, dorsal mesoatlântica, basaltos de Columbia River e Havaí (círculos preenchidos), além das rochas calco-alcálicas vulcânicas de Cascade (círculos vazados) (extraído e modificado de Irving & Baragar 1971).

Índice de Saturação em Alumínio (ASI)

O ASI foi definido por Shand (1943), como a razão molecular $Al / (Ca - 1,67P + Na + K)$, sendo os elementos Ca, Na e K essencialmente presentes nos feldspatos e o P presente na apatita. Frost *et al.* (2001) reconhece os três níveis de ASI definidos por Shand (1943), sendo eles o de rochas peraluminosas, metaluminosas e peralcalinas. Se o $ASI > 1$ essa rocha é chamada de peraluminosa, sendo assim a quantidade de Al é muito maior do que a proporção molar dos outros elementos, nos levando a crer que provavelmente existam outras fases ricas em alumínio, como a apatita, muscovita, cordierita, granada ou um polimorfo de Al_2SiO_5 presente na rocha. Se o $ASI < 1$ e os conteúdos molares de Na e K forem menores do que o de alumínio a rocha é chamada metaluminosa e ao invés de conter grandes quantidades de Al esta provavelmente é rica em fases cálcicas como a hornblenda e a augita. Por outro lado, se os conteúdos molares de Na e K forem maiores do que o de Al, ela é chamada peralcalina. Nestas é comum se encontrar hornblendas sódicas e piroxênios sódicos. Wernick (2004) estabelece a existência de um nível de $ASI = 1$ entre as rochas metaluminosas e peraluminosas, além de calcular o índice de saturação em alumina parcial (ASIp), considerando somente a proporção molar dos óxidos dos metais alcalinos. O diagrama de Shand relaciona esses dois índices para determinar se a rocha é peraluminosa, metaluminosa ou peralcalina, como relacionado no exemplo da Fig. 3.3, para as rochas da suíte Rio Itacambirucu, aflorantes no BIMA (Bersan *et al.* 2018).

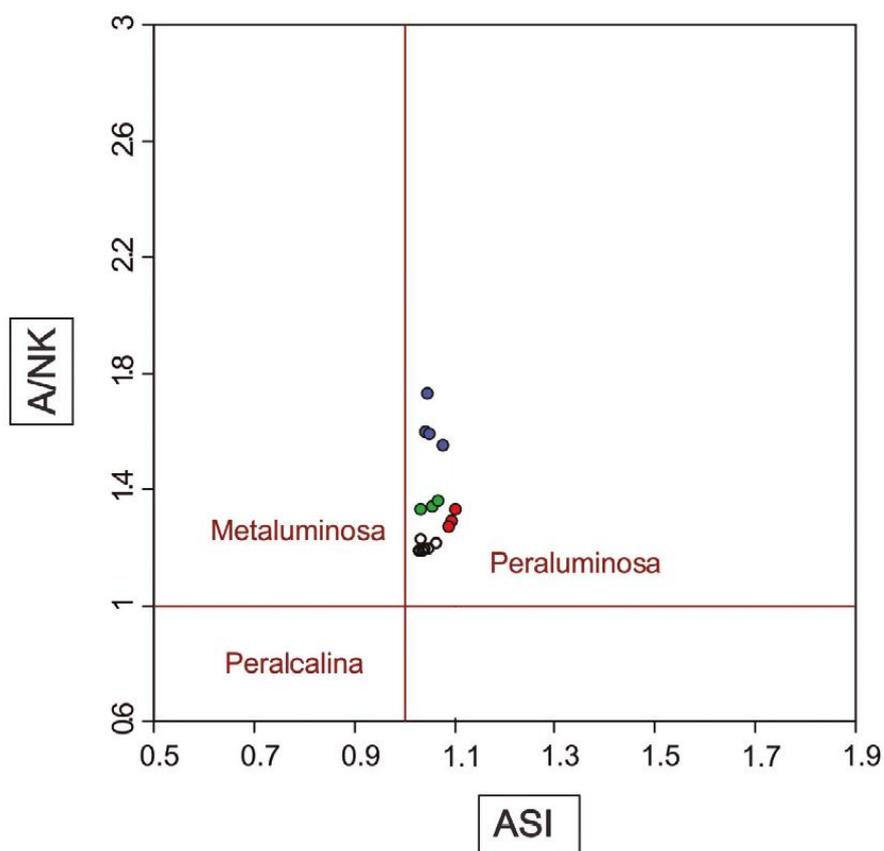


Figura 3.3. Diagrama de Shand com os plots das rochas granitoides pertencentes à Suite Rio Itacambiruçu (pontos vazados, verdes e vermelhos) e ao Complexo Porteirinha (pontos em azul), aflorantes no BIMA. Neste, o índice A/NK é equivalente ao ASI_p (extraído e modificado de Bersan *et al.* 2018).

3.1.3 Classificação por ambientes tectônicos

A complexidade das rochas granitoides é evidenciada pela diversidade de suas origens, fontes e processos tais como fusão parcial, mistura de magmas, entre outros (Barbarin 1990). É evidente que se a sua origem e processos estão intimamente relacionados com o ambiente tectônico que estas rochas são geradas, suas características químicas também. Pearce *et al.* (1984) introduziram o método de análise de elementos traços para a interpretação tectônica de rochas graníticas com o intuito de subdividi-las em granitos de dorsal oceânica (ORG), de arco vulcânico (VAG), intraplaca (WPG) e sin-colisionais (SYN-COLG), utilizando dos plots de Ta vs Y, Nb vs Y, Rb vs (Y + Nb) e Rb vs (Y + Ta) (Fig. 3.4). Já Maniar & Piccoli (1980) utilizam de plots de elementos maiores para separar sete ambientes diferentes, sendo eles: granitoides de arco de ilha (IAG), arco continental (CAG), colisão continental (CCG), pós-orogênicos (POG), relacionados à rifteamento (RRG), plagiogranitos oceânicos (OP) e aqueles relacionados a um movimento epirogenético de soergimento continental (CEUG).

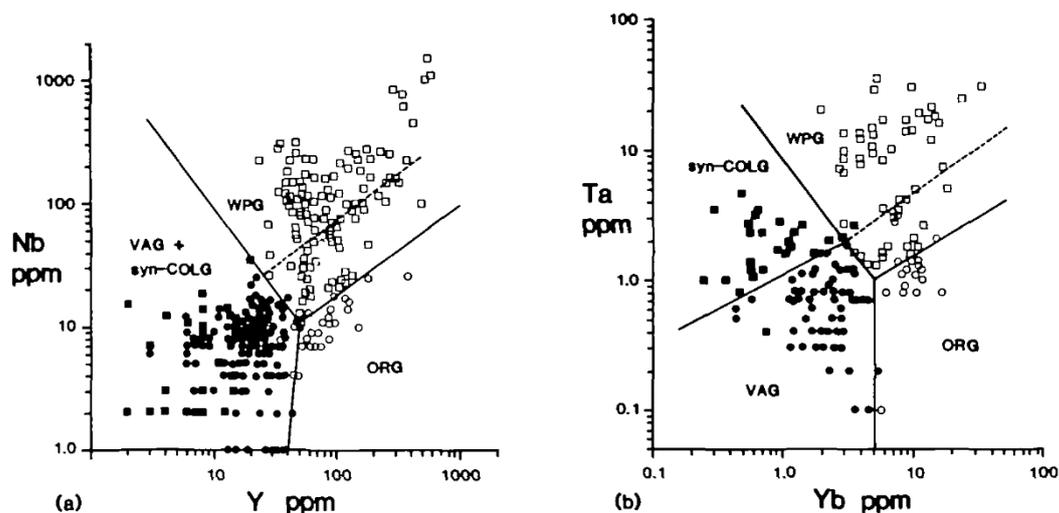


Figura 3.4. Diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce *et al.* (1984). Os círculos vazados representam os ORG, os fechados VAG, os quadrados vazados WPG e os fechados syn-COLG. a) Diagrama Nb vs Y. b) Diagrama Ta vs Yb.

3.1.4 Classificação de acordo com a fonte (SIAM)

A primeira proposição da subdivisão genética de granitos foi feita por Chappell & White (1974), estudando granitos paleozoicos do cinturão Lachlan, na Austrália. Os parâmetros petrográficos, químicos, isotópicos e de relações de campo das rochas estudadas apontaram a existência de dois tipos contrastantes de rochas graníticas, que apresentavam características muito diferentes e que não poderiam se relacionar por processos de cristalização fracionada ou mistura de magmas. Um dos tipos, cuja formação se dá por fusão parcial de um material ígneo, foi denominado tipo I, o outro, originado da fusão parcial de material sedimentar, denominado tipo S. A tabela 3.1 relaciona algumas características químicas importantes que diferenciam os dois tipos de granitos, de acordo com Chappell & White (2001).

Tabela 3.1. Principais características químicas dos granitoides tipo I e tipo S (modificado de Chappell & White 2001).

Tipo I	Tipo S
Conteúdo de sódio relativamente alto. $\text{Na}_2\text{O} > 3,2\%$ em variedades félsicas, caindo para $>2,2\%$ em variedades máficas	Conteúdo de sódio relativamente baixo, $\text{Na}_2\text{O} < 3,2$ em rochas com aprox. 5% de K_2O , caindo para $< 2,2\%$ em rochas com aprox. 2% de K_2O
ASI $< 1,1$	ASI $> 1,1$
Ampla espectro de composições, variando de ácidas a básicas	Composição relativamente restrita a altos teores de SiO_2
Diagramas de variação lineares ou aproximadamente lineares	Diagramas de variação são irregulares

O valor de $ASI > 1,1$ para os granitos do tipo S implica na ocorrência de uma assembleia mineralógica típica, principalmente no que tange a proporção de aluminossilicatos encontrados como, por exemplo, a muscovita, granada, silimanita, andaluzita e a cordierita. Considerando essas características, os granitos do tipo S tendem a ser peraluminosos e os do tipo I, metaluminosos a fracamente peraluminosos.

Complementando a classificação, White (1979) introduziu o tipo M, que teria origem diretamente mantélica, por fusão direta de crosta oceânica subductada ou manto sobrejacente, incluindo granitos de arcos imaturos e os plagiogranitos oceânicos. Um quarto tipo também foi proposto, sem letra definida, de afinidade alcalina, colocado em condições anorogênicas e derivado de um resíduo granulítico de um *melting* anterior, que viria a ser denominado de granitos do tipo A por Loiselle & Wones (1979 in Bonin 2007). A tabela 3.2 mostra as principais características dos granitos na classificação SIAM, quanto aos atributos químicos, mineralógicos e da sua fonte.

Tabela 3.2. Classificação e principais características dos diferentes tipos de granito (modificado de White, 1979).

Tipo de granito	Características químicas	Mineralogia	Fonte
S	Peraluminoso $ASI \geq 1,1$	Minerais máficos e peraluminosos (cordierita, granada, etc.)	Sequências meta-sedimentares
I	Metaluminoso $ASI \leq 1,1$	Sem minerais máficos peraluminosos, ocorrência de hornblenda	Materiais ígneos de níveis crustais profundos
A	Afinidade alcalina e anorogênica	Silicatos máficos ricos em Fe	Resíduo granulítico de um <i>melt</i> anterior
M	Assinatura de arco vulcânico		Crosta oceânica subductada

Os granitos do tipo A são considerados representantes dos últimos eventos plutônicos nos cinturões orogenéticos e no magmatismo anorogênico relacionados aos rifts. Eles são gerados por uma grande variedade de processos incluindo o fracionamento de magmas basálticos derivados do manto, a interação entre esse magma e a crosta continental e em alguns casos pela formação de *melts* anatóxicos ricos em halógenos (Eby 1990).

Collins *et al.* (1982) propuseram que os granitos do tipo A poderiam ser identificados com base na sua alta razão Ga/Al, de tal modo que Whalen *et al.* (1987) elaboraram diversos diagramas de

discriminação desses granitoides (Fig. 3.5). Além disso, os referidos autores afirmam que plots de Zr + Nb + Ce + Y vs razões entre elementos maiores como FeO^*/MgO e $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ também são igualmente eficazes para a identificação dos granitos do tipo A. Whalen *et al.* (1987) ainda consideram que quanto mais alcalina for a composição dessas rochas, melhor identificáveis elas serão.

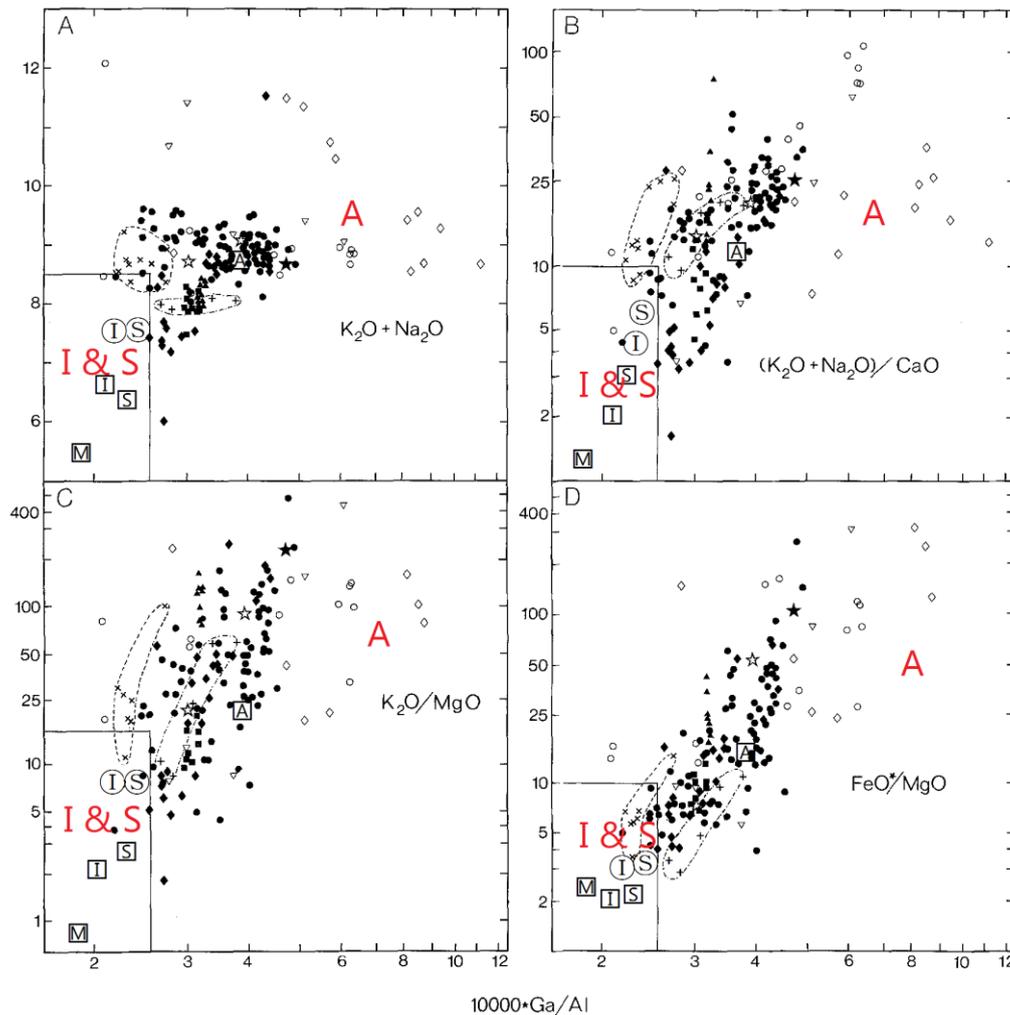


Figura 3.5. Diagrama de discriminação de granitos do tipo A. Extraído e modificado de Whalen *et al.* (1987) . a) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$. b) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$. c) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$. d) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs FeO^*/MgO . Os símbolos se referem à: ●suíte Topsails; ☆ granito Seal Island Bight ★ granito St. Lawrence; ◇ complexo Shira, Nigéria; ■ suíte Gabo; ▲ suíte Mumbulla; + granito Sandy Cape; × granito Ackley; ○ complexo Evisa, Corsica; ① moda dos granitos tipo I félsicos; ② moda dos granitos tipo S félsicos; ③ moda dos granitos tipo S; ④ moda dos granitos tipo I; ⑤ moda dos granitos tipo A; ⑥ moda dos granitos tipo M.

De acordo com Bonin (2007) granitos do tipo A são enriquecidos em elementos terras raras (ETR) incompatíveis, incluindo os elementos litófilos de raio iônico grande (LILE) e os elementos de alto potencial iônico (HFSE), mas são pobres em elementos traço compatíveis em minerais máficos (Co, Sc, Cr, Ni) e em feldspatos (Ba, Sr, Eu). Comparativamente aos granitos do tipo I e S, os do tipo A são ainda caracterizados pelo seu alto conteúdo de álcalis e baixo CaO, altas razões FeO^*/MgO , e algumas vezes apresentam elevados conteúdos de elementos halógenos como o F (Eby 1990). A mineralogia

típica dessas rochas pode incluir quartzo β , feldspatos com mesopertita (hypersolvus) e cristais de albita discretos (subsolvus, $An < 15$), anfibólio cálcio tardi magmático como a ferrohornblenda, óxidos de Fe-Ti como a ilmenita e a magnetita, pequenas quantidades de fosfatos e mineralizações de cassiterita, molibdenita, wolframita, esfalerita, galena, pirita, pirrotita, calcopirita e mimetita (Bonin 2007).

3.2 TRAMAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS

3.2.1 Tramas ígneas ou de fluxo magmático

Paterson *et al.* (1989) definem fluxo magmático como fluxo gerado por deslocamento de *melt*, com rotação de cristais de corpo rígido, sem interferência entre os grãos o suficiente para causar deformação plástica e estabelecem critérios para reconhecer foliações geradas por fluxo magmático daquelas geradas por fluxo em estado sólido.

Passchier & Trouw (2005) e Vernon (2000) destacam uma série de critérios para se identificar fluxo magmático, que podem ser listadas a seguir:

- Orientação preferencial de grãos euédricos e alongados, geralmente definida por cristais de feldspato (Fig. 3.6), mica, piroxênio, anfibólio ou olivina;
- Presença de textura ofítica e maclas de crescimento, sendo as maclas mais difíceis de interpretar como fluxo magmático, já que estas também são geradas em rochas metamórficas;
- Zonamento normal em plagioclásios, com núcleos mais ricos em Ca e bordas em Na;
- Distribuição uniforme dos grãos;
- Orientação preferencial cristalográfica;
- Enclaves com forma alongada;
- Textura glomerofírica, caracterizada pela aglomeração de fenocristais em uma matriz mais fina.

As feições de fluxo magmático podem, em muitos casos, serem sobrepostas pelas feições de deformação em estado sólido, sendo que quando isso acontece essas características são chamadas de fluxo submagmático (Paterson *et al.* 1989), cuja presença em rochas metamórficas evidencia deformação na presença de material fundido (Vernon 2000). A evolução natural da maioria dos plútons em processo de cristalização em um campo de tensões provocaria fluxo submagmático seguido por fluxo em estado sólido, nesses casos existe uma dificuldade na separação das microestruturas de deformação plástica geradas em fluxo submagmático daquelas geradas quando a rocha já estava completamente cristalizada (Passchier & Trouw 2005). Algumas das evidências apontadas são: a plasticidade

intracristalina (feições de deformação em rochas que não passaram por deformação regional) e a presença de minerais tardi-magmáticos em sombras de pressão.

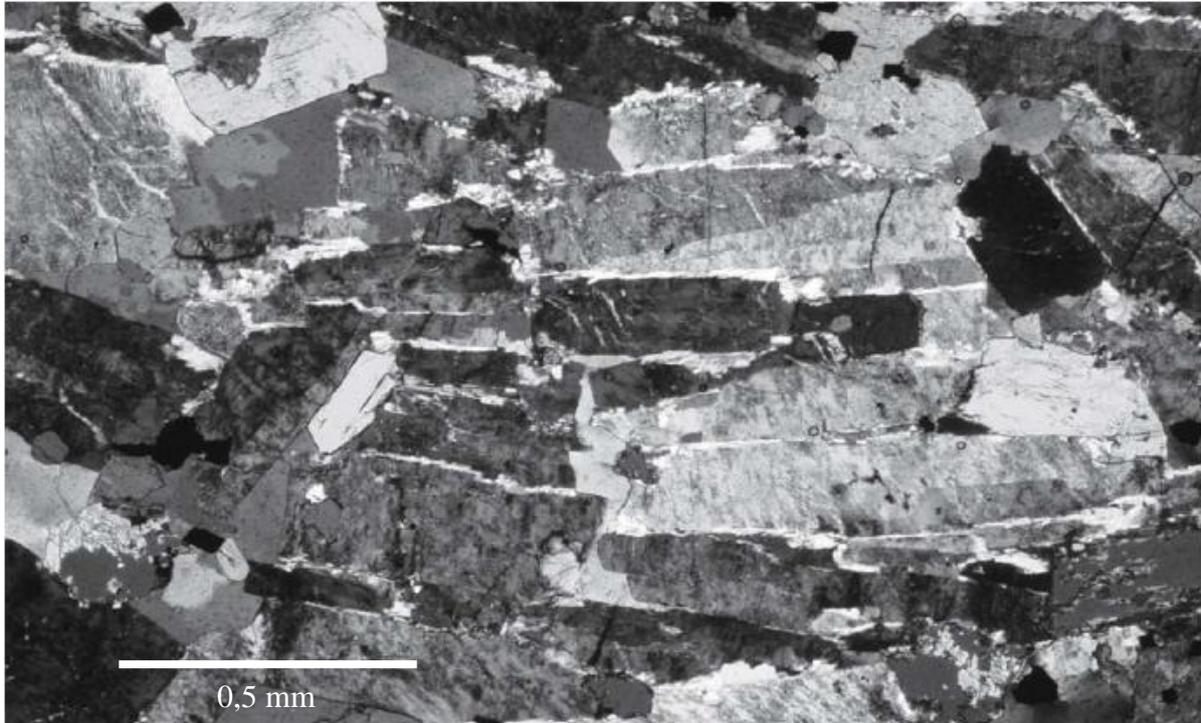


Figura 3.6. Foliação ígnea formada por fluxo magmático, dada por cristais subhorizontais de K-feldspato. Quartzo sienito do sul do Brasil. Extraído de Passchier & Trouw (2005).

