



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



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Caracterização do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí
entre Frei Inocência e Itambacuri, MG**

AUTORA: Mahyra Ferreira Tedeschi

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares (UFMG)
Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari (USP)
Prof. Dr. Ivo Dussin (UFMG)

Nº132

**BELO HORIZONTE
DATA (28/06/13)**

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

Caracterização do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocência e Itambacuri, MG

Autora: Mahyra Ferreira Tedeschi

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional
Orientação: Antônio Carlos Pedrosa Soares
Colombo Celso Gaeta Tassinari
Ivo Dussin

Belo Horizonte, Junho de 2013

T256c
2013

Tedeschi, Mahyra Ferreira.
Caracterização do arco magmático do orógeno Araçuaí entre Frei
Inocêncio e Itambacuri, MG [manuscrito] / Mahyra Ferreira Tedeschi –
2013.
127 f.: il. (color.)

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais,
Instituto de Geociências, 2013.

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.

Orientador: Colombo Celso Gaeta Tassinari.

Orientador: Ivo Dussin.

Bibliografia: f. 121-127.

Inclui anexos.

1. Geoquímica – Teses. 2. Geocronologia – Teses. 3. Frei
Inocêncio (MG) – Teses. 4. Itambacuri (MG)– Teses. I. Pedrosa-Soares,
Antônio Carlos. II. Tassinari, Colombo Celso Gaeta. III. Dussin, Ivo. IV.
Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. V.
Título.

CDU: 550.4

Aos meus pais, Sun e Walter, meus maiores professores.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por ter me conduzido até aqui.

Ao meu orientador A.C. Pedrosa-Soares, por todos os ensinamentos e apoio, não só na produção desta dissertação, mas para minha formação profissional, acreditando e incentivando minhas idéias.

Ao meu co-orientador Ivo Dussin por toda a sua participação com os dados geocronológicos, pela companhia quando da realização das análises em São Paulo e pelo apoio constante.

Ao meu co-orientador Colombo Tassinari pelo seu auxílio na realização das análises no laboratório SHRIMP na USP. A Kei Sato e Maurício de Souza por sua ajuda na realização destas análises e por tornarem esse ciclo na USP mais agradável.

Ao professor Tiago Novo, pela companhia nos trabalhos de campo e análises laboratoriais, pelas discussões produtivas e incentivadoras e pelas revisões valiosas.

Aos colegas da pós-graduação pelas discussões sempre produtivas. Em especial agradeço à Amanda Almeida, Camila Gradim, Daniel Gradim, Eliane Voll, Eliza Peixoto, Fabrício Caxito, Karyn Voll, Marcela Zanon, Mônica Mendes, Joana Magalhães, Jorge Roncato, Juliane Belém e Matheus Kuchembecker.

Agradeço a Mariana Leite pelo companheirismo, incentivo e discussões ao longo dessa jornada que a tornaram mais divertida!

Aos colegas do TG Campanário Bruno Afonseca, Daniel D'ávila, Igor Tensol e Victor Miguel, companheiros de campo e de discussões, em especial ao Bila, por seu auxílio com o GIS. Ao Bruninho agradeço em especial pela companhia e discussões durante a longa jornada de trabalhos de campo pós-TG.

Aos professores Alexandre Chaves, Cristina de Campos, Gilberto Costa, Ricardo Diniz, Rosaline Cristina, Tânia Dussin e Wilson Romano, por sua solicitude constante, em me auxiliar nas mais variadas questões geológicas exploradas nestes dois anos. Meu agradecimento especial aos professores Gilberto Costa e Wilson Romano por sua ajuda com as lâminas e discussões produtivas.

Aos amigos acompanhantes de campo, Eliza Peixoto, Mateus Bianchi, Tiago Novo e Thiago Rocha.

A Amanda Menca por estar sempre do meu lado.

A Lourdinha agradeço pelas discussões proveitosas, pelas sugestões e pelas conversas confortantes.

Ao Hélvio e Wenceslau por sempre se disporem a me ajudar.

A Silvoquita por sua ajuda na busca pela epígrafe perfeita.

Aos meus pais agradeço por me ensinarem princípios e valores que fazem de mim o que sou hoje. Por caminharem comigo sempre, e me ensinarem a nunca desistir. Ao Deco, meu irmão, agradeço por me incentivar sempre, me lembrando da minha formatura, e por cuidar dos meus pais durante os trabalhos de campo. Juntos somos um time e tanto!

Ao Cherem por me acompanhar, acalmar e incentivar nesta e em tantas outras jornadas.

Às minhas tias Fátima e Elza, por suas orações e por sempre acreditarem em mim.

“Adquire-se tranquilidade sobre todos os problemas resolvidos com o método da multiplicidade, de acordo com os fenômenos, quando se cumpre com a exigência de deixar subsistir as explicações convincentes. Pelo contrário quando se admite uma e se exclui a outra, que se harmoniza igualmente com o fenômeno, é evidente que se abandona a investigação naturalista para cair no mito.”

Epicuro de Samos

Resumo

A região entre as cidades de Frei Inocência e Itambacuri (NE de Minas Gerais) abriga os plútons neoproterozóicos de localização mais ocidental no contexto do Arco Magmático Rio Doce. A caracterização destas rochas foi feita com mapeamento faciológico, estudos petrográficos, litoquímicos, geocronológicos (U-Pb SHRIMP e LA-MC-ICP-MS em zircão) e isotópicos (Nd e Sr). O complexo gnáissico que compõe o embasamento na região exibe idade U-Pb de cristalização magmática em 2110 ± 12 Ma. O metamorfismo destas rochas é de idade brasiliana, tendo sido datado em 580 ± 19 Ma. Sua assinatura isotópica de Nd ($\epsilon_{Nd(2100\text{ Ma})} = +2,19$ e $+4,43$) sugere origem juvenil e indica correlação com o arco magmático Juiz de Fora-Pocrane (e não com o Complexo Mantiqueira, como foi originalmente mapeado). Afloram na área as seguintes unidades do Arco Rio Doce: 1) Enderbito Chaves, subdividido nas fácies gabronorito, enderbito e biotita monzogranito, além de uma zona híbrida, onde são encontradas rochas das três fácies. Em todo o plúton são encontradas feições de mistura de magmas (*mingling e mixing*). Essas rochas são subalcalinas de alto potássio, cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, predominantemente metaluminosas, de ambiente pré-colisional, cristalizadas em 599 ± 15 Ma. As assinaturas litoquímicas e isotópicas ($\epsilon_{Nd} = -4,87$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70620$) caracterizam a fácies gabronorito como as rochas mais primitivas do arco. 2) Tonalito Brasilândia, o qual aflora no extremo oeste da área, constitui um corpo com forma de camada limitado por zonas de cisalhamento. Este foi dividido em fácies de granulações grossa e fina. São essencialmente tonalitos e granodioritos foliados, ricos em *enclaves* máficos a intermediários amplamente distribuídos por todo corpo. As rochas são subalcalinas de médio a alto potássio, cálcicas a cálcio-alcalinas, metaluminosas a fracamente peraluminosas, pré-colisionais, com idade de cristalização de 581 ± 11 Ma. Sua assinatura isotópica de Nd híbrida indica a participação de material juvenil e crustal na geração destas rochas. 3) O Granodiorito Guarataia, tem formato aproximadamente arredondado e não exibe a foliação dúctil regional. Foi dividido em fácies de granulação fina e porfirítica. Em ambas são encontradas rochas granodioríticas a graníticas com foliação de fluxo ígneo marcada nas bordas do corpo. Constitui o plúton mais novo na área, com 576 ± 9 Ma. Suas rochas são subalcalinas de alto potássio, cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, fracamente peraluminosas, do tipo I, e mostram assinatura sincolisional. Suas assinaturas litoquímica e isotópica ($\epsilon_{Nd} = -12,52$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71045$) apontam para uma origem com pouca ou nenhuma contribuição juvenil. Seu comportamento geoquímico, muito parecido com o do embasamento local, sugere que o Granodiorito Guarataia tenha sido gerado predominantemente a partir da fusão deste complexo gnáissico do tipo I, com contribuição de fonte mantélica, uma situação adequada à geração de rochas peraluminosas do tipo I. A geração de rochas primitivas como as do Enderbito Chaves, exclusivamente em *ca.* 600 Ma, implica em uma variação no processo de subducção em meio ao estágio de formação do Arco Rio Doce (*ca.* 630-585 Ma). Processos capazes de explicar esta variação são o aumento do ângulo de subducção e/ou *slab break-off*. A atuação deste último explica ainda a ausência de zonamento químico e geocronológico dentro do arco e a geração do volume abundante de rochas na transição dos estágios pré- a sincolisionais, quando teriam sido gerados o Tonalito Brasilândia e o Granodiorito Guarataia, com maior e menor contribuição mantélica, respectivamente.

Palavras-Chave: Litoquímica, U-Pb, Sm-Nd, Arco Rio Doce, Orógeno Araçuaí

Abstract

The region between the cities of Frei Inocência and Itambacuri (NE of Minas Gerais) hosts neoproterozoic plutons from Rio Doce Magmatic Arc, located in its most western portion. These rocks were characterized by detailed mapping, petrographic, lithochemical, isotopic (Nd and Sr) and geochronological (U-Pb SHRIMP and LA-MC-ICP-MS) studies. The basement of this area is represented by a gneissic complex crystallized at 2110 ± 12 Ma, and metamorphosed in the Brazilian event (580 ± 19 Ma). Its isotopic Nd signature ($\epsilon_{\text{Nd}(2100 \text{ Ma})} = +2,19$ e $+4,43$) suggests a juvenile source and indicate a possible correlation with the Juiz de Fora – Pocrane magmatic arc (in disagreement to the designation of Mantiqueira Complex from previously maps). The following Rio Doce arc units are found in the area: 1) Chaves Enderbite, which was subdivided into gabronorito, enderbite and biotite monzogranite, besides a hybrid zone, where rocks from these three facies are found. Mingling and mixing features are observed all around this body. These rocks are subalkaline, calc-alkaline, high-K series, mainly metaluminous, generated at pre-collisional setting, with a crystallization age of 599 ± 15 Ma. Its lithochemical and isotopic ($\epsilon_{\text{Nd}} = -4,87$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70620$) signatures characterize the gabronorite facies as the most primitive rocks from the arc. 2) The Brasilândia Tonalite occurs with a layer form, limited by shear zones. It is divided into fine and coarse-grained facies. Both facies are constituted of essentially foliated tonalites and granodiorites, containing abundant mafic to intermediate enclaves widespread in the pluton. Rocks are subalkaline, calc-alkaline with medium-to high-K series signature, metaluminous to weakly peraluminous, of pre-collisional setting, with a crystallization age of 581 ± 11 Ma. Its hybrid isotopic composition indicates the involvement of juvenile and crustal sources in its generation. 3) Guarataia Granodiorite has an approximately rounded shape and doesn't show the typical ductile regional foliation. It is divided into a fine grained and a porphyritic facies. Both exhibit quite same composition, granodioritic to granitic, and the rocks from the borders of the body usually show flow foliation. This pluton is the youngest one in the area with a crystallization age of 576 ± 9 Ma. Their rocks have high-K subalkaline, calc-alkaline affinity, are weakly peraluminous, from I type and show sin-collisional signature. Its lithochemical and isotopic ($\epsilon_{\text{Nd}} = -12,52$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71045$) data point out to a generation with few or almost none mantle contribution. Furthermore, its geochemical behavior, very similar to the basement, suggests that the Guarataia Granodiorite might have been formed from anatexis of the I-type complex gneissic with some mantle contribution, which constitute a reasonable situation for I-type peraluminous rocks formation. The generation of primitive rocks, as those from Enderbite Chaves, exclusively in *ca.* 600 Ma, implies in some variation in the subduction process during the Rio Doce arc building (*ca.* 630-585 Ma). Processes which can reasonably explain this are slab retreating and break-off. The participation of the last one might also explain the absence of chemical and geochronological zoning inside the arc, as much as the large volume of rocks made at this transitional stage, from pre- to sin-collisional stages, when the Brasilândia Tonalite and Guarataia Granodiorite might have been generated, with major and minor mantle contribution, respectively.

Keywords: Lithochemistry, U-Pb, Sm-Nd, Rio Doce arc, Araçuaí Orogen

Sumário

Capítulo I – Introdução	1
1.1 Considerações Iniciais	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Localização e Acesso	2
1.4 Materiais e Métodos	3
Capítulo II – Geologia Regional	8
2.1 Contexto Geotectônico	8
2.2 Arcabouço Estrutural	8
2.3 Evolução do Orógeno Araçuaí Congo-Occidental	11
2.4 Contexto Geológico Regional	14
2.4.1 Embasamento Arqueano a Paleoproterozóico	14
2.4.2 Grupo Rio Doce	16
2.4.3 Plutonismo Orogênico	16
2.4.3.1 Supersuíte G1	17
2.4.3.2 Supersuíte G2	18
2.4.3.3 Supersuíte G3	19
2.4.3.4 Supersuíte G4	19
2.4.3.5 Supersuíte G5	20
Capítulo III – Mapeamento Faciológico em Rochas Ígneas Plutônicas	21
Capítulo IV – Características Geológicas dos Plútons	22
4.1 Introdução	22
4.2 Enderbito Chaves	24
4.2.1 Fácies Enderbito	24
4.2.2 Fácies Gabronorito	27
4.2.3 Fácies Biotita monzogranito e Zona Híbrida	30
4.3 Tonalito Brasilândia	34
4.3.1 Fácies de granulação grossa	35
4.3.2 Fácies de granulação fina	38
4.3.3 Enclaves	41
4.4 Granodiorito Guarataia	45
4.4.1 Fácies de granulação fina	45
4.4.2 Fácies porfírica	48

4.4.3	Enclaves	50
4.5	Rochas Encaixantes	51
4.5.1	Embasamento Riachão	51
4.5.2	Sequência Metassedimentar e leucogranito tipo S	53
Capítulo V – Geocronologia U-Pb		56
5.1	Introdução	56
5.2	Metodologia	56
5.2.1	Preparação das amostras	56
5.2.2	Metodologia para análise de U-Pb pela técnica SHRIMP	57
5.2.3	Metodologia de análise U-Pb pela técnica LA-MC-ICP-MS	57
5.3	Análise dos dados – Método U-Pb pela técnica SHRIMP	57
5.3.1	Enderbitto Chaves – Fácies Gabronorito (amostra M02)	57
5.3.2	Tonalito Brasilândia – Fácies de granulação grossa (amostra M21A)	60
5.3.3	Granodiorito Guarataia – Fácies Porfirítica (amostra M-11)	62
5.3.4	Embasamento Granodiorítico tipo-I (amostra M-03)	64
5.4	Apresentação dos dados – Método U-Pb pela técnica LA-MC-ICP-MS	67
5.4.1	Embasamento granítico enriquecido em granada tipo-S (amostra IV-48)	67
Capítulo VI – Litoquímica		71
6.1	Introdução	71
6.2	Metodologia	71
6.3	Apresentação e Interpretação dos Dados	72
6.3.1	Classificação com base em elementos maiores	72
6.3.1.1	Enderbitto Chaves	72
6.3.1.2	Tonalito Brasilândia	73
6.3.1.3	Granodiorito Guarataia	74
6.3.2	Diagramas de Harker	78
6.3.2.1	Elementos Maiores	78
6.3.2.2	Elementos Traços	80
6.3.3	Diagramas Discriminatórios de Ambiente	82
6.3.4	Caracterização com base em elementos traço	84
6.3.4.1	Enderbitto Chaves	84
6.3.4.2	Tonalito Brasilândia	88
6.3.4.3	Granodiorito Guarataia	92

6.3.5 Comparação com o embasamento	96
Capítulo VII – Geoquímica Isotópica de Nd e Sr	99
7.1 Introdução	99
7.2 Sistemas Isotópicos	99
7.2.1 Sistema isotópico Sm-Nd	99
7.2.2 Sistema isotópico Rb-Sr	100
7.3 Procedimentos Isotópicos	101
7.3.1 Metodologia Sm-Nd	101
7.3.2 Metodologia Sr-Sr	102
7.4 Apresentação dos Dados	102
7.4.1 Enderbito Chaves	102
7.4.2 Tonalito Brasilândia	102
7.4.3 Granodiorio Guarataia	103
7.4.4 Embasamento Riachão	103
7.5 Discussão dos Resultados	104
Capítulo VIII– Discussões e Conclusões	112
Referências Bibliográficas	121

Lista de Figuras

Figura 1.1: Mapa de localização de Minas Gerais com a região da área de estudo dentro do retângulo. Destaque, à esquerda, para a região dos municípios de Frei Inocência, Jampruca, Campanário e Itambacuri, na qual encontra-se inserida a área de trabalho delimitada pelo retângulo vermelho.	2
Figura 1.2: Rota de acesso partindo de Belo Horizonte (B) até Frei Inocência (A), no limite sul da área de estudo marcada pelo retângulo vermelho. Fonte: Google Maps (2011).	3
Figura 2.1: Localização do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental no Paleocontinente Gondwana e sua configuração no começo da abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo. (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007).	9
Figura 2.2: Compartimentação tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental proposta por Alkmim <i>et al.</i> (2006).	10
Figura 2.3: Desenho ilustrando as fases evolutivas de acordo com o modelo da Tectônica do Quebra-Nozes para evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim <i>et al.</i> 2006).	12

Figura 2.4: Mapa geológico do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007) mostrando os componentes geotectônicos, com a localização da área de estudo marcada pelo retângulo vermelho.	13
Figura 4.1: Mapa geológico da área enfocada nesta dissertação.	23
Figura 4.2: Prancha de fotos com características das rochas da fácies Enderbito.	26
Figura 4.3: Prancha de fotos com feições características das fácies Gabronorito.	28
Figura 4.4: Prancha de fotos das principais características do biotita monzogranito representante da fácies homônima.	30
Figura 4.5: Prancha de fotos com detalhamento do afloramento tipo da zona híbrida no qual são observados.	31
Figura 4.6: Prancha de fotomicrografias das rochas encontradas na zona híbrida.	33
Figura 4.7: Prancha de fotos com as principais características das rochas da fácies Brasilândia de granulação grossa.	37
Figura 4.8: Características mesoscópicas e macroscópicas das rochas da fácies de granulação fina	38
Figura 4.9: Prancha de fotos com principais características microscópicas das rochas da fácies Brasilândia Fino.	40
Figura 4.10: Prancha de fotos com as características marcantes dos enclaves do Tonalito Brasilândia.	44
Figura 4.11: Prancha de fotos com características marcantes da fácies de granulação fina.	47
Figura 4.12: Características das rochas da fácies Guarataia Porfirítico.	48
Figura 4.13: Enclaves encontrados no Granodiorito Guarataia.	50
Figura 4.14: Prancha de fotos com as principais características das rochas gnáissicas do embasamento riaciano.	52
Figura 4.15: Prancha de fotos das rochas da sequência metassedimentar.	54
Figura 4.16: Prancha de fotos mostrando a evolução da fusão do paragneisse até resultar na geração do leucogranito.	55
Figura 5.1: Meta-gabronorito selecionado para datação da fácies gabronorito do Enderbito Chaves. Na fotografia B observam-se as vênulas de enderbito de granulação grossa que cortam o meta-gabronorito.	58
Figura 5.2: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão utilizados para o cálculo da idade de cristalização com localização dos <i>spots</i> analisados da amostra M-02.	59
Figura 5.3: Idade de cristalização da amostra M-02, da fácies gabronorito do Enderbito Chaves, em diagrama concórdia Wetherill.	59

Figura 5.4: Diagrama concórdia com os grãos herdados de idades entre 1,5 e 2,1 Ga encontrados na fácies gabronorito e imagens de catodoluminescência dos cristais mostrando seu zonamento interno preservado, para a amostra M-02.	60
Figura 5.5: A-Afloramento M-21 do meta-tonalito contendo enclaves máficos; B-Detalhe do meta-tonalito.	61
Figura 5.6: Imagens de catodoluminescência dos cristais que forneceram a idade de cristalização da fácies de granulação grossa do Tonalito Brasilândia e localização dos pontos analisados.	62
Figura 5.7 Diagrama concórdia de Wetherill que forneceu a idade de cristalização da fácies de granulação grossa do Tonalito Brasilândia.	62
Figura 5.8: Monzogranito (quimicamente granodiorito) porfirítico representante da fácies Guarataia porfirítico.	63
Figura 5.9: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão que forneceram a idade de cristalização da fácies porfirítica do Granodiorito Guarataia com localização dos <i>spots</i> analisados.	64
Figura 5.10: Idade da amostra M-11 obtida através do diagrama concórdia de Wetherill para a fácies porfirítica do Granodiorito Guarataia.	64
Figura 5.11: Visão do afloramento M-03 representante do embasamento granodiorítico migmatizado com destaque da porção alvo da datação indicada pela seta amarela (A) e detalhe da amostra do paleossoma, selecionado para a datação (B).	65
Figura 5.12: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão que forneceram a idade de cristalização do embasamento granodiorítico tipo I.	66
Figura 5.13: Idade da amostra M-03, representante do embasamento granodiorítico, representada no diagrama concórdia de Wetherill.	66
Figura 5.14: Afloramento do gnaiss migmatizado monzogranítico enriquecido em granada selecionado para datação (A) e detalhe do gnaiss migmatítico (B).	67
Figura 5.15: Imagens de elétrons retroespalhados à esquerda e secundários à direita, obtido com catodoluminescência, de parte dos cristais que forneceu a idade de cristalização da amostra IV-48.	68
Figura 5.16: Diagrama concórdia de Wetherill, no qual observa-se a formação de uma discórdia gerada a partir da perda de chumbo dos cristais, cuja interpretação é relacionada a um evento metamórfico. O intercepto superior fornece a idade de cristalização da rocha e o intercepto inferior está relacionado a um evento posterior, como o de metamorfismo.	68
Figura 5.17: Detalhe do diagrama concórdia de Wetherill da figura anterior (5.16) mostrando o intercepto superior que forneceu a idade de cristalização do gnaiss.	69

Figura 5.18: Imagens obtidas com catoluminescência, de elétrons retroespalhados à esquerda e de secundários à direita para os cristais que forneceram a idade de metamorfismo da rocha (amostra IV-48). Observam-se cristais metamíticos com baixa luminescência e cristais com bordas de sobrecrecimento.	70
Figura 5.19: Idade do metamorfismo do embasamento tipo S (amostra IV-48), em diagrama concórdia de Wetherill, cuja idade de cristalização é 2.107 ± 71 Ma.	70
Figura 6.1: Distribuição das rochas dos plútons nos diagramas de classificação e nomenclatura de rochas plutônicas.	76
Figura 6.2: Diagramas de classificação das rochas com base em elementos maiores.	77
Figura 6.3: Diagramas de Harker (elemento <i>versus</i> sílica) para elementos maiores.	79
Figura 6.4: Diagramas de Harker (elemento <i>versus</i> sílica) para elementos traços.	81
Figura 6.5: Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para granitóides.	83
Figura 6.6: Gráficos com a distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982) para o Enderbito Chaves.	85
Figura 6.7: Diagrama multielementar normalizado ao MORB, segundo Pearce (1983).	87
Figura 6.8: Gráficos com a distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982) para o Tonalito Brasilândia.	90
Figura 6.9: Diagrama multielementar normalizado ao MORB, segundo valores de Pearce (1983), para rochas do Tonalito Brasilândia.	91
Figura 6.10: Gráficos com a distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982) para o Granodiorito Guarataia.	93
Figura 6.11: Diagrama multielementar normalizado ao MORB, segundo valores de Pearce (1983), para rochas do Granodiorito Guarataia.	94
Figura 6.12: Diagramas utilizando elementos maiores para classificação das rochas do embasamento.	97
Figura 6.13: Diagramas de distribuição de elementos terras-raras e incompatíveis para comparações entre os corpos neoproterozóicos e o embasamento. Normalizações ao condrito, em A segundo Nakamura (1974) e em B segundo Thompson (1982).	98
Figura 7.1: Gráfico de ϵNd <i>versus</i> $^{87}Sr/^{86}Sr$ para as rochas do embasamento, das supersuítes neoproterozóicas e dos metassedimentos da Faixa Araçuaí.	110
Figura 7.2: Gráfico de evolução isotópica do Nd para os plútons e embasamento da área estudada e campos de comparação com outras rochas do orógeno.	111

Figura 8.1: Esquemas com as propostas de evolução do arco Rio Doce para geração das rochas básicas do Enderbito Chaves.	116
Figura 8.2: Gráficos de distribuição de elementos traços do Granodiorito Guarataia em vermelho, e do embasamento em cinza. A) comportamento dos elementos terras-raras, normalizados ao condrito de Nakamura (1974); B) Diagrama multielementar de elementos incompatíveis normalizados ao condrito de Thompson (1982).	118
Figura 8.3: Comportamento dos elementos terras-raras do embasamento da área (linhas marrons) para comparação com Complexo Juiz de Fora, todos normalizados ao condrito de Taylor & McLennan (1985). Em cinza as rochas do Complexo Juiz de Fora segundo Novo (2009), em verde as amostras de granulitos intermediários deste mesmo complexo segundo Duarte <i>et al.</i> (1997).	120
Figura 8.4: Comportamento dos elementos terras-raras do embasamento da área (linhas marrons) para comparação com Complexo Pocrane (campo cinza), todos normalizados ao condrito de Taylor & McLennan (1985). Dados do Complexo Pocrane segundo Novo (2013).	120

Lista de Tabelas

Tabela 1.1: Lista de amostras analisadas para litoquímica, isótopos de Nd e Sr e geocronologia U-Pb em zircão.	5
Tabela 1.2: Abreviações minerais utilizadas nas fotomicrografias.	6
Tabela 7.1: Dados isotópicos disponíveis para as rochas estudadas.	104
Tabela 8.1: Resumo das principais características dos plútons entre Frei Inocêncio e Campanário: Enderbito Chaves, Tonalito Brasilândia e Granodiorito Guarataia.	113

Lista de Anexos

ANEXO I – Mapa de Pontos
ANEXO II – Mapa Geológico
ANEXO III – Mapa de Distribuição das Amostras
ANEXO IV – Tabelas de dados litoquímicos
ANEXO V – Tabelas de dados geocronológicos

Capítulo I – Introdução

1.1 Considerações Iniciais

Esta dissertação de mestrado tem como foco o estudo de rochas atribuídas ao arco magmático (Noce *et al.* 2000; Signorelli 2000b; Martins *et al.* 2004) do Orógeno Araçuaí, cuja localização na posição do extremo oeste e fora do *trend* principal de ocorrência de rochas pertencentes ao arco magmático, constitui um dos principais fatores de interesse na área.

A realização do projeto de mestrado contou com financiamento de projetos em convênios com o CNPq, CPRM e CODEMIG, coordenados pelo orientador Antônio Carlos Pedrosa Soares. O CPMTCC-UFMG (Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa) forneceu apoio laboratorial na preparação e descrição de lâminas, preparação das amostras para análises geoquímicas, além da análise de um dos lotes de amostras para litoquímica. A preparação de amostras para geocronologia foi feita no LOPAG-UFOP (Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia) e as análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia U-Pb SHRIMP do CPGeo (Centro de Pesquisas Geocronológicas –USP) e no Laboratório de Geocronologia da UnB. As análises isotópicas de Nd e Sr em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB. A bolsa de mestrado foi concedida pela CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

1.2 Objetivos

O principal objetivo da presente dissertação é caracterizar e interpretar o significado geotectônico de plútons orogênicos neoproterozóicos situados no extremo oeste do Orógeno Araçuaí, regionalmente conhecidos como Tonalito Brasilândia e Granito Guarataia (Signorelli 2000a, 2000b). Além disso, qualificar os agentes e processos petrogenéticos envolvidos na geração destas rochas e contextualizá-los dentro da evolução do Orógeno Araçuaí. Neste sentido, foram realizados mapeamento geológico, estudos petrográficos, geoquímicos (litoquímicos e isotópicos de Nd e Sr) e geocronológicos (U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão).

1.3 Localização e Acesso

A área de estudo tem cerca de 1200 km² e é limitada pelas longitudes 42°00'W e 41°45'W e latitudes 18°00'S e 18°30'S, englobando parte dos municípios de Itambacuri, Campanário, Jampruca e Frei Inocência, localizados no nordeste de Minas Gerais (Figura 1.1).

Encontra-se inserida quase completamente na Folha Itambacuri SE.24-Y-A-I (Signorelli 2000a) e em uma estreita faixa da porção leste da folha Santa Maria do Suaçuí SE.23-Z-B-III (Silva 2000), a qual localiza-se a oeste da primeira.

O acesso à área, partindo de Belo Horizonte, pode ser feito pela BR-381, por um percurso de aproximadamente 320 km até a cidade de Governador Valadares. A partir desta cidade segue-se pela BR-116 no sentido Teófilo Otoni, por cerca de 40 km até atingir a cidade de Frei Inocência, no limite sul da área (Figura 1.2).

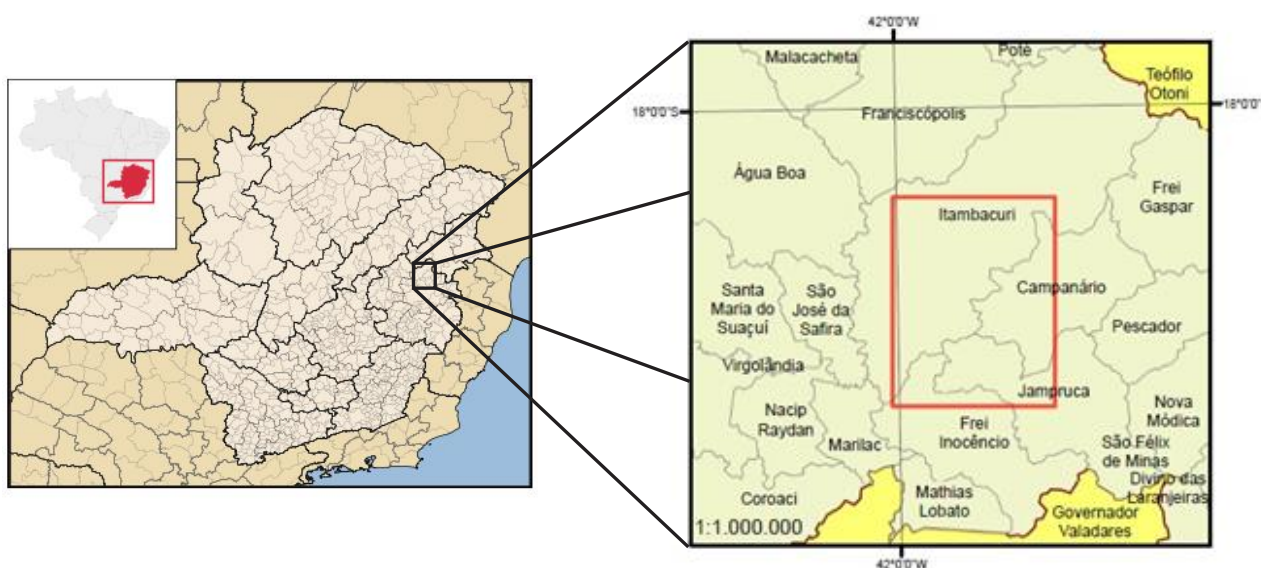


Figura 1.1: Mapa de localização de Minas Gerais com a região da área de estudo dentro do retângulo. Destaque, à esquerda, para a região dos municípios de Frei Inocência, Jampruca, Campanário e Itambacuri, na qual encontra-se inserida a área de trabalho delimitada pelo retângulo vermelho.

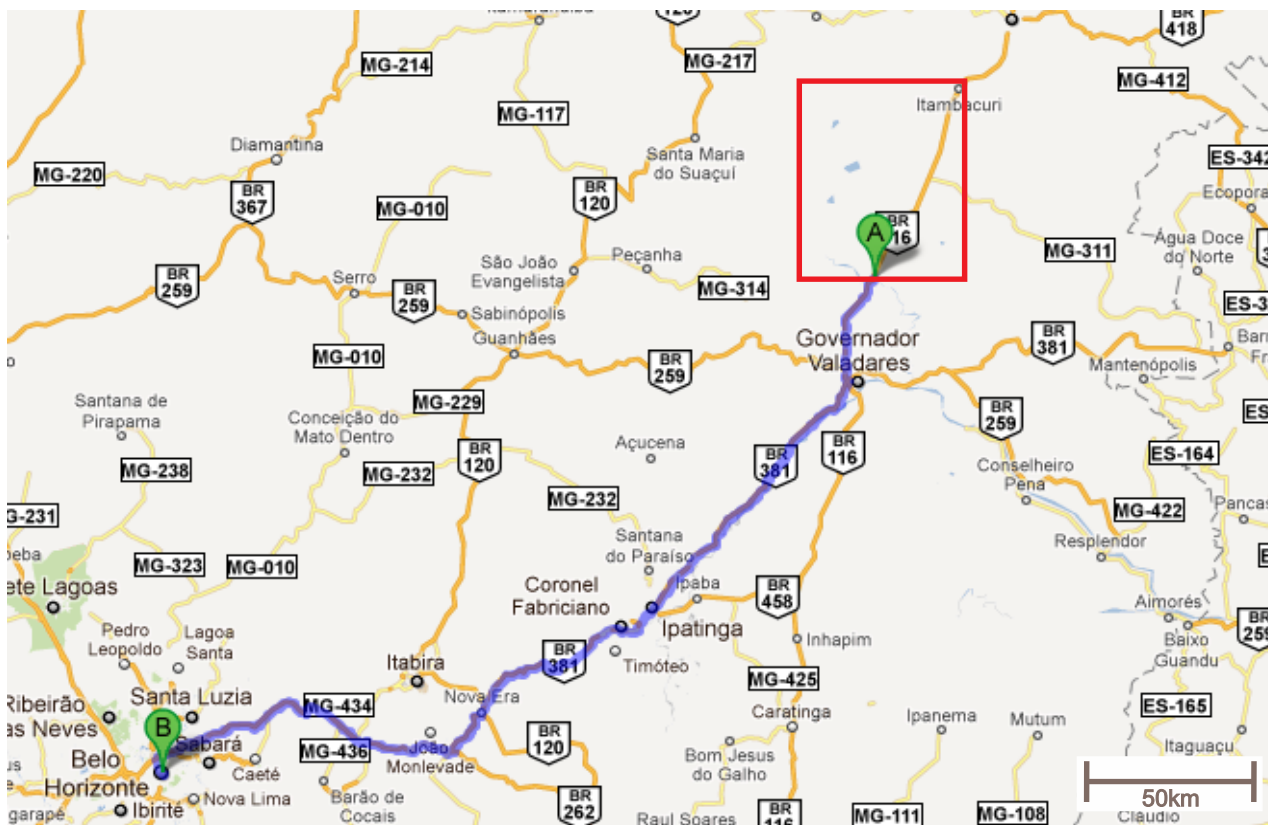


Figura 1.2: Rota de acesso partindo de Belo Horizonte (B) até Frei Inocência (A), no limite sul da área de estudo marcada pelo retângulo vermelho. Fonte: Google Maps (2011)

1.4 Materiais e Métodos

O projeto de mestrado foi desenvolvido com a alternância de trabalhos de campo, de escritório e laboratoriais. A metodologia adotada em cada uma das etapas será descrita a seguir:

Levantamento bibliográfico

Esta etapa consistiu em uma pesquisa aprofundada acerca de temas relacionados ao Orógeno Araçuai, granitos pré-colisionais, mapeamentos faciológicos de corpos ígneos e de trabalhos anteriores realizados na área. Conjuntamente foi levantado o material cartográfico que serviu de apoio, principalmente para o mapeamento:

- Folhas topográficas: Adotou-se como base a folha topográfica Itambacuri, índice SE.24-Y-A I- IBGE (1979) com *datum* horizontal SAD-69. Apesar da área apresentar uma pequena porção localizada na folha topográfica Santa Maria do Suaçuí (SE.23-Z-B-III), a qual encontra-se na zona 23, optou-se pela produção da base cartográfica com base na folha Itambacuri (na zona 24), uma vez que, esta abriga a quase totalidade da área. Assim sendo, os dados localizados na faixa dentro da zona 23K foram reprojetados para a zona 24K.

- Mapas geológicos: Foram utilizadas as folhas geológicas Itambacuri (índice nº SE.24-Y-A-I) e Santa Maria do Suaçuí (SE.23.Z-B-III) ambas com *datum* horizontal SAD-69 em escala 1:100.000 e a Carta Integrada do Projeto Leste na escala 1:500.000 (Pinto *et al.* 2000), com o mesmo *datum* horizontal, todas produzidas pelo Projeto Leste – CPRM (2000).
- Dados geofísicos: Foram utilizados mapas aerogeofísicos 1:500.000 produzidos pelo convênio CODEMIG/CPRM durante o programa 2008/2009.
- Imagens de satélite: Imagens do satélite LANDSAT ETM+ disponibilizadas pelo GLCF-UMD (*Global Land Cover Facility-University of Maryland*). Utilizou-se as imagens de *path-row* 217-73 e as bandas 1, 2 e 3 em R, G e B, respectivamente. Imagens de satélite disponibilizadas pelo software Google Earth de levantamentos feitos em 08/06/2002, 01/09/2006, 15/02/2010 e 20/06/2010 (sem informações adicionais) pela NASA (National Aeronautics and Space Administration).

Trabalhos de campo

Foram realizadas cinco campanhas de campo totalizando cerca de 70 dias e aproximadamente 350 estações de campo descritas (Mapa de Pontos - ANEXO I). A base para o mapeamento foi concebida em escala 1:50.000, mas o mapa geológico presente no ANEXO II, encontra-se em escala 1:100.000, e no corpo do texto em escala 1:160.000.

As duas primeiras campanhas, com cerca de uma semana cada, tiveram como objetivo o reconhecimento da área, com enfoque nos acessos e na identificação das litologias mais comuns na região. As duas campanhas seguintes, totalizaram 50 dias, foram realizadas para o mapeamento sistemático da área, que ocorreu preferencialmente ao longo de perfis perpendiculares às principais estruturas da área, portanto de direção E-W, visando caracterizar variações internas dentro dos plútons e caracterizar e refinar as relações de contato dentro do plúton e com as encaixantes. No decorrer desta etapa foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas e para realização de análises geoquímicas e geocronológicas (tabela 1.1 e mapa de distribuição das amostras ANEXO III). A última campanha de campo, realizada em uma semana, teve como principal objetivo o refinamento do mapa e a coleta de informações e amostras complementares ao estudo já em desenvolvimento.

Tabela 1.1: Lista de amostras analisadas para litoquímica, isótopos de Nd e Sr e geocronologia U-Pb em zircão. Para as fácies de cada plúton foram utilizadas as siglas: Enderbito Chaves, fácies Gabronorito-Cg, fácies Enderbito-Ce e fácies Biotita monzogranito-Cbm; para o Tonalito Brasilândia, a fácies de granulação fina-Bf e a de granulação grossa Bg; e para o Granodiorito Guarataia, a fácies fina é Gf e a fácies porfírica Gp. As amostras marcadas com o símbolo asterisco (*) correspondem àquelas cujas análises litoquímicas foram realizadas no CPMTC-UFMG. O mapa de distribuição das amostras encontra-se disponível no ANEXO III.

Corpo	Amostra	Coordenadas UTM	Unidade	Análises				
				Litoquí mica	Sm-Nd	Sr-Sr	U-Pb SHRIM P	U-Pb-LA-ICP-MS
Enderbito Chaves	BD41	7970163N/195027	Cg	x				
	L18*	7962296N/198593	Cg	x				
	M02	7969675N/195505	Cg	x	x	x	x	
	M102	7971249N/195827	Cg	x				
	M26	7962282N/198585	Cg	x				
	R25A	7970100N/197453	Cg	x				
	L10*	7980345N/189780	Ce	x	x			
	L17*	7969840N/195539	Ce	x	x			
	M02W	7969675N/195505	Ce	x	x	x		
	M16	7969821N/193930	Ce	x				
	M25	7958845N/196014	Ce	x				
	R25C	7970100N/197453	Ce	x				
	IMV02	7972059N/196130	Cbm	x				
Granodiorito Guarataia	BD45	7978897N/205079	Gp	x				
	IV36	7983500N/204553	Gp	x				
	L9*	7977261N/193550	Gp	x				
	M11	7975727N/200586	Gp	x	x	x	x	
	BD6	7982496N/197991	Gf	x				
	L07*	7976217N/203977	Gf	x				
	M10	7976217N/203977	Gf	x				
	M24	7985362N/200672	Gf	x				
	R23B	7976217N/203977	Gf	x				
Tonalito Brasilândia	BD72	7966496N/183791	Bg	x				
	BDIV12	7965773N/183010	Bg	x				
	DV10	7971341N/185998	Bg	x				
	IV54	7983888N/189838	Bg	x				
	M21A	7985856N/190941	Bg	x	x	x	x	
	M21B	7985856N/190941	Bg enc	x	x	x		
	M92	7960670N/185002	Bg	x				
	BD67	7960750N/189983	Bf	x				
	L13*	7963348N/188899	Bf enc	x	x			
	L15*	7964364N/189411	Bf	x				
	L16*	7965118N/189228	Bf	x	x			
	R20	7962088N/187373	Bf	x				
Embasamento	L11*	7962088N/187373	embasamento	x				
	M03	7963791N/188779	embasamento	x			x	
	M07	7957914N/197481	embasamento	x				
	M29	7962847N/196940	embasamento	x				
	M30	7963243N/202229	embasamento	x				
	IV48	7970418N/190863	embasamento					x

Trabalhos Laboratoriais

- Petrografia Microscópica

Foram selecionadas 92 amostras de rochas dos plútons e de suas encaixantes para produção e descrição de lâminas delgadas. Para as análises foram utilizados microscópio ZEISS (Axioskop 40) e a lupa ZEISS objetivando-se a caracterização detalhada dos litotipos (feições texturais, assembleias minerais e relações de contato, principalmente). As classificações e as nomenclaturas utilizadas para as rochas foram feitas com base em estimativas modais visuais e seguem Le Maitre (2002). A caracterização do tipo de plagioclásio foi feita segundo o método Michel-Levy.

As siglas de identificação dos minerais nas fotomicrografias seguem a recomendação da IUGS feito pela *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* (Siivola&Schmid 2007) e encontram-se na tabela 1.2.

Tabela 1.2: Abreviações minerais utilizadas nas fotomicrografias.

Nome do mineral	Abreviação	Nome do mineral	Abreviação
Allanita	aln	Microclina	mc
Anfibólio	am	Minerais opacos	op
Apatita	ap	Muscovita	ms
Biotita	bt	Ortoclásio	or
Carbonato	cb	Ortopiroxênio	opx
Clinopiroxênio	cpx	Plagioclásio	pl
Clinozoisita	czo	Quartzo	qtz
Clorita	chl	Zircão	zrn
Epidoto	ep	Xenotima	xtn
Granada	grt		

- Litoquímica

Dentre as amostras caracterizadas petrograficamente foram selecionadas aquelas livres de intemperismo e contaminação, e representativas de cada litotipo para realização de análises químicas. A preparação de amostras foi realizada no CPMT-UFMG de acordo com os processos convencionais de britagem e secagem. A partir desta fase, foram desempenhadas análises apenas de elementos maiores para as amostras identificadas com asterisco (*) no Laboratório de Fluorescência de Raios-X no CPMT-UFMG, e para rocha total das demais amostras no Laboratório AcmeLabs –

ACME Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). A lista das amostras analisadas estão disponíveis na Tabela 1.1 e os resultados juntamente com metodologia de análise são descritos com maior detalhe e encontram-se disponíveis no Capítulo VI- Litoquímica.

- Análises de Isótopos de Nd e Sr

As britagem e secagem das amostras foram feitas similarmente às amostras preparadas para análises químicas. Foram selecionadas cinco amostras para análises isotópicas de Nd e Sr, e cinco apenas para Nd, procurando contemplar todos os plútons e seu embasamento e foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O procedimento realizado encontra-se, com a apresentação dos resultados, no capítulo VII – Geoquímica Isotópica de Nd e Sr.

- Análises Geocronológicas U-Pb em zircão

Uma amostra de cada um dos três plútons enfocados na dissertação (Enderbitto Chaves, Tonalito Brasilândia, Granodiorito Guarataia) foi selecionada para análises geocronológicas pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP no Laboratório de Geocronologia U-Pb SHRIMP do CPGeo-USP. Além destas o embasamento, coletado em duas localizações distintas, teve uma amostra analisada com a técnica U-Pb SHRIMP juntamente com os plútons, e outra pela técnica LA-ICP-MS, no Laboratório de Geocronologia da UnB. A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia – LOPAG-UFOP. Os procedimentos específicos utilizados para as análises encontram-se descritos no Capítulo V - Geocronologia U-Pb e os dados encontram-se disponíveis ANEXO V.

Capítulo II – Geologia Regional

2.1 Contexto Geotectônico

A Faixa Araçuaí definida por Almeida (1977) compreende região entre o Cráton do São Francisco e a margem atlântica brasileira, a qual em conjunto com Faixa Oeste-Congolesa constituem partes do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Edificado durante a Orogenia Brasileira-Pan-Africana, a qual teve início no Neoproterozóico e perdurou até o início do Paleozóico, o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental constitui um orógeno confinado (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2003, Rogers & Santosh 2004) contido na reentrância delimitada pelos crátons do São Francisco e do Congo, os quais permaneceram unidos pela ponte Bahia-Gabão, a qual constituiu seu limite setentrional, até a abertura do Oceano Atlântico. O seu limite meridional no Brasil é o paralelo 21°S, o qual marca a extremidade sul do Cráton do São Francisco (Pedrosa-Soares *et al.* 1998; Figura 2.1).

No Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental são encontrados diversos componentes geotectônicos, tais como: depósitos de margem passiva, lascas ofiolíticas, arco magmático e bacias associadas, granitos sin-colisionais, granitóides pós-colisionais entre outros, que em conjunto, identificam a evolução de um orógeno acrescionário para o estágio de orógeno colisional. (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007; Figura 2.4).

2.2 Arcabouço Estrutural

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental é dividido, segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2001), em domínios tectônicos externo e interno. O domínio externo no Brasil tem início nas bordas do Cráton São Francisco e segue até aproximadamente o meridiano 42°30'W, onde começa o domínio interno, que se estende até o Oceano Atlântico.

A área de estudo desta dissertação localiza-se no domínio interno e apresenta como *trends* tectônicas dominantes as direções NNE a NS, com vergência, em geral, para oeste. Este domínio constitui o *locus* onde se encontram alojadas as suítes granitóides neoproterozóicas e cambrianas, além das rochas do embasamento (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2011, Martins 2000, Martins *et al.* 2004).

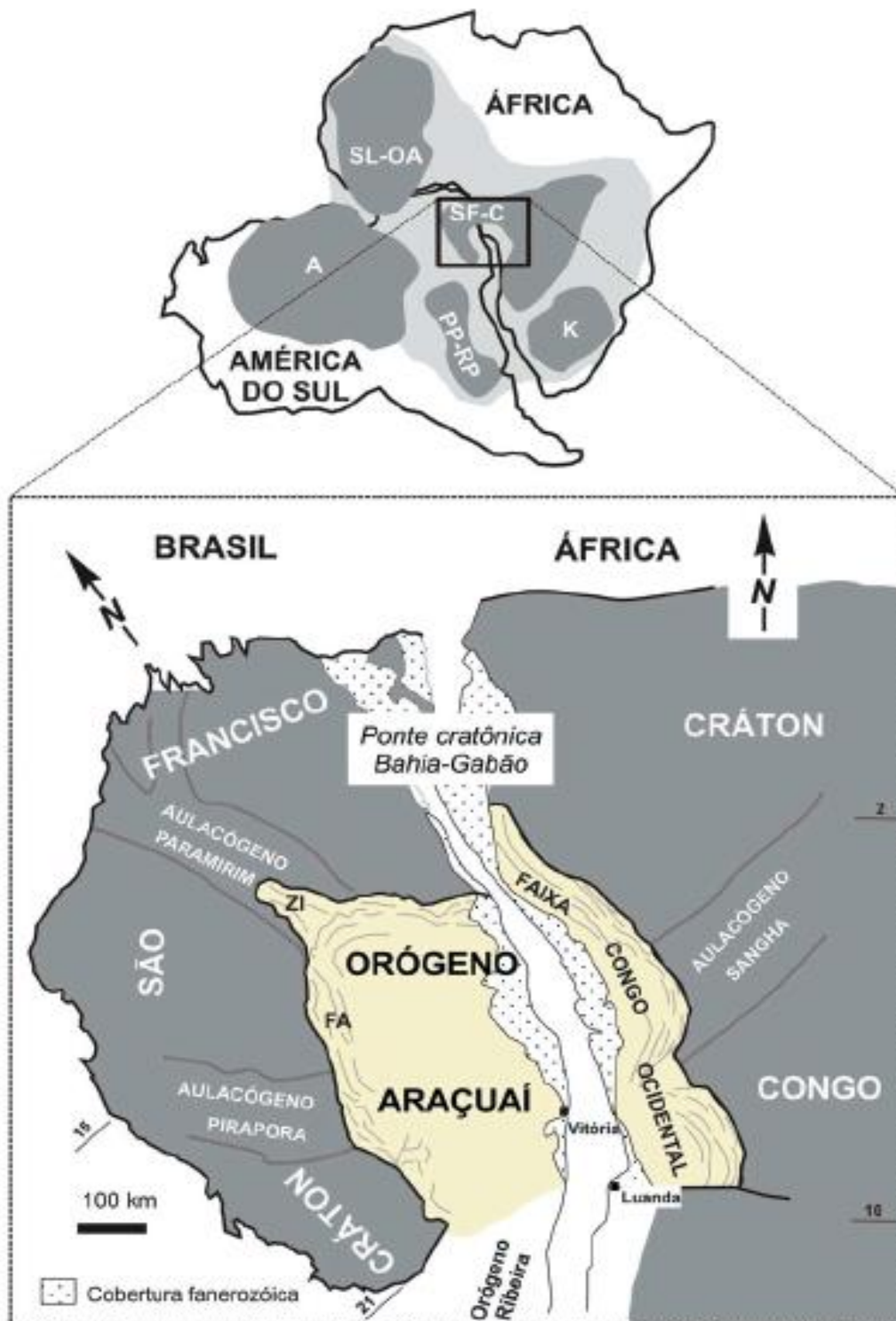


Figura 2.1: Localização do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental no Paleocontinente Gondwana e sua configuração no começo da abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo. FA, traços estruturais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (sensu Almeida 1977); ZI, zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: A, Amazônico; K, Kalahari; PP-RP, Paraná-Paranapanema-Rio de la Plata; SF-C, São Francisco-Congo; SL-OA, São Luís-Oeste Africano (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

Alkmim *et al.* (2006, 2007), utilizaram critérios como orientação espacial, significado cinemático e história de nucleação das estruturas dominantes, para subdividir o orógeno em dez compartimentos tectônicos (com denominação e localização encontrados na Figura 2.2).

Segundo esta subdivisão a área estudada localiza-se no núcleo cristalino do orógeno, ou núcleo de alto grau, localizada a leste da descontinuidade geofísica de Abre Campo, onde são encontradas rochas do embasamento, as supersuítas graníticas (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011) das variadas etapas evolutivas e rochas metavulcano-sedimentares e metassedimentares mais jovens que 630 Ma (Vieira 2007). Neste compartimento predomina metamorfismo entre fácies anfibolito e granulito (Alkmim *et al.* 2007).

A porção meridional deste domínio apresenta zonas transcorrentes dextrais e a norte, próximo da região de Governador Valadares, é caracterizada uma zona de empurrão que coloca rochas da supersuíte G1 em contato com metassedimentos de mar profundo. Como características gerais este domínio apresenta uma foliação penetrativa com mergulhos que variam de baixos a moderados e vergência em direção ao cráton do São Francisco, apresentando a zona de inversão da vergência, em torno do meridiano 41°30' W, como proposta por Pedrosa-Soares *et al.* (2001) (Alkmim *et al.* 2006, 2007).

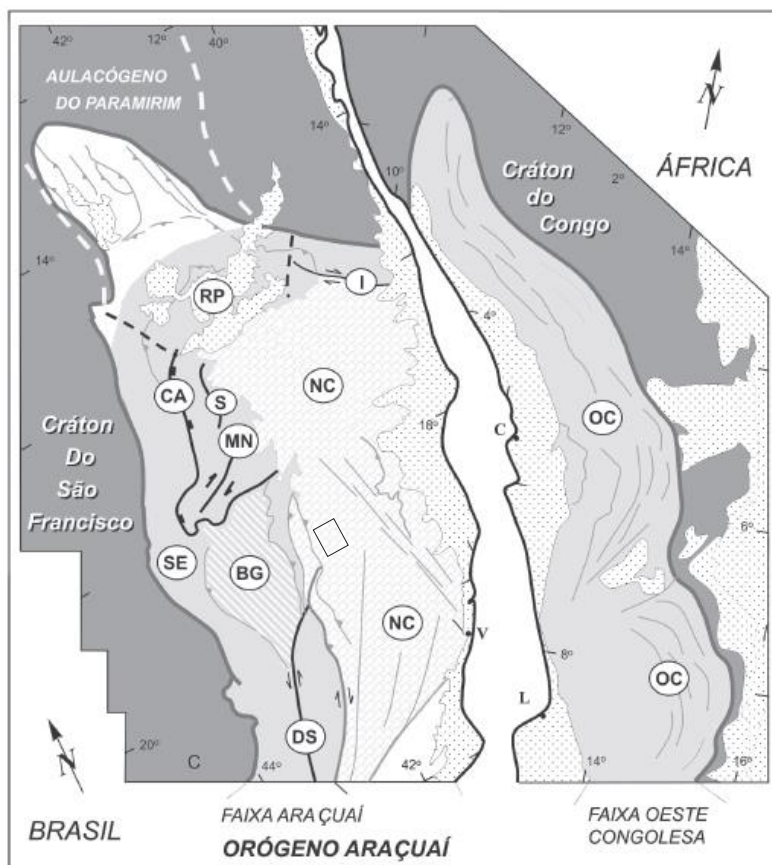


Figura 2.2: Compartimentação tectônica do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental proposta por Alkmim *et al.* (2006), com localização aproximada da área de trabalho, inserida no núcleo cristalino, marcada pelo retângulo. SE: Cinturão de Cavalcamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: Núcleo Cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza. Cidades: V: Vitória; C: Cabinda; L: Luanda (Alkmim *et al.* 2007).

2.3 Evolução do Orógeno Araçuaí Congo-Occidental

Diversos trabalhos apresentavam modelos de evolução do órogeno com uma proposta de evolução completamente ensiálica (e.g. Trompette 1994). Pedrosa-Soares *et al.* (1998) propõem, pela primeira vez, uma bacia parcialmente oceanizada.

O mecanismo de evolução tectônica e de acomodação tectônica considerado na presente dissertação é o da Tectônica do Quebra Nozes proposta por Alkmim *et al.* (2006, 2007) e a evolução apresentada a seguir é baseada nestes trabalhos e nas referências neles citadas.

A primeira fase da evolução é marcada pela abertura da Bacia Macaúbas, com o rifteamento do paleocontinente São Francisco-Congo, durante a Tafrogênese Toniana há cerca de 880 Ma (Figura 2.3a). As rochas representantes desta fase, em sua maioria estão localizadas na porção congoleza do orógeno. Na porção setentrional do orógeno o desenvolvimento da bacia ocorreu de forma ensiálica e na porção meridional houve oceanização, com produção de rochas de assoalho oceânico (datadas em *ca.* 660 Ma; Queiroga *et al.* 2007; Queiroga 2010). Nesta fase ocorre ainda, a deposição de sequências sedimentares de margem passiva (Figura 2.3a)

A Bacia Macaúbas começa seu fechamento por volta de 630 Ma, com o início da subducção. Nesta fase são formadas as rochas mais antigas do arco magmático cálcio-alcálico Rio Doce (Figueiredo & Campos-Neto 1993; Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000, Nalini *et al.* 2005, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2011 Figura 2.3b). O fechamento da Bacia teria sido induzido a distância, com a colisão entre as placas Paraná ou Rio de la Plata e da península do São Francisco-Congo, provocando uma rotação no sentido anti-horário desta em direção a península do Congo. De acordo com este mecanismo o resultado foi uma compressão generalizada e consumo da litosfera oceânica, de oeste para leste, produzindo magmatismo pré-colisional que gerou as rochas da supersuíte G1 (Pedrosa-Soares *et al.* 2011, figura 2.4). Esta supersuíte encontra-se distribuída alinhada segundo um *trend* norte-sul, com ocorrência restrita a partir do paralelo 17°30' em direção ao sul, devido à evolução na porção setentrional da bacia ter ocorrido de forma exclusivamente ensiálica. Nesta região de desenvolvimento ensiálico a ativação desta margem é representada por uma frente de empurrões (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2011).

Entre 580 e 560 Ma a continuação da colisão produziu propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas e o soerguimento de cadeias montanhosas, resultando no magmatismo sin-colisional responsável pela geração de grandes volumes de granitos tipo S com formação inicialmente da supersuíte G2. Posteriormente, foi gerada a supersuíte G3, principalmente a partir

da fusão das rochas da supersuíte G2, no estágio tardi a pós-colisional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2011 - Figura 2.4)

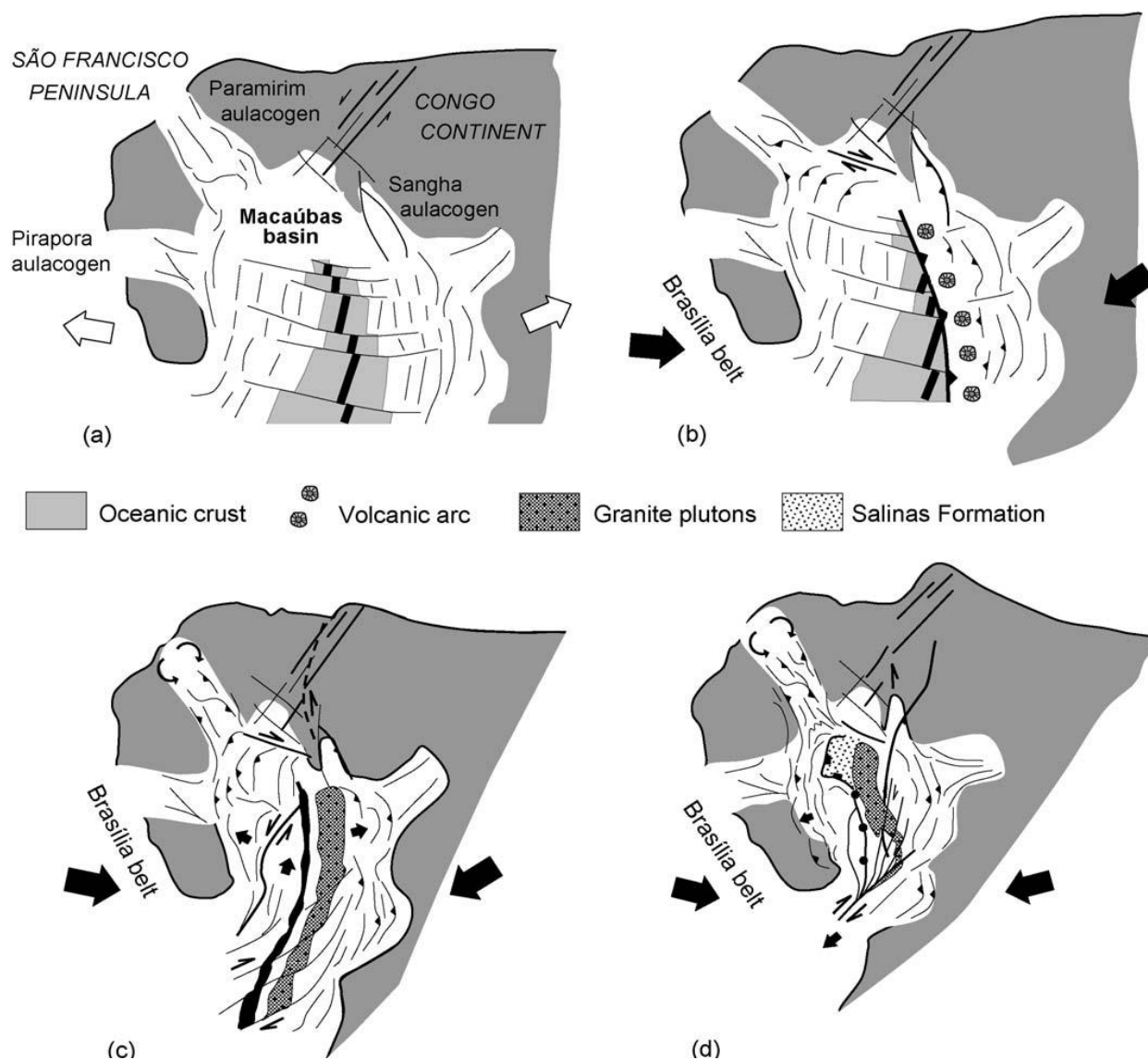


Figura 2.3: Desenho ilustrando as fases evolutivas de acordo com o modelo da Tectônica do Quebra-Nozes para evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental; (a) A bacia Macaúbas antecessora do orógeno há 800 Ma; (b) Início do fechamento da bacia, por volta de 600 Ma, como consequência do choque de placas; (c) Desenvolvimento final do orógeno há 570 Ma; (d) Após sofrer escape lateral da porção sul e colapso extensional do orógeno por volta de 500 Ma (Alkmin *et al.* 2006).

No estágio posterior, grandes zonas transcorrentes dextrais se formaram na porção meridional do orógeno, entre 560 e 530 Ma, e a movimentação dextral das mesmas resultou em escape de material em direção ao sul (Figura 2.3c). No período entre 520 e 490 Ma teve lugar o colapso gravitacional do orógeno em função do espessamento da litosfera, resultando na formação de zonas de cisalhamento normais para acomodações de abatimento e fluxos laterais (Marshak *et al.* 2006; Figura 2.3d). Também nesta fase, fusão crustal e mantélica por decompressão adiabática

resultaram em magmatismo pós-colisional, produzindo as supersuítas G4 e G5 (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2011; Figura 2.4).

Os aulacógenos de Pirapora e do Paramirim, no Brasil, e o aulacógeno Sangha no Congo, bem como outra estrutura de caráter semelhante cuja terminação localiza-se na Faixa Oeste Congoleza, funcionaram como mecanismos para dissipação de tensões e acomodação de deformação no interior das zonas cratônicas.

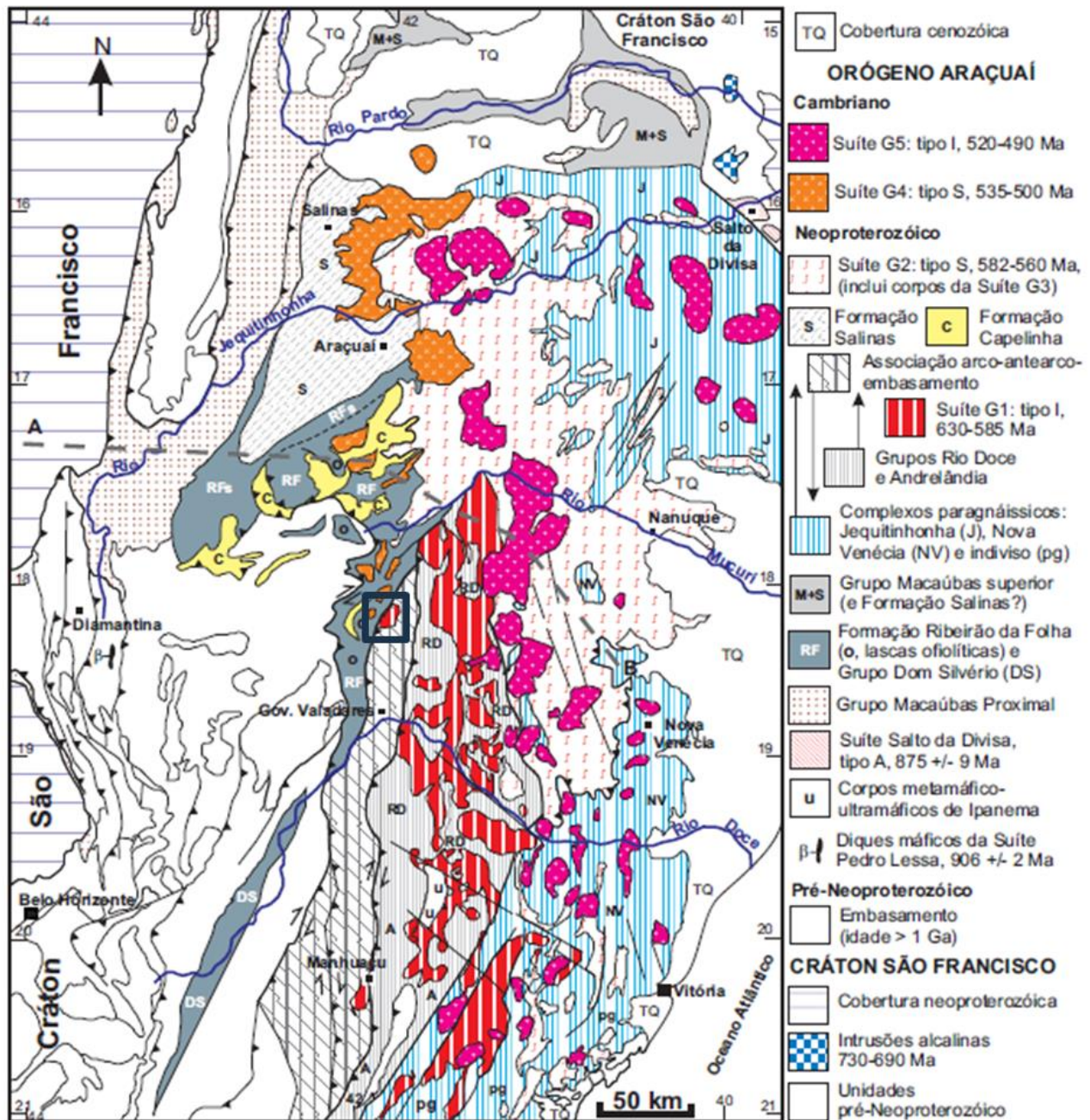


Figura 2.4: Mapa geológico do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares *et al.* 2007) mostrando os componentes geotectônicos, com a localização da área de estudo marcada pelo retângulo azul.

2.4 Contexto Geológico Regional

Neste item será apresentada uma compilação dos trabalhos anteriores produzidos na região enfocada nesta dissertação (Figura 2.4) e uma breve síntese a respeito dos litotipos nela encontrados.

A estratigrafia desta porção é abordada por Signorelli *et al.* (2000b) dentro do contexto da folha geológica Itambacuri, na qual encontra-se inserida a área de estudo. Segundo este trabalho, os plútons neoproterozoicos aflorantes na área são o Granito Guarataia, o Tonalito Brasilândia e o Tonalito São Vítor, sendo os dois primeiros enfocados no presente estudo. Estes corpos encontram-se, segundo estes autores, encaixados no embasamento paleoproterozóico, classificado como Complexo Mantiqueira e em rochas supracrustais neoproterozoicas do Grupo Rio Doce, subdividido em formações São Tomé e Tumiritinga.

Tendo em vista a natureza do trabalho, de abordagem regional, a classificação das rochas foi feita principalmente em função de correlações baseadas em observações de campo e estudos petrográficos. Observa-se, entretanto, que estudos detalhados e com auxílio de técnicas analíticas são, muitas vezes, indispensáveis na distinção e classificação das unidades. Por isso, no presente trabalho, o embasamento e as suítes orogênicas serão descritos primeiramente com uma abordagem regional, mais ampla, para em seguida serem descritos com base na classificação de trabalhos anteriores realizados na área que tenham contado com auxílio de outras técnicas na classificação destas rochas.

2.4.1 Embasamento Arqueano a Paleoproterozóico

O embasamento do Orógeno Araçuaí é composto predominantemente por ortognaisses de idade arqueana a paleoproterozóica cuja evolução ocorreu em resposta à convergência de blocos entre 2,2 Ga e 2,05 Ga, com as manifestações pré-colisionais (e.g., formação de arcos magmáticos) até os últimos processos orogênicos no início do Orosiriano, entre 2,2 e 2,0 Ga (Noce *et al.* 2007a, 2007b, Heilbron *et al.* 2010). Posteriormente estas rochas foram retrabalhadas na Orogênese Brasileira. As principais unidades do embasamento do Orógeno Araçuaí são os complexos Guanhães, Gouvêia, Porteirinha, Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane (Noce *et al.* 2007a, 2007b, Novo 2013).

As rochas do embasamento afloram tanto no domínio interno quanto no externo do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Na porção oriental do orógeno, que corresponde a placa superior,

onde está inserida a área de estudo, são encontrados os complexos Pocrane e Juiz de Fora (Noce *et al.* 2007a, 2007b, Novo 2013) e segundo Novo (2013) ambos provavelmente correspondem ao mesmo sistema de arco magmático riaciano, sendo o primeiro componente plutono-vulcânico e o outro estritamente plutônico. O Complexo Juiz de Fora é composto por gnaisses dioríticos a granodioríticos associados a rochas máficas, metamorforizados em fácies granulito. O Complexo Pocrane, por sua vez, é uma unidade exclusivamente ortoderivada, composta por hornblenda-biotita gnaisses laminado a bandado, relativamente pouco migmatizado, com evidências da presença de termos vulcânico-vulcanoclásticos

Signorelli (2000b) descrevem as rochas do embasamento na região e classifica as mesmas como pertencentes ao Complexo Mantiqueira. Estes autores descrevem como principal litotipo aflorante o gnaiss migmatítico, de granulação média a grossa, com composição tonalítica a granítica, comumente contendo granada e anfibólio. Sua foliação/bandamento principal mergulha para NNE, com valores de mergulho próximo de 70°.

O Complexo Mantiqueira, designado assim pela primeira vez em Barbosa (1954 *in* Noce *et al.* 2007) tem formação atribuída à geração de um arco magmático continental na borda leste do Cráton do São Francisco, produzido a partir de fusão parcial de material arqueano (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel *et al.* 1998, Duarte *et al.* 2004 *in* Noce *et al.* 2007).

Segundo Noce *et al.* (2007b) o litotipo predominante é um biotita-anfibólio ortognaiss bandado de composição que varia de tonalítica a granítica. São descritas ainda intercalações de rochas félsicas e máficas, anfibolitos e como remanescentes de rochas supracrustais, existem rochas calcissilicáticas e quartzitos, principalmente sob a forma de xenólitos. O bandamento/foliação resultante da deformação brasileira geralmente tem orientação N-S e NNE-SSW, apresenta baixos ângulos e contém estruturas migmatíticas.

Apesar da dificuldade encontrada para a definição de compartimentação tectônica em função, principalmente, da superposição da Orogênese Brasileira e da forte semelhança entre os litotipos dos diferentes complexos, como resultado de sua origem e evolução similares, considera-se que o setor oriental o embasamento é composto pelos complexos Juiz de Fora e Pocrane segundo Fischel *et al.* (1998 *in* Noce *et al.* 2007).

2.4.4 Grupo Rio Doce

Uma revisão detalhada da evolução dos conceitos acerca do Grupo Rio Doce é apresentada em Viera (2007). Signorelli (2000b) descreve as rochas das formações Tumiritinga e São Tomé na área de estudo e caracterizam o contato entre elas como transicional.

A Formação São Tomé é composta principalmente por quartzo-biotita xisto que pode ou não apresentar feldspato, muscovita e sillimanita. Localmente exhibe textura gnáissica e pode ainda, conter intercalações de rochas calcissilicáticas. Vieira (2007) descreve quartzitos nessa unidade e apresenta dados geocronológicos para zircão detrítico de *ca.* 594 Ma, para a idade máxima de deposição da unidade.

Na Formação Tumiritinga os litotipos principais variam de biotita-quartzo xisto a gnaiss com cordierita, granada, sillimanita, muscovita, quartzo e biotita, sendo o último encontrado nos contatos da unidade com os granitóides intrusivos. Em geral tem textura variando de lepidogranoblástica a granolepidogranoblástica. Quartzitos, calcissilicáticas e mármore são encontrados subordinadamente. Vieira (2007) relata pela primeira vez a presença de intercalações de rochas metavulcanoclásticas nesta formação com idade de cristalização de *ca.* 585 Ma

Para a Formação São Tomé (sequência pelítica-carbonática), enriquecida em minerais micáceos e rochas calcissilicáticas é sugerida uma deposição em ambiente marinho profundo. As rochas da Formação Tumiritinga (sequência areno-pelito-carbonática), por sua vez, são caracterizadas como parte de uma sequência turbidítica arenosa de ambiente marinho raso (Signorelli *et al.* 2000b, Vieira 2007). Vieira (2007) relaciona as rochas metavulcanoclásticas e os metassedimentos formadores destas unidades como provenientes do arco magmático Rio Doce do Orógeno Araçuaí (Figueiredo & Campos-Neto 1993), por meio de dados geocronológicos U-Pb e estudos de proveniência para os protólitos dessas rochas.

2.4.5 Plutonismo Orogênico

Os eventos geradores de rochas plutônicas no Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental ocorreram no período compreendido entre 630 e 480 Ma e resultaram em um grande volume de rochas graníticas, as quais cobrem um terço da região orogênica (Pedrosa-Soares *et al.* 2000, 2011). Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001) e Silva *et al.* (2005) agruparam formalmente os granitos em seis suítes, com base em relações de campo, feições estruturais, assinaturas geoquímicas e idades U-Pb em: G1, G2, G3S, G3I, G4 e G5. Posteriormente

De Campos *et al.* (2004) e Pedrosa-Soares *et al.* (2008) reagruparam essas rochas em cinco suítes (G1 a G5) e em Pedrosa-Soares *et al.* (2011) é apresentado o estado da arte dos eventos de granitogênese do Orógeno Araçuaí e proposta a substituição do termo “suíte” por “supersuíte” visando evitar confusões com os nomes adotados regionalmente para essas rochas e caracterizá-las como unidades de maior hierarquia. A caracterização regional a seguir é baseada predominantemente do trabalho de Pedrosa-Soares *et al.* (2011) e em referências nele citadas (Disposição das supersuítes na Figura 2.4).

2.4.5.1 Supersuíte G1

É composta por rochas do tipo I, com composições variáveis entre tonalito e granodiorito, as quais podem apresentar fácies e autólitos que variam de máficos a dioríticos. Localmente exibem ortopiroxênio e composição entre monzogabro a quartzo-monzonito (Novo 2009, Novo *et al.* 2010). Foram deformadas durante a Orogênese Brasileira, apresentam foliação gnáissica a localmente milonítica segundo Martins *et al.* (2004), mas pontualmente podem apresentar feições ígneas preservadas (Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Segundo Martins *et al.* (2004) os *enclaves* encontram-se estirados segundo a lineação mineral impressa na foliação gnáissica.