3.2.2 Tramas metamórficas ou deformação em estado sólido

As microestruturas geradas por deformação em estado sólido são produto de metamorfismo, muitas vezes acompanhadas de mudança mineralógica por meio de reações metamórficas complexas e diferentes estágios deformacionais envolvidos. Passchier & Trouw (2005) apontam diversas evidências para deformação em estado sólido, são elas:

- Deformação interna dos grãos, apontada pela presença de extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização gerando novos grãos de menor granulação;
- Caudas de recristalização em grãos deformados ou porfiroclastos, particularmente comuns em augen gnaisses e milonitos (Fig.3.7);
- Presença de agregados recristalizados alongados (*e.g.*, quartzo e mica) em rochas graníticas deformadas;

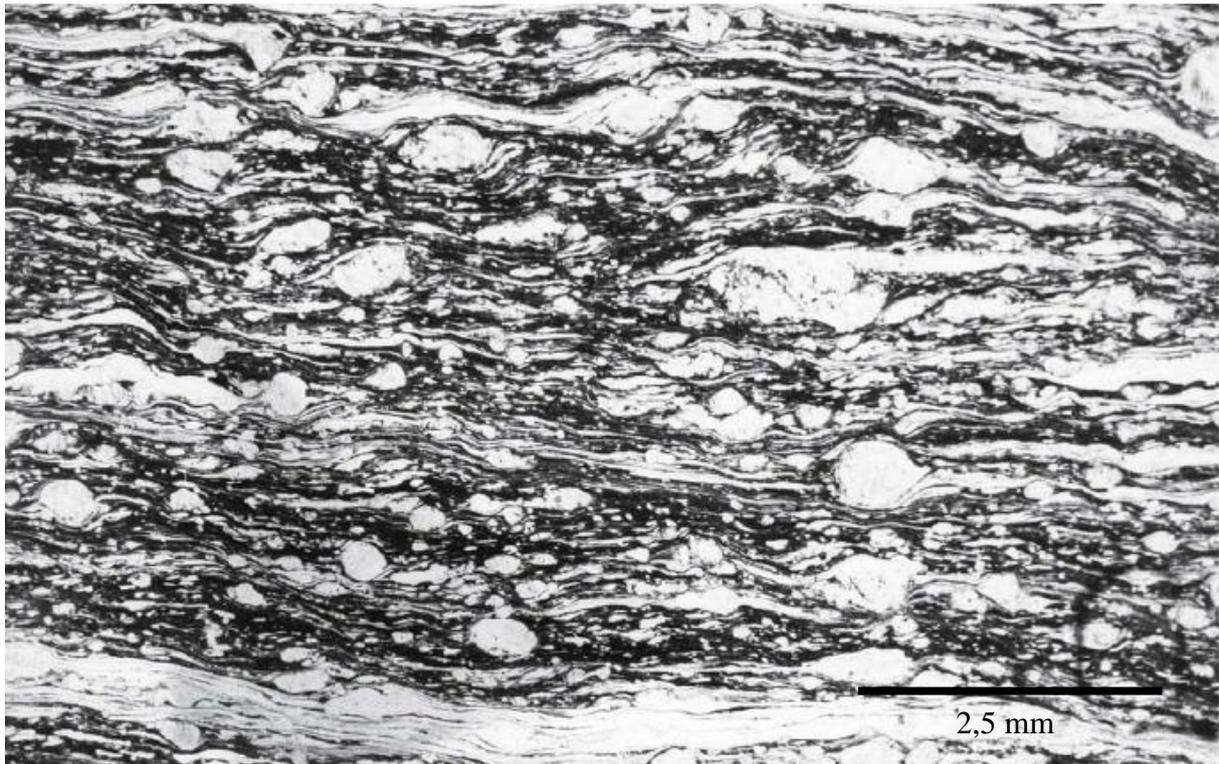


Figura 3.7. Milonito quartzo-feldspático. Seção paralela à lineação de agregado mineral e perpendicular à foliação. Lentes de quartzo recristalizado e feldspato definindo a foliação milonítica. Indicadores cinemáticos de banda de cisalhamento indicam movimento dextral. St. Barthélemy, Pyrenees, França. Extraído de Passchier & Trouw (2005).

- Orientação preferencial cristalográfica de eixo c de quartzo;
- Foliação contornando porfiroclastos menos deformados, com redução da granulação no seu entorno, refletindo *strain* heterogêneo;
- Boudinagem de minerais como feldspatos, hornblenda e turmalina.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS DE ROCHAS DA SUÍTE CATOLÉ

As amostras descritas correspondem a 14 lâminas delgadas coletadas em 10 pontos nos três plutonitos de interesse, sendo 11 lâminas no plutonito Barrinha-Mamonas, 1 lâmina no Confisco e 2 lâminas no Mulungú (Fig 1.2).

As rochas descritas são rochas holocristalinas, faneríticas, inequigranulares seriadas a porfiríticas de granulação predominantemente fina a média, classificadas de acordo com o diagrama de Streckeisen (1974) como álcali-feldspato granito, sienogranitos, monzogranitos e quartzo-monzonito (Fig.4.1 e Apêndice 1). Das 14 amostras, 10 apresentam foliação, mais bem marcada das lâminas AS-87b e AS-114 (a,b), cuja primeira exibe feições de deformação típicas de uma rocha protomilonítica. Segue a descrição de cada fase mineral presente:

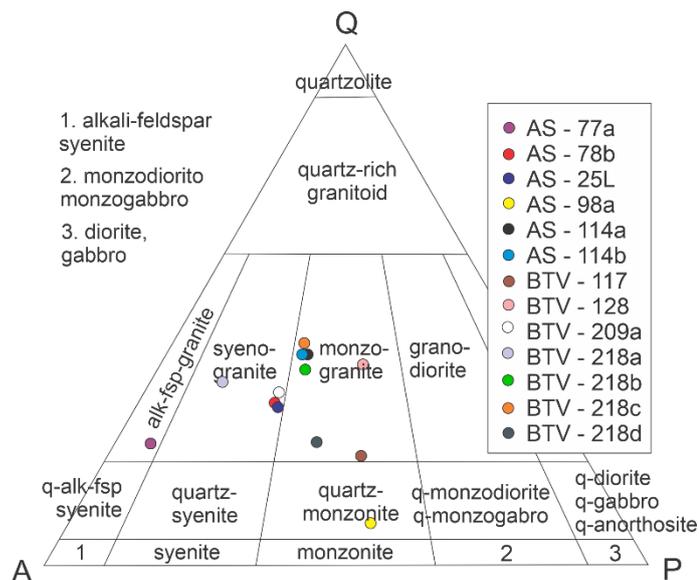


Figura 4.1. Classificação petrográfica das amostras de rochas da suíte Catolé caindo majoritariamente nos campos correspondentes às rochas graníticas.

4.1.1 Minerais essenciais

Quartzo (Qtz): perfaz de 20 a 35% da moda das amostras (exceto pelo quartzo-monzonito lâmina AS-98a, que contém cerca de 5%), comumente constituinte da matriz fina à média (de 0,03mm a 2,50mm). Os grãos maiores apresentam extinção ondulante e subgrãos (Fig. 4.2.a), que por sua vez podem exibir feições de recristalização de borda e lamelas de deformação discretas. Seus contatos são predominantemente retos a serrilhados. A granulação fina corresponde aos novos grãos recristalizados

mais ou menos equidimensionais, com bordas retas e geometria poligonal. Estes grãos circundam os grãos maiores definindo uma microestrutura do tipo núcleo-manto. Outras feições deformacionais no quartzo são observadas para as lâminas AS-114(a, b) e AS-87b, onde os grãos maiores podem exibir forma estirada, com orientação preferencial de acordo com a foliação da rocha, sendo que na lâmina AS-87b os grãos estirados aparentam iniciar formação de fitas de quartzo (*ribbons*) (Fig. 4.2.b). Além disso, ocorrem bandas e lamelas de deformação (Fig. 4.2.c) e a formação incipiente de subgrãos, podendo formar microestrutura do tipo tabuleiro de xadrez ou *chessboard* (Fig. 4.2.d). O intercrescimento simplectítico entre os grãos de quartzo e plagioclásio nas bordas dos K-feldspatos (K-feld) forma uma textura mirmequítica (Myr). Na lâmina AS-98a a porcentagem de quartzo é bem inferior, com no máximo 5% da mineralogia. Os grãos são de tamanho fino, onde as feições deformacionais nesses grãos são pontuais, se restringindo a ocorrência de extinção ondulante.

K-feldspato (K-feld): ocorre de 20 a 50% da moda das amostras como constituintes da matriz fina à média (de 0,30mm a 2,60mm), além de poderem ocorrer como pórfiros médios, ou, menos frequentemente, grossos (de 1 a 5,5mm) nas amostras BTV-218a-b-d, BTV-117, AS-78b e AS-25L. Grãos anédricos a subédricos, com predominância do segundo, apresentam maclas do tipo Carlsbad, e macla em grade ou *tartan*. As texturas pertítica, mirmequítica – no seu entorno – (Fig.4.2.f) e poiquilítica são comuns, sendo a textura poiquilítica formada pelas inclusões de plagioclásio (Plg), biotita (Bt), titanita e allanita (alln), apatita (Ap) e minerais opacos (Fig.4.2.e). Os grãos, principalmente os fenocristais, podem se apresentar fraturados. Tais fraturas são preenchidas por quartzo, calcita, biotita e sericita.

O plagioclásio (Plg) varia de albita (An_{0-10}) a oligoclásio (An_{10-30}), com predominância do primeiro, de granulação fina à média (de 0,1mm a 3,0mm), perfazendo de 10 a 40% da mineralogia. Nas amostras BTV-218(a,b) o plagioclásio também ocorre como fenocristais de tamanho médio. Os grãos são anédricos a subédricos com geometria de borda reta a serrilhada. Essa fase se mostra quase sempre sericitizada (Ser), com ocorrência moderada de saussuritização destes (Fig.4.3.a). Inclusões são comuns, principalmente de apatita e minerais opacos. Pode exibir zonamento composicional, evidenciado pela presença de extinção concêntrica dos grãos. Um mapa composicional feito em grão da amostra AS-78b e outro na amostra AS-114a mostra que este se trata de um sobrecrescimento, exibindo um núcleo de albita (Alb) cercado por uma borda de K-feldspato, tal aspecto é denominado textura anti-rapakivi (Fig.4.4). A macla polissintética é comumente presente, apresentando-se defletida em alguns grãos fraturados (Fig.4.3.b), em que as fraturas podem estar preenchidas por quartzo ou calcita. Nas amostras AS-114 (a,b) e AS-87b alguns grãos de plagioclásio apresentam extinção ondulante e formação incipiente de subgrãos, ainda subordinadas em relação àquelas microestruturas anteriormente descritas.

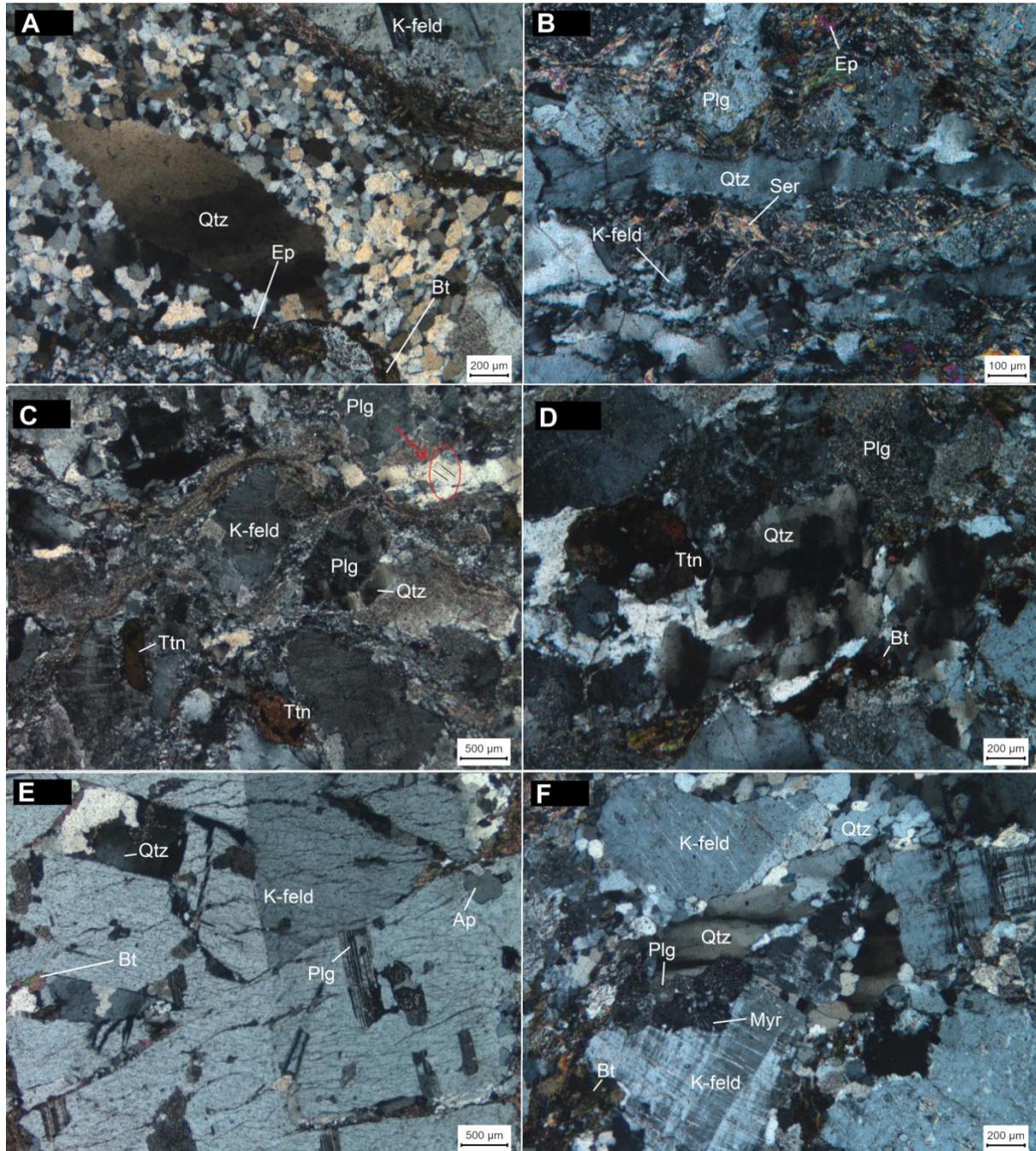


Figura 4.2. Fotomicrografias por microscopia óptica de luz transmitida polarizada. a) Microestrutura núcleo-manto formada por um grão central de quartzo de tamanho médio com bordas serrilhadas e extinção ondulante, contornado por grãos menores recristalizados de geometria predominantemente poligonal, apresentando bandas de deformação - amostra BTV-218. b) Fita de quartzo (*ribbon*) orientado de acordo com a foliação metamórfica - amostra AS-87b. c) Foliação bem marcada contornando porfiroclastos de feldspatos, além de lamelas de deformação em grão de quartzo alongado, apontada pela seta vermelha - amostra AS-114b. d) Grão de quartzo de granulção média exibindo microestrutura do tipo tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern*) - amostra AS-114a. e) Fenocristal de K-feldspato com inclusões de plagioclásio e apatita, exibindo macla do tipo Carlsbad e fraturas preenchidas por quartzo e biotita - amostra AS-78b. f) Fenocristais de K-feldspato com textura perítica e mirmequítica - amostra BTV-218d. Siglas: Plg – plagioclásio; Qtz – quartzo; Ep – epidoto; Bt – biotita; K-feld – K-feldspato; Plg – plagioclásio; Ser – sericita; Ttn – titanita; Ap – apatita; Myr – mirmequita.

A biotita (Bt) perfaz de 5 a 15% da mineralogia e define a foliação na maioria das amostras, com exceção da lâmina AS-98a. Nesta amostra, que não exhibe foliação, a biotita ainda ocorre como um mineral varietal, abundantemente presente, perfazendo cerca de 30% de sua moda. No geral, os grãos são anédricos a subédricos, componentes da matriz fina das rochas (de 0,02mm a 0,88mm), com exceção das amostras no plutonito Mulungú (amostras BTV-218 e BTV-209a) cujo tamanho dos grãos de biotita podem chegar à fração média (de 0,06mm a 2,10mm). A biotita é de coloração verde (exceto na amostra AS-77a, cuja cloração é marrom-alaranjada) e sempre relacionada aos grãos de minerais opacos, titanita, allanita e epidoto (Fig.4.3.c). Podem ocorrer ao longo das bordas dos fenocristais de K-feldspato ou definindo a foliação. São comuns as inclusões de zircão (Zr), formando halos pleocróicos. Alguns grãos tiveram sua extinção olho-de-pássaro suprimida pela deformação e exibem extinção ondulante. Nas lâminas AS-87b e BTV-128 a biotita forma indicador cinemático do tipo *mica fish* (Fig.4.3.d). Além disso, na amostra BTV-128 essa fase forma agregados pontuais em meio a uma matriz quartzo-feldspática de granulação comparativamente mais fina.

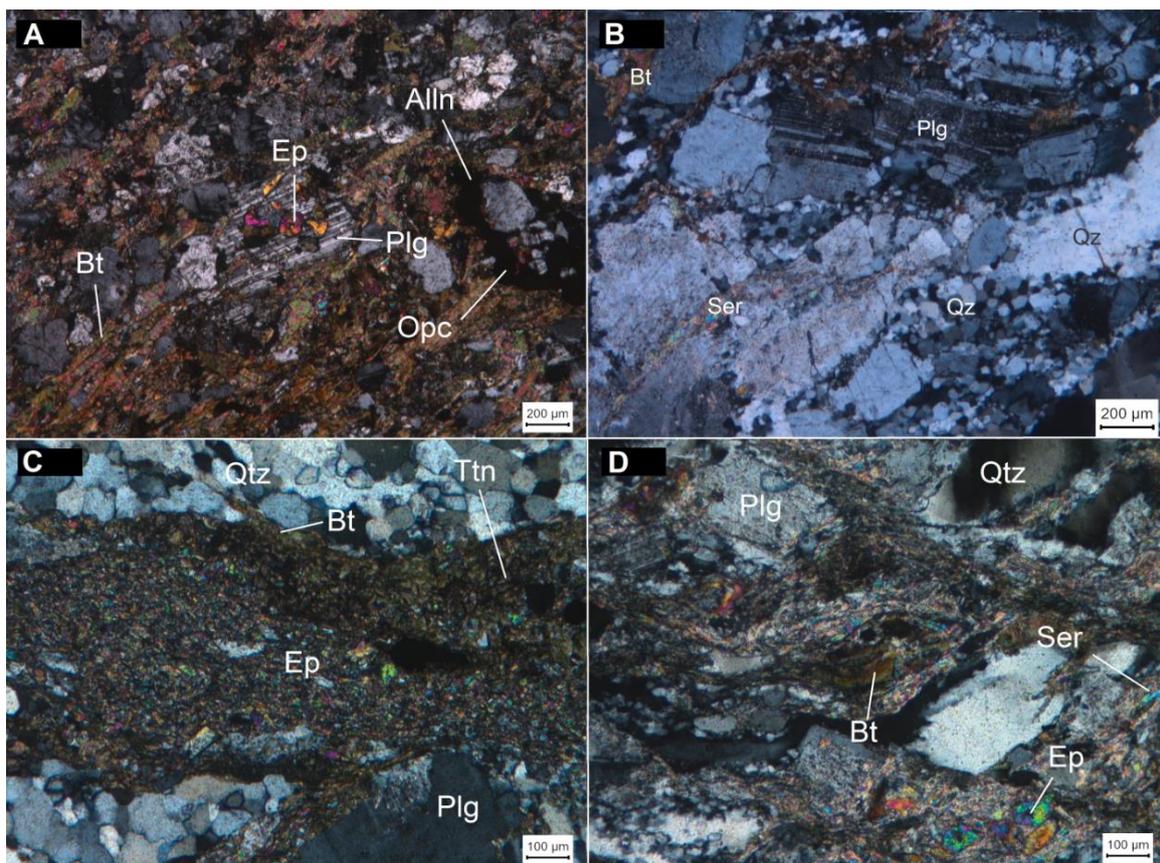


Figura 4.3. Fotomicrografias por microscopia óptica de luz transmitida polarizada. a) Grão de plagioclásio exibindo macla polissintética e mostrando processo de saussuritização - amostra AS-98a. b) Plagioclásio fraturado e com maclas polissintéticas defletidas e seritização - amostra BTV-209a. c) Biotita definindo a foliação em contato com agregado de epidoto, titanita e quartzo - amostra BTV-218b. d) Indicador cinemático formado pela biotita, que define a foliação junto à muscovita - amostra AS-87b. Siglas: Vide Fig. 4.2. Alln – allanita; Opc – mineral opaco.

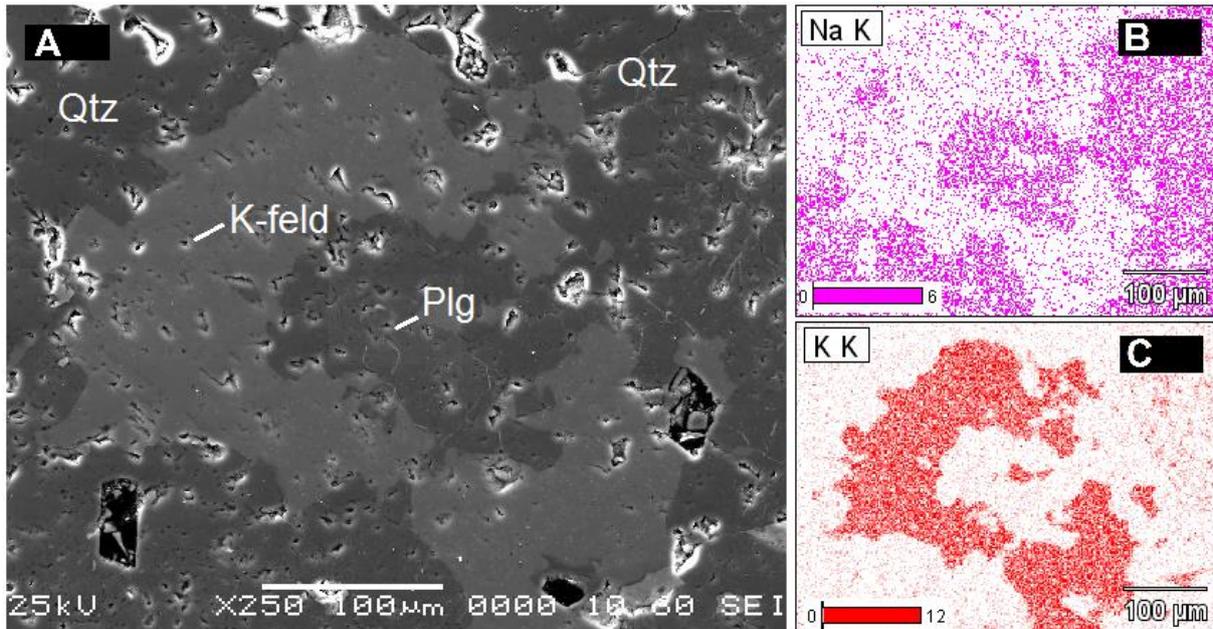


Figura 4.4. a) Fotomicrografia por MEV, imagem gerada por elétrons secundários mostrando grão zonado de feldspato. b e c) Mapa composicional gerado por EDS revelando um núcleo albitico contornado por borda K-feldspática formando uma textura anti-rapakivi.

4.1.2 Minerais acessórios

A titanita (Ttn) é um mineral acessório presente na maioria das amostras, não existindo apenas nas amostras BTV-117, BTV-128 e BTV-209a, variando seu conteúdo de <1% a 15%, se tornando um mineral varietal nas amostras AS-78b e AS-87b. Os grãos são anédricos a subédricos de tamanhos fino a médio (de 0,05 a 1,50mm) (Fig. 4.5.a), sendo que a granulação aumenta gradativamente de norte para sul, nas rochas do plutonito Barrinha-Mamonas. Os cristais se formam próximos à biotita, epidoto, allanita e opacos, sendo comuns inclusões de apatita, zircão e principalmente minerais opacos (ilmenita e óxido de ferro), assim podendo formar uma textura poiquilítica. A ocorrência em torno de grãos de ilmenita (Ilm) ocorre na amostra AS-98a, formando uma espécie de textura coronítica ou uma auréola de titanita (Fig. 4.5.b). Alguns grãos mostram maclas em uma ou duas direções (Fig. 4.5 c, d).

A apatita (Ap) é comumente euédrica, porém pode ocorrer em formas anédricas em menores quantidades. Presente na maior parte das amostras, sem ocorrência nas lâminas BTV-218(c, d), AS-77a, BTV-117 e BTV-209a. As quantidades variam de <1% a 3%, sendo que a lâmina AS-87b é a única que chega a 3% da moda. Os tamanhos variam de 0,03mm a 0,20mm, com maioria dos grãos não passando de 0,08mm. Podem estar dispersas na matriz das rochas, porém ocorrem comumente inclusos em feldspato (Fig. 4.6.a), biotita e titanita.

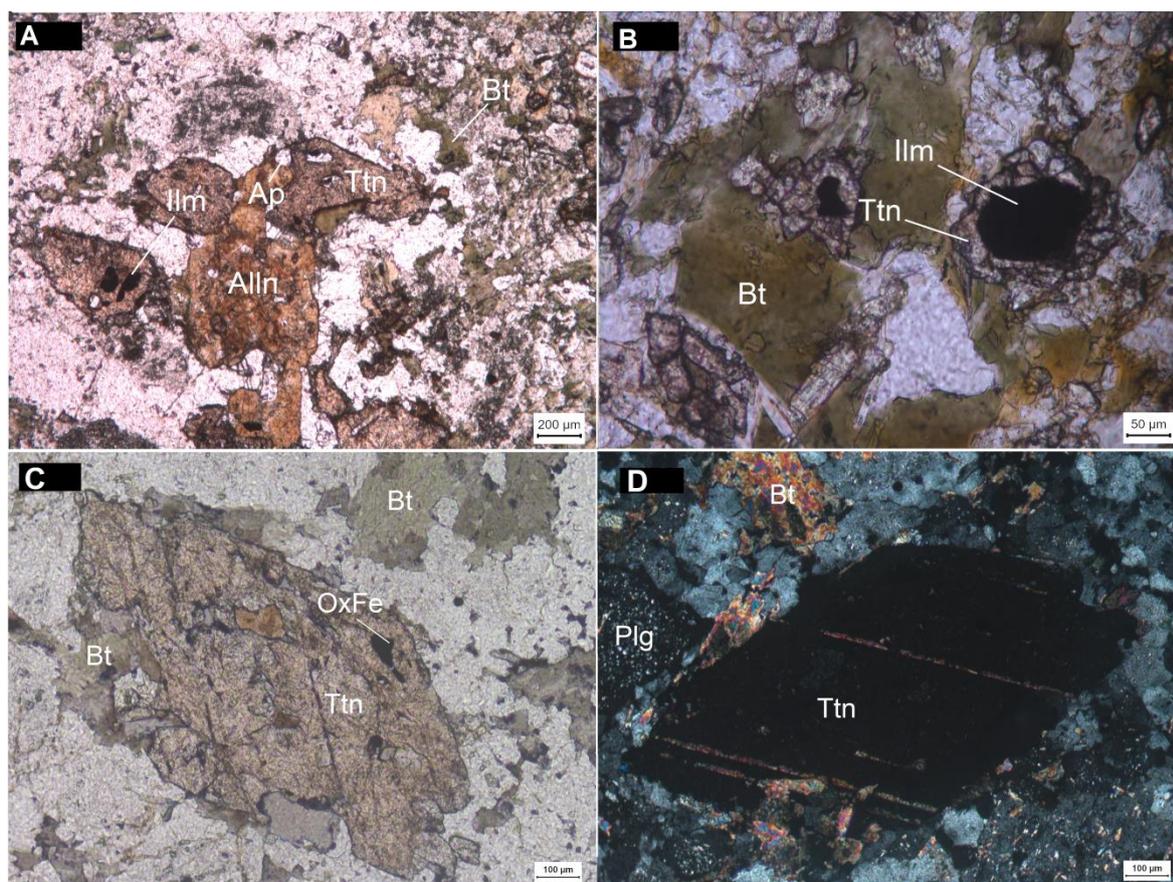


Figura 4.5. Fotomicrografias ao microscópio óptico em luz plana (imagens a, b, c) e luz polarizada (imagem d). a) Grãos anédricos de titanita com ilmenita incluída e grão subédrico com apatita incluída - amostra AS-78b. b) Auréolas de titanita contornando grãos de ilmenita - amostra AS-98a. c,d) Grão subédrico de titanita com inclusão de óxido de ferro e maclas em uma direção - amostra AS-78b. Siglas: vide figuras anteriores; Ilm – ilmenita; OxFe – magnetita.

A allanita (Alln), que ocorrem com tamanhos em torno de 0,5mm, se apresenta majoritariamente euédrica a subédrica nas rochas estudadas, perfazendo de <1 a 3%. Comumente zonada e/ou metamítica, devido a sua radioatividade. Encontra-se sempre próxima a biotita, epidoto e titanita. Grãos de epidoto podem se formar em seu entorno (Fig. 4.6.d).

O zircão (Zr) ocorre como grãos anédricos a euédricos, em até 1% da mineralogia, comumente em meio a matriz, mas também ocorre como inclusões em biotita, titanita (Fig. 4.6.b) e feldspato.

Os minerais opacos variam de anédricos a euédricos e compõem de <1% a 3% das fases presentes nas rochas estudadas. Análises via microscopia óptica de luz refletida e sistema MEV-EDS permitiram a identificação das fases minerais em ilmenita (Ilm), magnetita (OxFe) e pirita. A ilmenita ocorre comumente anédrica e associada à titanita, fazendo contato, incluída (Fig.4.6.b) ou com cristais de titanita se formando em torno dela (Fig.4.5.d). A magnetita pode se apresentar euédrica a anédrica (Fig. 4.6.c), geralmente incluída em biotita, feldspatos, titanita ou em meio a matriz, próximos às biotitas.

A pirita foi identificada somente nas amostras dos pontos BTV-218 e AS-78b, com forma euédrica, em meio à biotita.

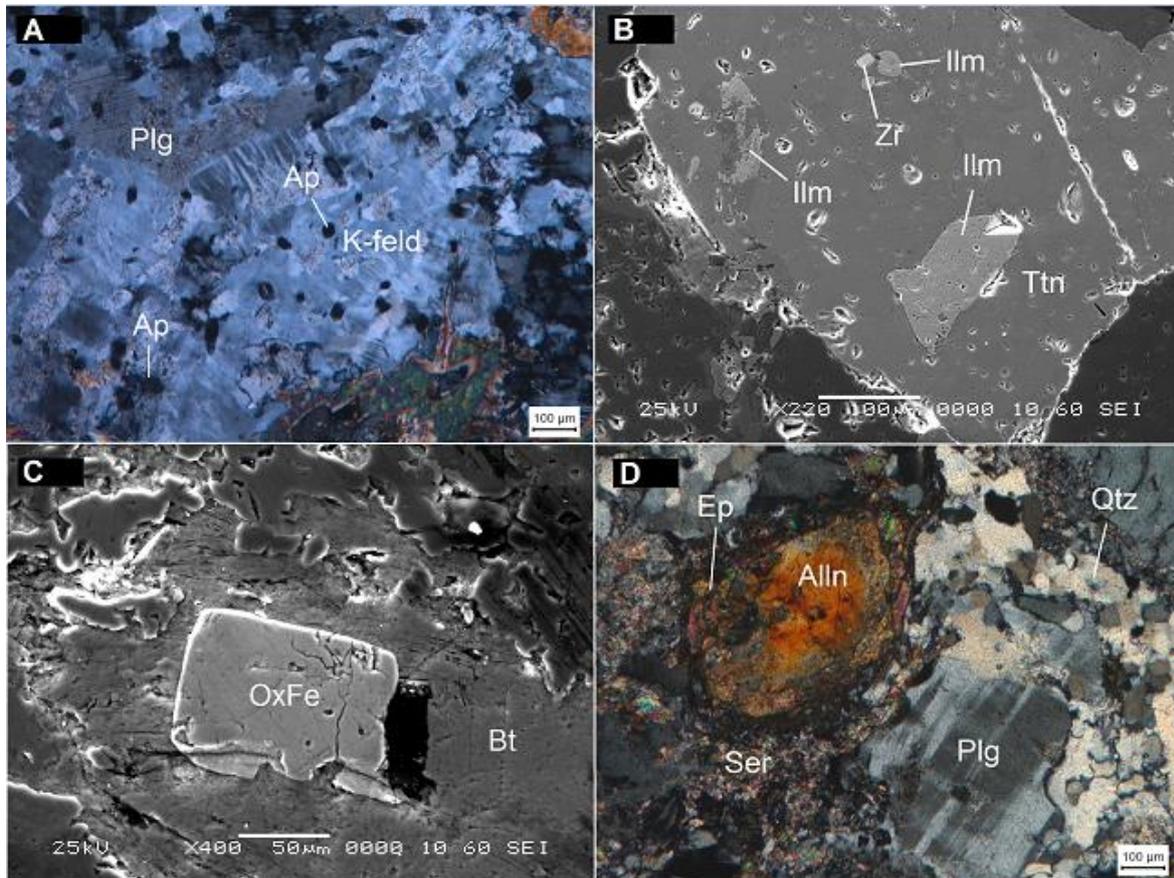


Figura 4.6. Fotomicrografias de microscopia óptica de luz transmitida polarizada (imagens a, d) e por MEV (imagens b, c). a) Grãos de K-feldspato perítico e plagioclásio com inclusões de apatita - amostra BTV-209a. b) Imagem gerada por elétrons secundários mostrando grão de titanita com inclusão de ilmenita e zircão - amostra BTV-218b. c) Imagem gerada por elétrons secundários mostrando inclusão de magnetita (OxFe) euédrica em biotita - amostra AS-87b. d) Grãos de allanita circundado por grãos de epidoto s.s. - amostra AS-77a. Siglas: Ser – sericita.

4.1.3 Minerais secundários

A sericita (Ser) se mostra como produto de alteração principalmente da sericitização dos feldspatos, que ocorre de forma mais intensa nos plagioclásios, apresentando-se contida em seus grãos (Fig.4.3.b). Essas são orientadas de acordo com a foliação nas amostras AS-114 (a, b) e AS-87b.

O epidoto (Ep) ocorre como um mineral proveniente da alteração da biotita, plagioclásio e allanita. Perfaz de <0,5% até 5% da moda das amostras. Tem forma anédrica e tamanhos que vão de 0,02mm a 0,40mm, comumente encontrado na forma de agregados próximos a biotita, inclusos ou no entorno dos grãos de feldspatos e ao longo das bordas dos grãos de allanita (Fig. 4.5.d).

A calcita (Cb) aparece como mineral de alteração, relacionada à carbonatação dos plagioclásios, preenchendo fraturas destes e perfazendo <1% da mineralogia.

4.2 QUÍMICA MINERAL

4.2.1 Biotita

A química mineral por análise quantitativa de EDS em biotitas foi realizada em três amostras do plutonito Barrinha-Mamonas, sendo estas as amostras AS-78b, AS-114a e BTV-218b, e uma análise em EDS semi-quantitativo na amostra AS-87b, ambas com cálculo da fórmula estrutural com 22 oxigênios e todo o Fe como Fe^{2+} . Leva-se em consideração a fórmula para a série biotita-flogopita: $K_2(Mg, Fe^{2+})_{6-4}(Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2}[Si_{6-5}Al_2O_{20}](OH, F)_4$ (Deer *et al.* 1992) (Apêndice 2). O fechamento ideal para as amostras analisadas no quantitativo foi obtido com base nas análises de microsonda eletrônica para biotitas em biotita-granito e em gnaisses de fácies granulito (Deer *et al.* 1992), ignorando a presença de H_2O . Além disso, o somatório do sítio octaédrico dos grãos de biotita analisados neste trabalho somam no mínimo 5,5, confirmando a natureza trioctaédrica destas (Deer *et al.* 1992).

Foram analisados um total de 85 pontos em 30 grãos de biotita, sendo: 29 pontos em 8 grãos na lâmina AS-78b; 13 pontos em 7 grãos na lâmina AS-114a; 35 pontos em 12 grãos na lâmina BTV-218b; e 8 pontos em 3 grãos na lâmina AS-87b (Apêndice 2). Para efeito ilustrativo, alguns dos grãos analisados são apresentados na Figura. 4.7, onde se objetivou manter os dados mais representativos possíveis, com pontos no centro e na borda dos grãos. Petrograficamente, a biotita já havia sido descrita com diversas inclusões de minerais, como zircão, titanita e magnetita, porém ao MEV puderam-se observar feições de exsolução de titanita dentro destes (Fig.4.7.e,f). A química por EDS foi dada na porcentagem em óxido, com conteúdo de SiO_2 variando de 34,66 a 39,45wt.%, Al_2O_3 variando de 13,49 a 15,96 wt.%, FeO de 22,74 a 29,24 wt.%, MgO de 6,63 a 10,87 wt.%, K_2O de 8,43 a 10,56 wt.% e TiO_2 de 0,51 a 2,17 wt.%. Vale ressaltar que os valores para a amostra AS-87b de SiO_2 , TiO_2 e K_2O estão com contagem superestimada e a contagem de K_2O subestimada. Ambas discrepâncias são justificadas pela normalização realizada na análise, com fechamento em 100% no semiquantitativo.

O diagrama ternário proposto por Foster (1960) classifica as biotitas analisadas como ferro-biotita, com plots de vértices inferiores compostos por $Al_{vi} + Fe_{3+} + Ti$ e $Fe_2 + Mn$ e vértice superior composto por Mg (Fig.4.8.a). Já o diagrama de Deer *et al.* (1992) as classifica como siderofilas, levando em consideração o conteúdo de Al_{iv} , que varia de 2,14 a 2,46 e Fe^* ($FeO/FeO + MgO$), que varia de 0,68 a 0,81 (Fig.4.8.b).

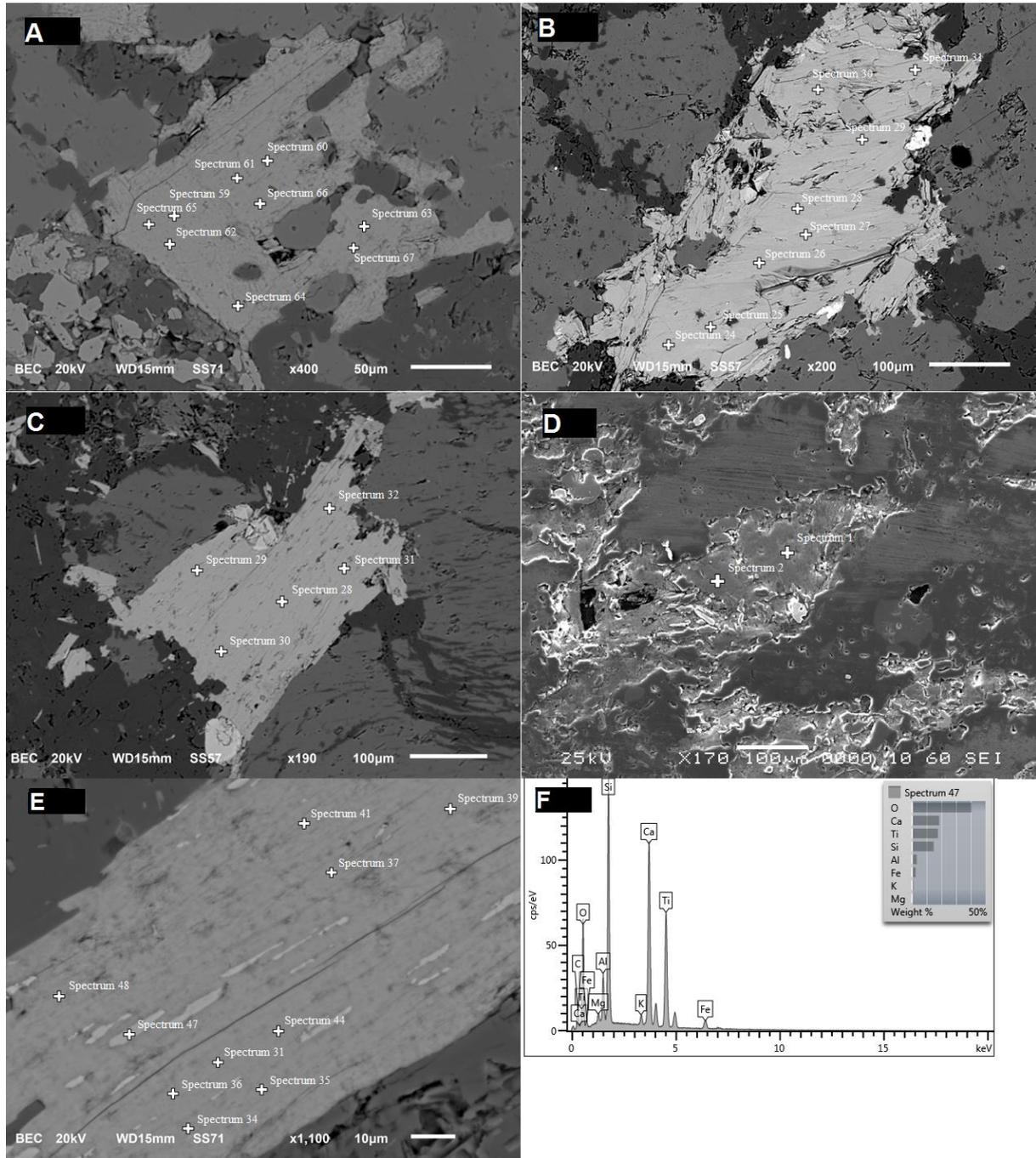


Figura 4.7. a-c) Imagens de biotita geradas por elétrons retroespalhados via MEV com exemplificação dos pontos marcados em cada análise, amostras AS-78b, AS-114a e BTV-218, respectivamente. d) Imagem obtida por elétrons secundários, onde se observa grão de biotita ao centro com dois pontos nela assinalados. e) Zoom em grão de biotita na amostra AS-78b, exibindo exsolução de titanita como inclusão. f) Gráfico exibindo a contagem dos elementos constituintes da fórmula da titanita para o ponto 47.

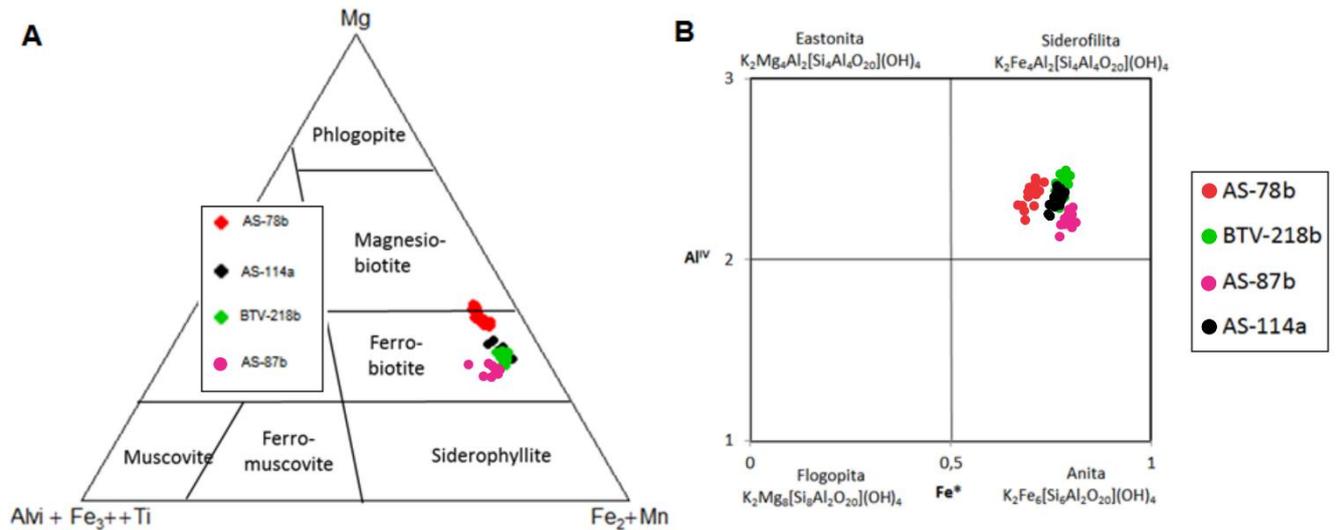


Figura 4.8. a) Diagrama ternário (segundo Foster, 1960) exibindo plots das biotitas analisadas concentradas no campo da ferro-biotita. b) Diagrama de Deer *et al.* (1992) que classifica os mesmos grãos como siderofilitas.

De acordo com Speer (1984, *in* Cruz Filho *et al.* 2005) a biotita de rochas plutônicas comumente passa por um processo de reequilíbrio pós-magmático, evidenciado nas rochas em questão pelo diagrama ternário TiO_2 - FeO + MnO - MgO de Nachit *et al.* (2005), que plotam principalmente no campo da biotita reequilibrada (campo ii) (Fig.4.9.a). Algumas amostras integram o campo da biotita neoformada (campo iii).

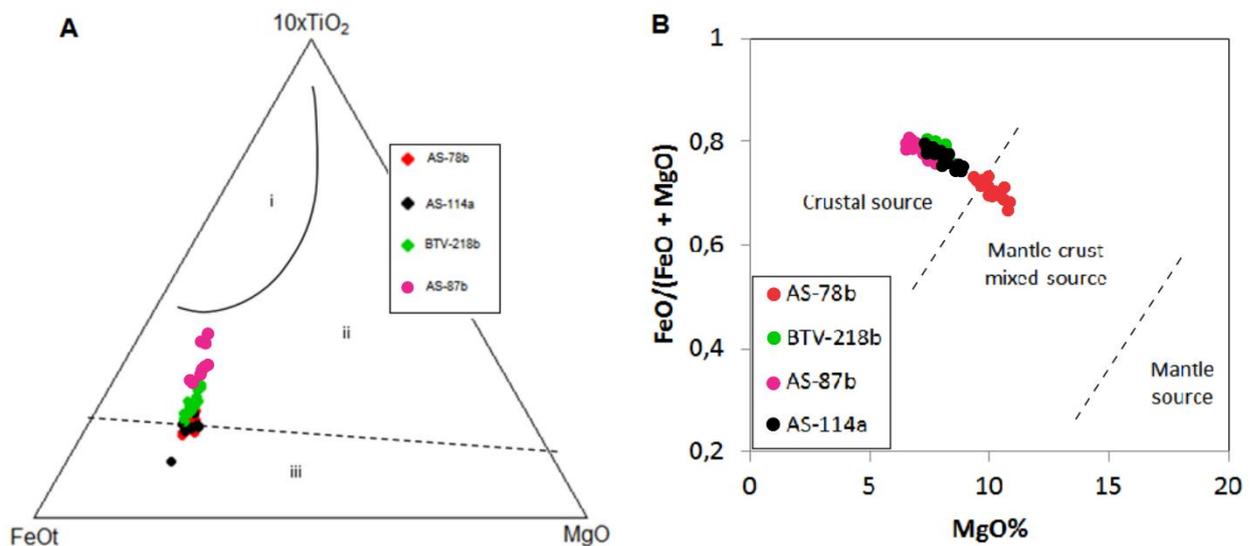


Figura 4.9. a) Diagrama ternário TiO_2 - FeO + MnO - MgO de Nachit *et al.* (2005). i) Biotita magmática. ii) Biotita reequilibrada. iii) Biotita neoformada (secundária). b) Diagrama MgO vs $FeO/(FeO + MgO)$ de acordo com Zhou (1986).

Além disso, a química de biotita em rochas ígneas pode indicar a fonte do magma gerador. De acordo com o diagrama MgO vs $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ de Zhou (1986), os grãos de biotita estudados apresentam uma fonte majoritariamente crustal, com exceção da amostra AS-78b cujos plots registram uma mistura de fonte mantélica e crustal (Fig.4.9.b).

Os grãos de biotita estudados plotam majoritariamente no campo das rochas alcalinas anorogênicas nos diagramas de discriminação tectônica proposto por Abdel-Rahman (1994): diagrama ternário FeO - MgO - Al_2O_3 (Fig.4.10), diagrama FeO_t vs Al_2O_3 (Fig.4.11.b) e no diagrama FeO_t vs MgO (Fig.4.11.d). No gráfico MgO vs Al_2O_3 as amostras plotam no limite entre os campos das rochas orogênicas cálcio-alcalinas com as rochas alcalinas anorogênicas (Fig.4.11.c). De acordo com o diagrama Mg vs Al_t (Nachit *et al* 1985), a biotita plota no campo das séries subalcalinas, próximo ao limite com o campo de rochas cálcio-alcalinas (Fig.4.11.a).

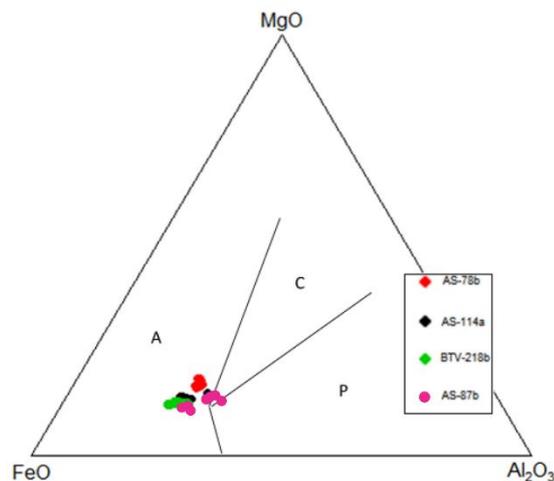


Figura 4.10. Diagrama ternário FeO - MgO - Al_2O_3 de discriminação tectônica para biotitas em: suítes alcalinas anorogênicas (A), suítes orogênicas cálcio-alcalinas (C) e suítes peraluminosas (P), incluindo granitos do tipo S. As amostras em estudo plotam majoritariamente no campo das suítes alcalinas anorogênicas (Abdel-Rahman 1994).