Essas rochas possuem assinatura cálcio-alcálica de médio a alto potássio e são metaluminosas. Ocupam predominantemente o campo de rochas pré-colisionais nos diagramas discriminatórios de ambiente tectônico, o que corrobora, com sua classificação como representantes do arco magmático, edificado entre 630 e 585 Ma. Dados geoquímicos e isotópicos sugerem contribuição de embasamento paleoproterozóico e de componentes do manto relacionados à subducção de litosfera oceânica neoproterozóica. Os *enclaves* máficos e as fácies de composição gabro-noríticas e dioríticas são atribuídos ao envolvimento de magmas mantélicos na geração da supersuíte G1.

Na área de trabalho foram mapeados, por Signorelli (2000a) e Silva (2000), três plútons: o Tonalito São Vítor, classificado por estes autores como sin- a tardi-tectônicos e os plútons Brasilândia e Guarataia. Na presente dissertação, entretanto, são enfocados os dois últimos e uma síntese sobre o conhecimento acerca destes plútons é apresentada nos próximos parágrafos.

Martins *et al.* (2004) descrevem as rochas do plúton Brasilândia como tonalitos a granitos, de granulação fina a média, ricos em *enclaves* máficos e com composição mineralógica essencial dada por anfibólio, biotita, microclina e plagioclásio e a acessória constituída por apatita, titanita, zircão, allanita, epidoto e minerais opacos. Na caracterização de Signorelli *et al.* (2000b) são

relatadas ocorrências de “manchas” enderbíticas e outras rochas contendo hiperstênio, e os *enclaves* são caracterizados como anfibólio-biotita gnaiss bandado, dobrado e migmatizado, granada-biotita gnaiss com silimanita, granada-biotita-quartzo xisto, anfibolito e rochas calcissilicáticas. Estes autores classificam o Plúton Brasilândia como pré- a sin-tectônicas. Noce *et al.* (2000) apresentam dados geocronológicos obtidos com o método de evaporação de zircão Pb-Pb em três cristais, a partir dos quais se obteve a idade principal de 595 ± 3 Ma para cristalização das rochas tonalíticas do Tonalito Brasilândia segundo descrito por Signorelli (2000a, 2000b), classificando o mesmo como parte da supersuíte G1.

O Granito Guarataia é descrito por Martins *et al.* (2004) como rochas que variam de granitos a granodioritos, de granulação variando entre fina e média, cujos minerais essenciais são quartzo, microclina, plagioclásio e biotita e têm, como minerais acessórios, titanita, apatita, allanita, epidoto e minerais opacos. No trabalho de Signorelli (2000b) são descritas ainda, as presenças de monzonito e de porções porfíriticas em rochas de todas as composições, além de ressaltada, como feição comum, a presença de fluxo ígneo. O plúton Guarataia, segundo Signorelli (2000a, 2000b), é classificado como tardi a pós-tectônico, baseado na ausência de foliação tectônica. Noce *et al.* (2000) apresentam dados geocronológicos obtidos com o método de evaporação de zircão Pb-Pb, realizado em três cristais, com idade de cristalização do granodiorito de 575 ± 2 Ma e o classifica como pertencente da supersuíte G1.

Os trabalhos de Afonseca *et al.* (2012) e Tedeschi *et al.* (2012) atentam para a necessidade de separação do Tonalito Brasilândia em duas unidades distintas, denominadas Brasilândia leste e oeste, em função da presença de rochas paraderivas entre elas e das características muito distintas exibidas pelas duas partes.

2.4.5.2 Supersuíte G2

É caracterizada principalmente por granitos tipo S, mas existem ainda, em menor quantidade, rochas tipo I que constituem produto de migmatização do embasamento paleoproterozóico. Ambos os casos foram gerados do estágio sin-colisional (entre 585 e 560 Ma) e por isso foram submetidas à deformação regional, apresentando, na maioria das vezes, foliação no estado sólido. Subordinadamente existem corpos com textura ígnea preservada (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

Esta supersuíte apresenta características descritas de formas distintas nos setores norte e sul do Orógeno Araçuai, em relação ao Rio Doce, em função das variações nos níveis de exposição da crosta no orógeno, cujo grau aumenta de sul para norte e de oeste para leste.

Do Rio Doce para norte, onde o nível crustal exposto é mais raso, as rochas representantes desta supersuíte variam de leucogranitos com muscovita, a granada-biotita granitos e granodioritos a tonalitos ricos em granada, sendo os últimos representantes da fusão autóctone a semi-autóctone de gnaisses peraluminosos ricos em plagioclásio, como os paragneisses da região de Nova Venécia (Roncato 2009; Gradim *et al.* 2013, em preparação).

A partir do Rio Doce para sul, onde estão expostos níveis crustais mais profundos, e o embasamento toleítico a cálcio-alcálico paleoproterozóico tem ampla distribuição, as rochas da supersuíte em questão incluem fusões metaluminosas (Tipo I) representadas por ortogneisses com hornblenda e rochas charnockíticas, além de rochas tipo S, tais como granada-biotita granito a granodiorito (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; De Campos *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

2.4.5.3 Supersuíte G3

Constituem volumes bem menores de rochas quando comparado às demais supersuítes e estão associados à refusão de granitos tipo S da supersuíte G2 no estágio tardi a pós-colisional, com dados U-Pb entre 540 e 525 Ma.

As rochas mais comuns são leucogranitos com quantidades variáveis de granada e/ou cordierita e/ou silimanita, as quais não apresentam a foliação regional. São granitos sub-alcálicos (ricos em feldspato K) e peraluminosos, alojados em veios e plútons pequenos semi-autóctones hospedados em rochas do G2, principalmente a norte do Rio Doce (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; De Campos *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2011- Figura 2.4).

2.4.5.4 Supersuíte G4

São plútons zonados que possuem núcleo e raiz compostos por biotita granito e gradam, em direção à borda, para leucogranitos a duas micas ou muscovita-granada leucogranitos, contendo no topo cúpulas pegmatóides. Comumente apresentam fluxo ígneo (que nas bordas está paralelizado a foliação regional das encaixantes) e xenólitos de rochas encaixantes.

Em geral são peraluminosos, mas podem ser levemente metaluminosos, de caráter sub-alcalino. Estão relacionados ao colapso do orógeno, com idades entre 530 e 500 Ma (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; De Campos *et al.* 2004; Petitgirard & Vauchez 2009; Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

2.4.5.5 Supersuíte G5

De maneira similar a que ocorre para a supersuíte G2, esta supersuíte apresenta características distintas nos setores norte e sul, em relação ao Rio Doce.

Ao norte do Rio Doce as rochas variam de granitos a granodioritos e seus correspondentes charnockíticos, estão encaixadas em paragneisses de alto grau ou rochas da supersuíte G2. Apresentam foliação de fluxo bem desenvolvida e evidências de magma *mingling* e *mixing*. Os representantes desta supersuíte apresentam assinatura pós colisional, são do tipo I e A2, metaluminosos, variando de suítes cálcio-alcalinas de alto K e alto Fe a alcalinas.

Ao sul do Rio Doce as rochas gradam de gabronoritos a granitos, os quais podem apresentar fácies enderbíticas ou charnockíticas e as encaixantes são gnaisses de alto grau ou rochas das supersuítes G1 e G2. Podem apresentar zoneamento inverso do plúton, além de evidências de magma *mixing*. São granitoides do tipo I que variam de metaluminosos a peraluminosos, com assinatura cálcio-alcalina de alto K, que progressivamente evoluem para rochas alcalinas a peralcalinas.

Os magmas pós colisionais que produziram essas rochas foram originados de fonte híbrida, com contribuição de manto enriquecido, fusão parcial de crosta continental metaluminosa e fusão desidratada de rochas levemente peraluminosas, com evolução entre 520 e 480 Ma.

Capítulo III - Mapeamento Faciológico em Rochas Ígneas Plutônicas

Tendo em vista que a formação, colocação e evolução das rochas ígneas plutônicas seguem padrões particulares, isto é, diferentemente dos processos considerados para as rochas sedimentares e seus representantes metamórficos, é necessário um mapeamento de detalhe, atento às características particulares destes padrões, visando uma melhor compreensão das relações entre os diferentes tipos litológicos, as quais em um mapeamento geral seriam identificadas como um conjunto litológico monótono.

Ulbrich *et al.* (2001) ressaltam a necessidade de definir e descrever as várias litologias ígneas antes de interpretá-las, pois a partir do mapa de detalhe, classificado como ferramenta principal, é possível elaborar interpretações geológicas e de controle de colocação, as quais, em conjunto com dados geocronológicos e geoquímicos, servirão de base para uma proposta de evolução do corpo. O mesmo trabalho define fácies petrográfica plutônica como “a unidade litoestratigráfica informal de menor hierarquia que pode ser reconhecida e descrita, na amostra de mão e no campo, pelas características mineralógicas, texturais e estruturais”, mas admite que a partir de tal definição o conceito fica atrelado a um caráter genético, uma vez que, as características citadas são resultados dos processos atuantes na formação das “fácies”. As denominações dos corpos ígneos são utilizadas de formas distintas de acordo com o trabalho ou autor, constituindo tema de grande discussão.

Ulbrich *et al.* (2001) propõem e reúnem definições de unidades de mapeamento de natureza informal, em especial da definição de fácies ígneas, termo de menor hierarquia dentro dessas unidades, e que portanto devem ser denominadas de maneira simples, evitando-se utilizar termos geográficos, geralmente utilizados para denominações formais. O termo associação de fácies de Vlach (1985, 1993 in Ulbrich *et al.* 2001) corresponde ao “conjunto de fácies associadas, que apresentam relações estruturais e geoquímicas de cogeneticidade”. Ainda na contextualização proposta por Vlach (1985, 1993 in Ulbrich *et al.* 2001) os corpos ígneos constituem o “conjunto de associações que apresentam mesma história de colocação ou invasão, constituindo uma unidade reológica.” E como unidades de ordem superior estão as unidades magmáticas ou genéticas definidas como o “conjunto dos corpos que derivam da cristalização de magmas relacionados genética, geográfica e temporalmente entre si, constituem uma província ígnea.”

Nesta dissertação são utilizados os termos fácies e corpo ígneo como estabelecidos na hierarquia das unidades de mapeamento de natureza informal definidos ou revistos por Ulbrich *et*

al. (2001). As designações dos corpos ígneos consideram primeiramente o litotipo mais comum encontrado no corpo e o nome de uma localidade de referência, e tem significado formal de denominação, como comumente utilizado na literatura e nos trabalhos de Signorelli *et al.* (2000a, 2000b) e outros desenvolvidos pela CPRM.

Capítulo IV- Características Geológicas dos Plútons

4.1 Introdução

Signorelli (2000a) mapeou três corpos ígneos neoproterozóicos na área de estudo: o Tonalito Brasilândia, o Tonalito São Vítor e o Granito Guarataia. O primeiro foi separado em suítes Brasilândia oeste e leste por Afonseca *et al.* (2012) e Tedeschi *et al.* (2012). No presente trabalho o Tonalito Brasilândia foi separado, em dois corpos: os plútons Tonalito Brasilândia, a oeste, e o Enderbito Chaves, a leste. Sua separação espacial ocorreu devido ao mapeamento de uma faixa onde afloram o embasamento ortognáissico paleoproterozóico, a sequência metassedimentar e o granito com granada tipo S entre os dois corpos, além do fato de que estes apresentam características marcadamente distintas, principalmente relacionadas à sua composição.

Com o aprofundamento dos trabalhos petrográficos e litoquímicos observou-se ainda que a composição do Granito Guarataia de Signorelli (2000a, 2000b) é predominantemente granodiorítica e, por isso, ele foi renomeado como Granodiorito Guarataia.

É importante ressaltar, que o estudo do Tonalito São Vítor, localizado no extremo nordeste da área, não compõe objetivo deste trabalho. O seu traçado cartográfico, bem como outras informações, são resultado da compilação dos trabalhos de Signorelli (2000a, 2000b) e dos dados geofísicos disponíveis para a área.

Sendo assim, afloram na área os plútons neoproterozóicos, em ordem de idades (vide Capítulo V-Geocronologia): Enderbito Chaves, Tonalito Brasilândia, Tonalito São Vítor e Granodiorito Guarataia, sendo os dois primeiros e o último, objetos de estudo da presente dissertação. Eles encontram-se encaixados em rochas paleoproterozóicas do embasamento, da sequência metassedimentar e em contato com granito tipo S. A seguir será apresentada a descrição dos plútons Enderbito Chaves, Tonalito Brasilândia e Granodiorito Guarataia (Figura 4.1).

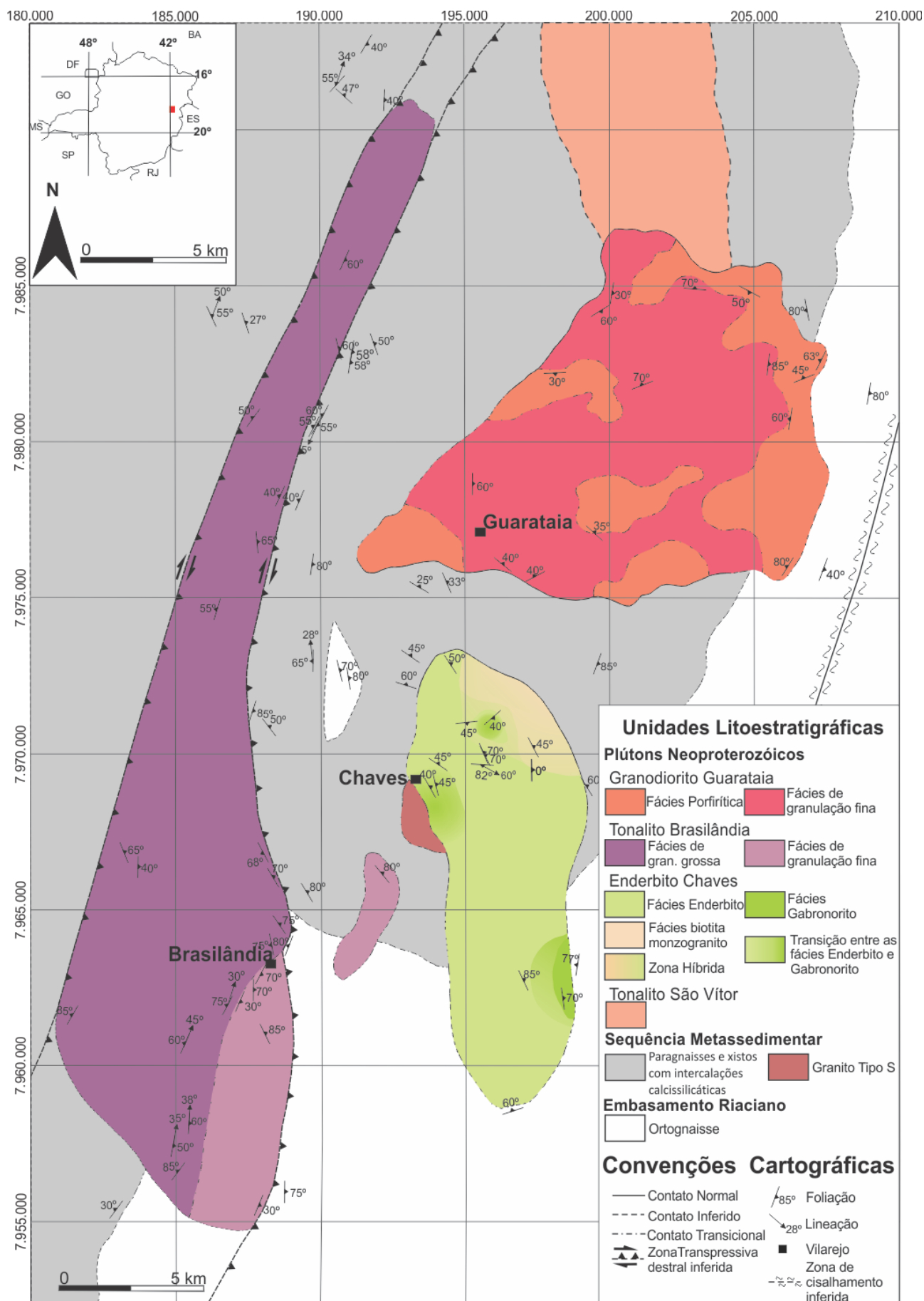


Figura 4.1: Mapa geológico da área de estudo desta dissertação.

4.2 Enderbito Chaves

O Enderbito Chaves está localizado na porção centro-sul da área e tem formato aproximado de elipse, cujo eixo maior (cerca de 15 km) tem direção aproximadamente N-S (Figura 4.1). Seus afloramentos ocorrem principalmente sob a forma de lajedos, e raramente em pães de açúcar geralmente com encostas suaves.

O corpo é composto essencialmente por rochas com ortopiroxênio. De uma forma geral, exibe foliação dúctil regional, mergulhando preferencialmente para ENE. Encontra-se em contato intrusivo com as rochas do embasamento paleoproterozóico a sul, e da sequência metassedimentar a norte. O caráter intrusivo do contato é evidenciado pela presença de rochas com paragênese de metamorfismo de contato na porção nordeste do corpo e pelo contato transicional observado entre ele e o granito tipo S a oeste do corpo (descrição do granito tipo S no item 4.5).

Neste trabalho foram individualizadas, com base em diferenças composicionais, três fácies e uma zona híbrida para o Enderbito Chaves: a fácies Enderbito, a qual predomina amplamente, a fácies Gabronorito que ocorre como pequenos núcleos dentro da fácies Enderbito e, em quantidade menor, a fácies Biotita monzogranito, que ocorre exclusivamente na porção nordeste do corpo. A zona híbrida constitui a porção onde rochas das três fácies e rochas resultantes das misturas entre elas são encontradas. Esta localiza-se no contato entre a fácies Biotita monzogranito e o restante do corpo. Todas elas serão descritas detalhadamente a seguir:

4.2.1 Fácies Enderbito

O plúton é constituído em sua maioria por rochas da fácies Enderbito (Figura 4.1), composta principalmente por enderbito de cor verde claro amarelado, de granulação média a grossa, comumente foliado ductilmente (Figuras 4.1 e 4.2 D). Existem também rochas opdalíticas e charnoquíticas em menores quantidades.

Abundantes *enclaves* são encontrados, por vezes desenvolvendo estrutura agmática, localmente foliada (Figuras 4.2 A e B). A composição dos *enclaves* varia entre máfica e intermediária. A maioria é gabronorítica quando máficos, a (quartzo) dioríticas com ortopiroxênio quando intermediários e, em menores quantidades, de biotita meta-diorito e anfibolito. As diferenças composicionais dos *enclaves*, muitas vezes, devem-se aos diferentes graus de homogeneização (*mingling* e *mixing*) aos quais encontram-se submetidos com relação às suas hospedeiras, o que resulta em rochas composições intermediárias entre esses, como no caso dos *enclaves* que variam de máficos a intermediários (figura 4.2 C). É comum ainda encontrar nesta fácies injeções de biotita granitoide.

Petrografia Microscópica – Fácies Enderbito

A fácies enderbito é constituída basicamente por biotita meta-enderbito de granulação média a grossa, que pode ou não apresentar foliação. Esta foliação é marcada preferencialmente pela orientação das palhetas de biotita e dos cristais de piroxênio e, em rochas com a foliação mais marcante, pelo alinhamento do plagioclásio. Localmente a foliação adquire um caráter anastomosado, com palhetas de biotita envolvendo os cristais de plagioclásio. Sua textura é predominantemente lepidonematoblástica, mas existem exemplares menos foliados, que geralmente mantêm sua textura ígnea preservada (fanerítica, inequigranular hipidiomórfica).

É essencialmente constituída por plagioclásio, biotita, quartzo e cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio parcialmente substituídos por anfibólio e/ou biotita.

O plagioclásio (entre 50 e 60%) do tipo andesina, encontra-se localmente antipertítico. Pode apresentar alteração para carbonato, sericita e/ou argilo-minerais. Em alguns casos apresentam vênulas preenchidas por hidróxido de ferro. Grande parte dos cristais é alongado e alguns deles mantem o hábito tabular parcialmente preservado (Figura 4.2 F).

A biotita compõe entre 15 e 20% da rocha. Exibe pleocroísmo de bege a marrom. Apresenta-se orientada segundo a foliação ou envolvendo cristais de plagioclásio. Pode ainda ser encontrada como produto da alteração dos piroxênios, geralmente crescendo ao longo de seus planos de clivagem (Figura 4.2 E).

Quartzo atinge no máximo 10% da composição da rocha, geralmente é anédrico, ou forma contatos em 120° com outros cristais de quartzo e de plagioclásio, e costuma ser, nestes casos, de granulação mais fina. Pode apresentar extinção ondulante.

O piroxênio (5-15%) muito comumente apresenta-se alterado para anfibólio, sendo a intensidade desta alteração variável. O clinopiroxênio é incolor e foi classificado como diopsídio e o ortopiroxênio por exibir pleocroísmo em tons de rosa foi caracterizado como hiperstênio. As proporções entre eles são variadas (Figura 4.2 E)

Anfibólio (hornblenda) ocorre em quantidades inferiores a 5%, como mineral de alteração dos piroxênios formando coronas a sua volta e/ou crescendo ao longo de seus planos de clivagem ou ainda, como cristais livres na matriz (Figura 4.2 E). Em muitos casos é possível observar sua formação a partir do piroxênio, em outros, o anfibólio é encontrado apenas em contato com a biotita (geralmente orientado ao longo da foliação). Quanto a este último caso não é possível afirmar a respeito da origem do anfibólio, se é primária ou secundária, uma vez que, esta situação poderia

corresponder a um estágio avançado de substituição. Observa-se ainda, em algumas lâminas, cristais de anfibólio crescendo em volta da biotita.

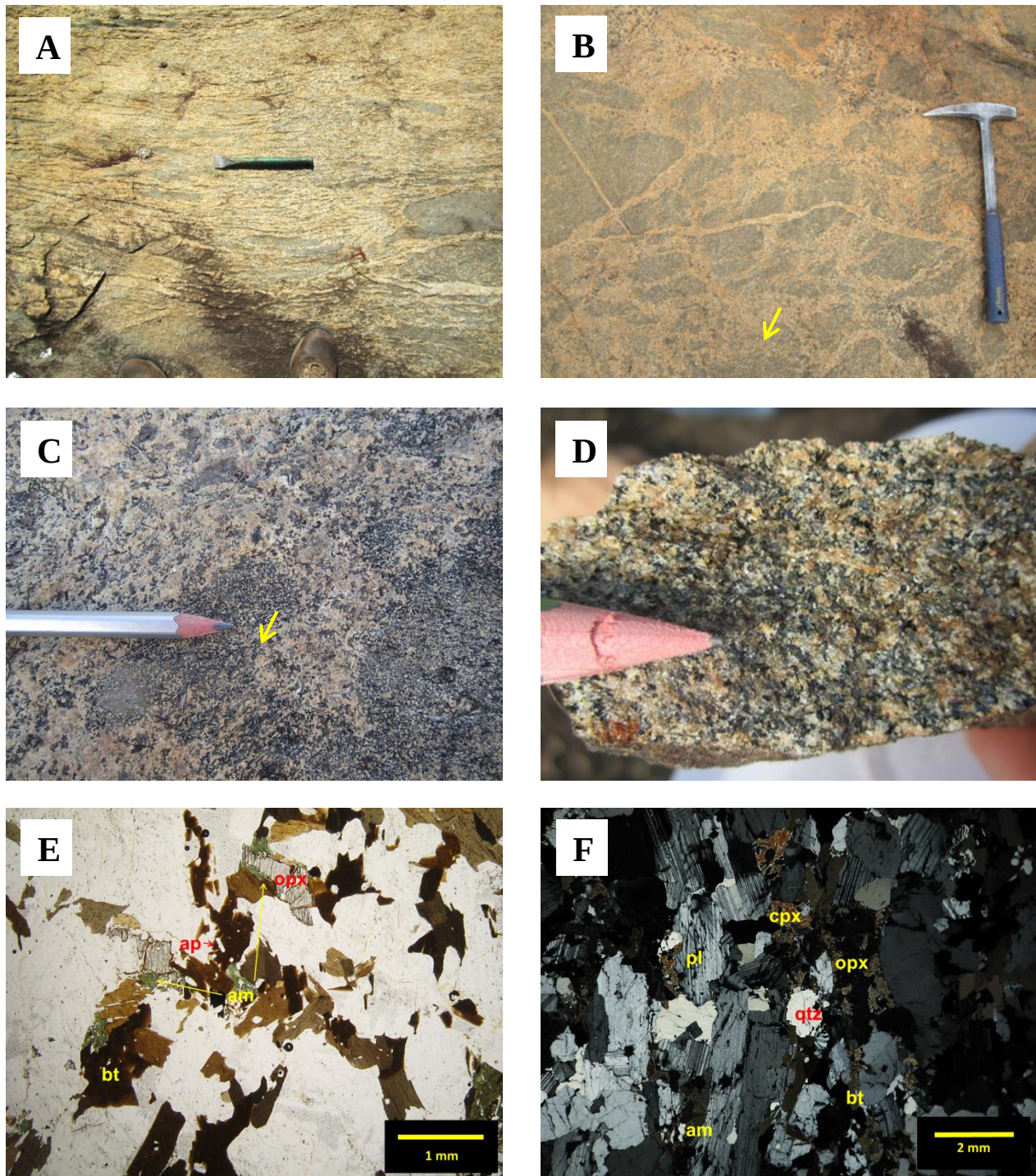


Figura 4.2: Características das rochas da fácies Enderbito. A) Afloramento da fácies Enderbito contendo abundantes *enclaves* gabronoríticos, com textura agmática, orientados segundo a direção da foliação; B) Fácies Enderbito também contendo *enclaves* gabronoríticos, alguns deles com maior grau de homogeneização com a hospedeira (seta amarela), apresenta textura agmática, mas os *enclaves* não exibem orientação; C) Detalhe da foto anterior mostrando a diferença de granulação entre o enderbito e o *enclave* gabronorítico e o contato entre eles, a partir do qual observa-se interação entre as rochas (seta amarela); D) Aspecto do enderbito; E) Fotomicrografia de enderbito não foliado mostrando a mineralogia encontrada na maioria dos exemplares, luz transmitida, nicóis paralelos; F) Fotomicrografia de exemplar enderbito foliado mostrando a orientação dos cristais alongados de plagioclásio e de piroxênio, luz transmitida, nicóis cruzados.

Sua mineralogia acessória é composta por cristais euédricos de zircão (muitas vezes, incluso na biotita produzindo alteração metamítica na mesma), apatita prismática (inclusa na biotita, no plagioclásio e no piroxênio) e minerais opacos subédricos a anédricos fracamente alongados (e dispostos segundo a foliação), localizados sempre junto à biotita.

4.2.2 Fácies Gabronorito

A fácies gabronorito ocorre em núcleos dentro da fácies Enderbito (figura 4.1). É composta principalmente por hornblenda-biotita meta-gabronorito foliado, de granulação fina a média de coloração verde escura (Figuras 4.3 A, B, C e D). Como as proporções entre orto e clinopiroxênio são variadas, existem ainda, segundo a classificação de Le Maitre *et al.* (2002), ortopiroxênio gabro e clinopiroxênio norito. Rochas gabronoríticas são encontradas ainda sob a forma de *enclaves* no restante do plúton e tornam-se mais abundantes quando se aproximam de núcleos onde a fácies gabronorito é predominante. Nestes núcleos, rochas enderbíticas aparecem como pequenas porções ou sob a forma de vênulas, cortando o meta-gabronorito (figura 4.3 A). O contato entre estas fácies é transicional, já que tanto o gabronorito quanto o enderbito são encontrados em ambas as fácies em proporções variadas.

Petrografia Microscópica - Fácies Gabronorito

Nesta fácies são encontradas rochas gabróicas contendo variáveis proporções de clino e ortopiroxênio, as quais exibem granulação fina e foliação. São principalmente gabronoritos, clinopiroxênio noritos e ortopiroxênios gabros. Localmente suas rochas preservam textura ígnea, com textura sub-ofítica (granular subédrica) (Figura 4.3 E e F). Predominam, entretanto, rochas nematolepidoblásticas, as quais apresentam feições de metamorfismo e de deformação mais evidentes, e exibem, neste caso, características de rochas cristalizadas em fácies granulítica alteradas para uma fácies de grau mais baixo, além de estarem deformadas (Figuras C e D).

É composta essencialmente por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita. A intensidade da foliação é variável, mais fraca nas rochas com textura ígnea preservada, mas o mais comum é observar uma foliação bem marcada, que se torna mais evidente ao microscópio. Esta é formada principalmente pela orientação dos cristais de piroxênio, hornblenda, das palhetas de biotita e por parte dos cristais de plagioclásio, quando alongados.

O plagioclásio (40 a 60%) varia, portanto, de tabular a arredondado (anédrico, nas rochas cristalizadas em fácies granulíticas). É dos tipos andesina (predominante) ou labradorita. Suas maclas muitas vezes exibem-se curvadas. Localmente apresenta-se antipertítico. Pode apresentar substituição para carbonato.

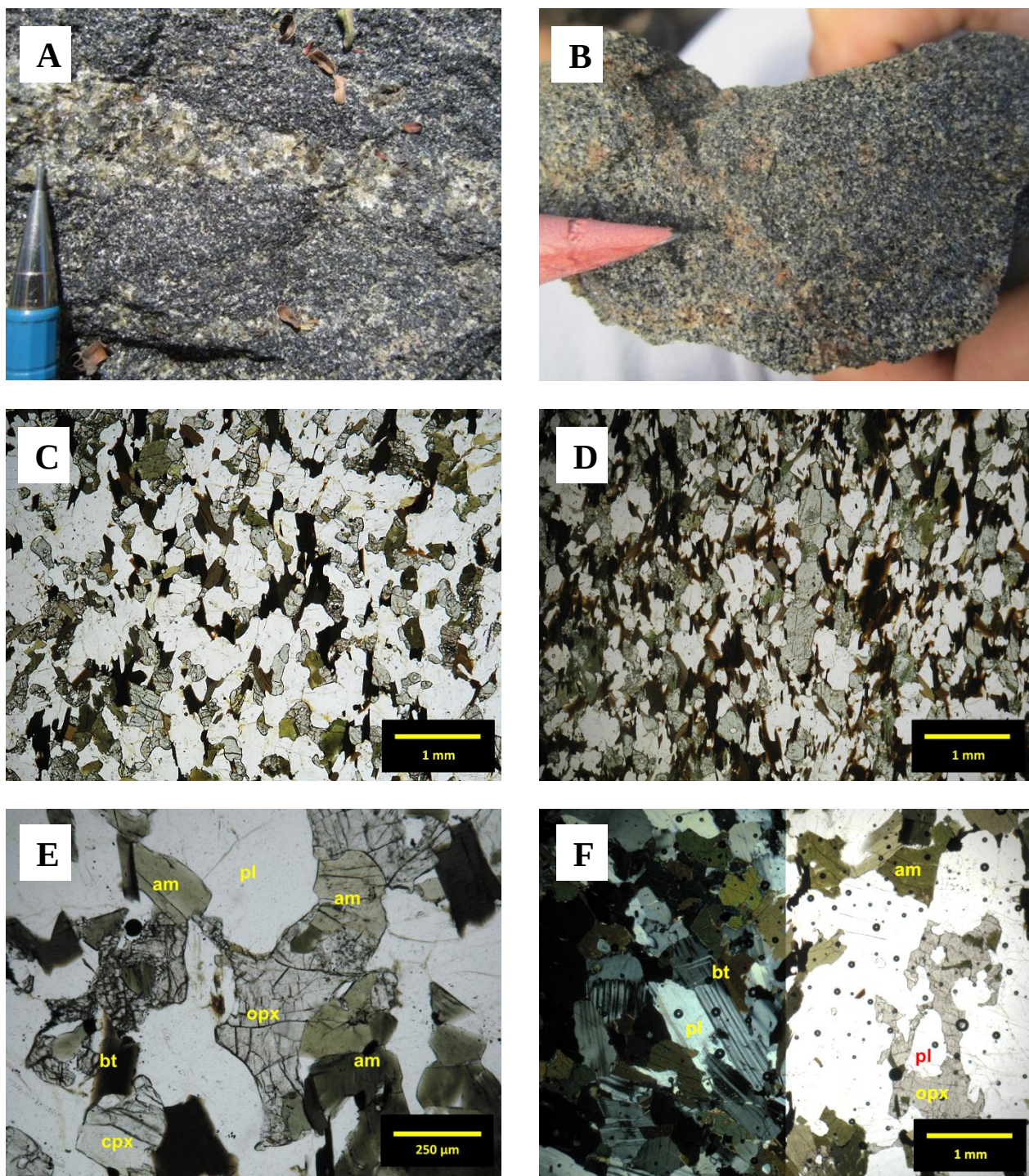


Figura 4.3: Feições características das fácies Gabronorito. A) Meta-gabronorito de granulação fina, cortado por vênula de granulação média de enderbite, feição comum na fácies Gabronorito; B) Aspecto do meta-gabronorito; C) Fotomicrografia do meta-gabronorito mostrando a foliação e sua textura nematolepidoblástica, luz transmitida, nicóis paralelos; D) Fotomicrografia de exemplar de meta-gabronorito rico em biotita, apresentando forte foliação e textura nematolepidoblástica; E) Fotomicrografia mostrando os dois tipos de piroxênios e a formação de anfibólio e biotita a partir deles, luz transmitida e nicóis paralelos; F) Exemplar de gabronorito com textura ígnea preservada, sub-ófitica, apresenta granulação média, mais grossa do que os com características mais metamórficas, no canto direito da foto observa-se ainda a inclusão de plagioclásio no ortopiroxênio, muito comum nesta rocha.

Ortopiroxênio e clinopiroxênio (compõem entre 10 e 25%) foram identificados respectivamente como hiperstênio e diopsídio. O primeiro varia de incolor a tons levemente rosados e o segundo é incolor. Ambos são subédricos, mas nas rochas deformadas formam prismas alongados e nas com textura ígnea preservada costumam formar agregados de cristais e comumente apresentam inclusões arredondadas de plagioclásio (Figura 4.3 E). Apresentam-se variavelmente alterados, dependendo da localização da amostra no corpo e, quando alterados, exibem coronas de substituição anfibólio e biotita (Figuras 4.3 C, D, E e F).

O anfibólio varia entre 5 (R7D) a 20% (M26), exibe pleocroísmo de bege a verde folha e ocorre como cristais isolados ou como produto de alteração do piroxênio. Assim como acontece na fácies Enderbito, é possível observar a formação do anfibólio a partir do piroxênio, mas também são observados cristais unicamente constituídos por anfibólio na matriz. No primeiro caso fica evidente a origem secundária desse mineral, mas no segundo caso, esses cristais podem corresponder a minerais resultantes de processos secundários, em níveis avançados da reação. Observa-se a geração de anfibólio a partir do piroxênio com características semelhantes às dos cristais isolados de anfibólio. Entretanto, uma vez que, rochas gabróicas podem conter este mineral em sua composição essencial normalmente, não é possível afirmar acerca da origem de todo o anfibólio contido nesta rocha (Figuras 4.3 C, D, E e F).

Biotita (entre 10 e 20%) exibe pleocroísmo de bege a marrom avermelhado ou marrom-castanho, aparece como palhetas isoladas, preferencialmente orientadas segundo a foliação e como produto de alteração do piroxênio ou, em menor quantidade, do anfibólio. Aparentemente é produto de reajuste de pressão e temperatura da rocha, e sua origem é, portanto, caracterizada como secundária. Caracterizá-la como secundária deve-se principalmente à quantidade encontrada, incompatível com rochas gabróicas aliada ao fato de se observar a geração da biotita (com características semelhantes às das palhetas isoladas) a partir de outros minerais (Figuras 4.3 C, D, E e F).

Sua mineralogia acessória é constituída por cristais euédricos de zircão, apatita prismática e acicular, estando a última inclusa principalmente no plagioclásio, na biotita e no anfibólio. Além de minerais subédricos a anédricos opacos, por vezes alongados orientados juntamente com a biotita. Quartzo anédrico intersticial atinge proporções menores que 5% e tem sua origem possivelmente relacionada a reações secundárias. Carbonato é encontrado ainda preenchendo vênulas ou pequenos interstícios.

4.2.3 Fácies Biotita monzogranito e Zona Híbrida

A fácies Biotita Monzogranito é encontrada na porção nordeste do corpo (Figura 4.1). É composta exclusivamente pela rocha que nomeia a fácies, a qual apresenta cores entre bege a cinza, têm granulação fina a média, é fracamente intemperizada e sua foliação varia de incipiente, e nesse caso apresenta textura ígnea preservada (Figura 4.4 A), a pontualmente milonítica.

O contato entre a fácies biotita monzogranito e as demais ocorre a partir de uma zona híbrida (Figura 4.1) na qual são encontradas predominantemente rochas de composições intermediárias entre as das fácies, como quartzo-monzonitos e granodioritos bege-esverdeados que geralmente contem anfibólio (hornblenda), principalmente nas porções localizadas próximas aos *enclaves* (Figura 4.5), sugerindo uma origem por contaminação/interação entre estas rochas. Os *enclaves* máficos são principalmente de rochas gabronoríticas exibindo diversos graus de homogeneização com sua hospedeira e porções enderbíticas.

São observadas, em escala de afloramento, feições de misturas entre as rochas, com *mingling* e *mixing*, que resultam em rochas com composições intermediárias entre gabronorito, enderbito e biotita monzogranito. Algumas destas rochas exibem feições e são caracterizadas como produtos de misturas de magmas, principalmente a partir da petrografia microscópica, que é apresentada a seguir.