4.2.2 Feldspatos

A química mineral dos feldspatos foi determinada por análises no sistema MEV-EDS semiquantitativo em quatro amostras representativas do plutonito Barrinha-Mamonas, sendo estas as amostras AS-78b, AS-87b, AS-114a e BTV-218b. O cálculo foi feito na base de 8 oxigênios e 5 cátions, considerando as fórmulas dos plagioclásios $\text{Na}[\text{Al Si}_3 \text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al Si}_3 \text{O}_8]$ e dos feldspatos alcalinos $(\text{K}, \text{Na})[\text{Al Si}_3 \text{O}_8]$ (Deer *et al.* 1992) (Apêndice 3).

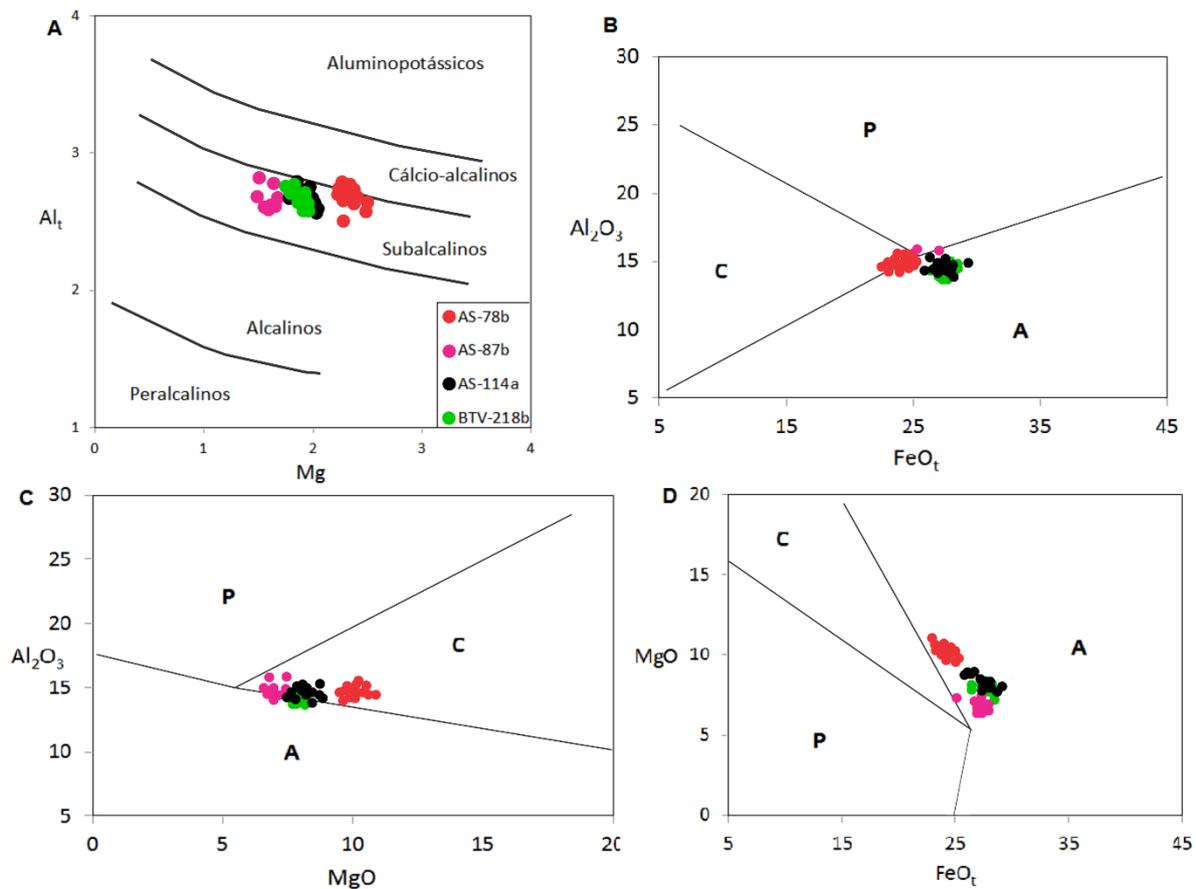


Figura 4.11. a) Diagrama Mg vs Al_t (Nachit *et al* 1985). b) Diagrama FeO_t vs Al_2O_3 de Abdel-Rahman (1994). Campos divididos em suítes alcalinas anorogênicas (A), suítes orogênicas calci-alcalinas (C) e suítes peraluminosas. c-d) Diagramas, respectivamente, de MgO vs Al_2O_3 e FeO_t vs MgO de Abdel-Rahman (1994). c-b-d) Legendas equivalentes ao anterior (a).

Foram analisados 69 pontos em um total de 37 grãos, sendo: 25 pontos em 8 grãos na lâmina AS-78b; 16 pontos em 10 grãos na lâmina AS-114a; 7 pontos em 5 grãos na lâmina AS-87b; e 21 pontos em 14 grãos na lâmina BTV-218b. Alguns dos grãos em questão estão representados por imagens de elétrons secundários na Figura 4.12.a,b,c,e, onde ainda pode-se observar uma textura perfitica, identificada como uma exsolução albítica em K-feldspato (Fig.4.12.e,f). Ainda na figura 4.12.d. apresenta-se o mapa composicional com destaque para o sobrecrescimento do grão à direita, com textura anti-rapakivi. A química foi dada por EDS em porcentagem em óxido, com SiO_2 variando de 55,91 a 68,05 wt.%, Al_2O_3 variando de 18,17 a 26,18 wt.%, CaO com contagem até 7,42 wt.%, Na_2O até 12,87 wt.%, K_2O até 16,88 wt.% e FeO até 4,27 wt.%, sendo que os menores valores atribuídos são abaixo do limite de detecção do equipamento.

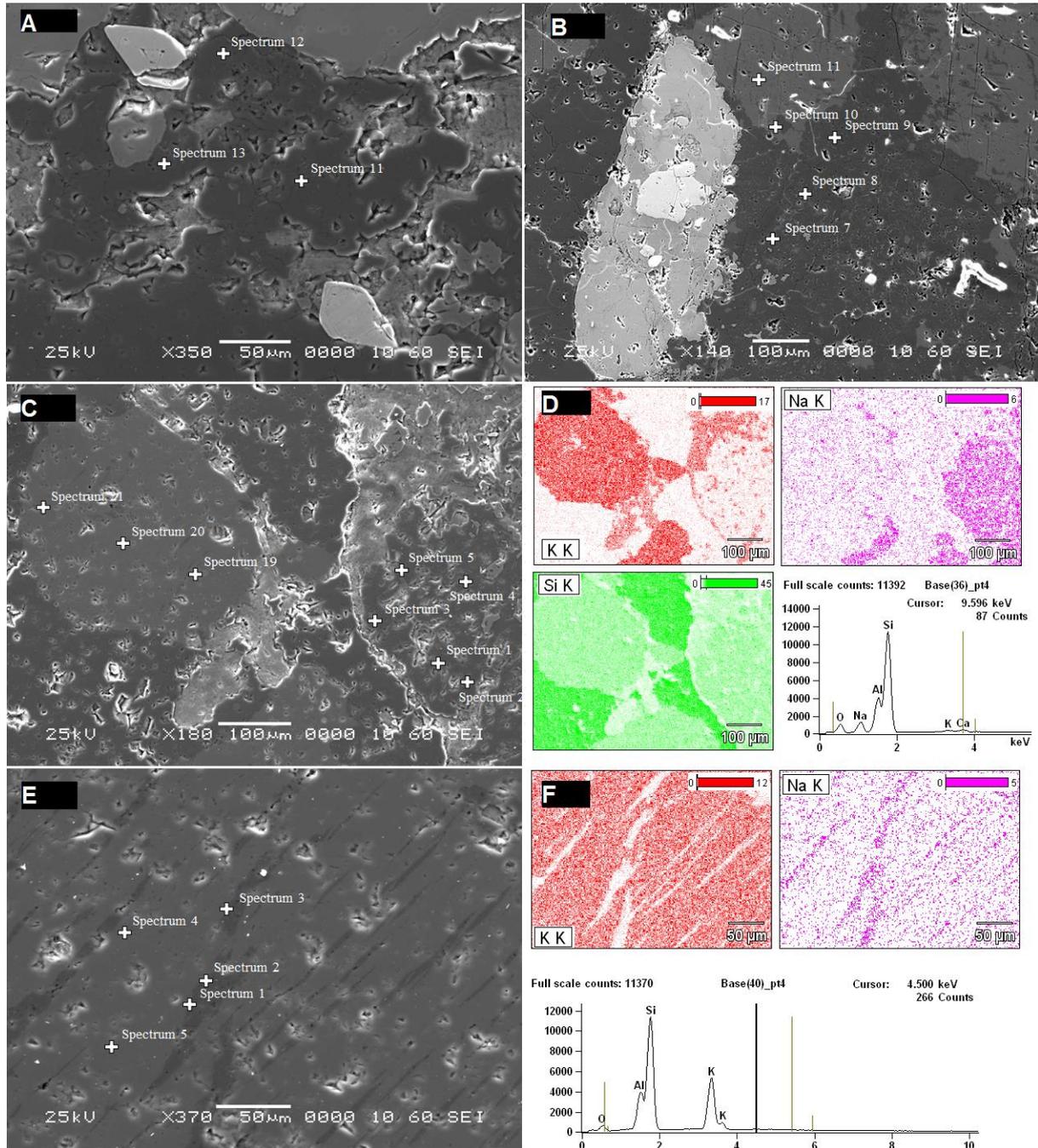


Figura 4.12. Imagens obtidas por elétrons secundários via sistema MEV-EDS. a) Pontos analisados em grão de plagioclásio - amostra AS-78b. b) Pontos analisados em grãos de K-feldspato (spectrum 11) e plagioclásio (demais pontos) - amostra AS-114a. c) Pontos em perfil de grão de K-feldspato à esquerda e em grão de plagioclásio (albita) à direita – amostra AS-78b. d) Mapa composicional com os canais K, Na e Si evidenciando textura anti-rapakivi no grão de plagioclásio. e) Textura perítica em pórfiro de K-feldspato na amostra AS-78b, evidenciada pelo mapa composicional em (f).

Foram plotadas as análises segundo o diagrama ternário com membros finais em Albita (Ab)-Ortooclásio (Or)-Anortita (An) (Deer *et al.* 1992). A maioria dos grãos analisados plotam no campo da albita com $An_{0-7,5}Ab_{76-100}Or_{0-15,8}$ e ortoclásio com $An_{0-2}Ab_{0-12,3}Or_{87,7-100}$; oligoclásio e a andesina ocorrem

de maneira subordinada. Composições intermediárias de feldspato alcalinos também são subordinadas, entre anortoclásio $An_{6,5}Ab_{89,7}Or_{3,9}$ e sanidina $An_{0-3,5}Ab_{54,2-58,7}Or_{41,3-42,3}$ (Fig.4.13).

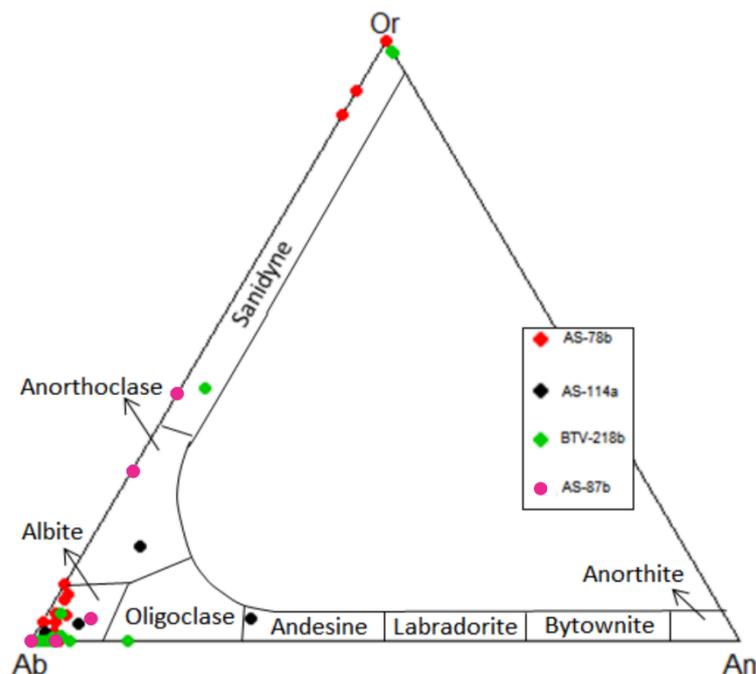


Figura 4.13. Diagrama ternário Ab-Or-Na adaptado de Deer *et al.* (1992). A maioria dos grãos de feldspato analisados se encontram no campo das albitas.

4.3 QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

As análises químicas de rocha total para elementos maiores e traços foram feitas para 9 amostras representativas das rochas (Tabela 4.1), cujos plots nos diagramas TAS (Cox *et al.* 1979) e R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980) mostram uma composição majoritariamente granítica (Fig. 4.14.a, b).

Segundo o diagrama proposto por Frost *et al.* (2001) as amostras mostram-se transicionais entre rochas ferroanas e magnesianas, com apenas uma amostra (BTV-128) classificada como predominantemente magnésiana (Fig. 4.15.a). São em geral de baixa peraluminosidade ($ASI < 1.1$) e de composição álcali-cálcica (Fig. 4.15.b,c), com exceção da amostra AS-077a que é cálcio-alcálica. O diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) mostra que as mesmas rochas tem uma afinidade cálcio-alcálica (Fig. 4.15.d).

Tabela 4.1. Dados químicos de rocha total para as rochas da suíte Catolé.

Amostras	AS-77a	AS-78b	AS-87b	AS-098a	AS-114a	AS-114b	BTV-117	BTV-128	BTV218
SiO ₂	69,09	64,91	64,29	71,17	70,25	69,35	74,57	72,48	73,17
Al ₂ O ₃	15,43	14,79	14,15	14,44	14,26	14,19	14,05	13,40	13,53
Fe ₂ O _{3t}	2,87	4,51	6,04	2,53	2,96	3,28	0,80	1,63	1,77
FeO _t	2,55	4,01	5,38	2,25	2,63	2,92	0,71	1,45	1,58
TiO ₂	0,50	1,00	1,47	0,47	0,52	0,58	0,05	0,15	0,23
MnO	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04	0,02	0,07	0,02
MgO	0,85	1,44	1,40	0,50	0,59	0,70	0,13	0,71	0,29
CaO	2,57	2,60	2,62	1,25	1,64	1,35	0,71	1,11	0,80
Na ₂ O	3,69	3,13	3,36	3,09	3,07	3,04	3,94	3,57	3,13
K ₂ O	3,72	5,46	4,28	5,79	5,53	5,83	4,93	5,39	5,64
P ₂ O ₅	0,13	0,37	0,62	0,14	0,15	0,17	0,02	0,11	0,05
LOI	0,85	1,30	1,20	0,90	1,05	1,10	0,60	1,00	1,10
Total	99,73	99,85	99,87	100,30	99,96	99,85	99,85	99,66	99,85
Ba	964,00	1568,00	1633,00	1113,00	1115,00	1238,00	281,00	1358,00	430,00
Be	1,00	5,00	4,00	3,00	6,00	4,00	4,00	8,00	4,00
Ce	181,80	386,10	338,10	242,20	285,90	314,90	40,50	91,10	207,10
Co	52,70	35,90	28,90	38,30	66,20	52,30	72,50	51,90	78,70
Cs	4,00	4,10	2,60	1,70	4,20	4,50	2,00	7,60	0,60
Dy	2,91	7,18	7,03	4,33	3,98	7,03	2,76	4,53	1,70
Er	1,24	3,21	3,05	2,15	1,75	3,04	1,27	2,36	0,78
Eu	1,21	2,83	3,23	1,63	1,66	2,07	0,36	1,14	0,88
Ga	21,20	23,80	21,80	18,60	18,60	18,50	23,50	19,00	19,70
Gd	4,74	13,39	12,63	6,92	6,83	11,50	3,04	5,10	3,48
Hf	7,50	13,20	20,60	9,80	11,20	11,40	2,70	5,00	6,30
Ho	0,48	1,22	1,15	0,71	0,68	1,18	0,50	0,82	0,28
La	96,00	224,20	132,70	141,60	165,70	181,90	24,10	51,00	115,80
Lu	0,15	0,40	0,36	0,27	0,26	0,32	0,15	0,37	0,12
Nb	8,40	33,80	52,20	22,10	19,80	24,60	12,40	17,60	5,50
Nd	58,00	149,30	119,90	78,30	89,00	110,60	14,10	32,20	54,40
Pr	18,13	44,56	34,17	24,23	28,59	33,69	4,19	9,77	18,70
Rb	163,20	276,20	181,90	179,50	219,80	255,30	233,70	276,30	271,20
Sm	7,48	20,45	19,03	10,18	11,44	15,81	3,11	5,91	6,01
Sn	2,00	4,00	6,00	3,00	2,00	5,00	4,00	11,00	<1
Sr	273,20	529,70	395,40	308,40	358,50	364,80	66,80	476,70	142,70
Ta	1,10	3,10	3,20	1,80	1,60	2,20	1,70	4,40	1,20
Tb	0,54	1,48	1,46	0,84	0,87	1,39	0,48	0,78	0,37
Th	16,50	52,90	50,40	43,80	63,10	64,90	22,50	46,60	99,60
Tm	0,18	0,43	0,40	0,30	0,29	0,38	0,18	0,37	0,12
U	1,30	10,80	10,50	5,50	6,80	5,20	6,00	25,30	11,00
V	39,00	42,00	57,00	21,00	29,00	27,00	<8	20,00	12,00
W	397,60	244,40	197,90	330,70	516,00	428,70	583,20	410,60	666,10
Y	13,30	38,30	34,80	24,60	19,90	34,90	15,60	26,30	9,90
Yb	1,01	2,59	2,50	1,85	1,65	2,31	1,08	2,37	0,81
Zr	315,90	517,00	922,30	380,40	413,70	490,50	73,20	159,60	209,10

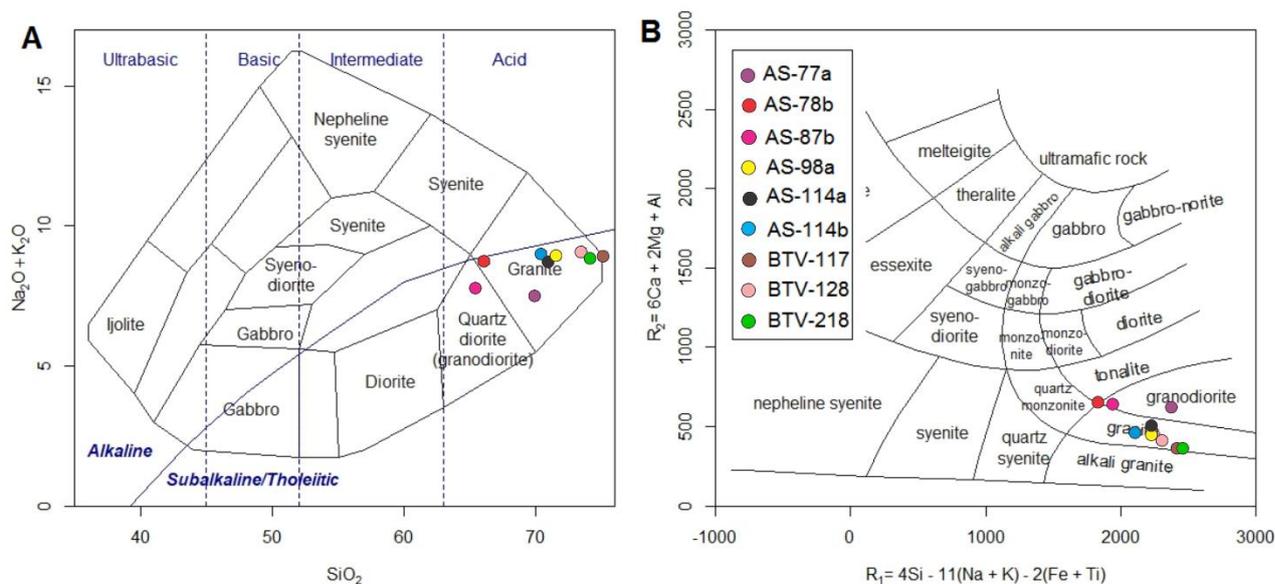


Figura 4.14. a) Diagrama de classificação de rochas plutônicas TAS de Cox *et al.* (1979), em que as amostras plotam no campo dos granitos e exceto a amostra AS-87b, que plotam no campo dos quartzo dioritos. b) Diagrama de classificação de rochas plutônicas R_1R_2 de acordo com De la Roche *et al.* (1980), em que as amostras plotam no campo dos granitos, na transição quartzo monzonito-tonalito-granodiorito-granito.

O conteúdo de SiO_2 das rochas varia de 64,9 a 74,57 wt.%. O conteúdo de K_2O varia de 3,72 a 5,79 wt.%, estabelecendo uma relação de proporcionalidade com os conteúdos de SiO_2 . Por outro lado, a quantidade de CaO varia de 0,71 a 2,62 wt.%, sendo que os menores conteúdos são representados pelas amostras BTV-117 e BTV-218 e os maiores pelas amostras AS-87b e AS-78b. O menor conteúdo de FeO_t é de 0,71 wt.% ao passo em que o maior é de 5,38 wt.%, com maior discrepância de valores concentrados nas amostras AS-87b e AS-78b, cujos valores são de 4,01 e 5,38 wt.%, respectivamente. O TiO_2 tem seu menor valor em 0,05 wt.% e maior em 1,47 wt.% e o P_2O_5 varia de 0,02 a 0,62 wt.%, também com maiores valores nas amostras AS-87b e AS-78b. Dessa forma o teor dos óxidos CaO , FeO_t , TiO_2 e P_2O_5 tem relação inversamente proporcional ao teor de SiO_2 , no entanto, o conteúdo desses nas amostras AS-87b, e AS-78b são consideravelmente discrepantes em relação às outras amostras analisadas (Fig. 4.16.a,b,c,d).

Essas rochas da suíte Catolé apresentam um forte enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados ($14,5 \leq La_N/Yb_N \leq 96,4$) e significativa anomalia negativa de Eu evidenciada com a normalização dos valores de terras raras para o condrito (Boyton 1984) (Fig. 4.17.a). O conteúdo de Ba varia entre dois extremos: de um lado as amostras BTV-117 e BTV-218 com 281 e 430 ppm, respectivamente, e de outro as demais amostras em que o teor varia de 964 a 1633 ppm, cujo menor valor corresponde a amostra AS-77a e o maior a amostra AS-87b.