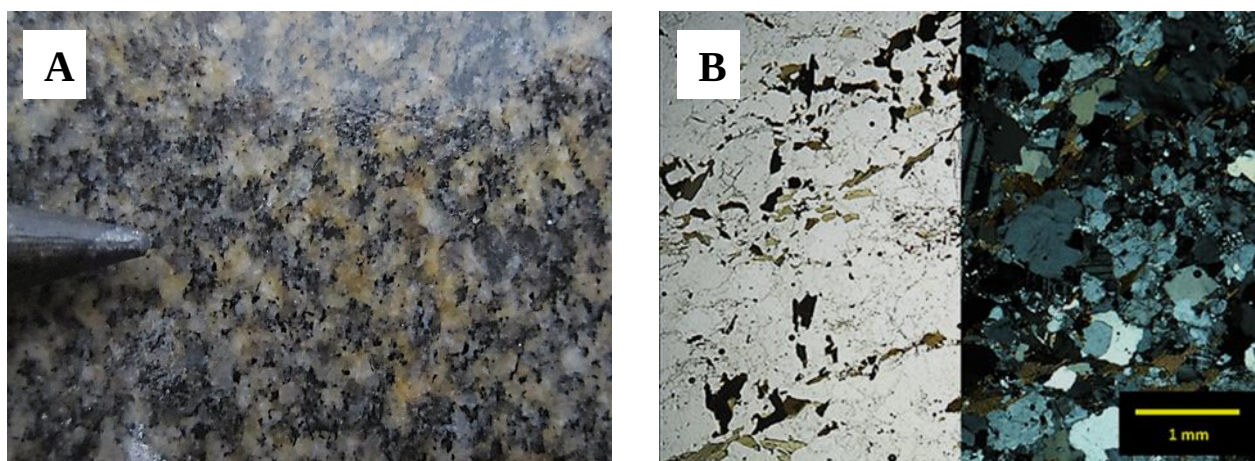


Figura 4.4: Características do biotita monzogranito representante da fácies homônima. A) Características macroscópicas. B) Fotomicrografia mostrando a textura da rocha e sua fraca orientação, luz transmitida, do lado esquerdo nicóis paralelos e do lado esquerdo cruzados.

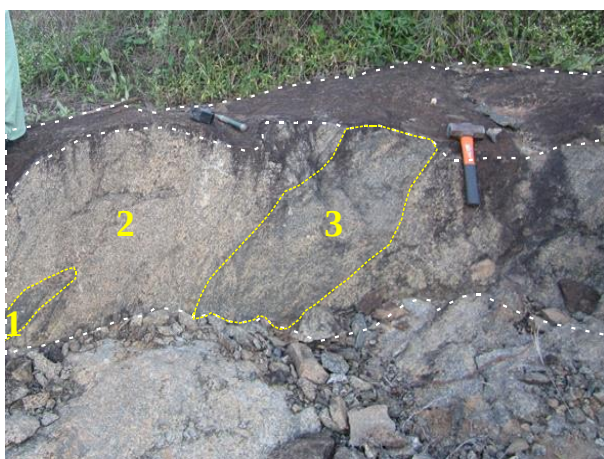


Figura 4.5: Afloramento tipo da zona híbrida no qual são observados: 1) *Enclave* máfico gabronorítico em contato com rocha intermediária e entre eles observam-se cristais de anfibólio; 2) (anfibólio)-biotita meta-granodiorito, provavelmente um produto da interação das demais rochas, apresenta-se fortemente foliado; 3) Contato entre *enclave* gabronorítico e a rocha de composição granodiorítica (em 2), observa-se que há uma interação entre eles, de *mingling* e o *mixing* é notado pela presença de tonalidades mais claras de algumas porções do *enclave* na foto principal.

Petrografia Microscópica-Fácies Biotita monzogranito

Trata-se de um biotita monzogranito incipientemente foliado, levemente intemperizado (predominantemente o plagioclásio). Apesar de apresentar foliação caracterizada pela orientação de parte das palhetas de biotita e de alguns cristais de plagioclásio e quartzo alongados, esta é sutil. Observa-se que a textura ígnea encontra-se preservada na quase totalidade do corpo. Assim sendo, trata-se de uma rocha de granulação fina a média, holocristalina, hipidiomórfica fanerítica equigranular foliada (Figura 4.4 B). Pontualmente são encontrados exemplares miloníticos e neste caso a foliação é marcada por palhetas de biotita orientadas contornando os cristais de feldspato, desenvolvendo foliação anastomosada. É composta essencialmente por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita (Figura 4.4 B).

A microclina (30-35%) quase não exhibe sinais de alteração e pode apresentar-se peritítica. Geralmente são cristais de granulação fina, com raros exemplares médios. Plagioclásio (20 a 25%) geralmente constitui os cristais maiores de feldspato (exemplares têm até 2 mm). Estes cristais maiores são subédricos com seção aproximadamente quadrada. Comumente o plagioclásio encontra-se mais alterado que a microclina e os produtos de alteração são carbonato, argilo-minerais e mica branca. Mimerquita é encontrada no contato entre os feldspatos.

O quartzo (25 a 35%) aparece como cristais ou massas, quase sempre anédrico, localmente alongado e orientado segundo a foliação. Pode apresentar extinção ondulante e raramente exhibe-se poligonizado, com exceção das rochas miloníticas.

A biotita (10-15%) encontra-se ora orientada, ora sem direção definida, exhibe pleocroísmo de bege a marrom avermelhado e pode apresentar mica branca como produto de alteração.

A mineralogia acessória é composta por cristais euédricos de zircão, por vezes aciculares, e de apatita (tanto cristais de prisma curto, quanto aciculares inclusos nos feldspatos). Allanita e epidoto são raros. Existem minerais opacos subédricos a anédricos, por vezes alongados e alinhados segundo a foliação e aparentam, em alguns casos, serem produtos da transformação de biotita em mica branca. Hidróxido de ferro também é encontrado como produto de alteração da biotita. Toda a mica branca de alteração chega a compor cerca de 3% da amostra.

Petrografia Microscópica da Zona Híbrida

Na zona híbrida são encontradas rochas variadas, o que se deve principalmente às diferentes proporções e graus de homogeneização entre as rochas (que nomeiam as fácies) misturadas. Duas dessas rochas foram selecionadas para análises petrográficas, e embora, exibam composições distintas, esta variação é pequena e seus exemplares possuem características semelhantes, e por isso

elas são descritas em conjunto a seguir. As rochas são de composições granodiorítica (no limite quartzo monzodiorito, por estimativa visual) e quartzo-monzonítica. É importante ter em vista, entretanto, que estas zonas provavelmente contêm rochas de outras composições (o que é indicado pela presença de rochas de cores diversas nos afloramentos-figura 4.5), tendo em vista que tanto os processos, quanto as quantidades de cada magma envolvido são variáveis.

De uma maneira geral, são rochas de granulação média a grossa, variavelmente foliadas, as quais localmente exibem foliação milonítica, com formação de sub-grãos de quartzo. A mineralogia essencial destas rochas é constituída por plagioclásio, quartzo, ortoclásio e biotita.

O plagioclásio (45-60%) apresenta maclas deformadas e às vezes encontra-se estirado, mas em geral anédrico (indicando crescimento em equilíbrio com os demais minerais). Localmente é antipertítico e/ou encontra-se parcialmente substituído por carbonato e sericita. O ortoclásio (10 a 25%) pode ou não exibir macla de Carlsbad, pode ser pertítico e muito comumente encontra-se estirado. Apresenta-se subédrico a anédrico.

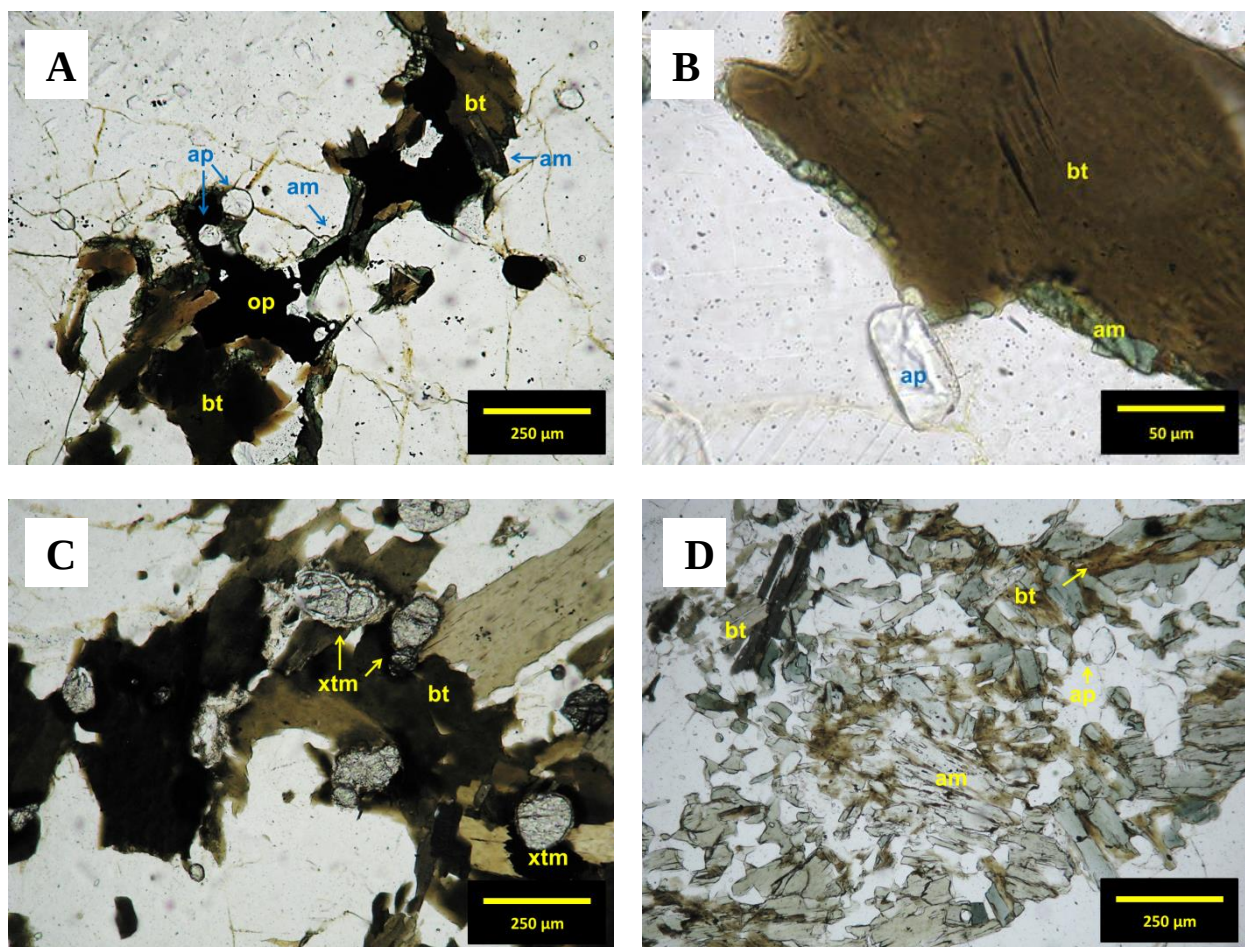


Figura 4.6: Fotomicrografias em luz transmitidas e nicóis paralelos das rochas encontradas na zona híbrida. A) Crescimento de anfibólio em volta da biotita e dos minerais opacos, sendo esta a única forma de ocorrência do anfibólio no meta-quartzo-monzonito; B) Detalhe da foto anterior mostrando aborça de anfibólio na biotita; C) Cristais de xenotima encontrados na amostra R07CE do meta-quartzo-monzonito; D) Agregado de anfibólio parcialmente alterado para biotita encontrado na rocha granodiorítica R25E.

O quartzo (15-25%) ocorre tanto como grãos intersticiais de granulação fina a média, quanto como cristais mais grossos ou estirados (de até 4 mm de comprimento) e não raramente exibem extinção ondulante, nas rochas miloníticas ele ocorre ainda como sub-grãos.

A biotita (15 a 25%) apresenta-se orientada e geralmente está envolvendo os cristais de quartzo e feldspato, característica esta que se acentua nas rochas miloníticas. São encontrados dois tipos de biotita, distinguidas pela cor, uma exibe pleocroísmo de bege a marrom escuro-castanho, sendo esta a mais comum, e outra de bege a marrom-avermelhado.

Anfibólio (hornblenda) é um mineral acessório comum, sendo encontrado como cristais parcialmente alterados para biotita, anédricos a subédricos. Muitas vezes formam aglomerados de até 5 mm dispersos na matriz da rocha (Figura 4.6 D), ou são cristais alongados no contato entre os cristais de quartzo e feldspato ou ainda, ou ainda formam uma fina borda em volta de palhetas de biotita ou de minerais opacos, neste caso não estão alterados (Figura 4.6 A e B). Esta última forma de ocorrência constitui feição indicativa de mistura de magma, segundo Hibbard (1995).

Outros minerais acessórios comuns são cristais euédricos de apatita predominantemente de prisma curto (figuras 4.6 A e B), raros cristais são aciculares e zircão, o qual pode exibir-se incluso na biotita produzindo nesta alteração metamítica e cristais subédricos de minerais opacos (atingem até 4 mm). Na amostra R7CE foram encontrados cristais de xenotima (figura 4.6 C) e na amostra R25E foi encontrado cristal de allanita.

4.3 Tonalito Brasilândia

O Tonalito Brasilândia corresponde ao corpo de localização mais ocidental dentro da área de estudo. Tem a sua porção setentrional alongada com formato de camada e sua porção meridional aproximadamente oval, limitadas por zonas transpressivas de direção NNE-SSW destrais, com movimento de topo para oeste (figura 4.1). Os seus comprimento e espessura têm, respectivamente, cerca de vinte e dois e três quilômetros, na porção setentrional e sete quilômetros, na meridional. Apesar de encontrar-se limitado por estruturas deformacionais, o que pode sugerir que ele tenha sido colocado tectonicamente na área, são encontradas, em algumas porções do corpo, evidências de contato intrusivo, como a injeção de rochas do plúton nos gnaisses encaixantes, sugerindo uma intrusão pré a sin-tectonismo.

Macroscopicamente apresenta-se relativamente homogêneo, porém na análise petrográfica observou-se o predomínio de representantes tonalíticos e granodioríticos e alguns exemplares graníticos. A principal variação encontrada no corpo está ligada à diferença de granulação das rochas. Com base neste critério, o Tonalito Brasilândia foi dividido em duas fácies. A predominante

é a fácies Brasilândia de granulação média a grossa (figura 4.7) localizada essencialmente na parte alongada do corpo. A fácies Brasilândia de granulação fina (figuras 4.8 e 4.9), por sua vez, é encontrada em uma faixa na borda oriental da porção sul do corpo e em um corpo de menores dimensões localizado entre o Tonalito Brasilândia e o Enderbito Chaves.

Ambas as fácies abrigam *enclaves*, os quais se assemelham às suas hospedeiras em composição, apresentando, entretanto, maior composição de minerais máficos. Observa-se em campo a atuação de processos de *mixing* e *mingling* o que resulta em rochas de diferentes composições entre a hospedeira e as rochas dos *enclaves* (Figuras 4.7 A; 4.8 A; 4.10 A, B e E).

Na porção norte do corpo pode apresentar injeções de granada-leucogranito foliado.

4.3.1 Fácies de granulação grossa

A fácies de granulação média a grossa é amplamente predominante e ocupa cerca de 80% do corpo. É composta por (epidoto)-(hornblenda)-biotita meta-tonalito a meta-granodiorito cinza de granulação grossa, porfiroclástico foliado (Figura 4.7 B e E). Em alguns locais do corpo não é possível observar foliação enquanto outros exibem duas direções.

Localmente são encontradas porções da rocha contendo aglomerados de minerais máficos (biotita e anfibólio) sob o formato aproximadamente circular com diâmetro compreendido entre 0,5 e 1 cm. Os minerais máficos apresentam-se com textura glomeroporfírica, e no seu entorno a rocha é composta exclusivamente por minerais félsicos (Figura 4.7 D).

Petrografia Microscópica fácies Brasilândia de granulação grossa

Trata-se de uma rocha de granulação média a grossa com foliação, a qual pode ser anastomosada, com textura porfiroclástica. Sua mineralogia essencial é constituída por plagioclásio, quartzo, álcali-feldspato, biotita e anfibólio. Minerais do grupo do epidoto e titanita, juntos, podem atingir mais de 5%. Todos estes estão, na maioria das vezes, orientados segundo a foliação, e a biotita e o anfibólio costumam contornar os cristais de plagioclásio marcando a foliação anastomosada (Figuras 4.7 D, E e F). Localmente a rocha apresenta uma foliação de transposição S_{n+1} .

O plagioclásio (40-55%) do tipo Andesina é o feldspato amplamente predominante e geralmente é subédrico alongado. Pode apresentar zonamento normal e alguns cristais contêm inclusões (plagioclásio, zircão, apatita, biotita, anfibólio e titanita). Suas maclas apresentam-se muitas vezes abauladas. Está parcialmente alterado para sericita, argilo-minerais e carbonato (figuras 4.7 E e F).

Geralmente os álcali-feldspatos (5 a 10%) nas rochas mais cálcicas é ortoclásio, enquanto nas mais alcalinas predomina microclina. Raramente são encontradas mimerquitas. Quartzo (15 a 20%) exhibe alguns cristais estirados, mas a maioria é intersticial, os primeiros são de granulação maior que os últimos. O quartzo pode apresentar extinção ondulante.

A biotita (10-25%) apresenta-se orientada, às vezes, em duas direções, mas a direção de S_{n+1} , quando presente, é muito sutil. Tem pleocroísmo de bege a marrom (castanho) e raras palhetas estão parcialmente alteradas para clorita e minerais opacos. Pode conter apatita e zircão (metamítico ou não) inclusos, sendo o primeiro caso bastante comum (Figuras 4.7 D, E e F).

O anfibólio (0-15%) cujo tamanho varia entre 0,5 e 4 mm, apresenta pleocroísmo de verde folha, verde azulado e castanho, ângulo de extinção médio de 27°, caracterizado assim, como hornblenda. Localmente pode apresentar-se discordante com foliação (Figuras 4.7 D, E e F). Apenas raros exemplares não contêm anfibólio.

Os cristais de minerais do grupo do epidoto podem atingir cerca de 5-8% da composição modal. Geralmente formam prismas subédricos ou massas anédricas poiquilíticas, as quais apresentam inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo. Existem cristais de allanita (às vezes parcialmente isotrópica) com pleocroísmo de marrom a verde, envoltos por bordas de clinozoisita subédrica e fraturada. São cristais alongados e orientados segundo a foliação e estes (allanita+clinozoisita) podem conter inclusões de plagioclásio, clinozoisita e biotita (Figuras 4.7 B e F). O epidoto é encontrado principalmente em cristais isolados, exibindo hábito prismático e cor variando de incolor a bege amarelado. Comumente os minerais do grupo do epidoto encontram-se parcialmente ou completamente inclusos em agregados compostos por biotita.

Outros acessórios são zircão euédrico a anédrico, titanita granular com pleocroísmo de marrom claro a marrom escuro e apatita prismática.

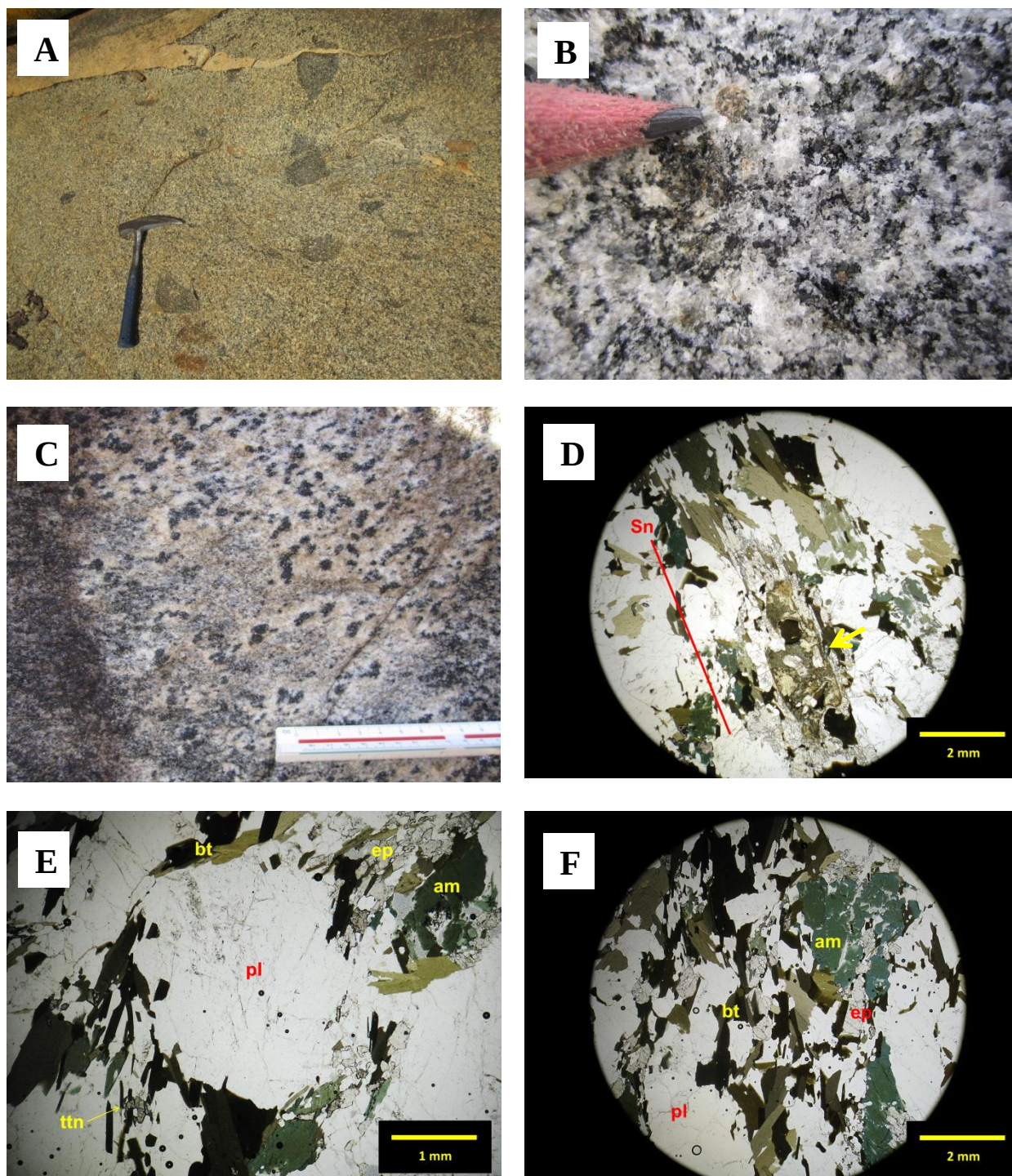


Figura 4.7: Características das rochas da fácies Brasília de granulação grossa. A) Afloramento da fácies contendo *enclaves* máficos com diferentes graus de homogeneização com a hospedeira e cortado por injeção de granada leucogranito; B) Aspecto do (epidoto)-(hornblenda)-biotita meta-tonalito com o lápis apontando para um mineral do grupo do epidoto; C) Agregados de biotita e anfibólio circundados por minerais félsicos em meio ao meta-tonalito; D) Fotomicrografia mostrando a textura da rocha foliada (difícil de ser identificada pela granulação média a grossa da rocha) e na seta amarela allanita poiquilítica contendo inclusões de plagioclásio, anfibólio e clinozoisita, envolta por cristal fraturado radialmente de clinozoisite; E) cristal de plagioclásio envolvido pelos minerais máficos em rocha com foliação anastomosada sutil; F) Exemplar da fácies Brasília de granulação grossa rico em anfibólio. Todas as fotomicrografias foram tiradas sob luz transmitida e nicóis paralelos.

4.3.2 Fácies de granulação fina

Esta fácies aflora na borda sudeste do corpo, em sua porção mais larga. É constituída principalmente por (hornblenda)-(epidoto)-biotita meta-granodiorito, mas existem exemplares tonalíticos e graníticos. Trata-se de uma rocha cinza, de granulação fina a média, com diferentes intensidades de foliação, de incipiente a fortemente foliada. Predominam exemplares lepidonematoblásticos, mas localmente observa-se textura ígnea da rocha preservada, fanerítica equigranular hipidiomórfica (Figuras 4.8 A e B). Contém comumente *enclaves* máficos descritos em detalhe no item 4.3.3.

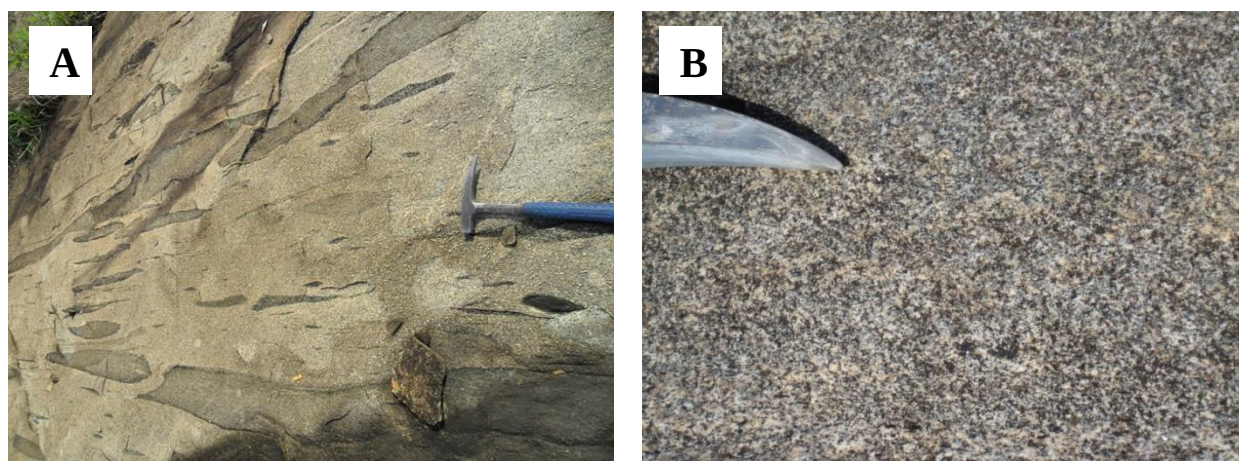


Figura 4.8: Características mesoscópicas e macroscópicas das rochas da fácies de granulação fina. A) Afloramento de meta-granodiorito fortemente foliado contendo *enclaves* máficos e intermediários, de diferentes tonalidades, resultantes de diferentes graus de homogeneização com sua hospedeira (neste caso predomina *mixing*); B) Aspecto do meta-granodiorito não foliado, mostrando ainda granulação fina característica da fácies.

Petrografia Microscópica da fácies Brasilândia Fino

A rocha mais comum da fácies é (hornblenda)-(epidoto)-biotita meta-granodiorito foliado. Subordinadamente existem exemplares tonalíticos e graníticos. Apresenta granulação fina a média, foliação marcada principalmente pela orientação da biotita, mas alguns dos prismas de epidoto, clinozoisita e de titanita também podem estar orientados, principalmente nas rochas mais foliadas (figura 4.9 B). Nestes casos a textura é predominantemente lepidogranoblástica. Existem ainda porções do corpo as quais são fracamente orientadas e preservam feições ígneas (Figura 4.9 C). Nestas a rocha tem textura fanerítica granular subédrica e os minerais, biotita, plagioclásio e cristais subédricos anédricos de epidoto encontram-se parcialmente orientados. Plagioclásio, microclina, quartzo e biotita, compõem a mineralogia essencial da rocha. Minerais do grupo do epidoto, anfibólio, titanita, zircão e apatita são os minerais acessórios mais comuns.

O plagioclásio é oligoclásio-andesina e compõe entre 35 e 50% da rocha. Pode apresentar maclas deformadas, zonamento normal (principalmente os cristais de granulação média) e encontra-se parcialmente alterado para argilo-minerais, sericita e epidoto. Alguns cristais apresentam inclusões submilimétricas de biotita, apatita e anfibólio, e observa-se que estas quando alongadas podem apresentar uma orientação distinta da foliação da rocha. Microclina ocorre em proporções variadas ao longo das fácies e é subédrica a anédrica (entre 5 e 20%).

O quartzo (15-25%) é granular intersticial anédrico, pode apresentar extinção ondulante e raramente está estirado. Nas rochas mais deformadas pode apresentar-se poligonizado. Os contatos entre os cristais de quartzo e de feldspato são dos tipos interlobado, serrilhado ou poligonal.

A biotita (15-30%) apresenta grau de orientação variando de acordo com o grau de deformação. Exibe pleocroísmo de bege a marrom esverdeado. Pode aparecer como inclusões no epidoto. Em algumas lâminas (menos deformadas) apresenta aspecto fragmentado e granulação predominantemente submilimétrica, nas mais deformadas é encontrada como lamelas frequentemente de granulação média. Localmente algumas palhetas estão parcialmente alteradas para clorita (Figura 4.9).

O anfibólio, diferentemente da fácies de granulação grossa, é menos abundante e ocorre como mineral acessório na matriz ou sob a forma de inclusão nos minerais do grupo do epidoto. Corresponde a, no máximo, 5% da composição modal da rocha (Figuras 4.9 A e B).

Os minerais do grupo do epidoto podem atingir 10% da estimativa modal. A allanita pode ser encontrada isotrópica ou parcialmente preservada, subédrica, sempre contornada por bordas euédricas a subédricas de epidoto e/ou clinozoisita com fraturas radiais cujo centro é a allanita (Figuras 4.9 B e C). O epidoto e a clinozoisita também ocorrem como primas subédricos (com em média 1 mm de comprimento), isolados, e podem apresentar-se orientados segundo a foliação ou como massas anédricas (Figura 4.9).

A titanita exibe pleocroísmo de bege a marrom rosado e localmente atinge cerca de 5%. Apresenta forma variando de anédrica a euédrica, sendo a última predominante nas rochas mais deformadas. Raramente exibe geminação. Nessas rochas deformadas estão, predominantemente, orientadas segundo a foliação, mas existem alguns exemplares discordantes. Pode conter inclusões de hornblenda, biotita e plagioclásio e aparecer como inclusão no epidoto ou na biotita (Figura 4.9).

A apatita ocorre como prismas curtos ou como cristais aciculares (ou bastontes). É encontrada inclusa na biotita, plagioclásio, titanita e epidoto. O zircão aparece como cristais euédricos e como cristais aciculares.

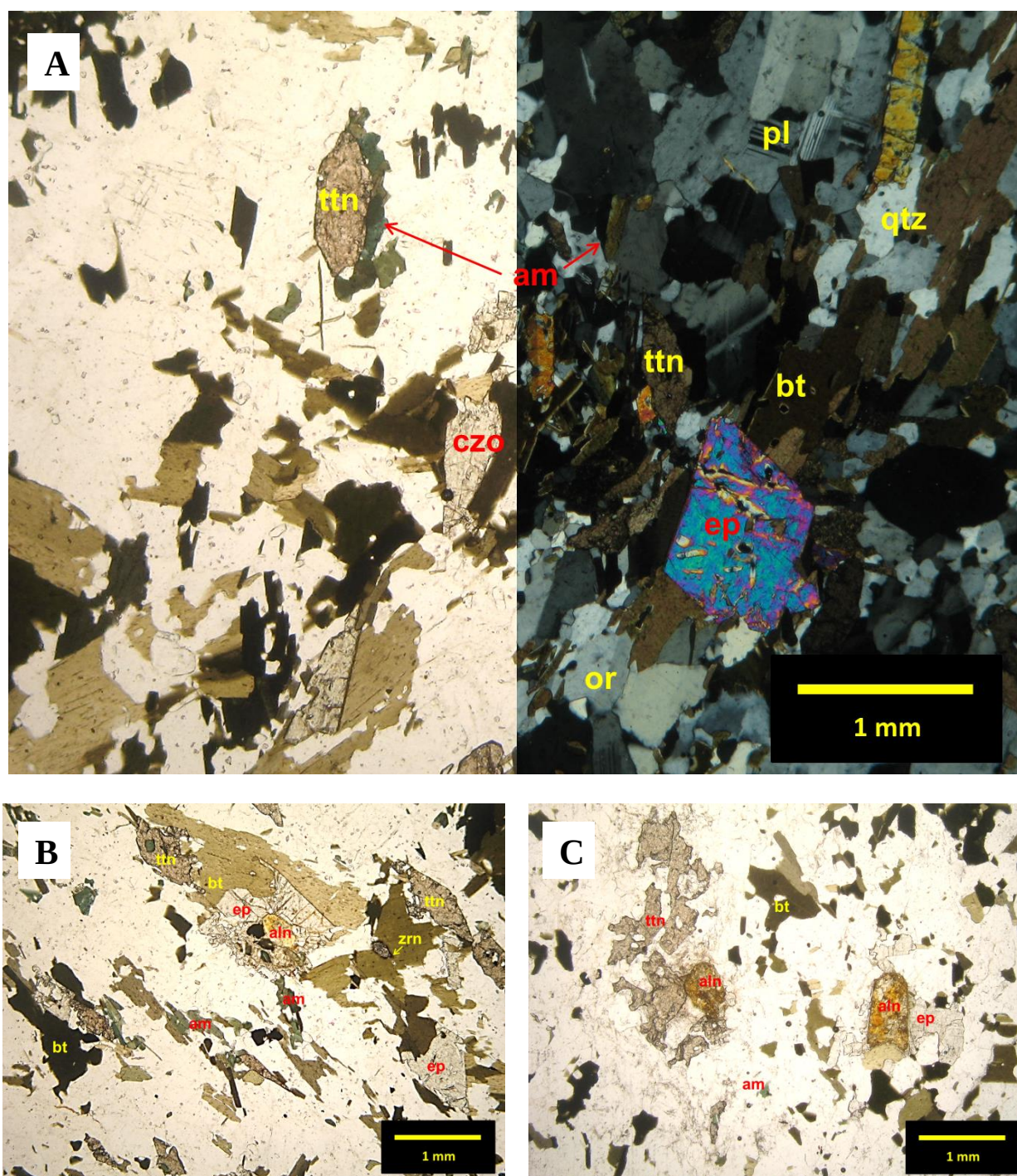


Figura 4.9: Características microscópicas das rochas da fácies Brasília Fino. A) Minerais mais comuns da fácies, mostrando como os minerais do grupo do epidoto e a titanita são abundantes e estão fracamente orientados segundo a foliação, luz transmitida, nicóis paralelos no lado esquerdo e cruzados do lado direito; B) Exemplar fortemente orientado do meta-granodiorito, mostrando ainda allanita bordejada por epidoto e cristais geminados euédricos de titanita; C) Exemplar da fácies com textura ígnea preservada. B e C com luz transmitida, nicóis paralelos.

4.3.3 Enclaves

Ambas as fácies do Tonalito Brasilândia possuem *enclaves* máficos de composição essencialmente gabróica a diorítica, que podem ainda ter composições intermediárias até granodiorítica como resultado de diferentes graus de homogeneização com sua rocha hospedeira (*mingling* e *mixing*). É possível encontrá-los em toda a extensão do corpo, preferencialmente estirados e orientados segundo a foliação nas porções próximos às zonas de cisalhamento (Figura 4.8 A), mas são ainda encontrados com diferentes formatos, e.g., circulares (Figura 4.7 A), elipsoidais, estirados, com bordas fragmentadas, dependendo da sua posição no corpo.

O contato entre os *enclaves* e sua hospedeira pode ser brusco ou transicional. Neste último caso observa-se macroscopicamente que, geralmente, esse caráter gradativo é produzido pela entrada de xenocristais de granulação média a grossa de plagioclásio no *enclave* máfico de granulação fina ou por *mixing* com a rocha hospedeira (Figuras 4.10 A e B). Eles possuem mesma composição mineralógica da rocha hospedeira (quartzo, feldspato, biotita e anfibólio), mas conteúdo superior de anfibólio e biotita (figura 4.10 F).

Petrografia Microscópica dos *enclaves* da Fácies Brasilândia de granulação grossa

Foram analisadas duas lâminas de *enclaves* máficos. Nestes casos as rochas são de composição diorítica, pouco alteradas, de granulação fina, foliadas com textura nematolepidoblástica (Figura 4.10 C e D). A rocha é composta por plagioclásio, anfibólio e biotita predominantemente. A foliação é marcada pela orientação das palhetas de biotita, dos prismas de anfibólio e os cristais de plagioclásio alongados estão, às vezes, orientados, mas fracamente. Localmente a rocha apresenta-se subporfirítica a porfirítica foliada, em função da presença de xenocristais de plagioclásio da rocha hospedeira (Figura 4.10 C e D).

O plagioclásio (40-50%) pode ser separado em duas populações de acordo com o seu tamanho. O tamanho mais comum é de granulação fina o qual foi caracterizado como Andesina, no entanto, existem alguns cristais de até 5 mm caracterizados como xenocristais pela relações de campo, como apresentado na figura 4.10 A, na qual observa-se que estes cristais estão restritos às bordas (sua composição não pode ser estimada, pois os exemplares não atendiam aos requisitos necessários para o método de Michel-Levy). O nível avançado da incorporação de xenocristais de plagioclásio é visto na figura 4.10 B. Ambas as populações apresentam-se preferencialmente orientadas, podem exibir maclas dobradas e ou manteamento. Alguns cristais, geralmente aqueles de granulação média, apresentam inclusões de biotita e/ou anfibólio e exibem também zonamento normal. Quando alterado o produto da reação é sericita, argilo-minerais, epidoto e carbonato (figura 4.10 D).

O anfibólio (30-35%) está, preferencialmente, orientado e tem pleocroísmo de marrom (bege), verde folha a verde azulado e foi por isso, caracterizado como hornblenda. Pode apresentar-se substituído por biotita (Figura 4.10 C e D).