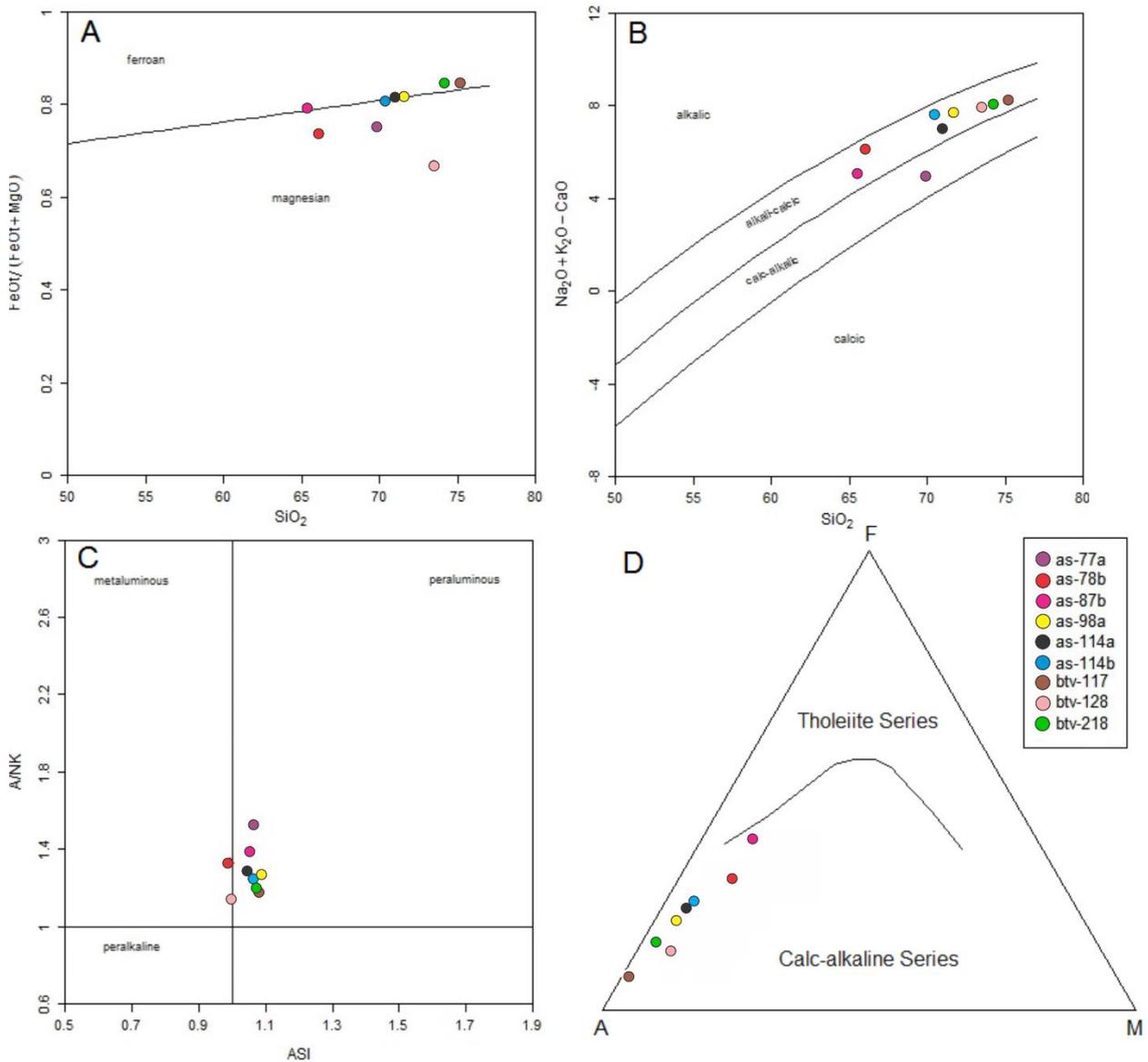


Figura 4.15. a) Diagrama de $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ versus SiO_2 (wt.%) com plots na transição entre um caráter ferroano e magnésiano. b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus SiO_2 mostrando assinatura predominantemente álcali-cálcica das rochas da suíte catolé. c) Diagrama A/NK (ou ASI_p) versus ASI exibindo característica predominantemente peraluminosas das amostras. d) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1978) mostrando que as rochas fazem parte de uma série cálcio-alcálica.

As rochas estudadas também exibem altos conteúdos de Zr, com menor valor de 73,20 ppm e maior valor em 922,30 ppm em que a discrepância de valores também se concentram das amostras AS-87b (922,3 ppm) e AS-78b (517 ppm), além das amostras AS-114a e AS-114b (413 ppm e 490,5 ppm, respectivamente) (Fig. 4.17.b).

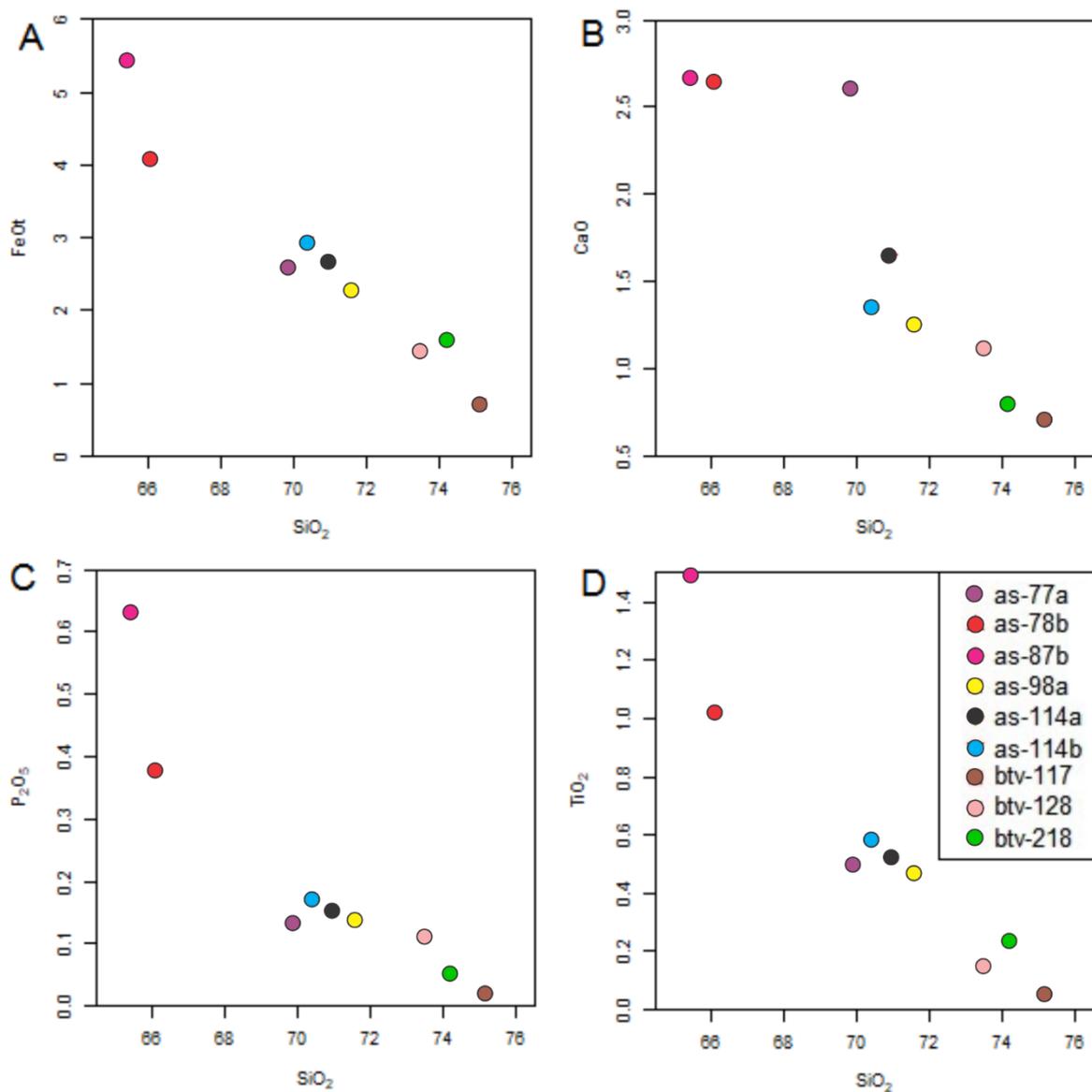


Figura 4.16. a-d) Diagramas óxidos, respectivamente: FeOt (wt.%), CaO (wt.%), P_2O_5 (wt.%) e TiO_2 (wt.%) versus SiO_2 (wt.%) para as rochas graníticas estudadas. Em todos os casos de observa decréscimo dos valores dos óxidos com aumento de SiO_2 , ou seja, correlações negativas.

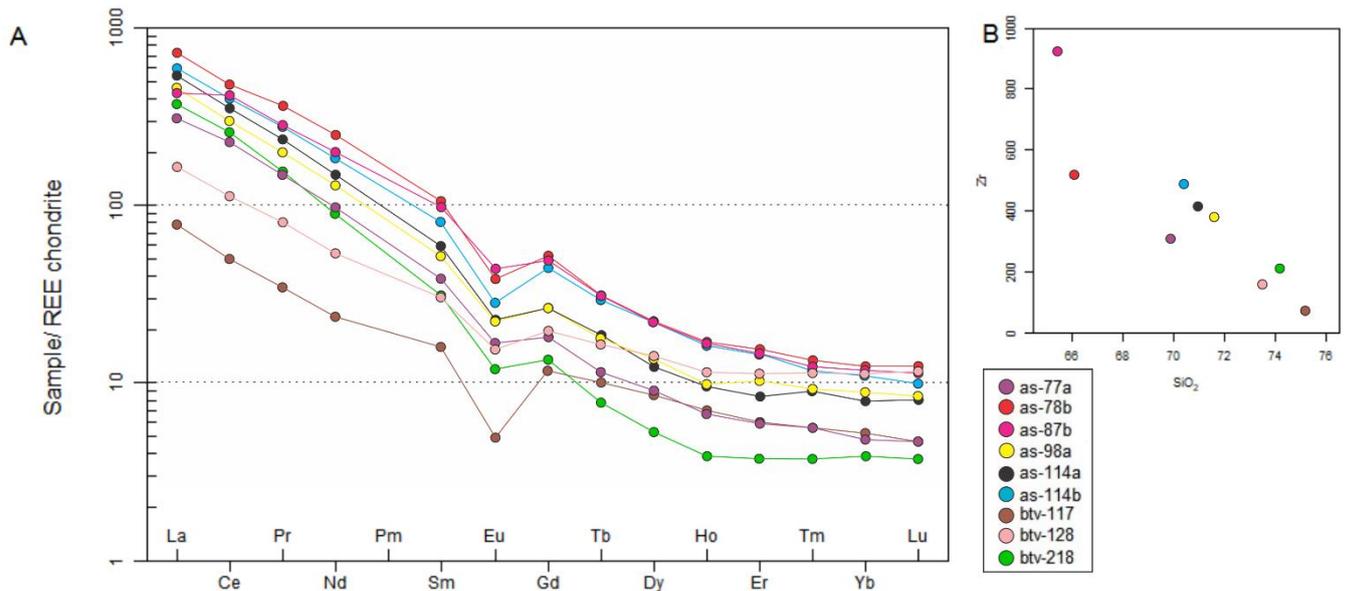


Figura 4.17. a) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito de Boyton (1984), mostrando enriquecimento em terras raras leves em detrimento aos terras raras pesados. b) Diagrama Zr (ppm) versus SiO_2 (wt.%) mostrando decréscimo de Zr com aumento de SiO_2 , ressaltando que os valores de Zr são, em geral, extremamente elevados.

Para os plots de Whalen *et al.* (1987) as rochas estudadas caem nos campos de granitos do tipo A, em que os valores de $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ são maiores do que 2,6 e contém altos valores de elementos de transição como Zr (ppm), Nb (ppm), Y (ppm) e Ga (ppm) ou altos Ce (ppm), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (wt%) e FeO/MgO (Fig. 4.18.a,b,c,d,e,f). As amostras plotadas no diagrama binário Nb versus Y (Pearce *et al.* 1984) caem no campo dos granitos intraplaca, atestando a aplicabilidade dos diagramas que propõem subdivisões de fonte para os granitos do tipo A de Eby (1992), correspondendo ao diagrama binário Rb/Nb versus Y/Nb e aos diagramas ternários Y-Nb-Ce e Y-Nb-3Ga. Nestes as rochas da suíte Catolé caem no campo dos granitos tipo A2, relacionados a fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior, com exceção da amostra AS-87b que cai no campo dos granitos A1 relacionados a fonte mantélica (Fig.4.19.b,c,d).

No diagrama Rb vs Nb de Pearce *et al.* (1984) as amostras plotam no campo dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996), com exceção da amostra BTV-218 que cai no campo dos granitos de afinidade sin-colisional (Fig.4.20).

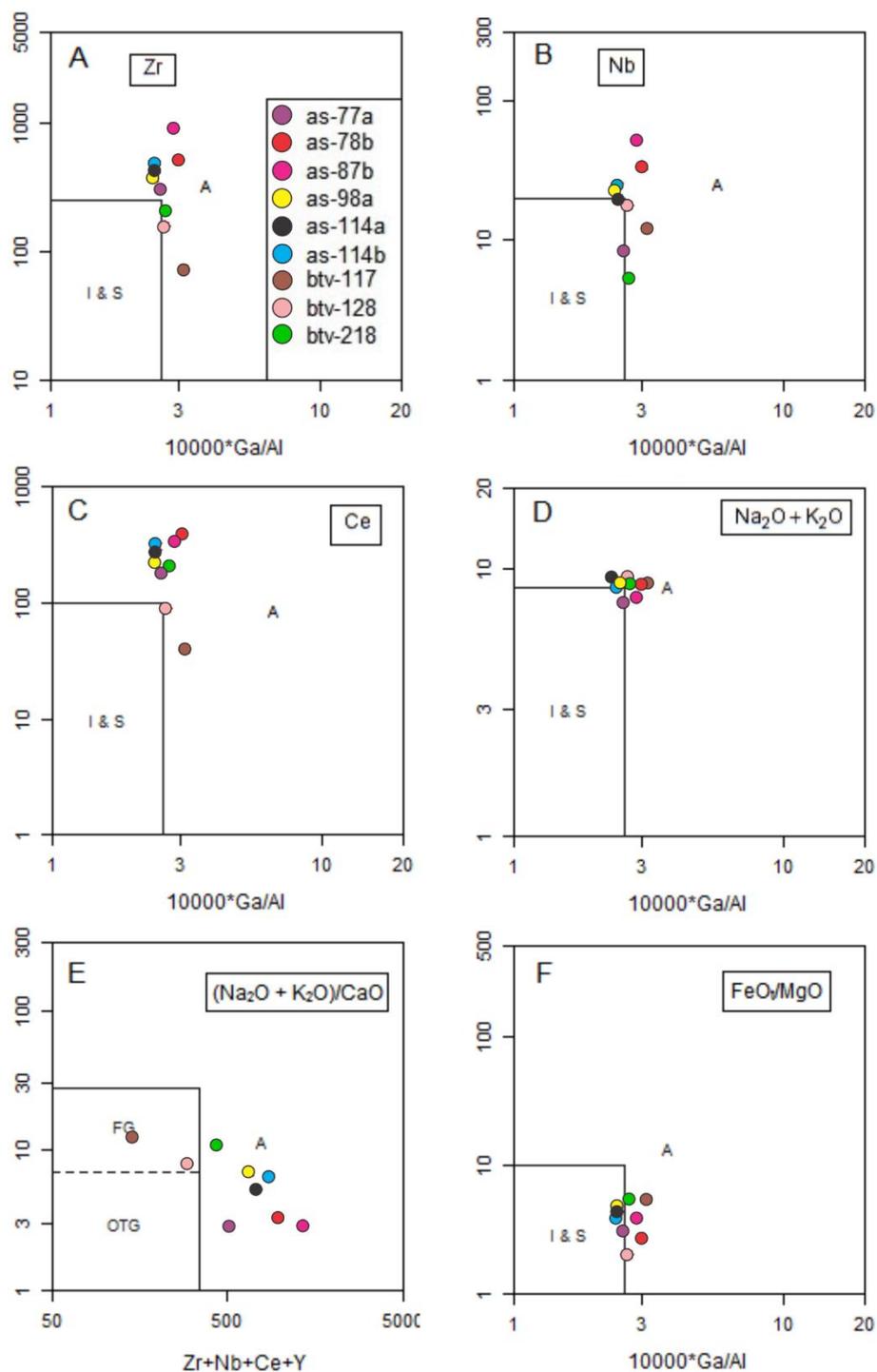


Figura 4.18. Plots evidenciando caráter anorogênico das rochas, de acordo com Whalen *et al.* (1987), com campos para granitos anorogênicos (A), tipos I e S, granitos fracionados (FG) e granitos M, I e S não-fracionados (OTG). a) Diagrama Zr versus $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$. b) Diagrama Nb versus $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$. c) Diagrama Ce versus $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$. d) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$. e) Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ versus $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$. f) Diagrama FeO_7/MgO versus $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$.

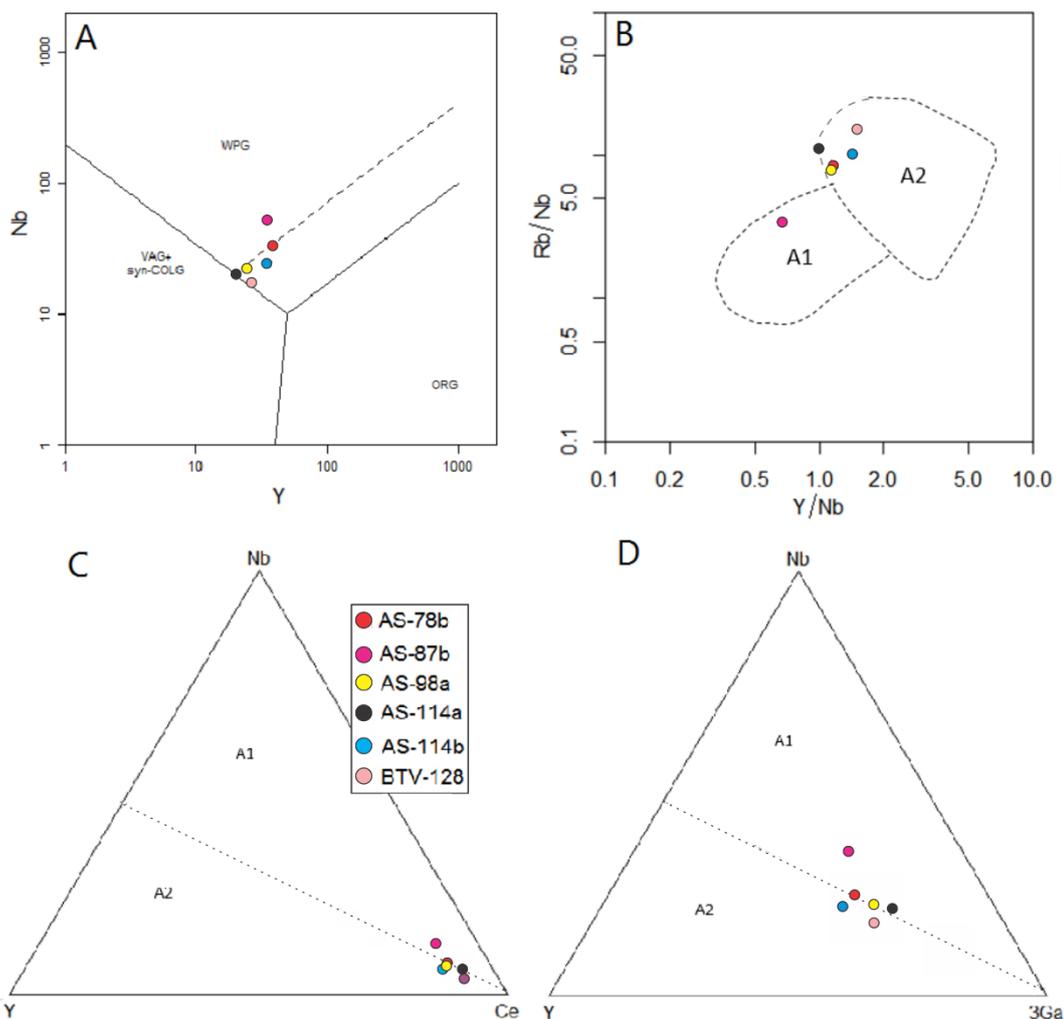


Figura 4.19. Diagramas de discriminação tectônica para as rochas da suíte Catolé. a) Diagrama binário Nb versus Y proposto por Pearce *et al.* (1984). b) Diagrama binário Rb/Nb versus Y/Nb proposto por Eby (1992). c, d) Diagramas ternários propostos por Eby (1992) para subdividir granitos do tipo A: Nb-Y-Ce e Y-Nb-Ga. Legenda: Syn-Colg: granitos sin-colisionais; WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos orogênicos; VAG: granitos de arco vulcânico; post-GOLG: granitos pós-colisionais; A1: granitos intraplaca relacionados a fonte derivada de magma mantélico. A2: relacionados a fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior.

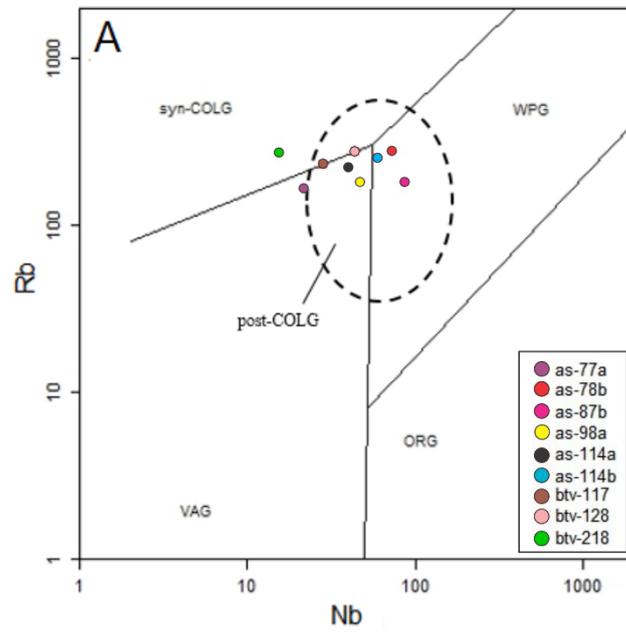


Figura 4.20. Diagrama binário Rb versus Nb proposto por Pearce *et al.* (1984) e modificado por Pearce (1996).

5.1 Microestruturas e metamorfismo

A suíte Catolé é constituída majoritariamente por rochas graníticas que registram uma longa história deformacional, embora sejam comumente observadas típicas características ígneas não obliteradas pela deformação em estado sólido. De forma geral, as microestruturas de origem ígnea são representadas por: *i*) grãos euédricos a subédricos de K-feldspatos, apatita, titanita e plagioclásio; *ii*) maclas de crescimento em feldspatos (Carlsbad) e textura anti-rapakivi; e *iii*) inclusão de grãos euédricos a anédricos de plagioclásio dentro dos K-feldspatos (Paterson *et al.* 1998). Ao se analisar as feições metamórficas, discriminadas principalmente por meio das microestruturas em agregados quartzo-feldspáticos, depara-se com dois grupos de deformação distinta: *i*) rochas nas quais a foliação presente é incipiente; e *ii*) rochas em que a foliação é proeminente. Detalhes sobre a divisão proposta para as rochas estudadas foram apresentados no Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, em 2019 na cidade de Bento Gonçalves, RS (Apêndice 5).

O primeiro grupo de rochas, de foliação incipiente ou ausente, é formado pelas lâminas BTV-218 (a, b, c, d), AS-78b, AS-25L, AS-77a, AS-98a, BTV-117 e BTV 209a. Este, mostra feições de deformação para os feldspatos, que além de exibirem maclas do tipo *tartan*, características de cristais que passaram por deformação em estado sólido (*e.g.* Eggleton 1979; Brown & Parsons 1989; Fitz Gerald & McLaren 1982), exibem também feições sugestivas de processos de fraturamento (Passchier & Trouw 2005), nos quais se observam maclas polissintéticas defletidas e fraturas preenchidas por fases posteriores como quartzo, calcita e sericita. Tais características evidenciam um comportamento rúptil dos feldspatos na absorção da deformação. De acordo com experimentos de Tullis & Yund (1987, 1992), essas feições microestruturais ocorrem sob temperaturas de 300 a 600°C, em um regime denominado fluxo cataclástico em que o fraturamento, microfraturamento e maclação mecânica são dominantes. Vale ressaltar que a granulação dos feldspatos nessas rochas é predominantemente média a grossa, constituindo os maiores grãos das mesmas, e ainda, que as feições ígneas são abundantes, como por exemplo, suas formas euédricas a subédricas. Por sua vez, o quartzo apresenta granulação bimodal, de modo que os grãos maiores apresentam extinção ondulante e bandas de deformação discretas bordados por grãos menores poligonais sem deformação interna, sugerindo recristalização dinâmica por processos controlados essencialmente por *bulging* (Stipp & Kunze 2008). Nessa conformidade, os grãos menores são novos grãos recristalizados, muitas vezes formando microestrutura do tipo núcleo-manto (Passchier

& Trouw 2005). As bandas de deformação discretas em uma única direção indicam o início do processo de formação de subgrãos, ainda subordinado comparativamente à recristalização de borda, devido à ineficiência da atuação do mecanismo de recuperação dos grãos (Hirth & Tullis 1992). Tais registros contrastam com o comportamento reológico dos feldspatos, já que o quartzo se deforma plasticamente em temperaturas mais baixas, a partir de 300°C, em condições de fácies xisto verde (Voll 1979 *in* Kruhl 1987).