A biotita compõe cerca de 15-20% e ocorre como lamelas orientadas exibindo pleocroísmo de bege a marrom castanho. Localmente pode ser substituída por clorita.

Quartzo e ortoclásio chegam a no máximo 5%, são intergranulares e localmente o quartzo apresenta extinção ondulante.

A mineralogia acessória é composta por zircão (euédricos e/ou zonados), apatita prismática e acicular e ocorre como inclusão no plagioclásio, na biotita, no epidoto e no anfibólio; titanita pode exibir-se granular ou formar massas alongadas (neste caso encontram-se orientadas). Epidoto e clinozoisita são subédricos a anédricos e formam “massas” alongadas (até 3 mm) localmente com finas inclusões de plagioclásio, ou como cristais granulares mais finos.

Petrografia Microscópica dos *enclaves* máficos da Fácies Brasilândia Fino

Esta caracterização foi realizada a partir de uma lâmina feita no contato entre o *enclave* e sua hospedeira (Figura 4.10 E e F), nela é observado um contato gradacional entre os litotipos. É importante ter em mente que como os *enclaves* foram submetidos a variados graus de homogeneização com suas hospedeiras, diversas composições resultaram deste processo (figura 4.10 E). São principalmente (epidoto)-biotita (meta)-granodioritos, de tonalidade intermediária como pode ser observado na figura 4.10 E, na qual os *enclaves* apresentam diferentes graus de homogeneização. Os *enclaves* mais escuros têm composição mais primitiva (mais Ca, Fe e Mg, e menos Si).

Partindo da encaixante observa-se que esta apresenta granulação predominantemente média e quantidade de minerais máficos inferior a 15%. Enquanto no *enclave* a granulação é fina e os minerais máficos correspondem a cerca de 30%.

É uma rocha hipidiomórfica fanerítica granular de granulação fina a média variavelmente foliada. Alguns exemplares apresentam textura lepinematoblástica, os mais deformados. Sua mineralogia essencial é constituída por plagioclásio, biotita, quartzo e microclina. Os minerais do grupo do epidoto (allanita, epidoto e clinozoisita) podem atingir quase 10% da composição modal da lâmina. Os outros minerais acessórios são titanita, apatita e zircão.

O plagioclásio Oligoclásio-Andesina compõe a fase mais abundante (entre 30-40%). Alguns cristais exibem zonamento normal e/ou contém antipertita. Cristais maiores de granulação média

podem apresentar inclusões de apatita, biotita e raramente de anfibólio. Localmente apresenta substituição para argilo-minerais e sericita.

A biotita (30-35%) apresenta pleocroísmo de bege a castanho em lamelas isoladas na matriz (Figura 4.10 F) e menos frequentemente são encontradas como inclusões subédricas nos minerais do grupo do epidoto, titanita e plagioclásio. Pode conter inclusões de apatita e zircão (com geração de halos metamíticos). Encontra-se em princípio de cloritização, e esta apresenta composição rica em ferro, indicada por sua cor de interferência azul/roxo, simultaneamente como produto desta reação observa-se formação de mineral opaco anédrico.

A microclina (aproximadamente 5-10%) é subédrica a anédrica, concentrada na fase de granulação fina. Em alguns casos, no contato entre cristais de microclina e plagioclásio ocorre formação de mimerquita, mas não constitui uma feição pervasiva. O quartzo (15-20%) é anédrico, preenche interstícios, raramente apresenta extinção ondulante.

Epidoto e clinozoisita (tamanho entre 0,2 e 2 mm) constituem cerca de 5%. Apresentam-se incolores e são encontrados como cristais isolados ou bordejando os cristais de allanita e nesses casos frequentemente apresentam-se fraturados radialmente a partir da allanita. Em ambos os casos são subédricos e tem hábito poiquilítico com inclusões submilimétricas de biotita (comumente ocorre parcialmente inclusa), quartzo e plagioclásio anédricos, e apatita. Allanita (tamanho entre 0,5 e 1 mm) pode apresentar zonamento ou parcialmente isotrópica. Compõem cerca de 3% da lâmina e aparece como prismas euédricos a subédricos, sempre bordejados por cristais subédricos a anédricos de epidoto ou clinozoisita.

A titanita (aproximadamente 3 a 5%) exibe pleocroísmo fraco de bege rosado a marrom rosado e é anédrica quando aparece como “massas”, as quais podem conter inclusões anédricas de plagioclásio e biotita ou subédrica quando está sob a forma de cristais granulares isolados.

A apatita é distinguida em duas populações, uma prismática e outra formada por finos cristais aciculares. Ambas estão predominantemente inclusas em cristais de quartzo e plagioclásio. E a apatita prismática ocorre preferencialmente inclusa na biotita, nos minerais do grupo do epidoto e parcialmente na titanita.

Cristais de zircão subédricos são encontrados mais comumente com hábito de bastonete incluso na biotita ou nos cristais de quartzo e plagioclásio. Menos frequentemente são encontrados com base quadrada ou retangular, localmente com bordas arredondadas.

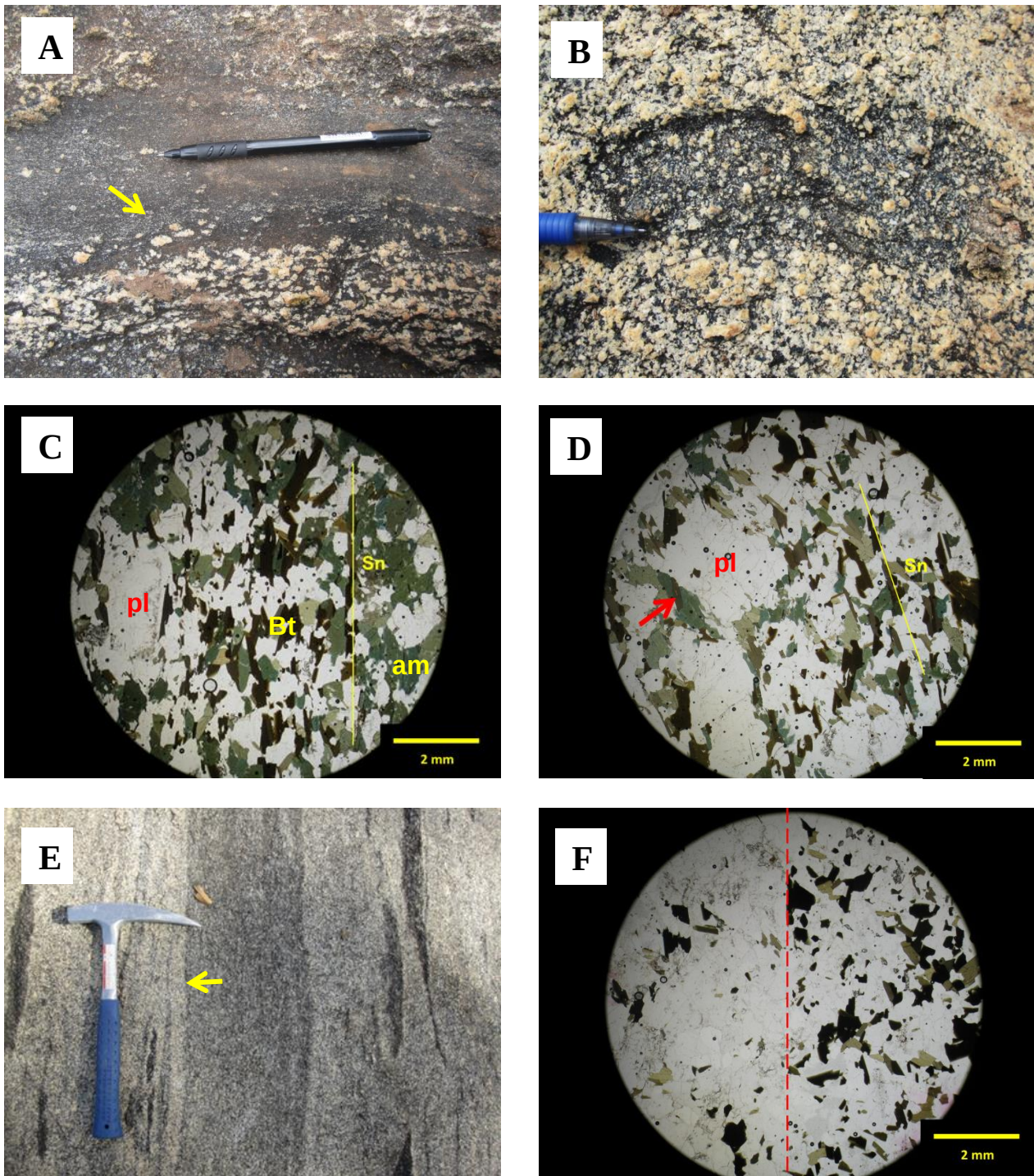


Figura 4.10: Características dos *enclaves* do Tonalito Brasilândia. A) *Enclave* máfico da fácies Brasilândia de granulação grossa, estirado segundo a foliação, em seus limites observa-se a entrada de xenocristais da hospedeira (*mingling*-seta amarela); B) Processo de *mingling* em fase mais avançada em *enclave* elíptico, contendo vários xenocristais de plagioclásio, da fácies de granulação grossa; C) Fotomicrografia mostrando a textura nematolepidoblástica do *enclave* e a foliação Sn; D) Fotomicrografia mostrando um xenocristal de plagioclásio (seta vermelha) e orientação do restante da rocha segundo a foliação Sn; E) *Enclaves* de diferentes tonalidades que refletem diferentes composições da fácies Brasilândia Fino; F) Fotomicrografia da lâmina feita no contato entre o *enclave* e sua hospedeira (da porção apontada pela seta amarela na foto anterior). Todas as fotomicrografias com luz transmitida e nicóis paralelos.

4.4 Granodiorito Guarataia

O Granodiorito Guarataia encontra-se no nordeste da área, tem formato aproximadamente triangular, com um dos vértices alongado em direção a sudoeste. Constitui entre os corpos aflorantes na área, o de relevo mais alçado. Faz contato intrusivo com as encaixantes, evidenciado por injeções do granitoide nas rochas da sequência metassedimentar (parte das encaixantes), observado principalmente na porção oeste do corpo. Apresenta foliação de fluxo ígneo de direção paralela às bordas do corpo. Em sua porção leste exhibe foliação de estado dúctil, de direção NE-SW, paralela a zona de cisalhamento que ocorre próxima, a leste do corpo (Figura 4.1).

Em função da diferença marcante de granulação encontrada no plúton, ele foi dividido em fácies Guarataia Fino (ou de granulação fina), a qual predomina e é representada por (titanita)-epidoto-biotita granito a granodiorito de granulação fina, e em fácies Guarataia Porfirítico, representada por epidoto-biotita granito a granodiorito que varia texturalmente de subporfirítico a porfirítico. O contato entre as fácies é gradacional. São encontrados no plúton *enclaves* máficos (descritos no item 4.4.3) e injeções pegmatíticas, dispostas em bolsões ou veios, formando contatos que variam de bruscos a gradacionais com o restante do corpo. Os pegmatitos são compostos por quartzo e feldspato, e menor quantidade de biotita, em cristais de até 6 cm de comprimento.

4.4.1 Fácies de granulação fina

A fácies Guarataia Fino predomina no corpo, ocupando cerca de 70% de sua área. É representada por rochas que variam de granitos a granodioritos de granulação fina a média e cor cinza. Apresenta foliação de fluxo magmático, melhor marcada nas bordas do corpo (Figuras 4.11 A e B). Localmente são encontradas porções leucocráticas de composição granítica e com quantidades de biotita inferiores ou iguais a 5%. Estas ocorrem de forma dispersa, sem apresentar locais de exposição preferenciais, sob a forma de veios ou bolsões, em contato brusco ou gradacional com os demais litotipos da fácies.

Petrografia Microscópica da fácies de granulação fina

As rochas desta fácies variam de (titanita)-epidoto-biotita granito a granodiorito de granulação fina, com textura fanerítica equigranular hipidiomórfica e podem ou não apresentar foliação de fluxo ígneo. Sua mineralogia essencial é composta por plagioclásio, microclina, quartzo e biotita castanha.

Quando presente, a foliação de fluxo ígneo é indicada pela orientação, predominantemente de palhetas de biotita e dos cristais de feldspato alongados e, em alguns casos, pela orientação dos prismas de allanita, epidoto e titanita (Figuras 4.11 C, D e E).

O plagioclásio Oligoclásio-Albita compõe 15-40% das rochas e é predominantemente anédrico a subédrico. Pode apresentar zonamento normal. Localmente alguns cristais apresentam antipertitas e/ou podem conter inclusões de biotita, apatita, epidoto e zircão. Pode apresentar-se alterado para sericita e argilo-minerais (Figura 4.11 C).

Cristais de microclina (10-40%) podem ser pertíticos, principalmente os cristais maiores, e comumente mimerquita é encontrada no seu contorno formando um envoltório. Existem alguns cristais com abundantes inclusões de biotita, plagioclásio, apatita e mais raramente anfibólio e epidoto (Figura 4.11 C).

Quartzo (20-25%) é intersticial e anédrico. Nas amostras de borda observa-se alguns cristais estirados e parte deles exibe extinção ondulante. O contato entre os grãos raramente é poligonal.

Biotita (15-25%) exibe pleocroísmo de bege a marrom castanho. Pode apresentar substituição por clorita (rica em Fe), e localmente em rochas mais alteradas, a substituição pode ser completa, com formação de palhetas de clorita e minerais opacos, como produto da reação (Figuras 4.11 C, D e E).

Titanita chega a compor 6% da composição modal da rocha. Exibe pleocroísmo de rosa claro a marrom rosado e tem em média entre 1 e 5 mm de comprimento (Figura 4.11 B). Muito comumente são euédricas com hábito geminado em cunha e mais raramente os cristais são prismáticos ou granulares. É comum conter inclusões de ripas subédrica de plagioclásio. (Figuras 4.11 B e D).

Minerais do grupo do epidoto constituem cerca de 5-8% da composição modal. Allanita ocorre como prismas euédricos a subédricos que podem atingir 0,5 cm de comprimento. Estão isolados na matriz. Apresentam-se geralmente parcialmente a completamente isotrópicos e excepcionalmente, exibem zonamento preservado. Ocorre ainda, como prismas curtos a equidimensionais manteados por borda euédrica a subédrica de espessura variável de epidoto ou clinozoisita. O epidoto ocorre ainda como prismas na matriz. Para todos os casos citados acima para os minerais do grupo do epidoto observa-se que quase sempre eles estão em contato ou parcialmente inclusos na biotita (Figuras 4.11 B e C).

A apatita ocorre em prismas curtos, raramente existem cristais aciculares. Zircão euédrico a subédrico com hábito prismático ou acicular, às vezes com bordas arredondadas. Ambos podem ser encontrados inclusos na biotita e o zircão produz alteração metamítica na mesma. Muscovita ocorre como alteração da biotita e do feldspato, às vezes chega a formar palhetas grandes de cerca de 5 mm de comprimento.

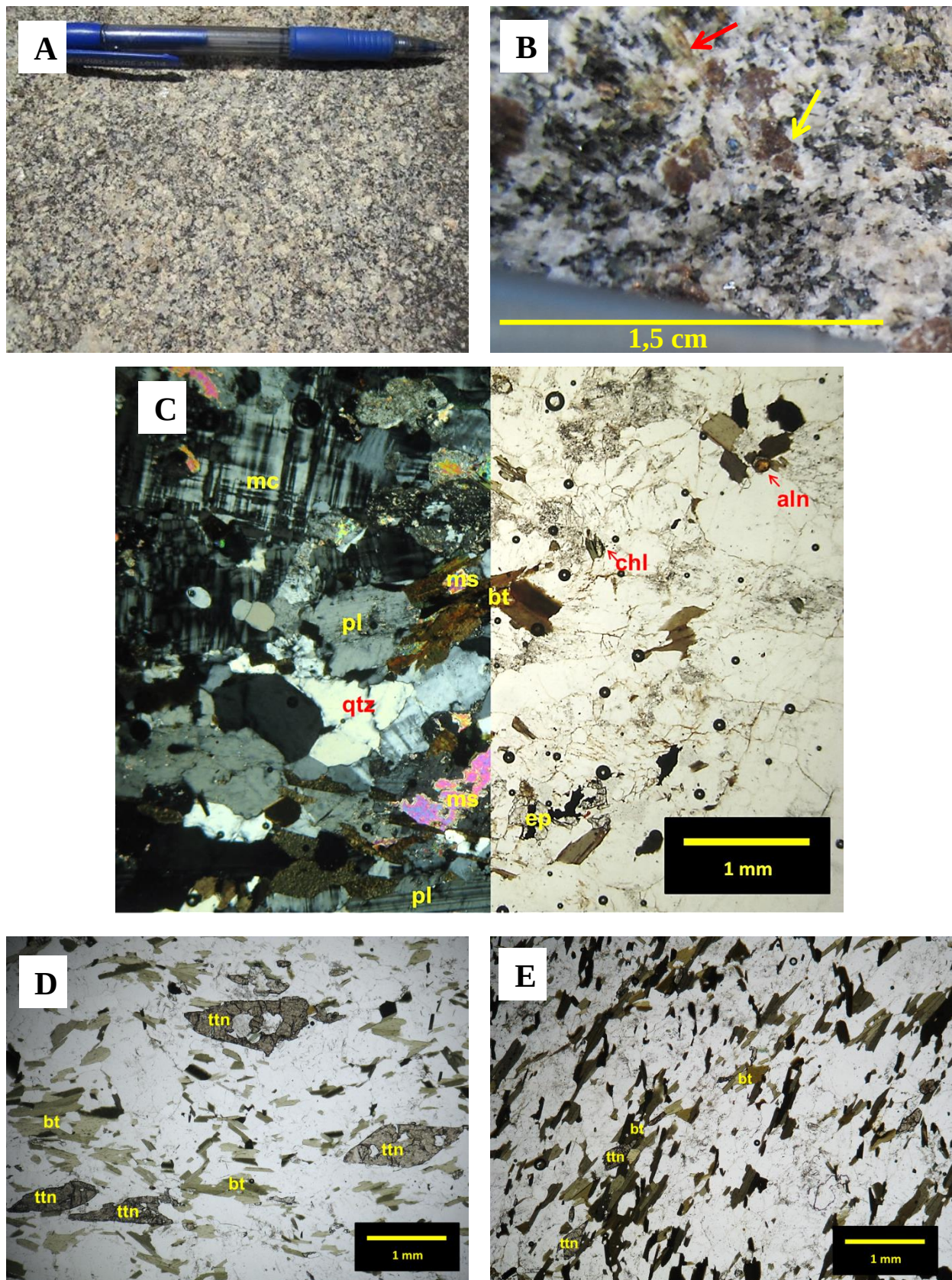


Figura 4.11: Características da fácies de granulação fina. A) Biotita-granitóide isotrópico, comum na fácies fina; B) Granodiorito da parte central do corpo enriquecido em allanita envolta por epidoto (seta vermelha) e titanita euédrica (seta amarela); C) Fotomicrografia mostrando textura e mineralogia comum da fácies fina; D) Fotomicrografia de rocha da fácies de porções com fluxo ígneo enriquecida em titanitas euédricas; E) Fotomicrografia da porção foliada ductilmente localizada na porção leste do corpo. Fotomicrografias em luz transmitida nicóis paralelos e lado esquerdo de C com nicóis cruzados.

4.4.2 Fácies porfirítica

A fácies Guarataia Porfirítico, menos abundante, encontra-se distribuída em porções de contornos irregulares no meio do corpo e em toda a borda leste e nordeste (Figura 4.1). É constituída por rochas de mesma composição da fácies Guarataia Fino, mas que apresentam textura porfirítica a subporfirítica. Tratam-se de (epidoto)-biotita granito a granodiorito cinza, que variam de isotrópicos a incipientemente foliados por fluxo. A foliação comporta-se assim como na outra fácies, aumentando do centro para a borda do corpo. Seus exemplares possuem fenocristais euédricos de hábito tabular, algumas vezes equidimensionais de base quadrangular, com até 3 cm, mas que têm em média 1-2 cm e sua matriz é fanerítica de granulação fina a média (Figura 4.12 A).

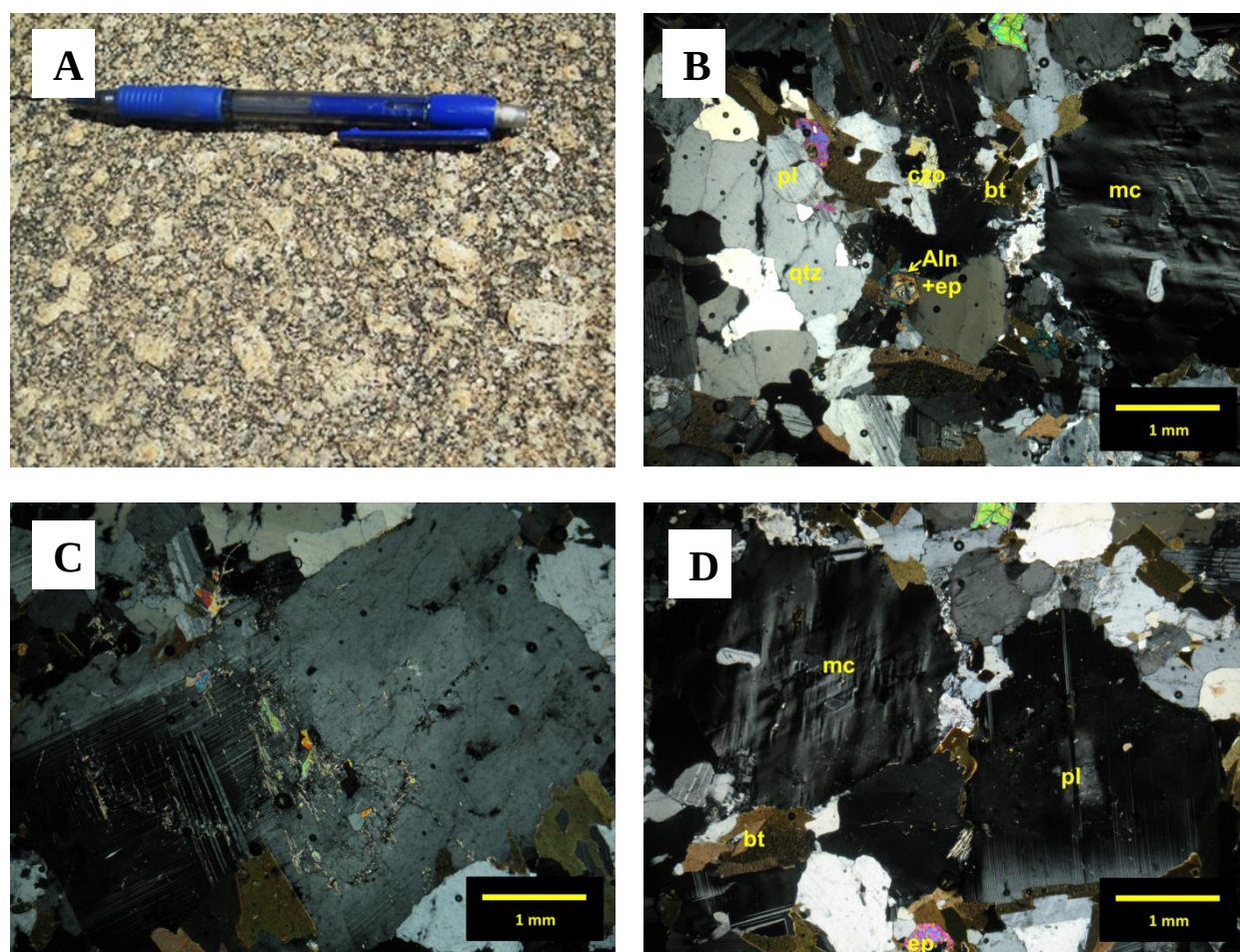


Figura 4.12: Características das rochas da fácies Guarataia Porfirítico. A) Aspecto macroscópico de amostra sem fluxo ígneo; B) Fotomicrografia da matriz da rocha; C) Fenocristal de plagioclásio (com cerca de 5 mm) zonado normalmente, parcialmente alterado no centro e contendo inclusões de biotita; D) Fotomicrografia mostrando cristais anédricos de feldspato, microclina à esquerda e plagioclásio zonado à direita. Todas as fotomicrografias foram tiradas em luz transmitida e nicóis cruzados.

Petrografia microscópica da fácies Guarataia Porfirítico

As rochas desta fácies variam de (epidoto)-biotita granito (mais comum monzogranitos, mas existem álcali-granitos) a granodiorito porfiríticos a subporfiríticos. Os exemplares porfiríticos contêm fenocristais euédricos de microclina e de plagioclásio e seu tamanho pode atingir 2 a 3 cm de comprimento. Nos subporfiríticos têm cerca de 1 a 2 cm (Figuras 4.12 A, C e D). Localmente os fenocristais podem apresentar bordas levemente arredondadas. A matriz é hipidomórfica fanerítica de granulação fina a média (textura granítica-figura 4.12 B). Os cristais de feldspato e as palhetas de biotita marcam a orientação de fluxo magmático, quando esta é presente.

A microclina (15-35%) aparece como fenocristais ou na matriz. Observa-se que comparativamente com o plagioclásio compõe a porção dos fenocristais de tamanho maior, sendo mais abundante nas rochas porfiríticas. Pode conter inclusões de biotita, epidoto e plagioclásio, e em alguns casos elas estão orientadas, em uma direção distinta da orientação do fluxo seguida pelo cristal que as contém. Esta feição indica uma rotação do cristal pelo fluxo posteriormente à sua formação, em uma direção diferente da qual foi cristalizado. Mimerquita é comum nos contatos. Os minerais de alteração mais comuns são sericita e argilo-minerais (Figuras 4.12 B e D).

Os cristais de plagioclásio compõem entre 20-35%. Os fenocristais geralmente apresentam zoneamento normal e comumente, contém inclusões de epidoto, biotita, apatita e zircão. Os cristais que compõem a matriz são de granulação média. O plagioclásio apresenta variados níveis de alteração para sericita, carbonato, argilo-minerais. Saussuritização ocorre raramente (Figuras 4.12 B, C e D).

Quartzo (15-25%) é granular anédrico a subédrico, pode exibir extinção ondulante e contatos em 120° pontualmente. A biotita (10-25%) exibe pleocroísmo de bege a marrom (castanho) ou bege a marrom avermelhado (IM-05) e varia quanto ao seu grau de orientação. Localmente está parcialmente substituída para clorita (rica em Fe) e minerais opacos. Mica branca secundária também é encontrada próxima da biotita e como produto de alteração dos feldspatos.

Os minerais do grupo do epidoto geralmente integram a mineralogia acessória da rocha. São encontrados, em ordem de abundância, epidoto, allanita e clinozoisita. Às vezes atingem cerca de 5% da composição modal. O epidoto e clinozoisita aparecem predominantemente como prismas subédricos (geralmente menores que 1 mm) na matriz. Na maioria das vezes estão em contato com a biotita.

Cristais de allanita, quando presentes, podem ocorrer de duas formas. A primeira e mais comum é sob a forma de cristais subédricos manteados por epidoto ou clinozoisita subédrica a anédrica fraturada radialmente a partir da allanita. A segunda forma, menos frequente, é como

prismas euédricos zonados geralmente alterados e com uma fina borda de cerca de 0,2 mm de epidoto. Em ambos os casos ela pode apresentar-se parcialmente isotrópica. Essas associações ocorrem tanto em cristais equidimensionais quanto alongados. Em ambos os casos podem conter inclusões de biotita, plagioclásio e apatita.

A titanita é marrom, granular e pode formar massas anédricas a subédricas. Raramente ocorre como inclusão no plagioclásio e o contrário também ocorre. Encontra-se fracamente orientada quando a rocha apresenta orientação por fluxo ígneo.

A apatita e o zircão estão sempre presentes. A primeira sob a forma prismática e, mais raramente, acicular. Pode estar inclusa na biotita, no feldspato ou no epidoto/clinozoisita. O zircão é prismático ou acicular e pode estar incluso na biotita produzindo alteração metamítica na mesma. Minerais opacos subédricos foram identificados macroscopicamente como magnetita.

4.4.3 Enclaves

São encontrados *enclaves* de dois tipos. O tipo mais comum são os *enclaves* máficos de mineralógica semelhante a da rocha hospedeira salva as proporções entre quartzo e feldspato e o conteúdo de minerais máficos, maior na hospedeira e menor nos *enclaves*. Eles estão presentes em todo o corpo e variam quanto a sua forma (e.g. circulares, elipsoidais ou estirados segundo a foliação) e o grau de interação com a sua hospedeira (Figura 4.13 A).

O segundo tipo, menos comum, é encontrado exclusivamente na borda oeste do corpo. São xenólitos de gnaiss finamente bandados com formas fragmentadas (Figura 4.13 B).

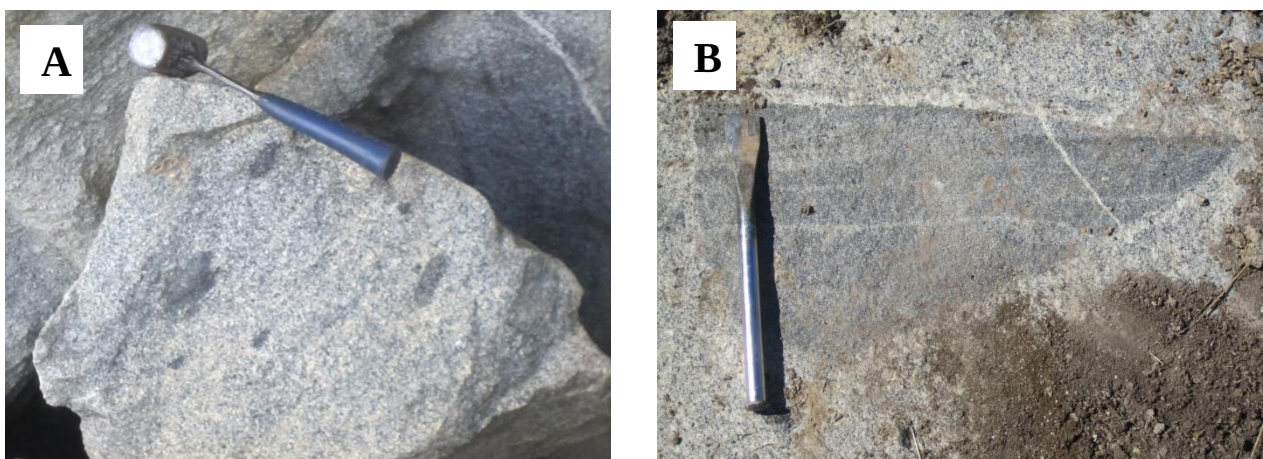


Figura 4.13: *Enclaves* encontrados no Granodiorito Guarataia. A) *Enclaves* máficos aproximadamente elípticos de mesma composição da hospedeira, porém com maior conteúdo de minerais máficos; B) Xenólito com bordas fragmentadas de gnaiss finamente bandado encontrado na porção oeste do corpo.

4.5 Rochas Encaixantes

Na área de estudo, além dos plútons neoproterozóicos, afloram ainda o embasamento riaciano, uma sequência metassedimentar e um leucogranito tipo S. (Figura 4.1). É comum ainda a presença de veios de quartzo de espessura métrica a decamétrica, fortemente foliados, nas duas primeiras unidades, principalmente nas regiões das zonas de cisalhamento.

Apesar de não constituírem objeto direto de estudo desta dissertação essas rochas desempenharam papéis importantes na geração, acomodação e evolução dos plútons e por isso, serão resumidamente descritas a seguir, a fim de melhor posicionar o leitor dentro do contexto da área de estudo.

4.5.1 Embasamento Riaciano

Aflora na porção leste e sul da área de estudo, além de ser encontrado em janelas na sequência metassedimentar. São principalmente gnaisses granodioríticos a graníticos, localmente migmatizados e com *enclaves*/camadas anfibolíticos e/ou calciossilicáticos (Figuras 4.14 D e F). Estas rochas encontram-se visivelmente mais deformadas do que os plútons, principalmente nas regiões próximas às zonas de cisalhamento (Figura 4.14 A), exibindo comumente foliação milonítica, com porfiroclastos rotacionados e dobras. A foliação mergulha preferencialmente para NE. A maior parte dos afloramentos pertencentes a esta unidade e encontram-se muito intemperizados.

O paleossoma é uma rocha cinza, de granulação média, bandado milimetricamente a centimetricamente (Figuras 4.14 A e B). As bandas claras são compostas por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e quantidades menores de biotita e granada, apresentando normalmente, textura granolepidoblástica. As bandas máficas são compostas por plagioclásio, biotita, podendo ou não conter anfibólio e granada, tem textura lepidogranoblástica a lepidonematoblástica. Os minerais acessórios comuns são granada, minerais do grupo do epidoto (mas não nas quantidades encontradas nos plútons), apatita, titanita e zircão.

O neossoma é composto pelo leucossoma e pelo restito. O primeiro é branco, de granulação média a grossa, composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e menores quantidades de granada. Geralmente são encontrados dispostos paralelamente à foliação ou em bolsões (Figuras 4.14 C e D). O restito é composto essencialmente de minerais máficos, como biotita e anfibólio, e às vezes, alguma granada e plagioclásio. As rochas calcissilicáticas, por vezes também aparecem como restitos em meio ao leucossoma do neossoma (Figuras 4.14 D e E). A quantidade total de granada nessas rochas atinge cerca de 10%.

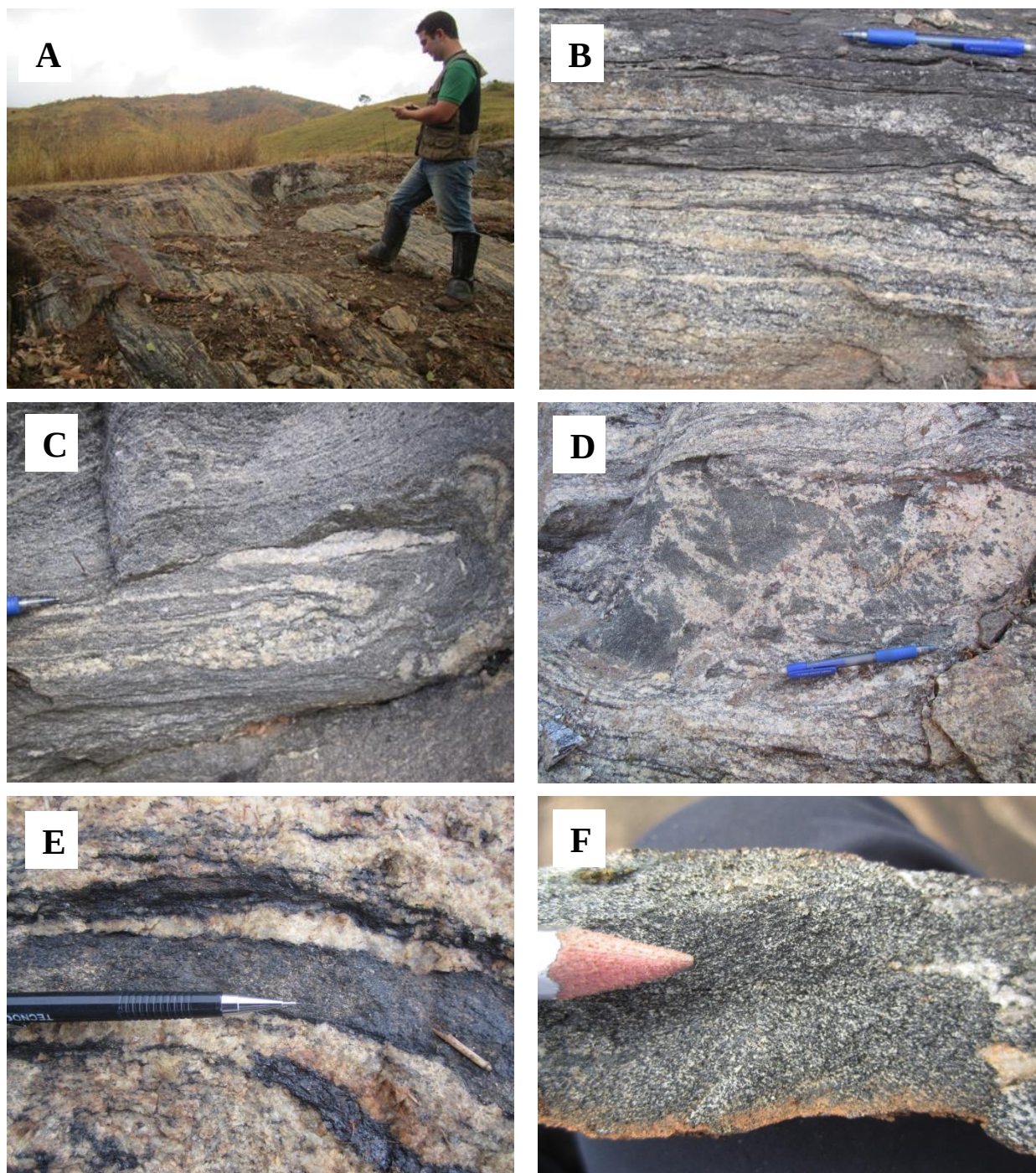


Figura 4.14: Características das rochas gnáissicas do embasamento riachano. A) Gnaiss com bandamento marcado de zona mais deformada; B) Bandamento menos definido com bandas félsicas do leucossoma do neossoma concordantes entre as bandas do paleossoma; C) Dobra recumbente isoclinal no gnaiss na qual observa-se que o leucossoma do neossoma também foi dobrado junto com restante da rocha; D) Bolsão de leucossoma no neossoma contendo fragmentos de rocha calciossilicática que não foi fundida (restito); E) Restito rico em biotita em meio ao leucossoma composto por quartzo e feldspato potássico do neossoma; F) Aspecto do anfibolito encontrado como *enclaves* e/ou camadas nos gnaiss.

4.5.2 Sequência Metassedimentar e leucogranito tipo S

Na porção norte e oeste da área aflora uma sequência metassedimentar. O contato entre ela e o embasamento não foi identificado, mas aparentemente é normal. Esta sequência é formada por paragneisses migmatítico (Figura 4.15 A) com intercalações, por vezes decimétricas, de rochas calcissilicáticas (Figura 4.15 C) e por xistos.

O paragneisse é composto por biotita, granada (Figura 4.15 F), quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, em proporções variáveis ao longo da área. Algumas porções por sua vez, apresentam sillimanita (Figura 4.15 E), principalmente próximos aos plútons neoproterozóicos, cordierita e cianita. Quando torna-se mais calcissilicático, e menos aluminoso, são encontrados clinopiroxênio, minerais do grupo do epidoto, anfibólio e granada (mais cálcica, rosada). Algumas vezes as porções calcissilicáticas encontram-se intensamente cortadas por vênulas paralelas milimétricas de quartzo e feldspato e a rocha adquire um aspecto gnáissico localmente (Figura 4.15 B). Nos afloramentos mais migmatizados é possível observar *enclaves* calcissilicáticos em meio às fusões. Neste caso os *enclaves* exibem formatos fragmentados ou às vezes dobrados, e em geral há uma borda de interação entre ele e sua hospedeira composta essencialmente por biotita, além de granadas no leucossoma próximas ao contato (Figura 4.15 D).

O contato entre os plútons e as encaixantes é caracterizado como do tipo intrusivo, muitas vezes, feito com base em observações nesta sequência. Como por exemplo, a observação de injeções de meta-tonalito do Tonalito Brasilândia e de granodiorito do Granodiorito Guarataia no paragneisse, e também é encontrada nela, a paragênese indicativa de metamorfismo de contato na porção nordeste do Enderbito Chaves.

Na faixa entre os corpos Tonalito Brasilândia e Enderbito Chaves observa-se que o paragneisse encontra-se mais migmatizado, bem como nas bordas dos corpos neoproterozóicos. É possível ainda, notar que em direção ao Enderbito Chaves o corpo torna-se cada vez mais migmatítico, com volume de fusão cada vez maior. No contato com o Enderbito Chaves a anatexia do paragneisse gera um granada-biotita leucogranito, contendo *enclaves* de paragneisse. Este corpo tem dimensões pequenas (cerca de 5 km²) e o seu contato é gradacional com o paragneisse da sequência metassedimentar (Figura 4.16). O leucogranito exhibe textura fanerítica hipidiomórfica de granulação fina a média, e varia de isotrópico a moderadamente foliado. Exibe variados graus de intemperismo (mais intemperizado, com cor amarela, na figura 4.16D). Granada e biotita atingem no máximo 5% da composição modal cada uma, e a granada geralmente encontra-se substituída por biotita com cor diferente da encontrada no restante da rocha (verde).

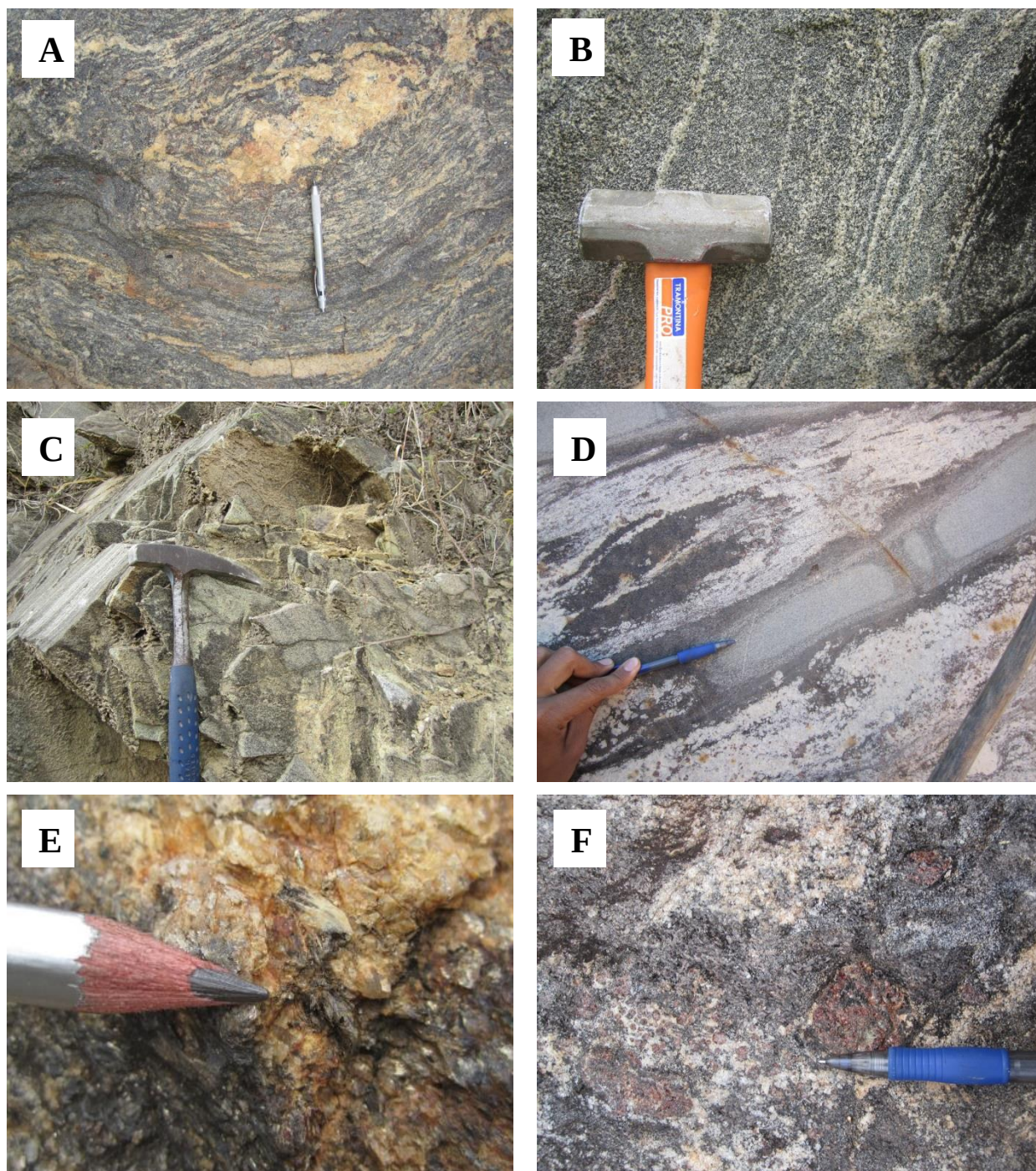


Figura 4.15: Características das rochas da sequência metassedimentar. A) granada-biotita paragnaisse migmatítico; B) Rocha calcissilicática venulada, adquirindo localmente aspecto de gnaiss em função da intensa venulação; C) Intercalação de rocha calcissilicática; D) *Enclave* calcissilicático em meio a bolsão com leucossoma do neossoma do paragnaisse, nas bordas do *enclave* são encontradas bordas de reação (mais escuras) e o leucossoma é enriquecido em granada neste contato; E) Silimanita fibrosa encontrada no paragnaisse; F) Granadas centimétrica bordejadas por biotita comumente encontradas no paragnaisse e nos migmatitos.

Como no contato com o Enderbito Chaves, este último contém algumas granadas, e uma vez que, este corpo contém componentes gabróicos, e é portanto, o de mais alta temperatura da área, uma hipótese razoável é a de que a temperatura da intrusão deste plúton tenha contribuído para a fusão do paragnaisse e resultado na geração do granito tipo S.

Não é possível determinar a idade desta sequência pelas relações de contato, sendo possível apenas estabelecer que ela foi depositada antes do *emplacement* dos plútons neoproterozóicos. Ela pode tanto corresponder a parte da associação vulcano-sedimentar da bacia relacionada ao arco Rio Doce, quanto fazer parte de uma sequência sedimentar mais antiga.

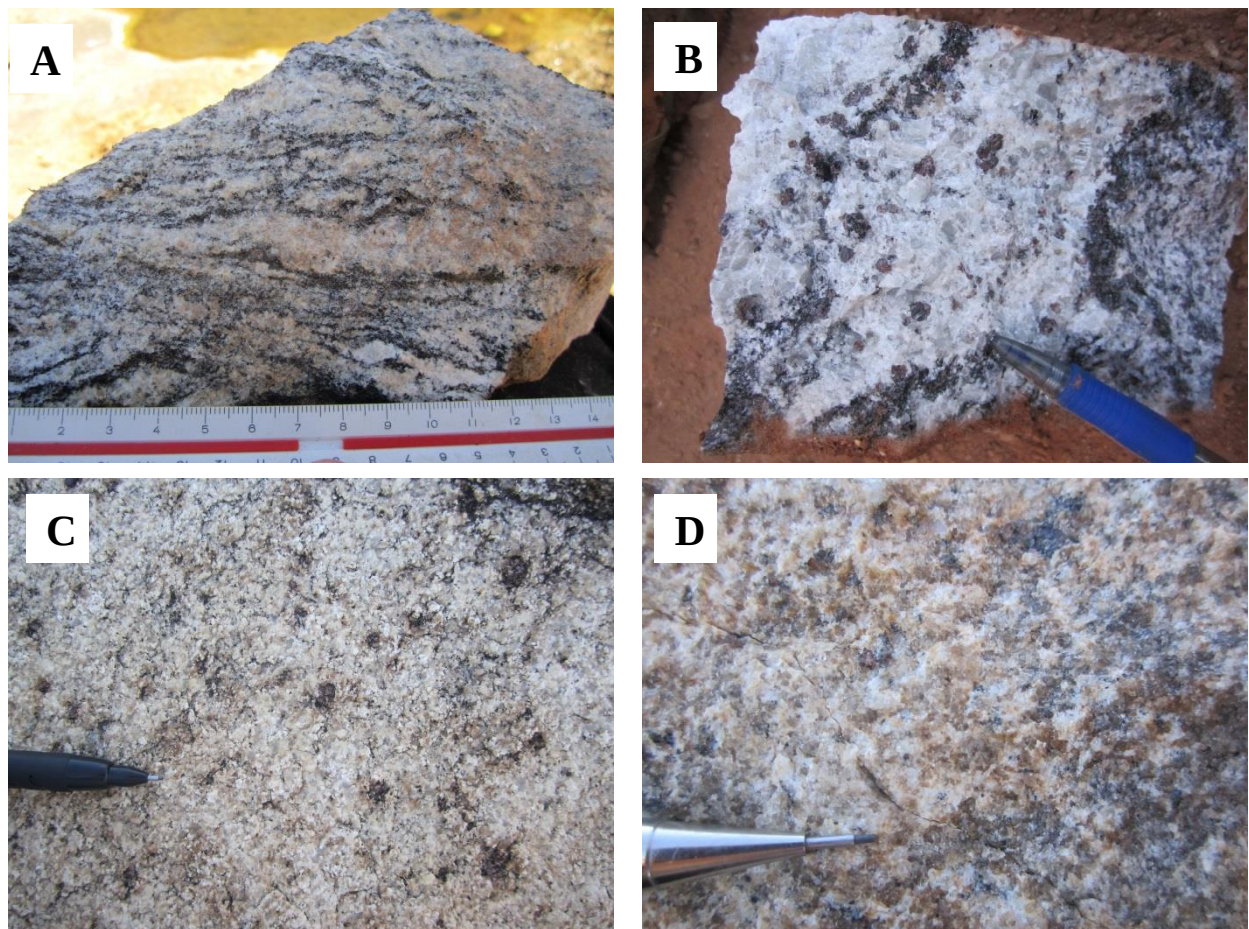


Figura 4.16: Evolução da fusão do paragnaisse para geração do leucogranito. A) Paragnaisse com porções do leucossoma do neossoma injetadas paralelamente às bandas e estas apresentam-se ainda parcialmente preservadas; B) Aumento do grão de fusão, granada leucogranito, as porções máficas já formam pequenas porções fracamente orientadas (restito) e o neossoma tem granulação mais grossa; C) O grau da fusão aumenta ainda mais e o neossoma passa a um granada-biotita leucogranito; D) Aspecto do granada-biotita leucogranito intemperizado, como ele normalmente é encontrado.

Capítulo V - Geocronologia U-Pb

5.1 Introdução

Foram analisadas cinco amostras, três dos corpos ígneos (uma de cada plúton enfocado) e duas do embasamento Riachão. As amostras M-02, do Enderbitto Chaves, pertencente à fácies gabronorito; M-21A, da fácies de granulação grossa do Tonalito Brasilândia e M-11 da fácies porfirítica do Granodiorito Guarataia, bem como uma amostra do embasamento granodiorítico, tipo-I (M-03) foram analisadas com o método U-Pb em aparelho SHRIMP II, no Laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas, da Universidade de São Paulo (USP). A amostra IV-48, também representante do embasamento, porém de sua porção de composição granítica enriquecida em granada, do tipo S, foi analisada com o método U-Pb em aparelho LA-MC-ICP-MS, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

5.2 Metodologia

5.2.1 Preparação das amostras

Cerca de 10 a 20 kg de cada amostra foram coletados. A britagem, a lavagem e a secagem das amostras foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPMTC-UFMG, de acordo com os procedimentos convencionais. Posteriormente, as amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Preparação de Amostras (LOPAG), da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), onde foram moídas, peneiradas e concentradas na fração 80# a 120#. O concentrado de minerais pesados foi encaminhado para o laboratório de preparação de amostras do SHRIMP-USP, onde os líquidos densos, bromofórmio de densidade $2,88 \text{ g/cm}^3$ e iodeto de metileno ($3,31 \text{ g/cm}^3$), foram utilizados para separar os zircões do restante do concentrado. Posteriormente foi realizada a montagem de *mounts* circulares de 2,5 cm de diâmetro em resina *epoxy*, os quais em seguida foram polidos até que os grãos fossem revelados, e então metalizados com carbono para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e secundários, utilizando para isso o equipamento de catodoluminescência. Em seguida, os *mounts*, passaram por uma lavagem, com a qual a cobertura de carbono foi retirada, para novamente serem metalizados, desta vez com ouro, para a realização das análises U-Pb nos zircões.

5.2.2 Metodologia para análise U-Pb SHRIMP

As amostras foram analisadas com equipamento SHRIMP II com os procedimentos analíticos, bem como parte das reduções, feitas segundo Sato (2013, em preparação). Para o procedimento neste equipamento os *mounts* foram confeccionados com 48 grãos de zircão, dos quais 24 foram selecionados para análises, levando-se em consideração a escolha dos mais diferentes tipos, quanto a sua morfologia e cor, objetivando-se assim a análise de todas as variedades de cristais presentes. A complementação da redução dos dados foi realizada utilizando o *software* SQUID 1.06 e o programa para Diagramas de Concórdia ISOPLOT 4 (Ludwig 2003, 2009). As concentrações de urânio, chumbo e tório foram referenciadas para o zircão-padrão TEMORA (Black *et al.* 2003) e o *spot* do equipamento tem diâmetro igual a 30 µm. As escolhas dos cristais dentre todos os analisados levou em conta os grãos com baixa discordância (até 5%), teor de chumbo comum, nunca superior a 1,5% e erros das razões individuais inferiores a 7%.

5.2.3 Metodologia de análise U-Pb LA-MC-ICP-MS

Para a amostra feita com LA-MC-ICP-MS (New Wave modelo UP213 nm) foram analisados cerca de 90 grãos. Esta amostra apresentou cristais com bordas de sobrecrecimento, as quais também foram analisadas, objetivando-se a determinação de eventos posteriores à cristalização. O procedimento operacional e a rotina do equipamento são descritos detalhadamente por Chemale *et al.* (2012). Para o cálculo das idades foram selecionados os cristais com discordância abaixo de 20%, teor de chumbo comum inferior a 0,5% e erros das razões individuais sempre abaixo de 8%.

5.3 Análise dos dados – Método U-Pb SHRIMP

5.3.1 Enderbrito Chaves – Fácies Gabronorito (amostra M02)

A amostra M-02 (UTM: 7969629N/ 0195469E) foi coletada no afloramento M-02 às margens da estrada de terra que liga a BR-116 ao vilarejo de Chaves. Trata-se de um meta-gabronorito foliado. Neste afloramento observam-se rochas gabronoríticas, enderbíticas e uma zona de mistura entre elas. O alvo da datação foi a porção mais máfica, o meta-gabronorito, livre de venulações (Figuras 5.1 A e B). Sua composição química é gabróica ($\text{SiO}_2(\%)=51,45$; $\text{Na}_2\text{O}(\%)=3,24$ e $\text{K}_2\text{O}(\%)=1,62$; vide capítulo VI – Litoquímica).

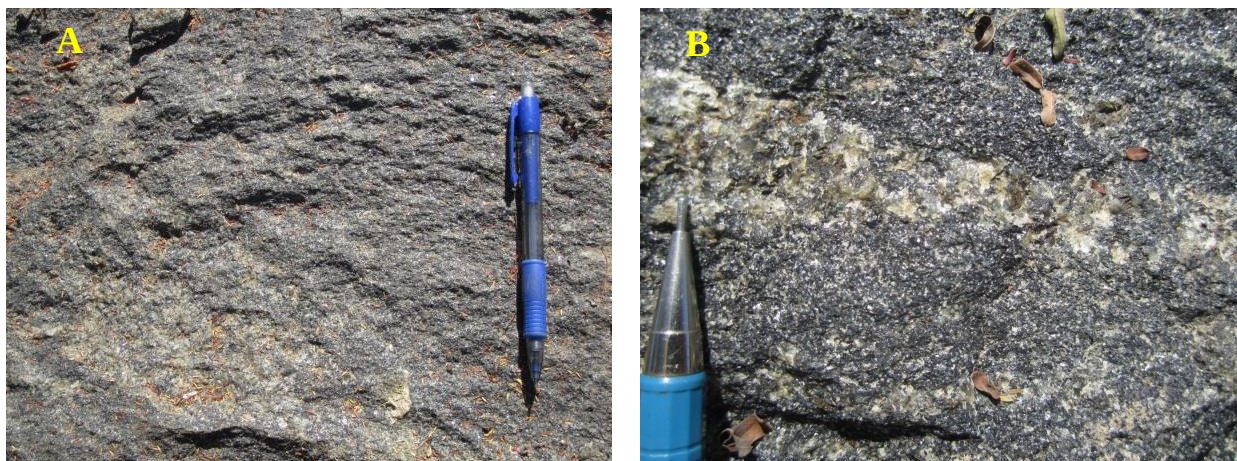


Figura 5.1: Meta-gabronorito selecionado para datação da fácies gabronorito do Enderbitto Chaves. Na fotografia B observam-se as vênulas de enderbitto de granulação grossa que cortam o meta-gabronorito.

Os grãos de zircão encontrados nesta amostra são em geral bem formados, prismáticos, amarelos e exibem zonamento oscilatório interno nas imagens de catodoluminescência, feição típica de zircões de rochas ígneas. Apresentam-se tanto em prismas curtos, quanto longos, com razões, comprimento:largura, entre 3:2 e 5:2. Alguns cristais apresentam morfologia levemente arredondada. Os exemplares com borda aparentemente de sobrecrecimento foram analisados na borda e no núcleo e forneceram a mesma idade (e.g. Ponto M02D 9.1 na figura 5.2).

As razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ encontradas estão entre 0,49 e 0,70, compatíveis com rochas magmáticas, e os dados analíticos de sete grãos forneceram a idade concordante de 599 ± 15 Ma, a qual é interpretada como a idade de cristalização da fácies gabronorítica (Dados encontram-se disponíveis na tabela V-A no ANEXO V - Figura 5.3).

Dentre os vinte e quatro grãos analisados quatro apresentaram idades superiores à idade de cristalização, entre *ca.* 1,5 e 2,1 Ga. Quando os dados destes cristais são plotados no diagrama concórdia, observa-se que os quatro cristais são mais antigos, e estes são considerados, no presente trabalho, como grãos herdados do embasamento. Eles não são considerados parte de uma discórdia, junto com os grãos mais novos, uma vez que as razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de todos os cristais são características de rochas ígneas. Quanto às suas características, eles exibem uma superfície mais irregular, mas o seu zonamento interno encontra-se preservado (Figura 5.4).

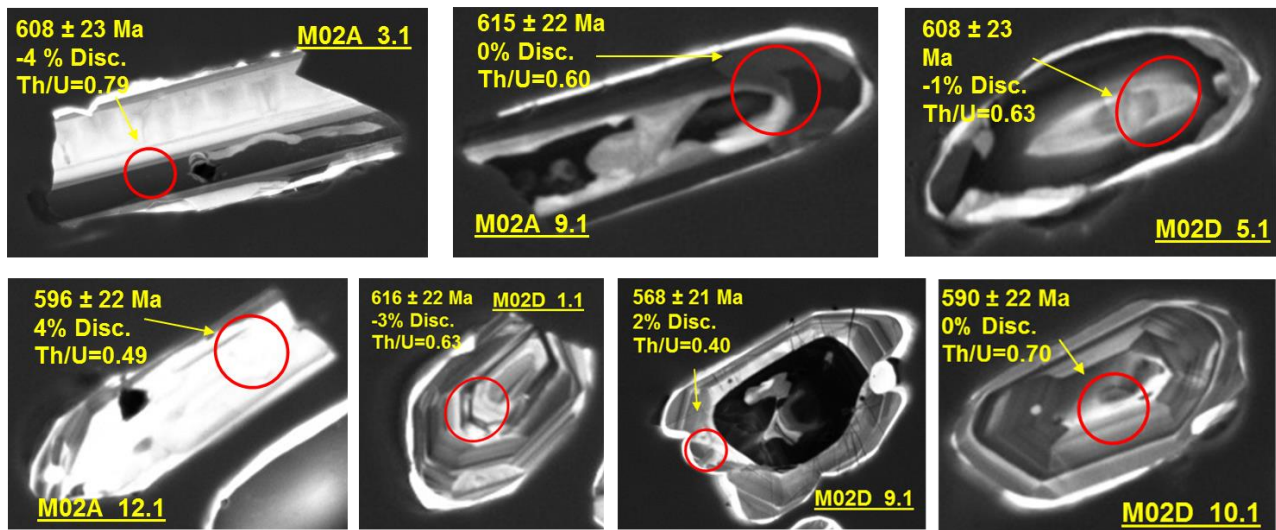


Figura 5.2: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M-02 utilizados na determinação da idade concordante de cristalização. Nas imagens estão marcados a localização dos *spots* (30µm) analisados, as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a discordância e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

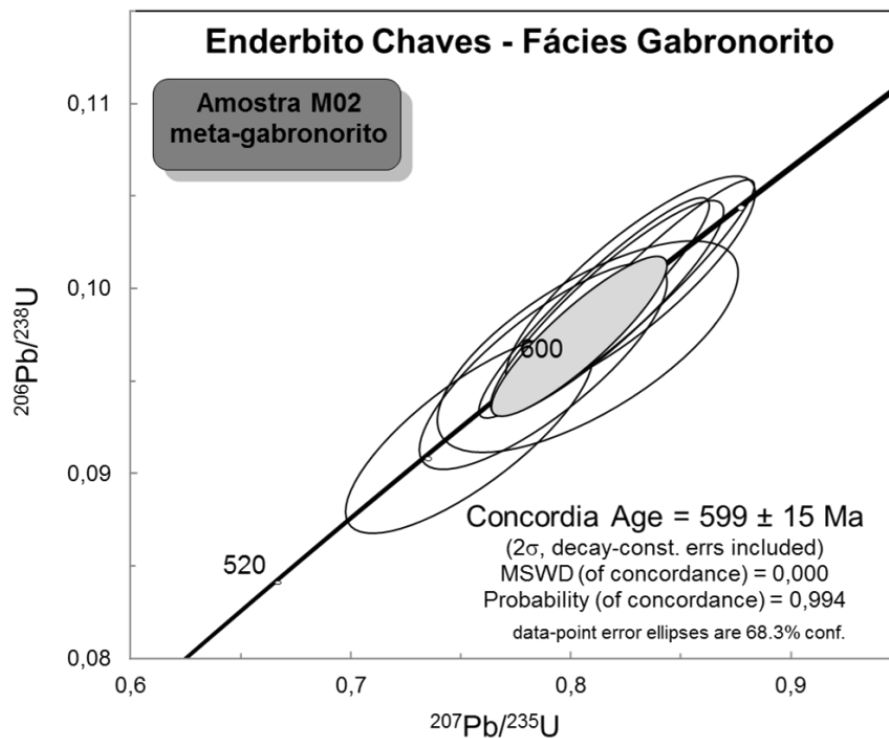


Figura 5.3: Idade de cristalização da amostra M-02, da fácies gabronorito do Enderbitto Chaves, em diagrama concórdia Wetherill, obtida com idade de sete cristais.

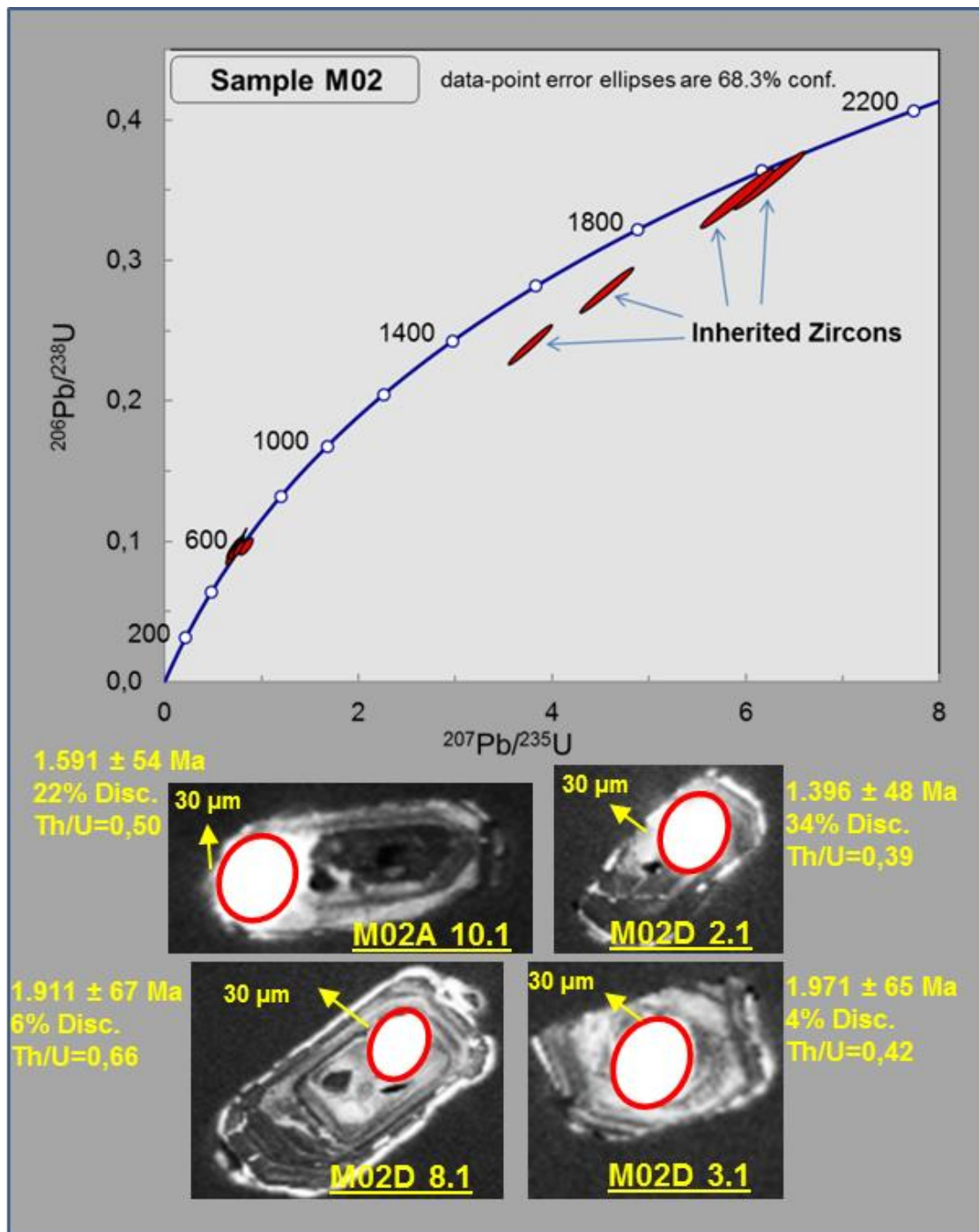


Figura 5.4: Diagrama concórdia com os grãos herdados de idades entre 1,5 e 2,1 Ga encontrados na fácies gabronorito e imagens de catodoluminescência dos cristais mostrando seu zonamento interno preservado. Nas imagens estão marcados a localização dos *spots* (30µm) analisados, as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a discordância e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

5.3.2 Tonalito Brasilândia – Fácies de granulação grossa (amostra M21A)

A amostra representante analisada da fácies Brasilândia de granulação grossa é a M-21A (UTM: 7985856N/0190941E). O alvo da datação foi o epidoto-biotita-hornblenda meta-diorito ($\text{SiO}_2(\%)=59,53$; $\text{Na}_2\text{O}(\%)=3,02$ e $\text{K}_2\text{O}(\%)=2,0$; vide capítulo VI – Litoquímica), o qual aflora no leito de uma drenagem que corta a estrada de terra que liga os vilarejos de Guarataia e Frei Serafim. No afloramento são encontrados *enclaves* máficos (Figura 5.5).



Figura 5.5: A-Afloramento M-21 do meta-tonalito contendo *enclaves* máficos; B- Detalhe do meta-tonalito.

Esta rocha apresenta diferentes populações de zircões. Uma delas é composta por grãos alongados com razões de comprimento:largura entre 6:1 e 6:2, outra exhibe prismas curtos com razão, principalmente, 4:1 e a outra de razão 3:2, sendo que estes últimos exibem maior luminescência. Os cristais são bem formados, prismáticos, com raras exceções de cristais levemente arredondados (geralmente os de razão 3:2). São amarelos e todos exibem zonamento oscilatório interno, nas imagens de catodoluminescência (Figura 5.6).

Todos os vinte e quatro grãos analisados apresentam razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ indicativas de rochas ígneas, compreendidas no intervalo entre 0,26 e 0,58. Destes, onze grãos fornecerem a idade concordante de 581 ± 11 Ma, Esta idade é interpretada como a idade de cristalização da fácies de granulação grossa do Tonalito Brasilândia (Figura 5.7). Os dados das análises encontram-se disponíveis na tabela V-B do ANEXO V).

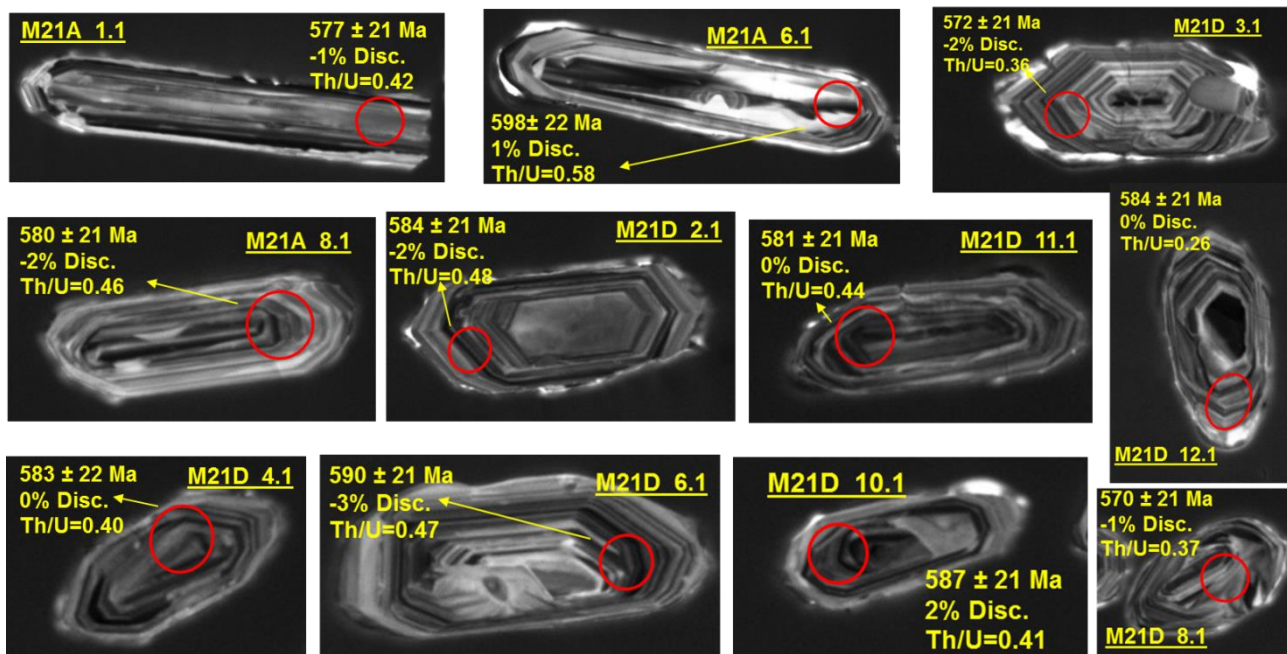


Figura 5.6: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M-21A utilizados na determinação da idade concordante de cristalização. Nas imagens estão marcados a localização dos *spots* (30µm) analisados, as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a discordância e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

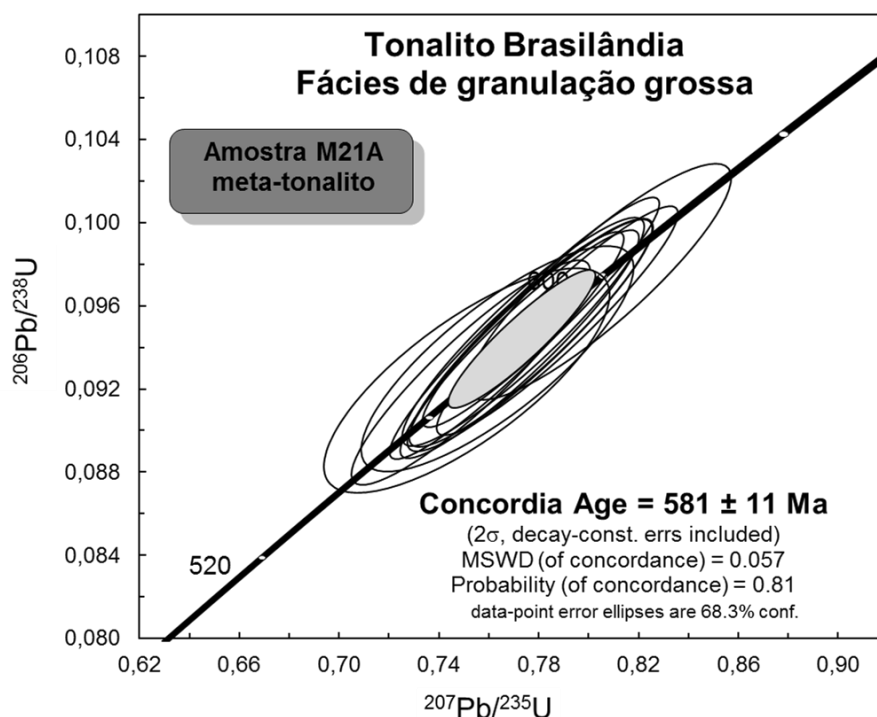


Figura 5.7 Diagrama concórdia de Wetherill que forneceu a idade concordante de cristalização da fácies de granulação grossa do Tonalito Brasilândia.

5.3.3 Granodiorito Guarataia – Fácies Porfirítica (amostra M-11)

A amostra selecionada para representar este corpo foi retirada do ponto M-11(UTM: 7975727N/ 0200586E) o qual se localiza às margens da estrada de terra que liga a BR-116 ao vilarejo de Guarataia. Petrograficamente a rocha é classificada como um epidoto-biotita monzogranito porfirítico com textura ígnea preservada, e quimicamente trata-se de um granodiorito ($\text{SiO}_2(\%)=63,02$; $\text{Na}_2\text{O}(\%)=3,17$ e $\text{K}_2\text{O}(\%)=4,16$; vide capítulo VI-Litoquímica; Figura 5.8).



Figura 5.8: Monzogranito (quimicamente granodiorito) porfirítico representante da fácies Guarataia porfirítico.

Os zircões desta amostra exibem grande variedade morfológica. São encontrados grãos prismáticos alongados com razões comprimento:largura iguais a 4:1, 5:2, prismas mais curtos com razões 3:2, até cristais quase equidimensionais a levemente arredondados. Apesar da grande maioria dos cristais apresentarem zonamento oscilatório, alguns cristais exibem aspecto “manchado” com apenas parte do zonamento preservado, estes não foram analisados em função desta perturbação poder ter sua origem relacionada a processos de metamitização. Outros cristais não foram analisados por apresentarem alta luminescência, o que é um indicativo de baixo teor de U e geralmente é prejudicial aos resultados (Figura 5.9).

Alguns cristais nos quais se observou a existência de feições que pudessem ser produto de sobrecrecimento foram analisados tanto nas bordas quanto nos núcleos, e os resultados obtidos foram semelhantes em ambos os casos.