O segundo grupo de rochas, de foliação proeminente e de aspecto protomilonítico, é representado pelas lâminas AS-114a, AS-114b, AS-87b e BTV-128. Os grãos de quartzo nesse grupo exibem feições de deformação em estado sólido com mecanismos predominantes de recuperação e recristalização dinâmica, este último controlado por recristalização de borda. No entanto, a formação de subgrãos destaca a atuação mais eficaz do mecanismo de recuperação, onde a migração das bordas dos grãos é facilitada (Hirth & Tullis 1992). As bordas levemente lobadas dos grãos sugerem a atuação de um mecanismo de recristalização denominado migração de borda de grão ou *grain boundary migration* (Passchier & Trouw 2005). As bandas de deformação são bem marcadas nessas rochas e exibem subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez, microestrutura indicativa de migração de defeitos ao longo de duas direções cristalográficas perpendiculares, ao longo do eixo basal <a> e do eixo prismático <c> durante a recuperação. De acordo com Kruhl (1996), tal feição é compatível com temperaturas entre 600°C e 700°C. Os processos envolvendo o quartzo também podem ter passado por influência da localização da deformação devido a uma diferença reológica, condicionada pelos níveis de foliação, marcada principalmente por micas (biotita e sericita).

Não obstante, os feldspatos aparentam se comportar ductilmente ao exibirem leve extinção ondulante, porém sem indícios de recristalização dinâmica. A presença da extinção ondulante pode marcar a transição dos mecanismos de deformação atuantes, de fluxo cataclástico para *dislocation creep*, já que mesmo sob alguma deformação cristal-plástica, os feldspatos ainda apresentam microestruturas características de deformação rúptil (Tullis & Yund 1987). Geograficamente, as amostras coletadas no plutonito Barrinha-Mamonas, que constituem o grupo de rochas de foliação proeminente (AS-87b, AS-114a e AS-114b) de aspecto protomilonítico, se encontram na borda oeste e sul do plutonito, onde está mapeada uma zona de cisalhamento denominada zona de cisalhamento Bocaina-Grama e a falha reversa que cavalga o embasamento sobre a cobertura da Serra Central (Bersan *et al.* 2017). Tendo em vista que essas estruturas condicionam a deformação nas rochas do embasamento e nas rochas supracrustais do Supergrupo Espinhaço e dos Grupos Macaúbas e Bambuí, esta é interpretada como sendo de idade Neoproterozoica.

5.2 Petrogênese

Os aspectos petrográficos, microestruturais, texturais e de química mineral observados, combinados aos critérios propostos por Bowen (1928) para a cristalização de minerais formadores de rochas ígneas e pelo critério de inclusões, pode-se sugerir que a ordem de cristalização das fases em estudo envolveu a formação inicial de apatita, zircão, ilmenita e magnetita, seguida da cristalização de titanita euédrica, biotita e plagioclásio. O quartzo e megacristais de feldspatos são fases relativamente tardias, porém ainda cristalizadas em condições *liquidus* (Vernon & Paterson 2008), já a cristalização de allanita, interpretadas como não pertencentes a uma fase precoce de cristalização, visto que são conhecidas incorporadoras de elementos incompatíveis, deve ter se dado após a cristalização do quartzo e megacristais de feldspatos. Em relação aos cristais de titanita percebe-se uma diferença textural, em que alguns cristais subédricos, com faces bem definidas, contrastam com outros cristais anédricos, relacionados a grãos de ilmenita e/ou magnetita (Fig. 4.5.), podendo surgir como uma auréola em torno dos mesmos (Fig. 4.5.b). Tais diferenças texturais implicam em duas gerações para esse mineral: a primeira de origem ígnea e a segunda, tardi ou pós-magmática, em condições *subsolidus*, e estado de oxidação elevado. A associação titanita + magnetita + quartzo também sugere fugacidade de oxigênio elevada nos estágios finais de cristalização, bem como a presença de allanitas com coroa de epidoto (Wones 1989). A química mineral de biotita no diagrama de Nachit *et al.* (2005) indica que as biotitas passaram por reequilíbrio em estágios tardi a pós-magmáticos, também sustentado pela presença de exsolução de titanita nas biotitas (Cruz Filho *et al.* 2005). Os minerais essencialmente secundários são o epidoto, a sericita e a calcita (condições *subsolidus*), todos majoritariamente provenientes da alteração dos plagioclásios que, em conjunto com a ocorrência de mirmequita, formada no contato dos K-feldspatos com os plagioclásios, sugerem percolação de fluidos tardi-magmáticos ricos em voláteis (Wones 1989).

5.3 Geoquímica

As rochas graníticas estudadas não apresentam grandes variações em relação à mineralogia essencial, com exceção da amostra AS-98a, que apresenta 30% de biotita. Entretanto, tal homogeneidade mineralógica em sua assembleia principal não se reflete nas suas características químicas, visto que grandes diferenças podem ser notadas, cuja explicação só pode ser encontrada na mineralogia acessória.

De uma forma geral, existe um padrão no *trend* das amostras para os plots do tipo Harker SiO₂ vs. (FeO_t, CaO, P₂O₅ e TiO₂) (Fig. 4.16.a,b,c,d). As amostras AS-87b e AS-78b tem conteúdos de FeO_t, CaO, P₂O₅ e TiO₂ discrepantes das outras amostras, justificados pela grande quantidade de titanita (até 15%), podendo ser considerada um mineral varietal para essas rochas, altos conteúdos de apatita (chegando em 3% da moda) e outros minerais ricos em ferro, como a ilmenita e a magnetita. De maneira curiosa, para o plutonito Barrinha-Mamonas, a variação ocorre de norte para sul, em que as

amostras do setor norte do plúton contêm menor porcentagem dos elementos anteriormente citados, as rochas da porção central têm conteúdos intermediários, e as rochas do sul são as mais enriquecidas neles. Já para as rochas graníticas dos plutonitos Confisco e Mulungú – amostras BTV-117 e BTV-209a, respectivamente – essa relação não pode ser estabelecida, porém a quantidade desses mesmos elementos é muito menor, também passível de justificativa considerando que são rochas praticamente formadas por quartzo e feldspatos, com cerca de 5% (BTV-117) e 10% de biotita (BTV-209a), e apenas apatita e epidoto como minerais acessórios (cerca de 1%). A correlação negativa entre SiO₂ e os elementos maiores (FeO, CaO, P₂O₅ e TiO₂) exibida nos diagramas binários da Fig. 4.16 sugere uma sequência de cristalização contínua, com fracionamento dos feldspatos, apatita, biotita, titanita e ilmenita. Alguns elementos menores e traço também apresentam correlação negativa com a SiO₂, como o Zr e o Ce, possivelmente indicando fracionamento de zircão e allanita. Além disso, a anomalia negativa de Eu no diagrama binário normalizado para condrito de Boyton (1984) sugere intenso processo de fracionamento de plagioclásio.

Os plots dos diagramas de Whalen *et al.* (1987) revelam que as rochas estudadas podem ser classificadas como granitos anorogênicos (Fig. 4.18), onde se observam altas razões Ga/Al, sendo que plotam no campo de rochas pós-colisionais, pelo diagrama de Pearce (1996). De acordo com Eby (1992) existem dois tipos de granitos anorogênicos: *i*) aqueles intraplaca relacionados a fonte derivada de magma mantélico (A1); e *ii*) granitos pós-colisionais relacionados a fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior (A2). Nos diagramas ternários Y-Nb-Ce e Y-Nb-3Ga propostos por Eby (1992) os granitoides estudados plotam na transição entre os campos de granitos A1 e A2, com maior tendência para o campo A2, de fonte crustal (Fig. 4.19). Outras características geoquímicas corroboram a classificação tectônica dessas rochas, considerando que rochas anorogênicas são predominantemente alcalinas de alto potássio com enriquecimento pronunciado em elementos de alto potencial iônico (HFSE) como Zr, Rb, Th, Ti, P e elementos terras raras leves (REE) e Ce (Bonin 2007). Além disso, a razão Nb/Ta das rochas estudadas varia de 4,0 a 16,3, sugerindo que o magma gerador não seja de origem estritamente mantélica, cujo valor esperado seria de aproximadamente 17,5 (Green 1995). As análises de EDS quantitativo para química mineral de biotita também dão suporte à esta interpretação, considerando que nos diagramas de Abdel-Rahman (1994) e Zhou (1985) as biotitas plotam nos campos de rochas alcalinas anorogênicas com fontes mistas (mantélica e crustal (Fig. 4.10 e Fig. 4.11.b,c,d; Fig. 4.9.b). Outra característica indicativa de uma fonte mista para essas rochas é a presença de textura anti-rapakivi e poiquilítica nos feldspatos, podendo sugerir uma reação provocada pela mistura de magmas (Didier & Barbarin, 1991; Fernandez & Barbarin, 1991; Barbarin & Didier, 1992; Hibbard, 1995), além das feições de campo descritas por Bersan (2019) como a presença de enclaves e diques máficos sin-genéticos que interagem com as rochas encaixantes.

Além das características geoquímicas anteriormente citadas, outros atributos importantes dos granitoides estudados são sua baixa peraluminosidade e a interseção entre as séries magnesianas e ferroanas, com tendência as séries magnesianas. Sendo que, com exceção da amostra BTV-128, as demais rochas plotam no campo delimitado por Frost *et al.* (2001), no diagrama SiO_2 vs $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$, para amostras de granitos do tipo A. O fato de que as amostras se posicionam na transição entre uma série ferroana e magnesiana pode indicar que a fonte desse magma seja mista, já que se esperava que a composição desses granitos fosse mais ferroana do que magnesiana. Interpretação similar pode ser feita quanto a classificação tectônica considerando assinatura álcali-cálcica das amostras estudadas, que de acordo com o diagrama binário SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ e plots de Frost *et al.* (2001) também coincidem com o campo das amostras dos mesmos granitos do tipo A.

Granitoides de afinidade pós-colisional com as características petrográficas e geoquímicas observadas nos plutonitos Barrinha-Mamonas, Confisco e Mulungú foram descritos em outras localidades do BIMA (Santos *et al.* 2000, Silva *et al.* 2016) e no bloco Gavião (Rosa 1999, Santos *et al.* 2000, Paim 2014). Esses autores atribuem a gênese dessas rochas aos eventos tardios da orogenia Paleoproterozoica registrada no embasamento do Orógeno Araçuaí. Dessa forma sugere-se que as rochas granitoides, foco desse trabalho, também poderiam estar relacionadas aos estágios tardios do evento orogênico supracitado.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

As características petrográficas, microestruturais e texturais observadas nos granitoides estudados, aliadas aos dados de química mineral e rocha total permite-nos concluir que:

- A Suíte Catolé é constituída predominantemente por sienos e monzogranitos de granulação fina a média, em que predominam quartzo, K-feldspato e plagioclásio como minerais essenciais, ao passo que a titanita, biotita, allanita, ilmenita, magnetita, apatita e zircão compõem sua mineralogia acessória. A sericita, calcita e epidoto compõem a mineralogia secundária;
- Nas rochas descritas como de foliação incipiente, a deformação se dá por acúmulo de tensão nas bordas dos grãos de quartzo ao passo que nas rochas de foliação proeminente a deformação é intracristalina por ativação de sistemas de deslizamento perpendiculares nos mesmos, com influência da temperatura;
- A deformação nas rochas da suíte Catolé foi acomodada por processos rúpteis e dúcteis, sendo tal diferença reológica dependente do grau metamórfico envolvido, registrado principalmente nos cristais de feldspatos que apresentam comportamento mecânico distinto em função da temperatura, pressão dirigida ou diferença nas taxas de deformação;
- Registra-se, portanto, um metamorfismo de baixo a médio grau, com fácies variando de xisto verde à anfibolito inferior, cujas temperaturas devem ter alcançado aproximadamente 650°C;
- As rochas amostradas no plutonito Barrinha-Mamonas apresentam variação geoquímica Norte-Sul, principalmente considerando seus teores em elementos menores e traço, cujas assinaturas são suportadas pela mineralogia acessória;
- As características geoquímicas e de campo também sustentam a ocorrência de processos de mistura de magmas (*magma mixing* e hibridização);
- A geoquímica de rocha total e química mineral de biotita sugerem que as rochas estudadas são potássicas de afinidade pós-colisional, formadas nos estágios finais (colapso) de uma orogenia Paleoproterozoica. Tal interpretação encontra respaldo em trabalhos disponíveis na literatura sobre o BIMA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35:525-541.
- Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p.17-35.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2006. Kinematic Evolution of the Aracuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of 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(1): 25-43.
- Alkmim, F.F., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Pedrosa-Soares, A.C. 2017. The Araçuaí Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer, p 255-276.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: Main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.*, 25: 227-238.
- Barbarin, B., Didier, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 83: 145–153.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3) : 605-626.
- Bersan, S.M.. 2015. Análise estrutural do embasamento e da cobertura no extremo norte do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço. MSc thesis. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto., 129p.
- Bersan, S.M. 2019. Evolução Arqueana e Paleoproterozoica dos corpos plutônicos do BIMA: geocronologia U-Pb, isótopos de Hf e geoquímica. PhD Thesis. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Bersan, S.M., Danderfer Filho, A., Abreu, F.R., Lana, C. 2018. Petrography, geochemistry and geochronology of the potassic granitoids of the Rio Itacambirucu Supersuite: implications for the Meso- to Neoproterozoic evolution of the Itacambira-Monte Azul block. *Brazilian Journal of Geology*, 48(1): 1-24.
- Bersan, S.M., Danderfer, A., Lagoeiro, L., Costa, A.F.O. 2017. The kinematic evolution of the Serra Central Salient, Eastern Brasil: A Neoproterozoic progressive arc in northern Espinhaço fold-thrust belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 131-148.
- Bersan, S.M., Danderfer, A., Lana, C.C., Abreu, F., Costa, A.F.O. 2016. Geocronologia e geoquímica do plutonito Confisco: implicações para a evolução paleoproterozoica do bloco Itacambira-Monte Azul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 48, 2016, Porto Alegre - RS. Anais... São Paulo - SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016. <<http://sbgeo.org.br>>. 11/11/2018.
- Bertoldo, A. L. 1993. Comportamento estrutural dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e do embasamento entre a serra do Espinhaço setentrional e as serras de Monte Alto (BA) e Central (MG). MSc thesis, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 87p.
- Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks : Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1-29.
- Bowen, N. L. 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press.

- Boyton, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Brito Neves, B.B., Sá, J.M., Nilson, A.A., Botelho, N.F. 1996. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3: 1-21.
- Brown, W.L., Parsons, I. 1989. Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineralogical Magazine*, 53: 25–42.
- Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southwestern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 335-365.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., Chappell, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189-200.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*: London, George Allen & Unwin, 450 p
- Crocco-Rodrigues, F.A., Guimarães, M.L.V., Abreu, F.R., Belo de Oliveira, O.A., Greco, F.M. 1993. Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha (MG). In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 212-216.
- Cruz Filho, B.E., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Rios, D.C., Marinho, M.M. 2005. Química mineral e condições de colocação do batólito trondhjémítico Nordestina, Núcleo Serrinha, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4): 83-92.
- De la Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd edition. Essex. England; Longman Scientific and Technology. 696p.
- Didier, J., Barbarin, B. 1991. The different types of enclaves in granites nomenclature. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, *Developments in Petrology*, 13: 19–24.
- Drumond, J.B.V., von Sperling, E., Raposo, F.O. 1980. *Projeto Porteirinha-Monte Azul*. Belo Horizonte, DNPM-CPRM, 559p.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids : A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115-134.
- Eby, N.G. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Eggleton, R.A. 1979. The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts. *American Mineralogist*, 64: 906–911.
- Fernandez, A.N., Barbarin, B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology Developments in Petrology*, 13:263–275.
- Fitz Gerald, J.G., McLaren, A.C., 1982. The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 219–229.
- Foster, M. D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 354-B*, pp.1- 49
- Frost, B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.A. 2001. Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Goldstein, J., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J.R. 2003. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*, Thrid Edition, Springer US, 689p.

Guedes, I.N.R. 2019. Caracterização microestrutural e geoquímica de granitoides riacianos-orosirianos...

- Guimarães, M.L., Crocco-Rodrigues, F.A., Abreu, F.R., Belo de Oliveira, O.A. Greco, F.M. 1993. Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroão e Porteirinha. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, 74-78.
- Green, T. H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359.
- Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares Filho, B.S. 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). COMIG, Belo Horizonte, 2693 p.
- Heilbron, M.C.P.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p.203-235.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C.M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178: 136-148.
- Heilbron, M., Ribeiro, A., Valeriano, C.A., Paciullo, F.V., Almeida, J.C.H., Trouw, R.J.A.T., Tupinambá, M., Silva, L.G.E. 2017. The Ribeira Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer, p 277-304.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey p. 587
- Hirth, G., Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2): 145-159.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Knauer, L.G., Silva, L.L., Souza, F.B.B., Silva, L.R., Carmo, R.C. 2007. Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, 1:100.000. Belo Horizonte, UFMG/CPRM, 72p.
- Knauer, L.G., Fantinel, L.M., Magalhães, J.T.R., Pereira, D.F.L.C. 2015a. Mapa geológico 1:100.000 da folha Gameleiras (SD.23-Z-D-I). Projeto Fronteiras de Minas, Codemig/UFMG, 58p.
- Knauer, L.G., Fantinel, L.M., Romano, A.W., Pereira, D.F.L.C. 2015b. Mapa geológico 1:100.000 da folha Rio Verde Pequeno (SD.23-Z-B-IV). Projeto Fronteiras de Minas, Codemig/UFMG, 52p.
- Knauer, L.G., Romano, A.W., Pereira, D.F.L.C., Chipiakoff, D., Bylaardt, H.F., Mendes, T.A.A. 2015c. Mapa geológico 1:100.000 da folha Espinosa (SD.23-Z-B-V). Projeto Fronteiras de Minas, Codemig/UFMG, 52p.
- Kruhl, J.H. 1987. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insurbic Line (Western Alps). *Tectonophysics*, 135: 233-242.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 581-589.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643.
- Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141-142: 343-370.
- Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company. 393p.
- Mourão, M. A. A.; Grossi-Sad, J. H. & Fonseca, E. 1997. Geologia Da Folha Janaúba. In: Grossi-Sad, J. H.; Lobato, L. M.; Pedrosa-Soares, A. C. & Soares-Filho, B. S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, p. 9-123.

- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ohoud, M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16):1415-1420.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.-M., Caron, J.-P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 301, 813-818.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzana, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159:60-78.
- Paim, M. M. 2014. Maciço de Cara Suja: Expressão do magmatismo alcalino potássico pós-colisional no sudoeste da Bahia. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.
- Passchier, C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Second Edition, Springer, 366p.
- Paterson, S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11:349-36
- Paterson, S.R., Fowler Jr., T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2): 53-82.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pearce, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., & 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.
- Pitcher, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Acad. and Prof. ed., London, 321 pp.
- Roque, N. C.; Grossi-Sad, J. H.; Noce, C. M. & Fonseca, E. 1997. Geologia da Folha Rio Pardo de Minas. In: Grossi-Sad, J. H.; Lobato, L. M.; Pedrosa-Soares, A. C. & Soares-Filho, B. S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CDROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, p. 125-221.
- Rosa, M. L. S. 1999. Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.
- Santos, E. B., Rosa, M. L. S., Conceição, H., Macambira, M. J. B., Scheller, T., Paim, M. M., Leahy, G. A. S. 2000. Magmatismo alcalino-potássico paleoproterozoico no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maciço do Estreito: Geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, 14(2): 249-267.
- Shand, S. J. 1943. *The Eruptive Rocks*, 2nd edn. New York : John Wiley, 444 pp.
- Silva, L. C. D., Pedrosa-Soares, A. C., Armstrong, R., Pinto, C. P., Magalhães, J. T. R., Pinheiro, M. A. P., & Santos, G. G. 2016. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 50-67.
- Stipp, M., Kunze, K. 2008. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. *Tectonophysics*, 448(1-4): 77-97.
- Streckeisen, A. L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 107: 144-204.
- Streckeisen, A. L. 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Geol. Rundschau*, 63: 773-786.
- Tullis, J., Yund, R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology*, 15(7): 606-609.
- Tullis, J.A. & Yund, R.A. 1992. The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: an experimental study. In: Evans, B. & Wong, T.F. (eds) *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. Academic Press, London, p. 89-117.
- Vernon R.H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Visual Geosciences*, 5(2): 1-23.

Guedes, I.N.R. 2019. Caracterização microestrutural e geoquímica de granitoides riacianos-orosirianos...

Vernon, R.H., Paterson, S.R. 2008. How late are K-feldspar megacrysts in granites? *Lithos*, 104: 327-336.

Wernick, E. 2004. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo, Editora UNESP. 656p.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

White, A.J.R. 1979. Sources of Granitic Magma. Abstracts of Papers to be Presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, vol. 11, p. 539

Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 p.

Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74:744-749.

Zhou, Z.X. 1986. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei Province. *Acta Petrol. Sin.* 2: 59-70.

Apêndice(s)

Apêndice 1. Classificação mineralógica, modal e atributos geoquímicos das amostras da suíte Catolé estudadas.

Amostra	Plúton	Quartzo (%)	K-feldspato (%)	Plagioclásio (%)	Biotita (%)	Titanita (%)	Apatita (%)	Zircão (%)	Epidoto (%)	Allanita (%)	Opacos (%)	Classificação	Atributos Geoquímicos
BTV-218a	Barrinha-Mamonas	25-30	40	10	10	2	2	<1	3	1	3	Sienogranito**	ferroana, alto potássio, peraluminosa
BTV-218b	Barrinha-Mamonas	30	30	15	15	3	1	<1	4	3	1	Sienogranito**	ferroana, alto potássio, peraluminosa
BTV-218c	Barrinha-Mamonas	35	25-30	15-20	15	<1	-	<1	2	<1	1	Sienogranito**	ferroana, alto potássio, peraluminosa
BTV-218d	Barrinha-Mamonas	25	36	30	5	-	-	<1	2	1	<1	Sienogranito**	ferroana, alto potássio, peraluminosa
AS-114a	Barrinha-Mamonas	32	33	20	5	5	<1	<1	<1	<1	2	Sienogranito**	ferroana, alto potássio, peraluminosa
AS-114b	Barrinha-Mamonas	37	26	22	5	5	1	<1	<1	<1	1	Sienogranito**	magnésiana, alto potássio, peraluminosa
AS-98a	Barrinha-Mamonas	5	25	30	30	1	2	-	3	1	2	Biotita-quartzo monzonito**	-
AS-78b	Barrinha-Mamonas	15-20	25-30	15	10-15	13	2	<1	3	2-3	<1	Sienogranito**	magnésiana, médio potássio, metaluminosa
AS-25L	Barrinha-Mamonas	20	33	15	15	11	1	<1	1	1	2	Sienogranito**	magnésiana, médio potássio, peraluminosa
AS-77a	Barrinha-Mamonas	20-25	50-60	5-10	10	5	-	1	2	2	<1	Alcali feldspato granito**	magnésiana, médio potássio, peraluminosa
AS-87b	Barrinha-Mamonas	20-25	*	*	10	15	3	1	5	<1	3	Protomolonito/granodiorito***	ferroana, médio potássio, peraluminosa
BTV-117	Confisco	20	35	35-40	5	-	-	-	<1	<1	-	Sienogranito**	ferroana, alto potássio, peraluminosa
BTV-128	Mulungú	30	20	40	5-10	-	1	-	-	<1	2	Sienogranito**	magnésiana, alto potássio, metaluminosa
BTV-209a	Mulungú	30	40	15-20	10	-	-	-	-	<1	3	Sienogranito**	-

*As porcentagens dos feldspatos poderiam ser subestimadas ou superestimadas em razão da obliteração das suas maclas pela deformação em alguns grãos.

**Classificação com base no diagrama QAP de Streckeisen (1967, 1974)

***Classificação com base em parâmetros geoquímicos e plots nos diagramas R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980) e TAS (Cox *et al.* 1979).

Apêndice 2. Composição química e fórmulas estruturais de biotita para rochas da suíte Catolé.

Rocha Plutonito Amostra	Sienogranito Barrinha-Mamonas AS-78b																
	Campo1	Campo1	Campo1	Campo1	Campo1	Campo1	Campo3	Campo4	Campo4	Campo4							
	Ponto	93	95	96	97	99	100	68	71	72	73	75	76	77	79	67	59
SiO2	39,16	35,79	37,10	36,16	36,71	37,26	36,90	35,70	36,07	36,67	37,51	37,00	36,57	36,75	36,00	36,28	36,74
TiO2	1,04	1,09	1,05	0,99	1,07	1,12	1,29	1,26	1,12	1,10	1,13	0,96	1,22	1,22	1,01	1,28	1,18
Al2O3	14,38	14,62	14,87	14,89	15,21	14,32	14,65	14,90	14,45	14,60	14,75	14,52	14,63	14,74	14,94	15,33	15,00
Cr2O3																	
FeO	22,74	23,96	23,74	24,62	24,34	23,31	23,95	24,27	23,80	23,67	23,13	22,75	23,60	23,30	24,38	24,61	24,78
MnO	0,25	0,23	0,30	0,36	0,39	0,30	0,27	0,27	0,28	0,31	0,28	0,34	0,28	0,38	0,26	0,31	0,29
MgO	10,38	10,03	10,31	10,13	10,16	10,87	10,34	9,77	9,93	10,35	10,59	10,85	10,28	10,10	9,97	10,02	9,97
CaO																	
Na2O	9,38																
K2O		9,65	9,73	9,72	9,81	9,65	9,64	9,53	9,68	9,69	9,88	9,77	9,58	9,48	9,63	9,80	9,79
F																	
Cl																	
O_F_Cl																	
Total	97,33	95,37	97,10	96,87	97,69	96,83	97,04	95,70	95,33	96,39	97,27	96,19	96,16	95,97	96,19	97,63	97,75
Si	5,778	5,608	5,678	5,589	5,608	5,707	5,659	5,578	5,649	5,663	5,712	5,699	5,656	5,682	5,596	5,558	5,619
Al	2,501	2,700	2,682	2,712	2,738	2,585	2,648	2,744	2,667	2,657	2,647	2,636	2,667	2,686	2,737	2,768	2,704
Ti	0,115	0,128	0,121	0,115	0,123	0,129	0,149	0,148	0,132	0,128	0,129	0,111	0,142	0,142	0,118	0,147	0,136
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	2,806	3,139	3,038	3,182	3,109	2,986	3,071	3,171	3,117	3,056	2,945	2,930	3,052	3,012	3,169	3,152	3,169
Mn	0,031	0,031	0,039	0,047	0,050	0,039	0,035	0,036	0,037	0,041	0,036	0,044	0,037	0,050	0,034	0,040	0,038
Mg	2,283	2,343	2,352	2,334	2,314	2,482	2,364	2,276	2,318	2,383	2,404	2,491	2,370	2,328	2,310	2,288	2,273
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	2,683	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	1,929	1,900	1,917	1,912	1,886	1,886	1,899	1,934	1,909	1,919	1,920	1,890	1,870	1,909	1,915	1,910
Tot Cát.	16,198	15,878	15,810	15,897	15,855	15,814	15,811	15,852	15,853	15,836	15,794	15,832	15,814	15,768	15,873	15,869	15,848
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SomaY	5,514	5,949	5,910	5,981	5,944	5,928	5,926	5,952	5,919	5,927	5,875	5,912	5,924	5,899	5,963	5,954	5,938
SomaX	2,683	1,929	1,900	1,917	1,912	1,886	1,886	1,899	1,934	1,909	1,919	1,920	1,890	1,870	1,909	1,915	1,910
AlIV	2,222	2,392	2,322	2,411	2,392	2,293	2,341	2,422	2,351	2,337	2,288	2,301	2,344	2,318	2,404	2,442	2,381
AlVI	0,279	0,308	0,360	0,302	0,347	0,292	0,307	0,322	0,315	0,320	0,360	0,335	0,323	0,367	0,332	0,325	0,323
Mg/Mg+Fet	0,449	0,427	0,436	0,423	0,427	0,454	0,435	0,418	0,427	0,438	0,449	0,460	0,437	0,436	0,422	0,421	0,418
Mg/Fe	0,814	0,746	0,774	0,734	0,744	0,831	0,770	0,718	0,744	0,780	0,816	0,850	0,777	0,773	0,729	0,726	0,717
FeO/MgO	2,191	2,389	2,303	2,430	2,396	2,144	2,316	2,484	2,397	2,287	2,184	2,097	2,296	2,307	2,445	2,456	2,485

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios

Apêndice 2. Continuação...

Rocha	Sienogranito											
Plutonito	Barrinha-Mamonas											
Amostra	AS-78b											
Análise	Campo4	Campo4	Campo4	Campo4	Campo4	Campo4	Campo5	Campo5	Campo5	Campo5	Campo5	Campo5
Ponto	61	62	63	64	65	66	31	34	35	39	41	44
SiO ₂	37,00	36,78	35,45	36,81	36,26	37,48	35,80	36,45	36,57	35,52	35,48	36,56
TiO ₂	1,11	1,15	1,00	1,22	1,22	1,15	0,96	1,74	1,28	1,12	0,95	1,13
Al ₂ O ₃	15,04	15,36	14,54	15,38	14,97	15,02	14,59	14,80	14,91	14,55	14,26	14,85
Cr ₂ O ₃												
FeO	24,37	24,55	24,76	24,17	24,54	24,23	25,22	25,19	24,90	25,01	24,78	25,39
MnO	0,21	0,26	0,27	0,26	0,24	0,28	0,34	0,26	0,43	0,25	0,32	0,29
MgO	10,41	10,24	9,76	10,18	9,98	10,52	9,64	9,83	9,82	9,52	9,75	9,82
CaO												
Na ₂ O												
K ₂ O	9,72	9,70	9,66	9,72	9,67	9,81	9,71	9,17	9,65	9,75	9,64	9,86
F												
Cl												
O_F_Cl												
Total	97,86	98,04	95,44	97,74	96,88	98,49	96,26	97,44	97,56	95,72	95,18	97,90
Si	5,632	5,594	5,581	5,606	5,595	5,660	5,595	5,589	5,610	5,582	5,605	5,606
Al	2,698	2,753	2,697	2,761	2,722	2,673	2,687	2,675	2,696	2,695	2,655	2,683
Ti	0,127	0,132	0,118	0,140	0,142	0,131	0,113	0,201	0,148	0,132	0,113	0,130
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	3,102	3,122	3,259	3,078	3,166	3,060	3,296	3,230	3,194	3,287	3,273	3,255
Mn	0,027	0,033	0,036	0,034	0,031	0,036	0,045	0,034	0,056	0,033	0,043	0,038
Mg	2,362	2,322	2,291	2,311	2,296	2,368	2,246	2,247	2,246	2,231	2,296	2,245
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,887	1,882	1,940	1,888	1,903	1,890	1,936	1,794	1,888	1,955	1,942	1,929
Tot Cát.	15,836	15,839	15,922	15,818	15,854	15,818	15,917	15,769	15,838	15,915	15,926	15,886
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SomaY	5,948	5,957	5,982	5,930	5,951	5,928	5,981	5,976	5,950	5,960	5,984	5,958
SomaX	1,887	1,882	1,940	1,888	1,903	1,890	1,936	1,794	1,888	1,955	1,942	1,929
AlIV	2,368	2,406	2,419	2,394	2,405	2,340	2,405	2,411	2,390	2,418	2,395	2,394
AlVI	0,330	0,347	0,278	0,367	0,317	0,333	0,282	0,264	0,306	0,277	0,259	0,289
Mg/Mg+Fet	0,432	0,426	0,413	0,429	0,420	0,436	0,405	0,410	0,413	0,404	0,412	0,408
Mg/Fe	0,762	0,744	0,703	0,751	0,725	0,774	0,681	0,696	0,703	0,679	0,701	0,690
FeO/MgO	2,341	2,397	2,537	2,374	2,459	2,303	2,616	2,563	2,536	2,627	2,542	2,586

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios

Apêndice 2. Continuação...

Rocha													
Sienogranito													
Plutonito													
Barrinha-Mamonas													
Amostra													
AS-114a													
Análise	Campo1												
Ponto	1	2	3	4	5	6	8	10	9	11	12	13	14
SiO ₂	37,07	36,71	35,71	34,83	35,7	35,55	36,18	37,2	36,39	35,66	36,11	35,35	35,78
TiO ₂	0,83	0,83	0,8	0,87	0,51	0,85	1	0,86	0,85	1,09	0,82	0,9	1,05
Al ₂ O ₃	14,15	14,25	15,03	14,28	14,9	14,29	14,82	15,25	14,28	14,2	13,88	14,48	14,23
Cr ₂ O ₃													
FeO	26,21	25,92	27,69	27,92	29,24	27,73	27,19	26,37	27,4	27,47	27,35	28,37	27,61
MnO	0,25	0,25	0,31	0,23	0,37	0,28	0,25	0,37	0,34	0,22	0	0,21	0,27
MgO	8,84	8,71	8,01	7,57	7,98	7,95	8,3	8,75	8,35	7,97	8,41	7,85	8,14
CaO													
Na ₂ O													
K ₂ O	8,89	9	8,92	8,61	8,94	8,97	8,91	9,04	8,85	8,73	8,91	9,03	8,79
F													
Cl													
O_F_Cl													
Total	96,24	95,67	96,47	94,31	97,64	95,62	96,65	97,84	96,46	95,34	95,48	96,19	95,87
Si	5,768	5,749	5,602	5,612	5,575	5,641	5,642	5,690	5,694	5,658	5,712	5,594	5,649
Al	2,595	2,630	2,779	2,712	2,742	2,672	2,724	2,749	2,633	2,655	2,587	2,701	2,648
Ti	0,097	0,098	0,094	0,105	0,060	0,101	0,117	0,099	0,100	0,130	0,098	0,107	0,125
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	3,410	3,395	3,632	3,762	3,818	3,680	3,546	3,373	3,585	3,644	3,618	3,754	3,645
Mn	0,033	0,033	0,041	0,031	0,049	0,038	0,033	0,048	0,045	0,030	0,000	0,028	0,036
Mg	2,051	2,034	1,873	1,819	1,858	1,881	1,930	1,995	1,948	1,885	1,983	1,852	1,916
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,765	1,798	1,785	1,770	1,781	1,816	1,772	1,764	1,766	1,767	1,798	1,823	1,770
Tot Cát.	15,719	15,737	15,807	15,811	15,884	15,829	15,765	15,718	15,772	15,768	15,796	15,860	15,788
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SomaY	5,955	5,939	6,022	6,041	6,103	6,013	5,992	5,954	6,006	6,002	5,998	6,037	6,018
SomaX	1,765	1,798	1,785	1,770	1,781	1,816	1,772	1,764	1,766	1,767	1,798	1,823	1,770
AlIV	2,232	2,251	2,398	2,388	2,425	2,359	2,358	2,310	2,306	2,342	2,288	2,406	2,351
AlVI	0,363	0,380	0,381	0,324	0,318	0,314	0,366	0,439	0,328	0,313	0,299	0,295	0,296
Mg/Mg+Fet	0,376	0,375	0,340	0,326	0,327	0,338	0,352	0,372	0,352	0,341	0,354	0,330	0,345
Mg/Fe	0,601	0,599	0,516	0,483	0,487	0,511	0,544	0,592	0,543	0,517	0,548	0,493	0,526
FeO/MgO	2,965	2,976	3,457	3,688	3,664	3,488	3,276	3,014	3,281	3,447	3,252	3,614	3,392

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios

Apêndice 2. Continuação...

Rocha		Sienogranito															
Plutonito		Barrinha-Mamonas															
Amostra		BTV-218															
Análise	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo2	Campo4						
Ponto	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	35
SiO2	35,52	36,41	35,99	35,58	35,84	35,89	35,44	35,53	35,72	36,21	35,50	35,77	35,36	35,97	35,09	35,70	34,70
TiO2	1,13	1,21	1,32	1,11	1,10	1,22	1,18	1,09	1,16	1,10	1,16	1,10	1,12	1,22	1,06	1,01	1,15
Al2O3	14,45	14,65	13,79	14,55	14,69	14,09	14,42	14,74	14,84	14,52	14,06	13,82	14,24	14,02	14,19	14,84	15,01
Cr2O3																	
FeO	28,07	27,79	27,28	28,21	27,33	27,58	26,89	27,41	27,83	27,62	27,40	27,63	27,71	27,68	28,01	27,77	28,12
MnO	0,33	0,36	0,35	0,35	0,28	0,34	0,30	0,29	0,27	0,31	0,32	0,34	0,28	0,31	0,35	0,34	0,27
MgO	7,86	8,09	8,06	7,69	7,90	8,05	7,93	7,92	7,97	8,21	8,12	7,86	8,02	8,14	8,16	7,86	7,37
CaO																	
Na2O																	
K2O	8,83	8,90	8,78	8,87	8,87	8,87	8,80	8,95	8,90	8,97	8,73	8,90	8,70	8,86	8,43	8,92	8,80
F																	
Cl																	
O_F_Cl																	
Total	96,19	97,41	95,57	96,36	96,01	96,04	94,96	95,93	96,69	96,94	95,29	95,42	95,43	96,20	95,29	96,44	95,42
Si	5,606	5,648	5,694	5,609	5,639	5,659	5,637	5,606	5,594	5,647	5,641	5,686	5,617	5,662	5,589	5,607	5,532
Al	2,688	2,678	2,571	2,703	2,724	2,618	2,703	2,741	2,739	2,669	2,633	2,589	2,666	2,601	2,664	2,747	2,820
Ti	0,134	0,141	0,157	0,132	0,130	0,145	0,141	0,129	0,137	0,129	0,139	0,132	0,134	0,144	0,127	0,119	0,138
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	3,705	3,605	3,609	3,719	3,596	3,636	3,576	3,616	3,644	3,602	3,641	3,672	3,681	3,644	3,731	3,647	3,748
Mn	0,044	0,047	0,047	0,047	0,037	0,045	0,040	0,039	0,036	0,041	0,043	0,046	0,038	0,041	0,047	0,045	0,036
Mg	1,850	1,871	1,901	1,807	1,853	1,892	1,880	1,863	1,861	1,909	1,924	1,863	1,899	1,910	1,938	1,840	1,752
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,778	1,761	1,772	1,784	1,780	1,784	1,785	1,801	1,778	1,785	1,769	1,804	1,763	1,779	1,713	1,787	1,789
Tot Cát.	15,804	15,752	15,750	15,800	15,759	15,779	15,763	15,795	15,789	15,781	15,789	15,791	15,798	15,782	15,808	15,794	15,815
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SomaY	6,027	5,991	5,978	6,016	5,979	5,995	5,978	5,994	6,011	5,997	6,019	5,986	6,035	6,003	6,096	6,006	6,026
SomaX	1,778	1,761	1,772	1,784	1,780	1,784	1,785	1,801	1,778	1,785	1,769	1,804	1,763	1,779	1,713	1,787	1,789
AlIV	2,394	2,352	2,306	2,391	2,361	2,341	2,363	2,394	2,406	2,353	2,359	2,314	2,383	2,338	2,411	2,393	2,468
AlVI	0,294	0,327	0,265	0,312	0,363	0,277	0,340	0,347	0,333	0,316	0,274	0,274	0,283	0,263	0,253	0,354	0,352
Mg/Mg+Fet	0,333	0,342	0,345	0,327	0,340	0,342	0,345	0,340	0,338	0,346	0,346	0,337	0,340	0,344	0,342	0,335	0,318
Mg/Fe	0,499	0,519	0,527	0,486	0,515	0,520	0,526	0,515	0,511	0,530	0,528	0,507	0,516	0,524	0,519	0,505	0,467
FeO/MgO	3,571	3,435	3,385	3,668	3,459	3,426	3,391	3,461	3,492	3,364	3,374	3,515	3,455	3,400	3,433	3,533	3,815

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios

Apêndice 2. Continuação...

Rocha																
Plutonito																
Sienogranito																
Barrinha-Mamonas																
Amostra																
BTV-218																
Análise	Campo4	Campo4	Campo4	Campo4	Campo4	Campo5										
Ponto	39	46	48	51	55	57	65	66	67	70	71	73	75	76	77	78
SiO2	35,84	35,04	35,13	34,66	35,64	35,89	35,34	35,61	35,66	35,95	35,65	35,54	35,75	35,76	35,13	35,41
TiO2	1,14	1,02	1,13	1,00	1,03	1,33	1,07	1,31	1,36	1,10	1,13	1,02	1,21	1,30	0,93	0,99
Al2O3	14,62	14,73	15,08	14,94	14,85	14,29	13,70	14,05	13,94	13,99	13,96	14,99	13,49	13,63	15,08	15,12
Cr2O3																
FeO	26,72	27,90	28,18	27,97	27,66	26,97	27,41	27,69	27,12	26,98	27,22	28,05	27,54	27,41	27,84	28,22
MnO	0,30	0,31	0,40	0,35	0,21	0,35	0,28	0,24	0,27	0,32	0,32	0,32	0,36	0,29	0,33	0,37
MgO	8,13	7,73	7,65	7,38	7,87	7,99	7,98	7,90	7,95	8,12	8,15	7,89	7,94	8,05	7,54	7,54
CaO																
Na2O																
K2O	8,72	8,72	8,79	8,73	8,69	8,86	8,71	8,68	8,77	8,69	8,68	8,85	8,78	8,75	8,73	8,82
F																
Cl																
O_F_Cl																
Total	95,47	95,45	96,36	95,03	95,95	95,68	94,49	95,48	95,07	95,15	95,11	96,66	95,07	95,19	95,58	96,47
Si	5,651	5,573	5,539	5,546	5,614	5,662	5,670	5,648	5,670	5,700	5,667	5,575	5,702	5,688	5,573	5,572
Al	2,717	2,761	2,802	2,817	2,757	2,657	2,590	2,626	2,612	2,614	2,615	2,771	2,536	2,555	2,819	2,804
Ti	0,135	0,122	0,134	0,120	0,122	0,158	0,129	0,156	0,163	0,131	0,135	0,120	0,145	0,156	0,111	0,117
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	3,523	3,710	3,715	3,742	3,643	3,558	3,677	3,673	3,606	3,577	3,618	3,679	3,673	3,646	3,693	3,713
Mn	0,040	0,042	0,053	0,047	0,028	0,047	0,038	0,032	0,036	0,043	0,043	0,043	0,049	0,039	0,044	0,049
Mg	1,911	1,833	1,798	1,760	1,848	1,879	1,909	1,868	1,885	1,919	1,931	1,845	1,888	1,909	1,783	1,769
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,754	1,769	1,768	1,782	1,746	1,783	1,783	1,756	1,779	1,757	1,760	1,771	1,786	1,775	1,767	1,770
Tot Cát.	15,732	15,809	15,810	15,816	15,759	15,743	15,797	15,760	15,750	15,741	15,770	15,804	15,778	15,767	15,790	15,794
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SomaY	5,978	6,040	6,042	6,034	6,012	5,960	6,014	6,004	5,972	5,984	6,010	6,034	5,992	5,992	6,023	6,024
SomaX	1,754	1,769	1,768	1,782	1,746	1,783	1,783	1,756	1,779	1,757	1,760	1,771	1,786	1,775	1,767	1,770
AlIV	2,349	2,427	2,461	2,454	2,386	2,338	2,330	2,352	2,330	2,300	2,333	2,425	2,298	2,312	2,427	2,428
AlVI	0,368	0,334	0,341	0,363	0,371	0,319	0,261	0,275	0,282	0,313	0,282	0,346	0,237	0,243	0,392	0,376
Mg/Mg+Fet	0,352	0,331	0,326	0,320	0,337	0,346	0,342	0,337	0,343	0,349	0,348	0,334	0,340	0,344	0,326	0,323
Mg/Fe	0,542	0,494	0,484	0,470	0,507	0,528	0,519	0,509	0,523	0,537	0,534	0,501	0,514	0,524	0,483	0,476
FeO/MgO	3,287	3,609	3,684	3,790	3,515	3,375	3,435	3,505	3,411	3,323	3,340	3,555	3,469	3,405	3,692	3,743

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios

Apêndice 2. Continuação...

Rocha			Protomilonito/quartzo-diorito							
Sienogranito			Barrinha-Mamonas							
Plutonito			Barrinha-Mamonas							
Amostra			AS-87b							
BTV-218										
Análise	Campo5	Campo5	2 (3)*	2 (3)*	3 (1)*	3 (1)*	3 (2)*	3 (2)*	3 (2)*	4 (2)*
Ponto	79	80	1	2	4	5	1	2	3	4
SiO2	35,11	35,21	38,28	38,43	38,29	39,45	38,02	37,52	38,05	38,13
TiO2	0,90	1,02	1,58	1,49	1,34	1,54	1,98	2,17	1,99	1,38
Al2O3	14,92	15,19	15,11	14,80	15,96	15,94	15,12	14,60	14,51	14,62
Cr2O3										
FeO	27,55	28,01	27,26	27,07	27,04	25,30	27,51	27,61	27,50	27,75
MnO	0,33	0,35		0,27				0,25	0,30	0,29
MgO	7,66	7,67	7,50	7,38	6,75	7,45	6,63	6,88	7,00	7,13
CaO					0,23	0,23	0,20	0,21		0,20
Na2O										
K2O	8,79	8,77	10,27	10,56	10,16	9,91	10,12	10,24	10,31	10,32
F										
Cl					0,23	0,20	0,42	0,20	0,34	0,18
O_F_Cl			0,00	0,00	0,05	0,05	0,09	0,05	0,08	0,04
Total	95,26	96,22	100,00	100,00	100,00	100,02	100,00	99,68	100,00	100,00
Si	5,585	5,551	5,761	5,796	5,761	5,855	5,757	5,715	5,773	5,783
Al	2,797	2,822	2,680	2,631	2,830	2,788	2,698	2,621	2,594	2,613
Ti	0,108	0,121	0,179	0,169	0,152	0,172	0,225	0,249	0,227	0,157
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	3,665	3,692	3,431	3,414	3,402	3,140	3,483	3,517	3,489	3,519
Mn	0,044	0,047	0,000	0,034	0,000	0,000	0,000	0,032	0,039	0,037
Mg	1,817	1,803	1,683	1,659	1,514	1,648	1,497	1,562	1,583	1,612
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037	0,037	0,032	0,034	0,000	0,032
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,784	1,764	1,972	2,032	1,950	1,876	1,955	1,990	1,995	1,997
Tot Cát.	15,800	15,799	15,706	15,735	15,647	15,517	15,646	15,720	15,700	15,751
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,11	0,05	0,09	0,05
SomaY	6,016	6,035	5,734	5,704	5,660	5,604	5,659	5,696	5,705	5,722
SomaX	1,784	1,764	1,972	2,032	1,987	1,913	1,987	2,024	1,995	2,029
AlIV	2,415	2,449	2,239	2,204	2,239	2,145	2,243	2,285	2,227	2,217
AlVI	0,383	0,373	0,441	0,427	0,592	0,644	0,454	0,336	0,367	0,396
Mg/Mg+Fet	0,331	0,328	0,671	0,673	0,692	0,656	0,699	0,692	0,688	0,686
Mg/Fe	0,496	0,488	0,491	0,486	0,445	0,525	0,430	0,444	0,454	0,458
FeO/MgO	3,597	3,652	3,635	3,668	4,006	3,396	4,149	4,013	3,929	3,892

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios

* Análises semiquantitativas

Apêndice 3. Composição química e fórmulas estruturais de feldspatos para rochas da suíte Catolé.