Entre os vinte e quatro zircões analisados, quinze foram selecionados e forneceram a idade concordante de 576 ± 9 Ma. As razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ dos cristais que forneceram a idade estão entre 0,12 e 0,74 (Figura 5.10). Os resultados das análises encontram-se disponíveis na tabela V-C do ANEXO V).

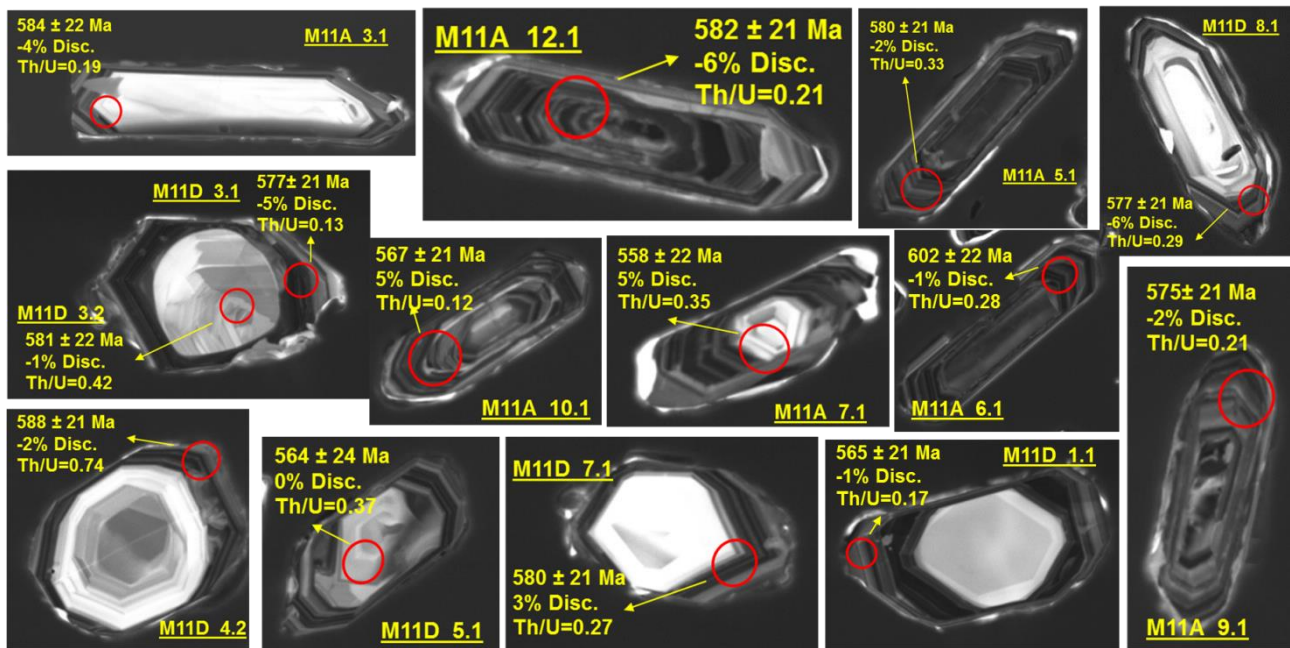


Figura 5.9: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra M-11 utilizados na determinação da idade concordante de cristalização. Nas imagens estão marcados a localização dos *spots* (30 μ m) analisados, as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a discordância e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

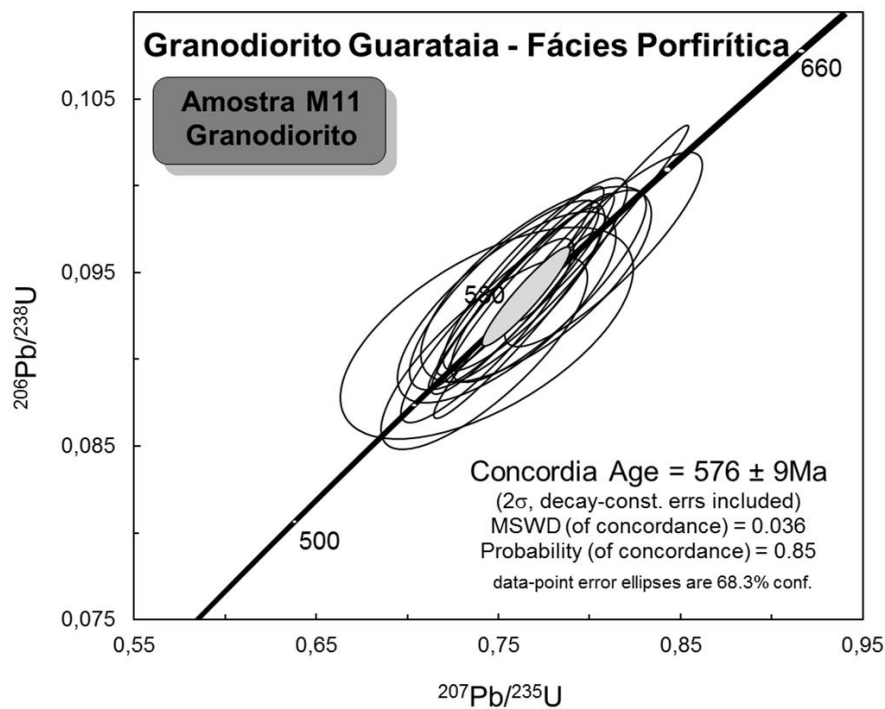


Figura 5.10: Idade da amostra M-11 obtida através do diagrama de concórdia de Wetherill para a fácies porfírica do Granodiorito Guarataia.

5.3.4 Embasamento Granodiorítico tipo I (amostra M-03)

A amostra selecionada foi retirada do afloramento M-03 (UTM: 7963791N/0188770E), localizado próximo à estrada de terra que liga os vilarejos de Chaves e Brasilândia. Trata-se de um biotita gnaiss migmatizado de composição granodiorítica (química e petrograficamente). Foram coletados apenas exemplares do paleossoma (Figura 5.11).

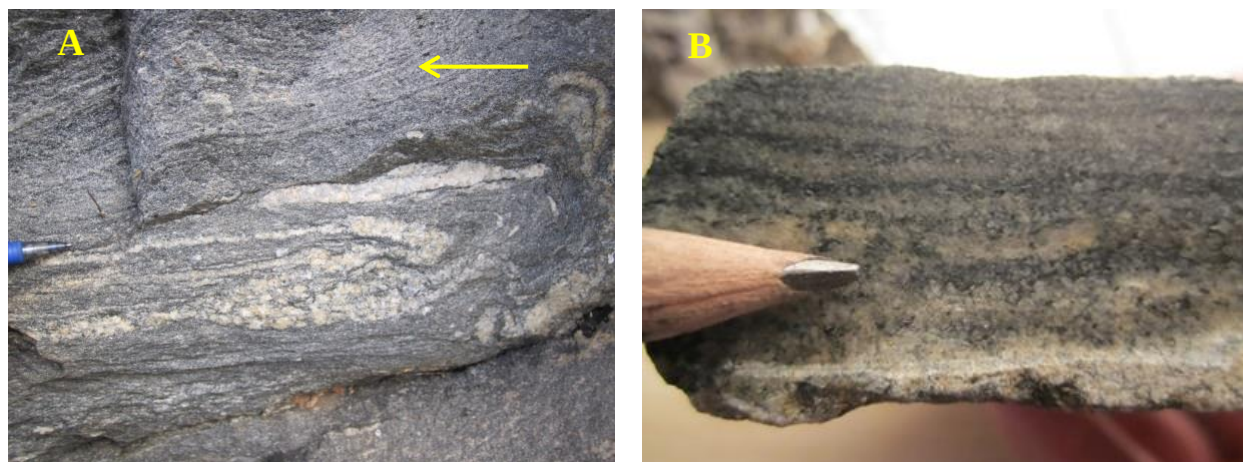


Figura 5.11: Visão do afloramento M-03 representante do embasamento granodiorítico migmatizado com destaque da porção alvo da datação indicada pela seta amarela (A) e detalhe da amostra do paleossoma, selecionado para a datação (B).

Os zircões desta amostra exibem grande variação morfológica, com cristais prismáticos cujas razões comprimento/largura variam entre 7:1 e 2:1, e também cristais mais equidimensionais, levemente arredondados. Os primeiros são mais comuns. Quanto a sua estrutura interna, observa-se que existem grãos com níveis variados de metamitização, desde incipiente até avançado e também cristais com alta luminescência. Alguns cristais apresentam bordas com luminescência diferente do núcleo, que poderia indicar um sobrecrecimento metamórfico, mas estes foram analisados, e levaram a resultados semelhantes aos obtidos nos núcleos (Figura 5.12).

Dentre os vinte e quatro grãos analisados, onze foram selecionados e plotadas no diagrama concórdia de Wetherill, os quais forneceram uma idade de 2.110 ± 12 Ma, interpretada como a idade de cristalização da rocha (Figura 5.13). Estes cristais têm razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ entre 0,49 e 1,28, indicativas de zircões de rochas ígneas (os resultados das análises encontram-se disponíveis na tabela V-D do ANEXO V).

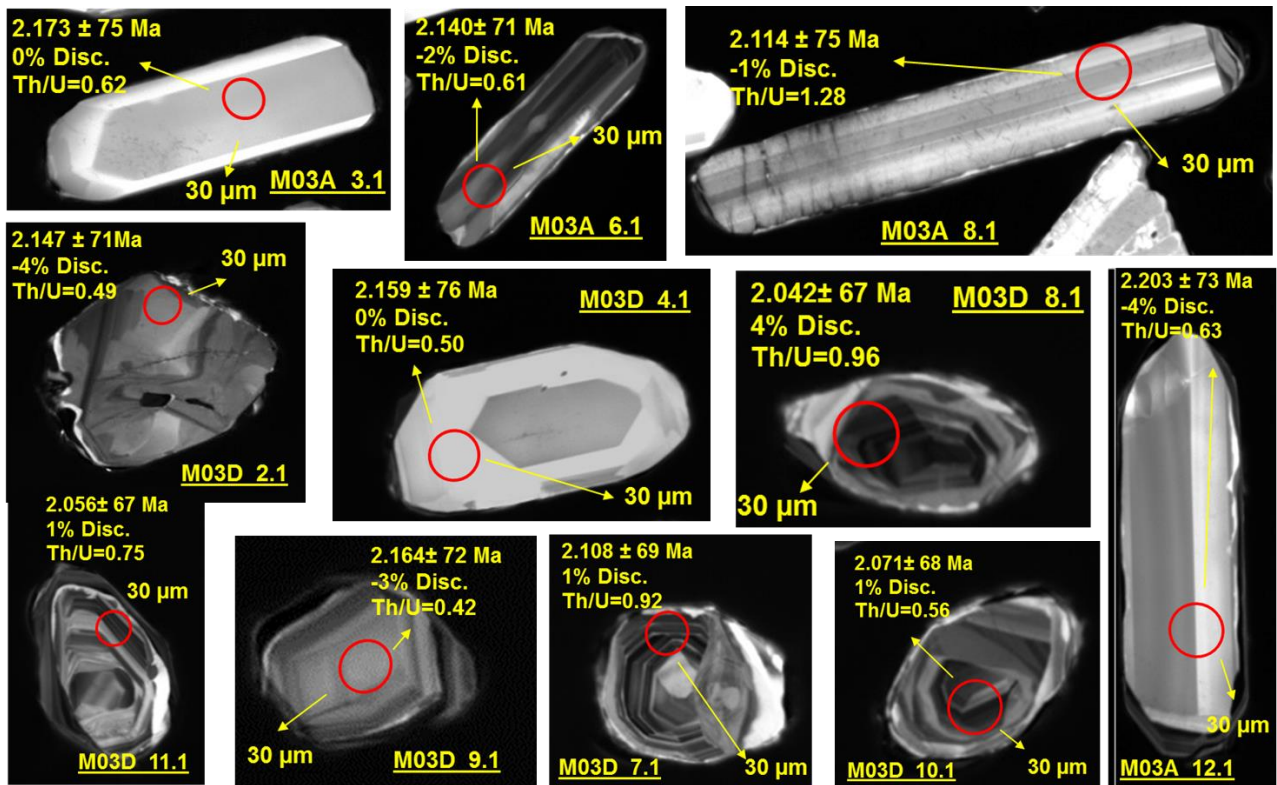


Figura 5.12: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão que forneceram a idade concordante de cristalização do embasamento granodiorítico tipo-I. Para cada grão são apresentadas ainda a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, o valor da discordância e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

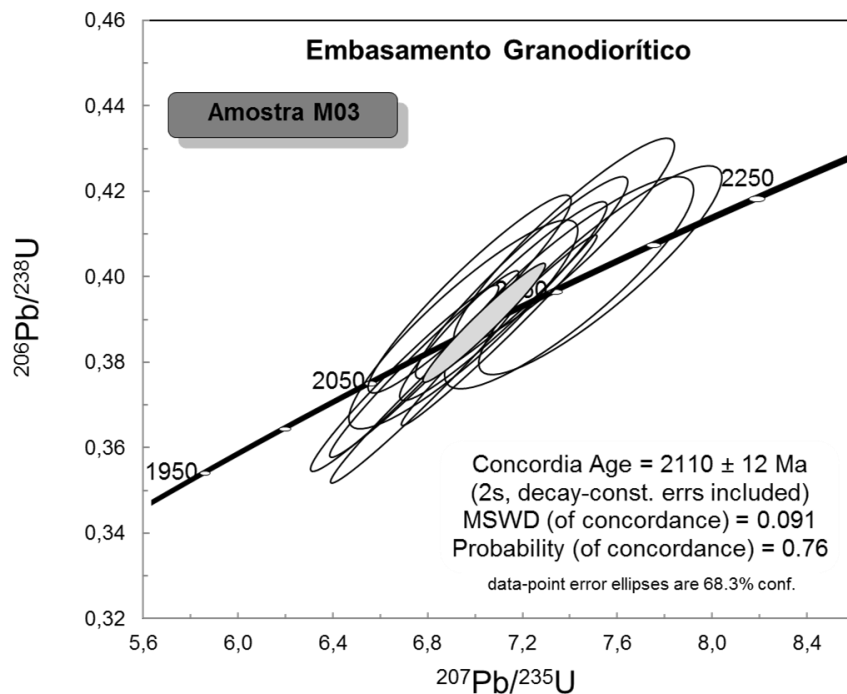


Figura 5.13: Idade da amostra M-03, representante do embasamento granodiorítico, representada no diagrama concórdia de Wetherill.

5.4 Apresentação dos dados – Método U-Pb por LA-MC-ICP-MS

5.4.1 Embasamento granítico enriquecido em granada tipo S (amostra IV-48)

A amostra representante desta unidade é um granada-biotita gnaiss migmatizado de composição monzogranítica (baseado em análise petrográfica microscópica - Figura 5.14). Foi retirada do ponto IV-48 (UTM: 7970418N/ 190863E) na estrada de terra que liga o vilarejo de Chaves à região de Taboquinha.



Figura 5.14: Afloramento do gnaiss migmatizado monzogranítico enriquecido em granada selecionado para datação (A) e detalhe do gnaiss migmatítico (B).

Os cristais de zircão desta unidade apresentam grande diversidade quanto a sua morfologia e estrutura interna. Existem cristais prismáticos, bem formados, com razões comprimento:largura 4:1, 3:1 e 2:1, os quais apresentam zonamento interno oscilatório. Alguns cristais, apesar de exibirem-se bem formados têm sua estrutura interna obliterada por processos metamíticos de diferentes intensidades e nesse caso apresentam baixa luminescência. Há ainda cristais fracamente arredondados (Figura 5.15).

Foram analisados oitenta e sete grãos, os quais, no diagrama concórdia de Wetherill, marcam uma discórdia relacionada à perda de chumbo (Figura 5.16).

Trinta cristais forneceram, a partir do intercepto superior, a idade de 2.107 ± 71 Ma, interpretada como a idade de cristalização da rocha (Figuras 5.16 e 5.17). Os dados das análises encontram-se disponíveis na tabela V-E no ANEXO V.

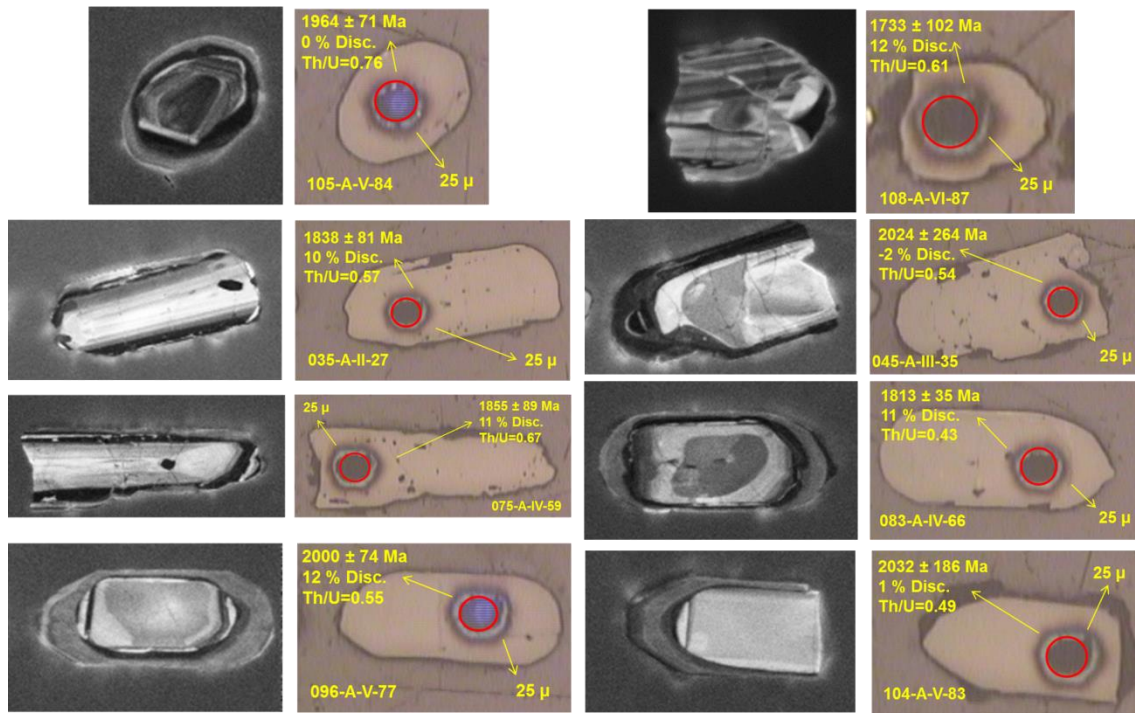


Figura 5.15: Imagens de elétrons retroespalhados à esquerda e secundários à direita, obtidas com catodoluminescência, de parte dos cristais da amostra IV-48 que forneceu a idade discordante de cristalização por intercepto superior. Para cada grão são apresentadas ainda a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, o valor da discordância e a razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

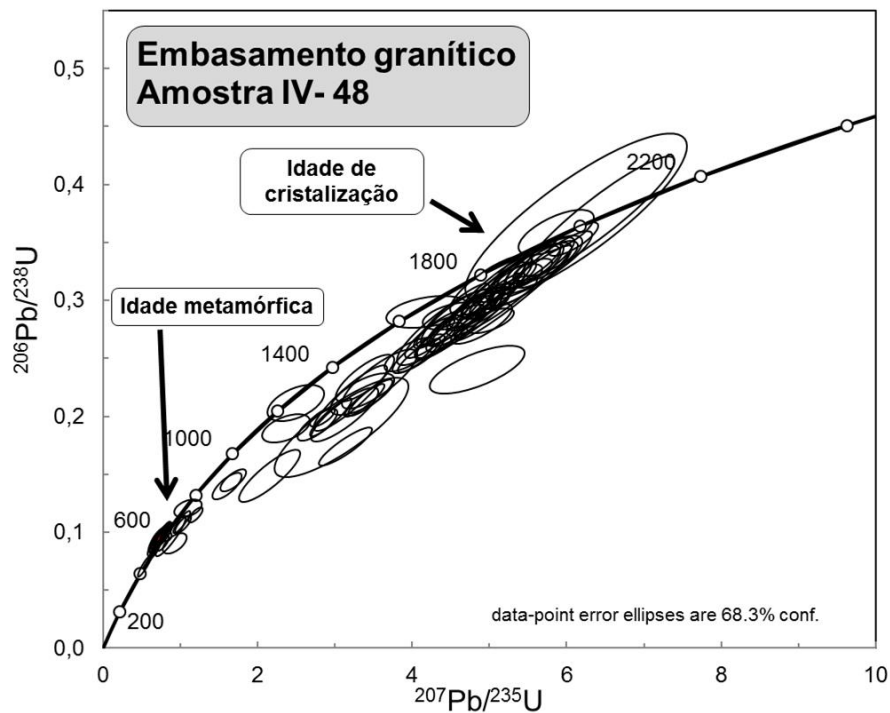


Figura 5.16: Diagrama concórdia de Wetherill, no qual observa-se a discórdia gerada a partir da perda de chumbo dos cristais, cuja interpretação é relacionada a um evento metamórfico. O intercepto superior fornece a idade de cristalização da rocha e o intercepto inferior está relacionado a um evento posterior, como o de metamorfismo.

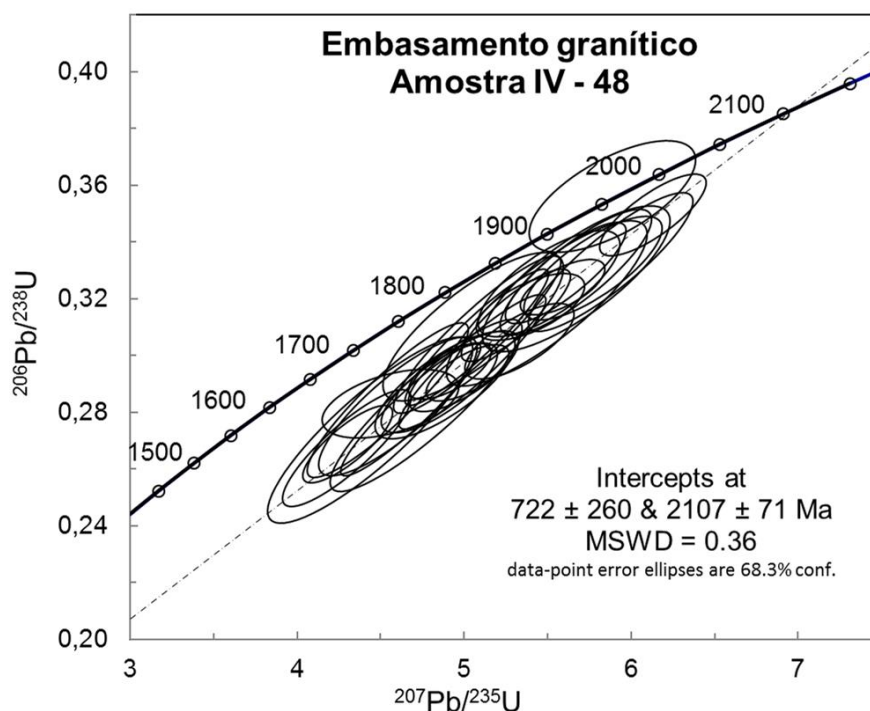


Figura 5.17: Detalhe do diagrama concórdia de Wetherill da figura anterior (5.16) mostrando o intercepto superior que forneceu a idade de cristalização do gnaíse.

Alguns grãos exibem diferenças de luminescência e de orientação do crescimento do cristal nas bordas, o que sugere sobrecrecimento metamórfico. Ao contrário do que ocorreu com as outras amostras, estas bordas forneceram idades diferentes das de seus núcleos. Além destes, grãos com baixa luminescência ou com estrutura interna obliterada também forneceram a idade encontrada nas bordas de sobrecrecimento. O total de nove cristais com estas características e razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ entre 0,03 e 0,15 forneceu uma idade concórdia de 580 ± 19 Ma, interpretada como a idade do evento metamórfico (Figuras 5.18 e 5.19).

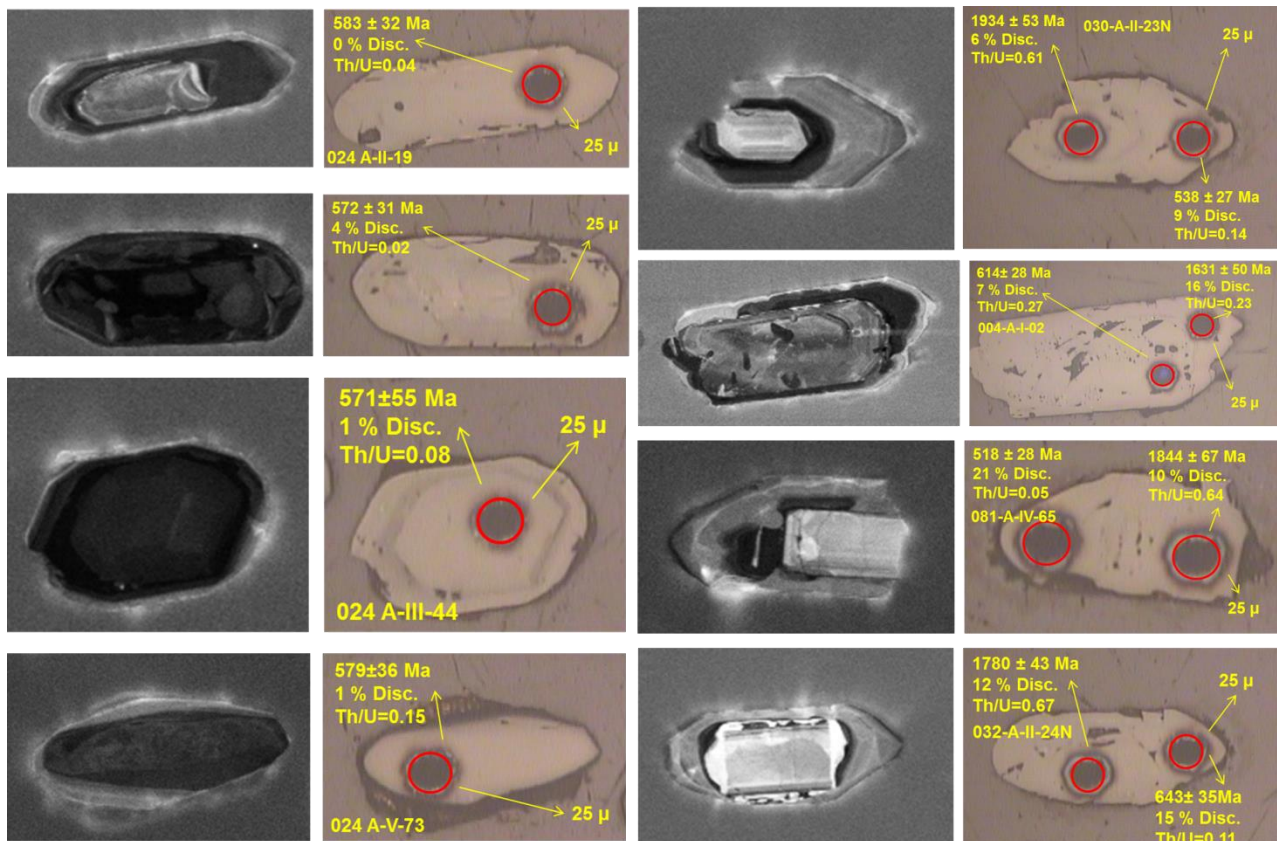


Figura 5.18: Imagens obtidas com catoluminescência, de elétrons retroespalhados à esquerda e de secundários à direita para os cristais que forneceram a idade de metamorfismo da rocha. Observam-se cristais metamíticos com baixa luminescência e cristais com bordas de sobrecrecimento.

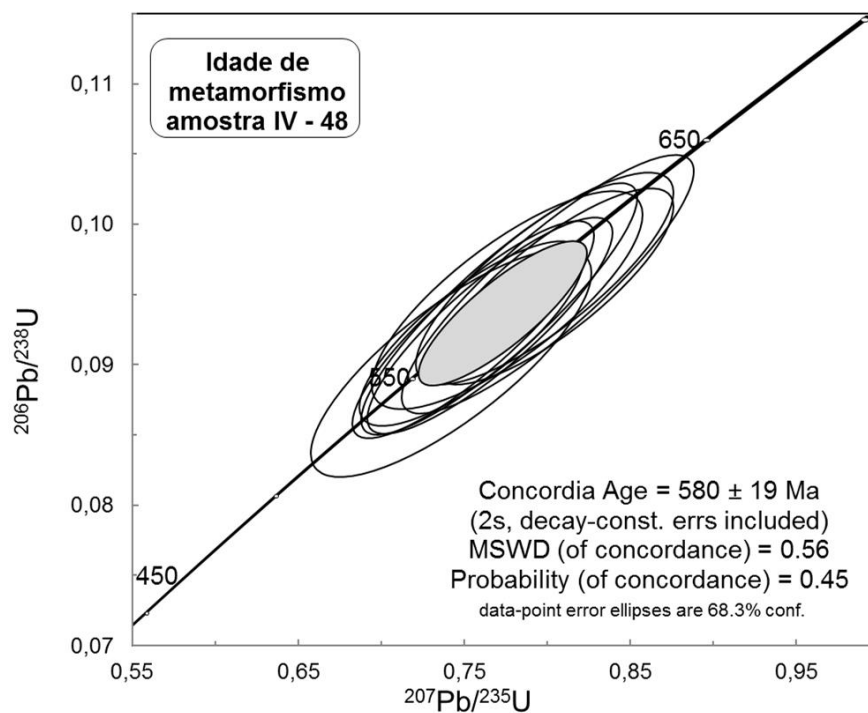


Figura 5.19: Idade do metamorfismo do embasamento tipo-S (amostra IV-48), em diagrama de concórdia de Wetherill, cuja idade de cristalização é 2.107 ± 71 Ma

Capítulo VI – Litoquímica

6.1 Introdução

Este capítulo destina-se a apresentação dos estudos litoquímicos realizados com amostras dos três plútons enfocados nesta dissertação. Tais estudos são indispensáveis para caracterização e classificação das rochas, e elucidação dos processos e ambientes envolvidos na geração das mesmas. Além disso, foram analisadas, visando comparação com dados da literatura, e com os plútons estudados, amostras do embasamento.

6.2 Metodologia

Foram analisados dois lotes de amostras, ambos preparados no CPMTC-UFMG através dos métodos convencionais de britagem, moagem e secagem. O primeiro deles, composto por nove amostras (três do Enderbito Chaves, duas do Granodiorito Guarataia e quatro do Tonalito Brasilândia), marcadas com asterisco (*) na tabela no ANEXO IV, foi analisado no Laboratório de Fluorescência de Raios X do CPMTC-UFMG para determinação dos elementos maiores e ICP-AES para determinação de elemento traço. O segundo lote de trinta e três amostras composto por vinte e seis amostras dos plútons (dez do Enderbito Chaves, sete do Granodiorito Guarataia e nove do Tonalito Brasilândia), três do leucogranito e quatro do embasamento ortognáissico, foi preparado e enviado ao Laboratório ACME para realização das análises de elementos maiores e traço.

A preparação de rocha total, para o segundo lote, foi realizada por meio de fusão com metaborato de lítio (LiBO_4) seguidas por digestão e diluição com HNO_3 . Os óxidos maiores e elementos menores foram analisados no ICP-AES. Os elementos traço (determinação de 45 elementos incluindo refratários e terras raras) foram analisados por ICP-MS, depois de passarem por fusão com metaborato/e tetraborato de lítio ($\text{LiBO}_4/\text{LiB}_2\text{O}_7$). Metais-base foram digeridos com água régia e analisados por ICP-MS.

Durante o tratamento dos dados observou-se que o comportamento dos elementos traços das amostras analisadas no primeiro lote exibia-se muito diferente do das amostras do segundo e, muitas vezes, amostras de um mesmo corpo apresentavam comportamentos diferentes dentro do próprio primeiro lote. Em função disso optou-se por utilizar as análises do primeiro lote apenas para elementos maiores.

6.3 Apresentação e Interpretação dos Dados

6.3.1 Classificação com base em elementos maiores

As amostras de rochas dos três plútons têm teor de sílica entre 48 e 69% e são, portanto, rochas que variam entre básicas e ácidas. A partir do diagrama TAS (Figura 6.1 A) observa-se que as rochas da região ocupam ampla distribuição entre os campos, com representantes que variam desde gabróicos a graníticos. No diagrama de classificação de rochas plutônicas R2 x R1 (Figura 6.1 B), com proporções calculadas em milicátions, as rochas também apresentam uma ampla dispersão.

De uma forma geral, são rochas subalcalinas a alcalinas, não-toleíticas, cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, de médio a alto potássio e variam de metaluminosas a fracamente peraluminosas. A caracterização de cada um dos corpos com base em elementos maiores será apresentada a seguir.

6.3.1.1 Enderbito Chaves

Para as amostras do Enderbito Chaves nota-se que a fácies gabronorito (teor de sílica entre 48 e 57 %) é composta basicamente por gabros a dioritos e exibe conteúdo de álcalis bastante homogêneo (Figura 6.1A). A amostra da fácies gabronorito com maior conteúdo de sílica é representante do *enclave* métrico de gabronorito hospedado em rochas da zona híbrida (amostra R25A; descrição da zona híbrida no capítulo IV- Características Geológicas dos Plútons), e pode refletir a interação entre ele e sua hospedeira (interação esta visível em escala de afloramento resultando em rochas com diferentes tonalidades que refletem diferentes composições. Este *enclave* não é tão máfico quanto as outras rochas desta fácies).

Já as rochas da fácies enderbítica (teor de sílica entre 50 e 59 %) são essencialmente sienodioríticas com apenas um representante gabróico (Figura 6.1A). A amostra (M02W) com menor conteúdo de sílica (gabro - 50,57 SiO₂%) representa as rochas enderbíticas que ocorrem subordinadamente dentro da fácies gabronorítica. A amostra da fácies biotita monzogranito (IMV02) é classificada como granito (SiO₂ = 66% - Figura 6.1A). A amostra representante da zona de mistura (R25C) é classificada como sienodiorítica, bem como as amostras da fácies enderbito, entretanto o seu teor de álcalis é superior ao das rochas enderbíticas, sendo mais parecido com o da fácies biotita monzogranito (Figura 6.1A).

Quanto a sua classificação utilizando milicátions (Figura 6.1B) as rochas do Enderbito Chaves ocupam essencialmente as posições gabróicas (incluindo sienogabro e monzogabro), principalmente a fácies gabronorito, dioríticas (incluindo monzodioritos) e monzoníticas. A amostra da fácies biotita monzogranito ocupa uma posição no campo de mesmo nome (figura 6.1 B).

As rochas do Enderbitto Chaves são em sua maioria subalcalinas, cálcio-alcalinas (a fácies gabronorito) a álcali-cálcicas, principalmente de alto potássio. No diagrama AFM, localizam-se predominantemente no centro do diagrama, próximo ao limite de separação entre as séries toleítica e cálcio-alcalina, e são não-toleíticas. As rochas representantes da fácies biotita monzogranito e da zona híbrida (sienodiorito) estão mais próximas do vértice dos álcalis, a primeira mais que a segunda (Figuras 6.2 A, B e D).

As fácies gabronorito e enderbitto são metaluminosas (índice de aluminosidade entre 0,54 e 0,95), enquanto a fácies biotita monzogranito e o sienodiorito da zona híbrida são fracamente peraluminosas (índice de aluminosidade 1,02 e 1,01, respectivamente), mas todas ocupam o campo dos granitos tipo I (Figura 6.2 C).

Segundo a caracterização de Frost *et al.* (2001) as rochas do Enderbitto Chaves são principalmente magnesianas, cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas (a fácies gabronorito ocupa exclusivamente o campo cálcio-alcalino) e metaluminosas (Figuras 6.2 E e F). Segundo a classificação geoquímica para granitóides encontrada no mesmo trabalho, estas características são compatíveis com plútons localizados na porção principal dos batólitos cordilheranos e são dioritos, monzodioritos e granodioritos (para as rochas cálcio-alcalinas) e com plútons dentro dos batólitos cordilheranos associados com delaminação e espessamento crustal, com exemplares monzoníticos, sieníticos e graníticos de alto K (para as rochas álcali cálcicas).

6.3.1.2 Tonalito Brasilândia

Para as rochas do Tonalito Brasilândia (teor de sílica entre 49 a 69 %) observa-se que as amostras gabróicas e gabro-dioríticas são representantes dos *enclaves* máficos, das fácies de granulação grossa e fina, respectivamente. A fácies de granulação fina contém essencialmente exemplares sieno-dioríticos (bastante dispersos dentro do campo) e um granítico (amostra BD-67). A fácies de granulação grossa, por sua vez, é principalmente granodiorítica com um representante diorítico (Figura 6.1 A).

Segundo o diagrama de De la Roche *et al.* (1980) a fácies de granulação grossa é principalmente composta por tonalitos, com um representante diorítico e um monzogranítico. A fácies de granulação fina é bem mais dispersa, com um representante em cada um dos campos: sienodiorito, monzodiorito, diorito e granodiorito (Figura 6.1 B).

As rochas do Tonalito Brasilândia são subalcalinas (algumas amostras da fácies fina são alcalinas), não toleíticas, cálcicas a cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, de médio a alto potássio e o representante do *enclave* máfico da fácies de granulação fina encontra-se no campo das rochas

toleíticas. A fácies de granulação fina mais uma vez apresenta maior dispersão no diagrama AFM (Figura 6.2 A, B, D e F). No diagrama de potássio *versus* sílica observa-se uma distinção entre as fácies, com a representante de granulação fina ocupando essencialmente o campo de alto potássio e o de granulação grossa o de médio potássio (Figura 6.2 D).