Rocha Plutonito Amostra	Sienogranito Barrinha-Mamonas AS-78b																					
	Análise	1 (2)	1 (2)	1 (2)	1 (2)	2 (4)	2 (4)	2 (4)	3 (1)	3 (1)	3 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (2)		
	Ponto	3	4	7	8	1	2	3	11	12	12	1	2	4	5	11	12	18	19	20	21	1
SiO ₂	63,75	66,06	68,05	62,70	63,86	64,05	63,94	65,91	64,85	65,27	65,76	64,37	65,51	66,26	67,15	65,37	63,91	64,06	64,03	64,57	66,17	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,88	22,35	21,63	18,86	18,78	19,01	18,62	22,32	21,92	22,08	22,23	22,62	22,14	21,91	21,07	21,94	19,01	18,97	18,73	19,08	21,96	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,51	0,00	0,67	0,19	0,00	0,00	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,59	0,37	0,82	0,25	0,49	0,20	0,35	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	
Na ₂ O	0,00	10,79	8,90	1,49	0,00	0,91	0,00	11,10	11,24	11,17	11,19	10,84	11,39	11,63	11,43	10,28	0,00	0,00	0,00	0,00	11,67	
K ₂ O	16,70	0,00	1,42	16,21	16,46	15,48	16,67	0,00	0,80	0,60	0,00	1,26	0,28	0,00	0,00	1,34	16,31	16,33	16,67	16,35	0,00	
Total	99,33	100	100	99,26	99,10	99,45	99,23	99,86	99,76	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,23	99,36	99,43	100,00	100,00	
Si	2,973	2,889	2,961	2,942	2,980	2,971	2,984	2,888	2,870	2,875	2,882	2,847	2,879	2,901	2,936	2,885	2,976	2,978	2,982	2,981	2,898	
Al	1,038	1,152	1,109	1,043	1,033	1,039	1,024	1,152	1,143	1,146	1,148	1,179	1,147	1,130	1,086	1,141	1,043	1,039	1,028	1,038	1,133	
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,019	0,000	0,025	0,007	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	0,000	0,037	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,028	0,017	0,039	0,012	0,023	0,009	0,016	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	
Na	0,000	0,915	0,751	0,136	0,000	0,082	0,000	0,943	0,964	0,954	0,951	0,930	0,970	0,987	0,969	0,879	0,000	0,000	0,000	0,000	0,991	
K	0,994	0,000	0,079	0,970	0,980	0,916	0,992	0,000	0,045	0,034	0,000	0,071	0,016	0,000	0,000	0,075	0,969	0,968	0,990	0,963	0,000	
Soma Cát.	5,00	4,99	4,90	5,09	4,99	5,01	5,00	5,01	5,06	5,05	5,02	5,06	5,04	5,03	5,01	5,02	4,99	4,99	5,00	4,98	5,03	
SomaZ	4,01	4,04	4,07	3,98	4,01	4,01	4,01	4,04	4,01	4,022	4,030	4,026	4,025	4,031	4,021	4,025	4,019	4,018	4,009	4,019	4,031	
SomaX	0,99	0,95	0,83	1,11	0,98	1,00	0,99	0,97	1,04	1,005	0,989	1,012	1,009	0,996	0,985	0,967	0,969	0,968	0,990	0,963	1,000	
% An	0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	2,7	1,7	3,9	1,2	2,3	0,9	1,7	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	
% Ab	0,0	96,1	90,5	12,3	0,0	8,2	0,0	97,4	93,0	94,9	96,1	91,8	96,2	99,1	98,3	91,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,1	
% Or	100,0	0,0	9,5	87,7	100,0	91,8	100,0	0,0	4,4	3,4	0,0	7,0	1,6	0,0	0,0	7,8	100,0	100,0	100,0	100,0	0,0	
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Classif.	Or	Albita	Albita	Or	Or	Or	Or	Albita	Or	Or	Or	Or	Albita									

Cálculo de fórmula estrutural para 8 oxigênios

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K).

Apêndice 3. Continuação...

Rocha Plutonito Amostra	Sienogranito Barrinha-Mamonas AS-87b				Protomilonito/quartzo-diorito Barrinha-Mamonas AS-87b							Sienogranito Barrinha-Mamonas AS-114a							
	4 (2)	4 (2)	4 (2)	4 (2)	1 (1)	1 (1)	1 (2)	2 (2)	2 (2)	2 (2)	2 (3)	3 (1)	3 (1)	3 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)	4 (1)
	Ponto	2	3	4	5	10	11	7	2	3	4	4	11	12	13	7	8	9	10
SiO ₂	67,00	65,85	64,11	63,57	62,27	61,01	66,07	66,75	66,83	64,67	79,46	65,94	65,71	65,01	61,46	55,91	67,01	66,24	64,48
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,84	21,95	19,13	19,44	23,48	21,37	22,14	21,93	21,41	22,90	13,19	22,13	22,14	21,59	24,14	22,14	21,38	21,42	18,42
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	2,23	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,63	4,27	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,73	0,00	0,00	1,36	0,00	0,56	1,12	0,53	1,51	7,42	0,23	0,27	0,35
Na ₂ O	10,63	11,12	0,00	0,00	7,28	7,34	11,07	11,32	11,75	10,40	7,35	11,25	11,02	12,87	8,57	9,45	11,38	11,74	0,00
K ₂ O	0,53	0,86	16,76	16,40	4,41	7,84	0,00	0,00	0,00	0,68	0,00	0,12	0,00	0,00	2,69	0,82	0,00	0,26	16,75
Total	100,00	100,00	100,00	99,56	99,67	98,58	100,01	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
Si	2,925	2,893	2,969	2,957	2,802	2,825	2,892	2,914	2,923	2,846	3,357	2,889	2,881	2,870	2,753	2,598	2,928	2,909	2,989
Al	1,124	1,137	1,044	1,066	1,245	1,166	1,142	1,128	1,104	1,188	0,657	1,143	1,144	1,123	1,274	1,212	1,101	1,109	1,006
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,084	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,166	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000	0,064	0,000	0,026	0,053	0,025	0,072	0,369	0,011	0,013	0,017
Na	0,900	0,947	0,000	0,000	0,635	0,659	0,939	0,958	0,996	0,887	0,602	0,956	0,937	1,101	0,744	0,851	0,964	0,999	0,000
K	0,030	0,048	0,990	0,973	0,253	0,463	0,000	0,000	0,000	0,038	0,000	0,007	0,000	0,000	0,154	0,049	0,000	0,015	0,990
Soma Cát.	4,98	5,036	5,004	4,996	5,019	5,153	5,007	5,001	5,023	5,023	4,616	5,021	5,015	5,119	5,059	5,246	5,004	5,044	5,003
SomaZ	4,049	4,030	4,014	4,023	4,047	3,991	4,034	4,043	4,027	4,033	4,014	4,032	4,026	3,993	4,027	3,810	4,029	4,017	3,995
SomaX	0,929	1,006	0,990	0,973	0,888	1,122	0,974	0,958	0,996	0,990	0,602	0,989	0,989	1,126	0,970	1,269	0,975	1,027	1,008
% An	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	6,5	0,0	2,7	5,3	2,2	7,5	29,1	1,1	1,2	1,7
% Ab	96,8	94,2	0,0	0,0	71,5	58,7	96,5	100,0	100,0	89,7	100,0	96,7	94,7	97,8	76,7	67,1	98,9	97,3	0,0
% Or	3,2	4,8	100,0	100,0	28,5	41,3	0,0	0,0	0,0	3,9	0,0	0,7	0,0	0,0	15,8	3,8	0,0	1,4	98,3
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Classif.	Albita	Albita	Or	Or		Sanidina	Albita	Albita	Albita	Anortoclásic	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Olig	Albita	Albita	Or

Cálculo de fórmula estrutural para 8 oxigênios

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K).

Apêndice 3. Continuação...

Rocha Plutonito Amostra	Sienogranito Barrinha-Mamonas AS-114a								Sienogranito Barrinha-Mamonas BTV-218b						
	5 (1)	5 (1)	5 (1)	7 (1)	7 (1)	73 (1)	73 (1)	73 (1)	1 (1)	1 (1)	3 (1)	3 (1)	3 (1)	3 (1)	3 (1)
	2	3	6	13	14	11	12	13	2	3	13	14	15	17	18
Análise	5 (1)	5 (1)	5 (1)	7 (1)	7 (1)	73 (1)	73 (1)	73 (1)	1 (1)	1 (1)	3 (1)	3 (1)	3 (1)	3 (1)	3 (1)
Ponto	2	3	6	13	14	11	12	13	2	3	13	14	15	17	18
SiO2	64,75	66,49	66,80	64,20	61,73	65,94	65,71	65,01	63,95	67,02	64,25	64,68	65,81	64,40	64,69
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,26	0,15
Al2O3	22,12	21,46	21,48	18,82	26,18	22,13	22,14	21,59	18,83	21,83	18,60	18,37	22,26	18,48	18,39
FeO	0,66	0,62	0,00	0,00	2,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,12	0,33	0,26	0,31	0,49	0,56	1,12	0,53	0,34	0,21	0,40	0,32	0,54	0,32	0,39
Na2O	10,72	10,89	11,32	0,00	4,24	11,25	11,02	12,87	0,00	10,94	0,00	0,00	11,39	0,00	0,00
K2O	0,51	0,21	0,14	16,68	5,03	0,12	0,00	0,00	16,88	0,00	16,40	16,28	0,00	16,53	16,14
Total	99,88	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	99,65	99,76	100,00	99,99	99,76
Si	2,861	2,915	2,922	2,975	2,751	2,889	2,881	2,870	2,969	2,922	2,984	2,999	2,883	2,989	2,998
Al	1,152	1,109	1,107	1,028	1,375	1,143	1,144	1,123	1,030	1,122	1,018	1,004	1,149	1,011	1,005
Fe	0,024	0,023	0,000	0,000	0,087	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,053	0,015	0,012	0,015	0,023	0,026	0,053	0,025	0,017	0,010	0,020	0,016	0,025	0,016	0,019
Na	0,918	0,926	0,960	0,000	0,366	0,956	0,937	1,101	0,000	0,925	0,000	0,000	0,967	0,000	0,000
K	0,029	0,012	0,008	0,986	0,286	0,007	0,000	0,000	1,000	0,000	0,971	0,963	0,000	0,979	0,954
Soma Cát.	5,037	4,999	5,009	5,004	4,888	5,021	5,015	5,119	5,016	4,979	4,993	4,981	5,026	4,995	4,976
SomaZ	4,012	4,024	4,029	4,003	4,125	4,032	4,026	3,993	3,999	4,044	4,002	4,002	4,033	4,000	4,003
SomaX	1,000	0,953	0,980	1,001	0,676	0,989	0,989	1,126	1,017	0,935	0,991	0,979	0,993	0,995	0,974
% An	5,3	1,6	1,2	1,5	3,5	2,7	5,3	2,2	1,7	1,0	2,0	1,6	2,6	1,6	2,0
% Ab	91,8	97,1	98,0	0,0	54,2	96,7	94,7	97,8	0,0	99,0	0,0	0,0	97,4	0,0	0,0
% Or	2,9	1,2	0,8	98,5	42,3	0,7	0,0	0,0	98,3	0,0	98,0	98,4	0,0	98,4	98,0
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Classif.	Albita	Albita	Albita	Or	Sanidina	Albita	Albita	Albita	Or	Albita	Or	Or	Albita	Or	Or

Cálculo de fórmula estrutural para 8 oxigênios

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K).

Apêndice 3. Continuação...

Rocha	Sienogranito													
Plutonito	Barrinha-Mamonas													
Amostra	BTV-218b													
Análise	3 (2)	3 (2)	3 (2)	3 (2)	3 (2)	3 (2)	3 (2)	5 (1)	5 (1)	6 (1)	6 (2)	6 (2)	6 (2)	6 (2)
Ponto	1	2	3	4	5	6	7	6	7	2	3	6	8	9
SiO ₂	66,52	66,47	66,58	66,52	65,15	66,43	65,94	66,79	63,95	64,45	66,46	66,20	66,33	64,88
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,02	21,52	21,82	21,54	21,99	21,87	21,82	21,65	23,24	18,50	21,84	22,06	21,85	18,84
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,54	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,76	0,49	0,68	0,36	0,42	0,41	0,69	0,00	2,73	0,31	0,25	0,21	0,15	0,38
Na ₂ O	10,54	11,52	10,92	11,59	11,10	11,29	11,55	11,56	9,55	0,00	11,44	11,53	11,67	0,00
K ₂ O	0,16	0,00	0,00	0,00	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	16,50	0,00	0,00	0,00	15,90
Total	100,00	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00
Si	2,906	2,911	2,910	2,912	2,874	2,906	2,892	2,919	2,817	2,986	2,907	2,897	2,904	2,990
Al	1,134	1,111	1,124	1,111	1,143	1,127	1,128	1,115	1,206	1,010	1,126	1,138	1,127	1,023
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,020	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,036	0,023	0,032	0,017	0,020	0,019	0,032	0,000	0,129	0,015	0,012	0,010	0,007	0,019
Na	0,893	0,978	0,925	0,984	0,949	0,957	0,982	0,979	0,816	0,000	0,970	0,978	0,990	0,000
K	0,009	0,000	0,000	0,000	0,047	0,000	0,000	0,000	0,000	0,975	0,000	0,000	0,000	0,935
Soma Cát.	4,978	5,023	4,991	5,024	5,052	5,009	5,035	5,013	4,988	4,996	5,015	5,023	5,028	4,966
SomaZ	4,040	4,022	4,034	4,023	4,018	4,033	4,020	4,034	4,023	3,996	4,033	4,035	4,031	4,013
SomaX	0,937	1,001	0,957	1,001	1,017	0,977	1,015	0,979	0,944	0,991	0,982	0,988	0,997	0,953
% An	3,8	2,3	3,3	1,7	2,0	2,0	3,2	0,0	13,6	1,6	1,2	1,0	0,7	2,0
% Ab	95,3	97,7	96,7	98,3	93,4	98,0	96,8	100,0	86,4	0,0	98,8	99,0	99,3	0,0
% Or	1,0	0,0	0,0	0,0	4,7	0,0	0,0	0,0	0,0	98,4	0,0	0,0	0,0	98,0
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Classif.	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Olig	Or	Albita	Albita	Albita	Albita

Cálculo de fórmula estrutural para 8 oxigênios

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K).

Apêndice 4. Resumo para o encontro dos saberes 2018 (SEIC 2018).

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DE GRANITOIDES
RIACIANOS-OROSIRIANOS DO EMBASAMENTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ
AFLOREScentes NO BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL**

Isabela Nahas R. Guedes¹, Samuel Moreira Bersan¹, Leonardo Gonçalves¹, Cristiane Castro
Gonçalves¹, André Danderfer Filho¹

¹Universidade Federal de Ouro Preto

O paleocontinente São Francisco-Congo teve seu núcleo crustal consolidado durante o Paleoproterozoico, por meio da amalgamação de blocos arqueanos, que foram posteriormente retrabalhados no Neoproterozoico. Esse núcleo aflora no interior do cráton do São Francisco e ao longo das faixas brasileiras que o circundam. Nesse contexto, no domínio do orógeno Araçuaí, destaca-se o bloco Itacambira-Monte Azul onde afloram rochas do embasamento arqueano além de suítes paleoproterozoicas. Por meio de microscopia ótica e análise de elementos maiores e traço, pôde-se fazer uma caracterização mineralógica, microestrutural e geoquímica de uma dessas suítes, denominada de Catolé, a fim de se determinar suas possíveis fontes, ambientes tectônicos e evolução deformacional. Nela tem-se sienogranitos a álcali-feldspato granitos, biotita-quartzo monzonito, biotita-hornblenda sienito/sieno diorito, de textura equigranular a porfirítica. A mineralogia essencial é composta por quartzo, K-feldspato, biotita, plagioclásio e hornblenda, enquanto a titanita, allanita, apatita, zircão e opacos compõem a acessória. Como mineralogia secundária ocorrem a sericita, epidoto, carbonato, titanita e clorita. Nessas rochas os cristais de quartzo registram deformação plástica, com processos de recristalização dinâmica controlados por *bulging*, enquanto nos feldspatos a deformação é de natureza rúptil, revelando um metamorfismo de baixo a médio grau. A assinatura química dessas rochas é levemente peraluminosa a metaluminosa e similar a uma série álcali-cálcica. De acordo com o diagrama $FeOt/FeOt+MgO$ vs. SiO_2 essas plotam na transição entre séries magnesianas e ricas em Fe. Em regra, essas rochas apresentam assinatura compatível à dos granitos do tipo A ($10000 * Ga/Al > 2,6$; altas concentrações em alguns elementos de transição como o Zr), com enriquecimento pronunciado em elementos terras raras leves em detrimento aos pesados ($14,5 \leq La_N/Yb_N \leq 96,4$), além de anomalia negativa de Eu ($0,36 \leq Eu/Eu^* \leq 0,64$).

**REGISTRO DA DEFORMAÇÃO NEOPROTEROZOICA NO
EMBASAMENTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ OBSERVADO EM GRANITOIDES
PÓS-COLISIONAIS DO BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL**

Isabela Nahas R. Guedes¹, Samuel Moreira Bersan¹, Leonardo Gonçalves¹, Cristiane Castro
Gonçalves¹, André Danderfer Filho¹

¹Universidade Federal de Ouro Preto

O bloco Itacambira-Monte Azul é composto por granitoides arqueanos e paleoproterozoicos que integram o embasamento do Orógeno Araçuaí, edificado no decorrer da aglutinação do Gondwana Ocidental. Nele destaca-se a suíte Catolé, composta por granitoides de afinidade pós-colisional e assinatura predominantemente álcali-cálcica. Este trabalho apresenta resultados de uma descrição textural e microestrutural de rochas provenientes dos plutonitos Barrinha-Mamonas, Confisco e Mulungú, componentes da Suíte Catolé. De modo geral, esses granitoides são classificados como sienogranitos, de textura inequigranular seriada a porfirítica que, por vezes, apresentam-se fortemente foliados, chegando, em alguns casos, a desenvolver uma textura protomilonítica. Sua mineralogia essencial é composta por quartzo (20-30%), K-feldspato (20-50%), plagioclásio (10-40%) e biotita (10-15%), enquanto os minerais acessórios são representados por titanita, ilmenita, óxidos de ferro, apatita, allanita e zircão. Sericita, epidoto s.s. e calcita predominantemente oriundos da alteração dos plagioclásios integram a mineralogia secundária dessas rochas. É possível separar as amostras estudadas em dois grupos: aquelas que apresentam foliação incipiente e aquelas que apresentam foliação proeminente. No primeiro grupo, os grãos de K-feldspato e plagioclásio são caracterizados por fenocristais contornados pela foliação ou componentes da matriz, exibindo estruturas de fraturamento e deflexão das maclas polissintéticas, sendo as fraturas preenchidas por quartzo e calcita. Os grãos de quartzo têm uma granulação bimodal, de modo que os grãos médios exibem bordas serrilhadas, extinção ondulante e bandas de deformação discretas indicando migração de defeitos segundo um único sistema de deslizamento ativo. Os grãos finos bordejam os grãos médios, definindo uma microestrutura do tipo núcleo-manto, que associada às feições observadas nos grãos médios, caracteriza um mecanismo de recristalização de borda. As rochas de foliação proeminente desenvolveram uma textura protomilonítica, cujo processo de fraturamento dos feldspatos é subordinado dando lugar ao desenvolvimento de extinção ondulante nos mesmos. O quartzo ainda é de granulação bimodal, porém os grãos médios além de exibirem extinção ondulante podem se apresentar estirados, com formação incipiente de ribbons. Grãos médios não estirados mostram bandas de deformação fortemente marcadas com início de formação de subgrãos e microestrutura do tipo tabuleiro de xadrez. Esta última feição indica migração de defeitos segundo direções cristalográficas perpendiculares entre si, caracterizando pelo menos dois sistemas de deslizamento ativos. Os grãos finos de quartzo são poligonais e também podem formar microestrutura

núcleo-manto, também indicando mecanismo de recristalização ao longo das bordas dos grãos médios. Diferentemente das rochas de foliação incipiente, as diferenças reológicas entre as porções quartzo-feldspáticas e as bandas foliadas podem produzir localização da deformação, considerando uma maior quantidade de biotita e sericita definindo a foliação. As feições deformacionais encontradas indicam, dessa maneira, que a deformação Neoproterozoica imposta aos granitoides pós-colisionais da Suíte Catolé foi acomodada por processos rúpteis e dúcteis, em que os feldspatos respondem com maior rigidez à deformação comparativamente ao quartzo, revelando um metamorfismo de baixo a médio grau, em temperaturas que não devem ultrapassar 600°C.

FRACIONAMENTO E MISTURA DE MAGMAS EM ROCHAS PÓS-COLISIONAIS DA SUÍTE CATOLÉ AFLORANTES NO BLOCO ITACAMBIRA MONTE-AZUL, MINAS GERAIS, BRASIL

Isabela Nahas R. Guedes¹, Samuel Moreira Bersan¹, Leonardo Gonçalves¹, Cristiane Castro Gonçalves¹, André Danderfer Filho¹

¹Universidade Federal de Ouro Preto

O Bloco Itacambira-Monte Azul é um terreno arqueano constituinte da porção oriental do paleocontinente São Francisco, onde ocorrem rochas arqueanas de composição TTG do Complexo Porteirinha e vulcanossedimentares do Grupo Riacho dos Machados, rochas predominantemente graníticas da suíte arqueana Rio Itacambiruçu e das suítes paleoproterozoicas Paciência e Catolé. Particularmente, o presente estudo fundamenta-se na investigação das principais características de campo, mineralógicas, texturais e geoquímicas dos plutonitos Barrinha-Mamonas, Mulungú e Confisco que constituem a suíte Catolé. Formada por granitoides de composição sieno a monzogranítica, essa suíte tem sido associada ao estágio de colapso da orogenia Transamazônica, metamorfozada em condições de fácies xisto verde a anfibolito inferior durante o Neoproterozoico, na edificação do Orógeno Araçuaí. Os dados petrográficos e de química de rocha total sugerem uma sequência de cristalização contínua, com intenso fracionamento do magma a medida em que se observam as correlações negativas entre SiO₂ e elementos maiores como FeO, CaO, P₂O₅ e TiO₂ e elementos menores e traço como Zr e Ce. Associa-se, potencialmente, essa tendência geral ao fracionamento de apatita, biotita, titanita, ilmenita, zircão, allanita e de feldspatos – os últimos realçados ainda pela anomalia negativa de Eu ($0,36 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,64$) no diagrama normalizado por condrito. A sequência de cristalização mineralógica sugerida, obedecendo ao critério de inclusões e a série de Bowen, se deu com a formação precoce de minerais acessórios como apatita, zircão, ilmenita e magnetita, seguida da cristalização de titanita euédrica, biotita e plagioclásio. Posteriormente, as fases tardias, formadas ainda em condições liquidus, foram o quartzo e o K-feldspato, seguidos pela allanita. Em seguida, as fases secundárias ou pós-magmáticas formadas foram a titanita anédrica, epidoto s.s., sericita e calcita. Texturas e associações minerais identificadas, tais como: i) diferentes texturas de titanita: euédrica, anédrica associada a ilmenita, a última gerada em condições subsolidus; ii) associação titanita + magnetita + quartzo; e iii) a ocorrência de allanitas com coroa de epidoto s.s, sugerem que as fases tardias tenham sido originadas em condições de alta fugacidade de oxigênio. Além disso, a ocorrência e feições texturais exibidas pelo epidoto s.s., sericita e calcita, são sugestivas de percolação de fluidos tardi-magmáticos ricos em voláteis. Outros parâmetros geoquímicos como a alta razão Ga/Al e o enriquecimento pronunciado de REE leves ($14,5 \leq \text{LaN}/\text{YbN} \leq 96,4$), em relação aos pesados, e enriquecimento em elementos de alto potencial iônico (HFSE) como o Zr, Rb, Th, Ti e P são características determinantes para a classificação dessas rochas em granitos do

tipo A, de afinidade pós-colisional. Não obstante, a química mineral de biotitas em diagramas binários FeOt vs Al₂O₃, MgO vs Al₂O₃ e FeOt vs MgO corroboram essa interpretação. Plots ternários Y-Nb-Ce e Y-Nb-3Ga com dados de química de rocha total, dados de química mineral de biotita em plot binário MgO vs FeO/(FeO + MgO), a presença de enclaves observáveis em campo e texturas anti-rapakivi e poiquilítica em feldspatos, sugerem que as rochas estudadas podem ter sua origem proveniente de duas fontes distintas, indicando portanto, processos de mistura e hibridização de magmas.