No diagrama de índice de alcalinidade, este corpo é o que apresenta maior dispersão, com valores entre 0,84 e 1,07, e uma amostra da fácies de granulação fina, encontra-se muito fora deste intervalo (L15), sendo fortemente peraluminosa, com índice 1,39. Sendo assim, tem-se que estas rochas variam de metaluminosas a fracamente peraluminosas, e são todas (com exceção de L15) classificadas como granitos tipo I, segundo o limite estabelecido por Chappel & White (1974) (Figura 6.2 C).

Segundo a caracterização de Frost *et al.* (2001) as rochas do Tonalito Brasilândia são principalmente magnesianas e caem dentro do campo dos granitos cordilheranos. Quanto ao índice de alcalinidade modificado (MALI) a fácies de granulação fina ocupa os campos de álcali-cálcico a cálcio-alcalino e a fácies de granulação grossa, ocupa os campos cálcico e cálcio-alcalino. A classificação de aluminosidade varia de metaluminosa e a peraluminosa, sem que diferenças entre cada uma das fácies seja observada. Segundo a classificação geoquímica proposta pelo mesmo trabalho, baseada nos padrões exibidos nos diagramas citados acima, a fácies de granulação grossa está relacionada principalmente a plútons nas porções externas de batólitos cordilheranos, plútons em arco de ilha e plagiogranitos (quando consideradas as amostras cálcicas), plútons nas porções principais de batólitos cordilheranos (considerando as rochas cálcio-alcalinas) e plútons nas porções internas dos batólitos cordilheranos associados com delaminação e espessamento crustal. (Figuras 6.2 C, E e F).

6.3.1.3 Granodiorito Guarataia

As rochas do Granodiorito Guarataia são as que apresentam menor dispersão nos diagramas classificatórios (teor de sílica entre 63 e 69 %) e concentram-se nos campos do granodiorito, com um representante granítico (amostra M24) (Figura 6.1 A). Um padrão semelhante é observado no diagrama de milicátions de R2 – R1 (Figura 6.1 B), onde as amostras ocupam, principalmente, o campo dos granodioritos seguido pelo dos tonalitos e têm um representante monzogranítico. É muito pequena a diferença entre as fácies em ambos os diagramas, no de proporções de milicátions a fácies porfirítica é granodiorítica e tonalítica e a fácies de granulação fina é granodiorítica e tem um representante monzogranítico. A amostra monzogranítica, na classificação R1-R2 é a mesma

que no diagrama de TAS, foge à regra das rochas granodioríticas, e exhibe composição granítica (amostra M24).

As rochas do Granodiorito Guarataia são subalcalinas, não toleíticas, cálcio-alcalinas a álcali-cálcias. No diagrama AFM localizam-se relativamente concentradas alinhadas em direção ao vértice dos álcalis. A amostra da fácies porfirítica L9, que ocupa o campo das rochas toleítica, constitui uma exceção, e como foge muito dos padrões das demais amostras pode ser resultante de alguma contaminação, erro na análise ou esta amostra poderia conter alguma aglomeração de minerais máficos ricos em ferro não identificados no primeiro momento. Sendo assim ela não será considerada como parte do grupo. Ambas as fácies ocupam o campo de alto potássio (Figuras 6.2 A, B, D e F).

Quanto ao índice de aluminosidade de Shand (Figura 6.2 C) as rochas deste corpo exibem valores entre 0,98 e 1,09, apresentando-se densamente agrupadas e são essencialmente, peraluminosas do tipo I. Mais uma vez, uma exceção é encontrada, também para a amostra da fácies porfirítica (L9), a qual é fortemente peraluminosa (1,25) e pertencente ao campo dos granitos tipo S (Figura 6.2 C). Reitera-se assim, a necessidade de excluir a amostra no tratamento do restante do grupo das rochas porfiríticas.

Utilizando a caracterização de Frost *et al.* (2001) essas rochas são ferrosas, variam entre álcali-cálcicas e cálcio-alcalinas e são essencialmente peraluminosas (Figuras 6.2 C, E e F). Segundo a interpretação dada neste trabalho com base nos resultados dos diagramas citados acima, as características geoquímicas exibidas pelo Granodiorito Guarataia são indicativas de granitos a duas micas do tipo A.

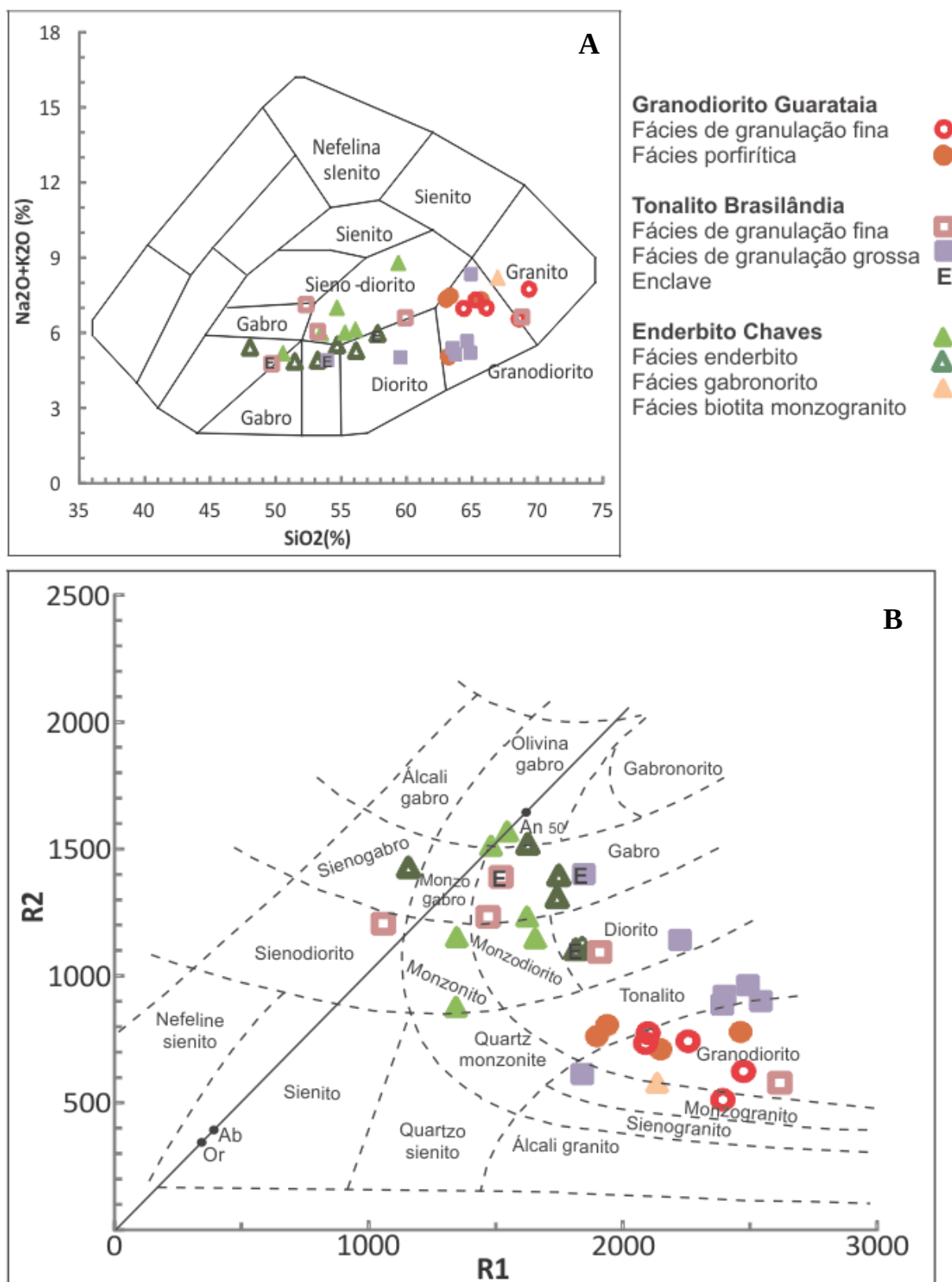


Figura 6.1: Distribuição das rochas dos plútons nos diagramas de classificação e nomenclatura de rochas plutônicas. A) Diagrama total álcalis versus sílica (TAS) de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para rochas plutônicas. B) Diagrama de classificação que utiliza os parâmetros $R1 \times R2$ calculados com proporções em milicátions; $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ (De la Roche *et al.* 1980).

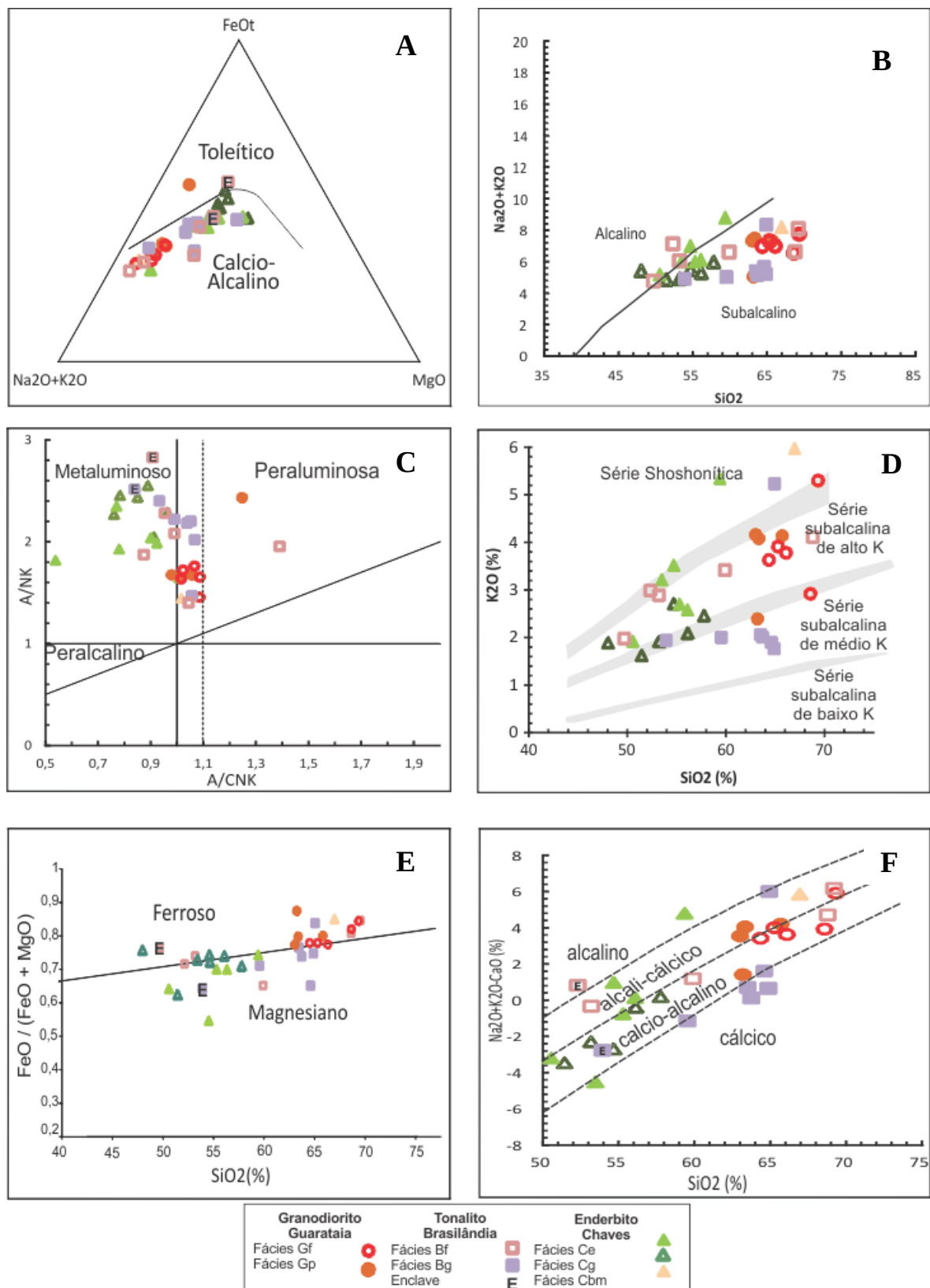


Figura 6.2: Diagramas para classificação das rochas com base em elementos maiores. A) Diagrama AFM com limite entre os campos toleítico e cálcio-alcalino segundo Irvine & Baragar (1971). B) Diagrama Na₂O+K₂O versus SiO₂ segundo Irvine & Baragar (1971). C) Diagrama de Índice de aluminosidade de Shand (1943) com acréscimo do limite entre granitos tipo I e S de Chappell & White (1974) marcado pela reta tracejada; D) Subdivisão das rochas subalcalinas com K₂O versus sílica segundo Rickwood (1989); E) Diagrama de número de Fe versus sílica proposto por Frost *et al.* (2001). F) Diagrama de alcalinidade de Frost *et al.* (2001) com índice cálcio-alcalino modificado (MALI= Na₂O+K₂O-CaO) versus sílica.

6.3.2 Diagramas de Harker

Optou-se pela utilização de diagramas de Harker com conteúdo de SiO₂ ao longo do eixo X em preferência ao de variação utilizando MgO, mesmo com parte das rochas sendo básica, devido ao fato do primeiro apresentar melhor correlação nos diagramas e por se tratar de um amplo espectro de composições, obtendo-se dessa forma um tratamento melhor para o conjunto de dados, facilitando comparações entre os corpos e fácies.

6.3.2.1 Elementos Maiores

Apesar de se tratarem de corpos diferentes com idades diferentes, e portanto, não serem aparentemente, resultantes da evolução de um mesmo magma, observa-se que o comportamento dos elementos maiores com aumento da sílica, acompanha um *trend* geral, aproximadamente comum aos três corpos (Figura 6.3).

Como características gerais para todos os corpos têm-se: uma marcada correlação negativa para o Ca, Fe e Mg. Os elementos P e Ti também apresentam correlação negativa, mas menos evidentes, no caso do P a dispersão é maior para as rochas do Tonalito Brasilândia. Al e Mn apresentam-se bastante regulares em todas as amostras com pequenas variações formando um *trend* praticamente horizontal. O Na e o K exibem dispersão, mesmo assim nota-se uma correlação positiva com o aumento da sílica para o último, principalmente para o Enderbitto Chaves.

É importante observar ainda, que não é possível separar as fácies de cada corpo dentro desta correlação, isto é, dentro do *trend* para um corpo, as fácies evoluem de forma semelhante ao longo deste *trend*, sem que haja uma marcante separação entre elas.

Discussões preliminares:

As correlações negativas de Ca, Fe, Mg e Ti relacionam-se a evolução das rochas, por diferenciação (por cristalização fracionada), uma vez que, estes elementos entram em minerais do começo da cristalização da rocha, e então, vão diminuindo no magma com o decorrer da evolução. Como estas correlações exibem tendências lineares podem estar associadas à processos de mistura de magmas, mais que à cristalização fracionada.

A regularidade exibida para o Na e Mn é refletida na composição mineralógica das rochas, uma vez que, não existem minerais que indiquem excesso destes elementos no magma. Eles estão provavelmente associados à cristalização de minerais, principalmente no que tange à substituição de elementos, como constituintes minoritários dos minerais, como por exemplo, o Na nos plagioclásio e o Mn nos minerais máficos.

Apesar de não ser muito marcada, a correlação positiva do K reflete o aumento deste no magma com o decorrer da cristalização. Tendo em vista que, ele é um elemento incompatível, que aumenta no magma com decorrer da cristalização e entra na estrutura de minerais tardiamente cristalizados e nas rochas mais evoluídas. Pode ainda, ser correlacionada com contaminação, por incorporação de rochas encaixantes, por exemplo.

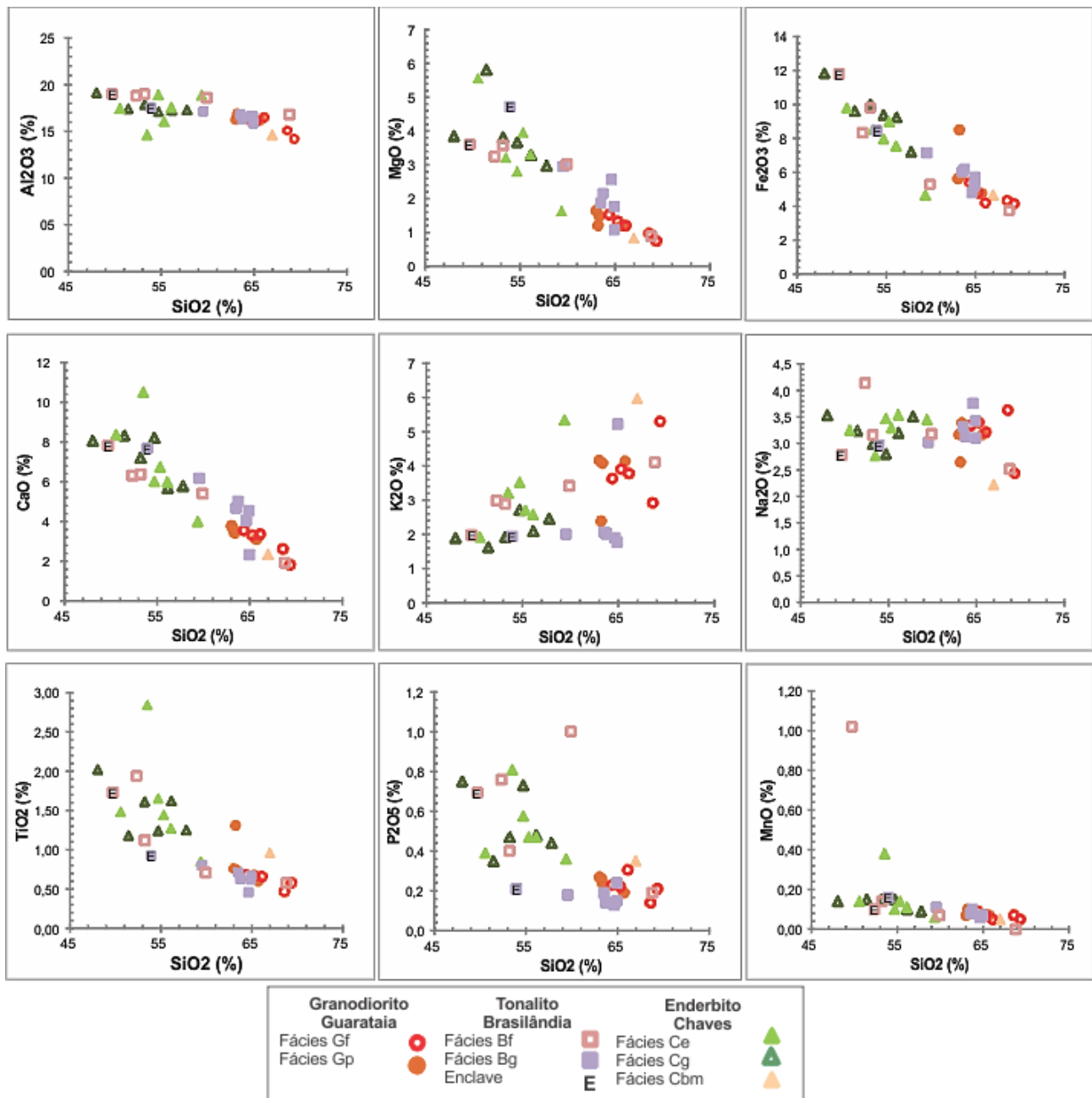


Figura 6.3: Diagramas de Harker (elemento *versus* sílica) para elementos maiores.

Para o P observa-se que ele diminui para as rochas mais diferenciadas. A princípio essa característica parece um pouco curiosa, tendo em vista que tanto o Enderbitto Chaves, quanto os outros corpos, exibem apatita como mineral acessório, em quantidades parecidas (estimativa

visual). Entretanto, apatita como um mineral acessório, ocorre em pequenas quantidades, o que torna difícil estimar visualmente a sua quantidade com a precisão necessária para classificar os conteúdos de apatita do Enderbito Chaves como realmente maiores do que os do Granodiorito Guarataia. O mineral xenotima foi encontrado em uma amostra (R7CE) e sendo ele um fosfato (YPO_4), caso ele ocorra no restante do corpo como inclusões não identificadas aos microscópio, pode ter contribuído para o maior conteúdo de P nas rochas do Enderbito Chaves.

É interessante notar que, apesar das rochas mais diferenciadas conterem grande quantidade de titanita, a correlação do Ti versus sílica é negativa. Isso pode estar associado com os minerais opacos encontrados nas amostras mais primitivas, os quais não foram caracterizados e que podem conter Ti em sua estrutura. Teores relativamente altos de P e Ti nas rochas básicas podem indicar uma fonte não muito típica das cunhas do manto que, em geral, alimentam o magmatismo de arco, ou taxas baixas de fusão da cunha do manto.

6.3.2.2 Elementos Traços

Para os diagramas Harker para elementos traço as correlações, em geral, não são boas, nem quando analisadas em conjunto para todos os plútons e muitas vezes, nem para cada um dos corpos. As melhores correlações são exibidas pelo Enderbito Chaves. Os elementos La, Ba, Nb, Th, Ta e Zr não apresentam padrão no comportamento das amostras com aumento de sílica, e seus gráficos apresentam dispersão. Observa-se, entretanto, que os valores de Ba são relativamente similares dentro das rochas do Enderbito Chaves (com exceção da amostra da fácies biotita monzogranito IMV02 e da amostra da zona híbrida R25C) e dentro do Granodiorito Guarataia (Figura 6.4).

O Enderbito Chaves exibe uma boa correlação positiva para Rb e Zr, e o Sr exibe uma fraca correlação positiva com exceção da fácies biotita monzogranito. O Granodiorito Guarataia também exibe uma correlação positiva sutil para o Rb. Os elementos V e Sc se comportam de forma bastante parecida exibindo correlações negativas com a sílica e apresentando alguns pontos fora desta correlação (as mesmas amostras para os dois elementos, do Enderbito Chaves e do Tonalito Brasilândia) para todos os três corpos. Y apresenta uma correlação negativa pouco marcada, apenas para o Enderbito Chaves, e tem a amostra da fácies biotita monzogranito fora dela (Figura 6.4).

Discussões preliminares:

Os elementos traços ocorrem principalmente substituindo outros elementos nas composições dos minerais. Alguns deles podem entrar nas estruturas de diversos minerais, o que impossibilita associar com precisão o conteúdo destes elementos com a mineralogia. Outros, por sua vez, são tipicamente substitutos de elementos maiores, como por exemplo, o Ca é substituído por Ba e Sr, e

o K por Rb. Para os primeiros essa correlação é difícil para o Enderbito Chaves, já que as correlações para Ba e Sr são ruins. Para o K e Rb, é melhor, sendo possível observar que ambos apresentam uma correlação positiva, o que pode ser explicado por se concentrarem em minerais das fases mais diferenciadas.

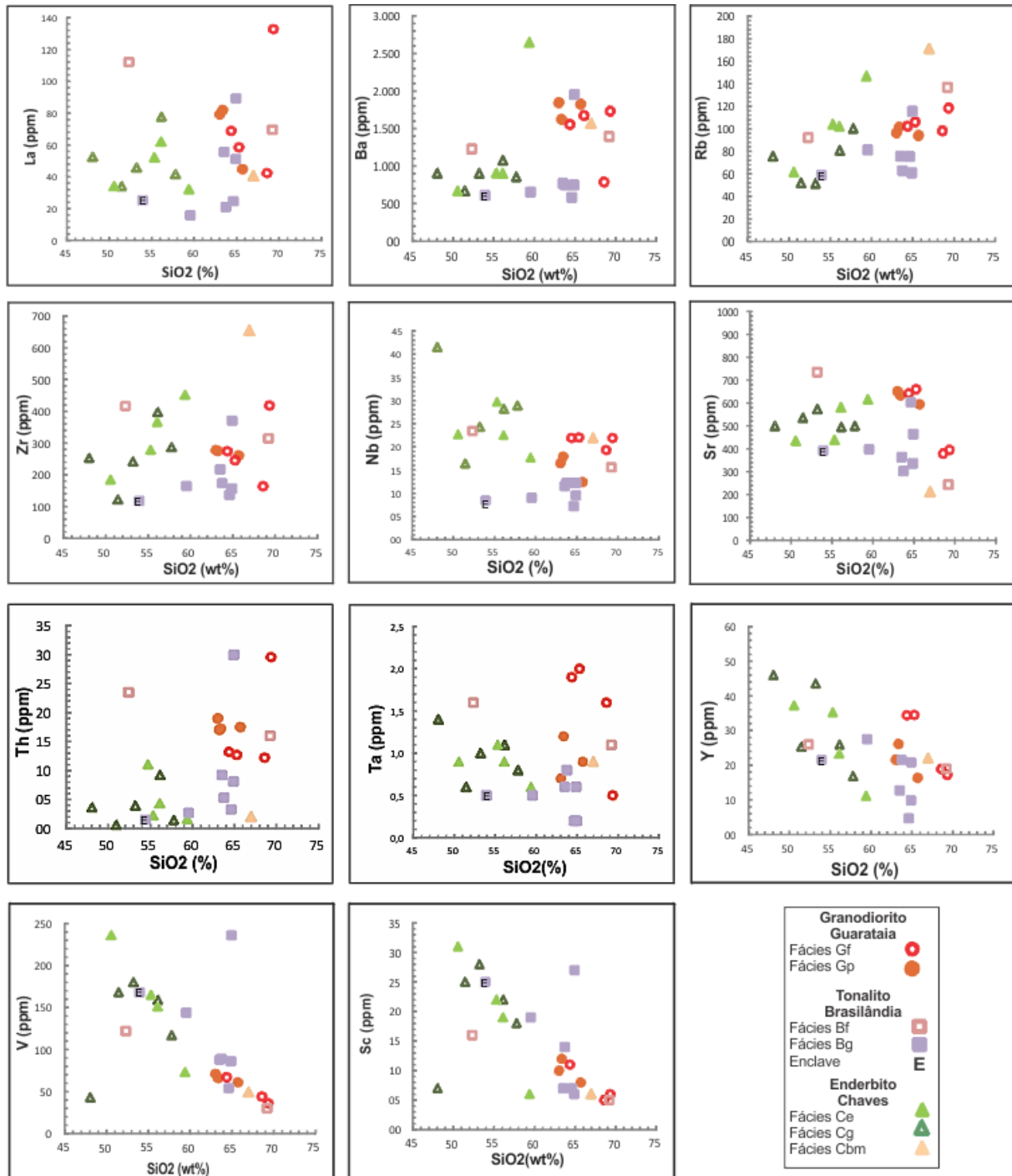


Figura 6.4: Diagramas de Harker (elemento versus sílica) para elementos traços.

Os elementos V e Sc apresentam correlações negativas, com comportamentos semelhantes, e provavelmente, entram nas estruturas de minerais, ocupando talvez os mesmos sítios, geralmente em

minerais máficos, dada a afinidade destes elementos. Isso explica o fato das rochas mais primitivas apresentarem conteúdo maior destes elementos do que as mais diferenciadas.

A correlação negativa apresentada pelo Enderbitto Chaves para o Y pode estar relacionada com a presença de xenotima (YPO_4) em parte das amostras.

6.3.3 Diagramas Discriminatórios de Ambiente

De uma forma geral as rochas dos plútons ocupam principalmente campos de ambiente de arco vulcânico, mas existem exemplares nos campos intra-placa e pós-colisional. Cada um dos corpos terá seu comportamento descrito a seguir.

Na figura 6.5 A, no diagrama de Batchelor & Bowden (1985) observa-se que o Enderbitto Chaves ocupa os campos pré-colisional (a fácies gabronorito está concentrada neste campo) e em menor extensão, de soerguimento pós-colisional. O Tonalito Brasilândia ocupa principalmente o campo pré-colisional e o Granodiorito Guarataia ocupa principalmente os campos de soerguimento pós-colisional e sin-colisão.

Na classificação de Pearce *et al.* (1984) modificado por Pearce (1996) figura 6.5B as amostras ocupam preferencialmente o campo dos granitos pós colisionais. Algumas amostras do Tonalito Brasilândia, da fácies de granulação grossa, ocupam o campo de arco vulcânico.

No diagrama de discriminatório de ambiente de figura 6.5 D as amostras ocupam principalmente o campo dos granitos de arco vulcânico e em menor quantidade dos granitos intra-placa. As rochas do Tonalito Brasilândia ocupam apenas o campo de granitos de arco vulcânico, enquanto o Enderbitto Chaves e o Granito Guarataia tem amostras em ambos os campos, detalhe para as amostras da fácies fina do Granodiorito Guarataia, as quais ocupam preferencialmente o campo intra-placa.

No diagrama de Pearce (1983) figura 6.5 C as amostras ocupam, preferencialmente, o campo de ambiente de margem continental ativa. Existem alguns exemplares que estão fora do campo, mais próximo das rochas de fontes mantélicas depletadas e enriquecidas, e estão relacionadas às amostras menos evoluídas, que podem ter contado com maior contribuição mantélica na sua geração. Além disso, observa-se um enriquecimento, principalmente das rochas do Granito Guarataia em Th o que pode ser indicativo de maior contribuição crustal na geração destas rochas. A disposição das amostras no gráfico aponta para os vetores que indicam subducção e contaminação crustal como maiores influências na geração dessas rochas.

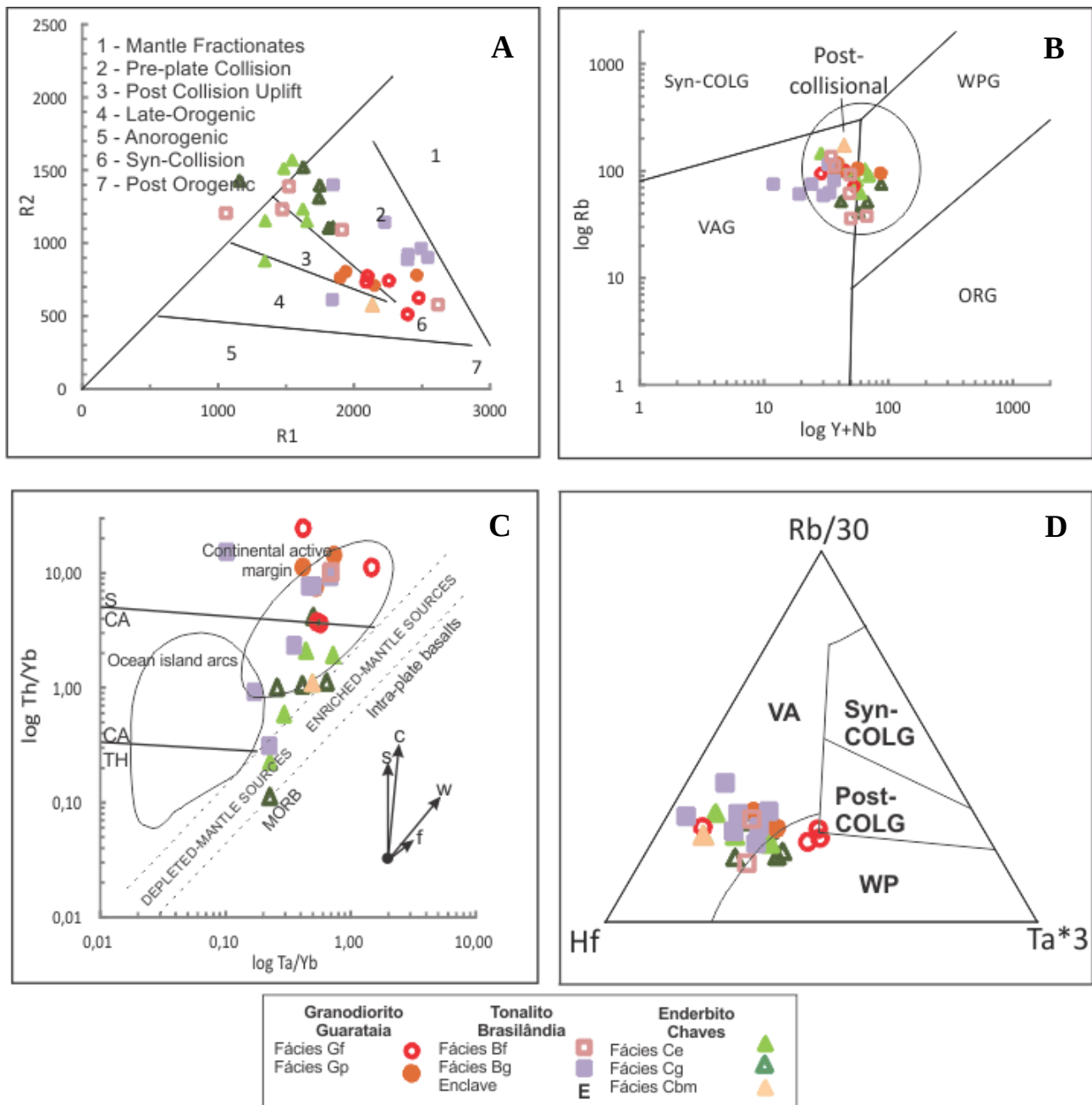


Figura 6.5: Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para granitóides. A) Caracterização dos ambientes utilizando proporções em milicátions segundo Batchelor & Bowden (1985). B) $\log Rb$ versus $\log (Y+Nb)$, segundo Pearce *et al.* (1984), com adição do campo pós-colisional de Pearce (1996); siglas dos campos *sin-colisional granites* (syn-COLG), *within-plate granites* (WPG), *volcanic-arc granites* (VAG) e *ocean-ridge granites* (ORG). C) Diagrama de $\log$ das razões Th/Yb versus Ta/Yb indicativo do grau de maturidade do arco (Pearce 1983); os vetores indicam a influência dos componentes: s- subducção, c- contaminação crustal, w-intra-placa e f-cristalização fracionada. D) Diagrama ternário Hf – Rb/30 – Ta^*3 , segundo Harris *et al.* (1986).

6.3.4 Caracterização com base em elementos traço

O padrão dos elementos terras-raras (ETRs) para rochas ígneas é controlado pela química de sua fonte e pelo equilíbrio cristal-*melt* que aconteceu durante a sua evolução (Rollinson 1993). Segundo Gill (1978 *in* Rollinson 1993) o conteúdo de ETR aumenta com o aumento de K para um dado conteúdo de Si em rochas andesíticas, e para uma dada suíte o conteúdo de ETR aumenta com aumento de Si.

As normalizações dos gráficos de distribuição dos ETRs foram feitas com o condrito de Nakamura (1974). As normalizações dos diagramas *spider* foram feitas com o condrito e com o MORB. Rollinson (1993), para rochas ígneas, considera a utilização de dois diagramas multi-elementares o suficiente, um para comparação da química da rocha com a “fonte mantélica” e outro, para comparação com a rocha vulcânica mais abundante, o MORB. Tendo em vista manter a consistência com os diagramas de ETRs e evitar problemas da normalização com o manto primordial (medido indiretamente), o modelo utilizando o condrito é recomendável em contraposição ao manto primordial, para a comparação com a fonte mantélica, no caso dos diagramas de elementos incompatíveis. Visando uma padrozinagem, este mesmo autor indica ainda a adoção dos valores propostos por Thompson (1982), no qual os dados utilizados para os ETRs são os de Nakamura (1974). Rollinson (1993) indica para a normalização com o MORB, os valores e a ordem dos elementos nos gráficos de Pearce (1983), dada sua ampla utilização.

6.3.4.1 Enderbrito Chaves

Elementos Terras Raras

Para este corpo observa-se um comportamento muito similar para a maioria das amostras no gráfico de distribuição dos elementos terras raras (Figuras 6.6 A e C). O padrão apresentado é de aproximadamente uma reta com inclinação negativa suave e que, portanto, evidencia um fracionamento ETRs leves x ETRs pesado, (La/LuN entre 7 e 28), com enriquecimento em ETRs leves em detrimento aos pesados (La/SmN entre 2 e 5 ; Gd/YbN entre 1,5 e 3,5). Não é possível, entretanto, relacionar o grau de fracionamento com cada uma das fácies, pois como observado no gráfico, não existe um agrupamento das retas representantes de cada fácies, elas se misturam (Figura 6.6 C). Essas rochas são enriquecidas em ETRs leves entre 100 e 250 vezes e em ETRs pesados entre 4 e 20 vezes em relação ao condrito.

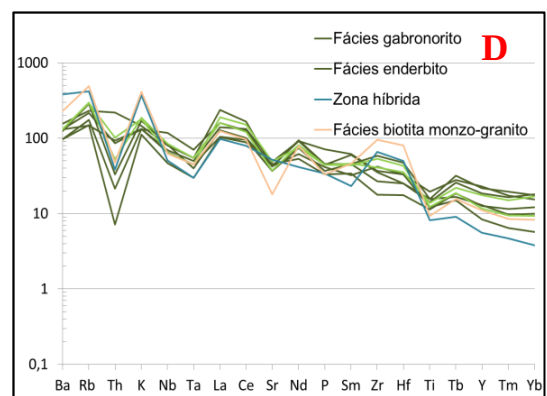
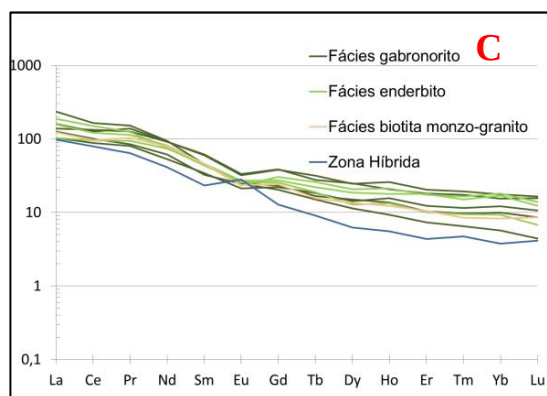
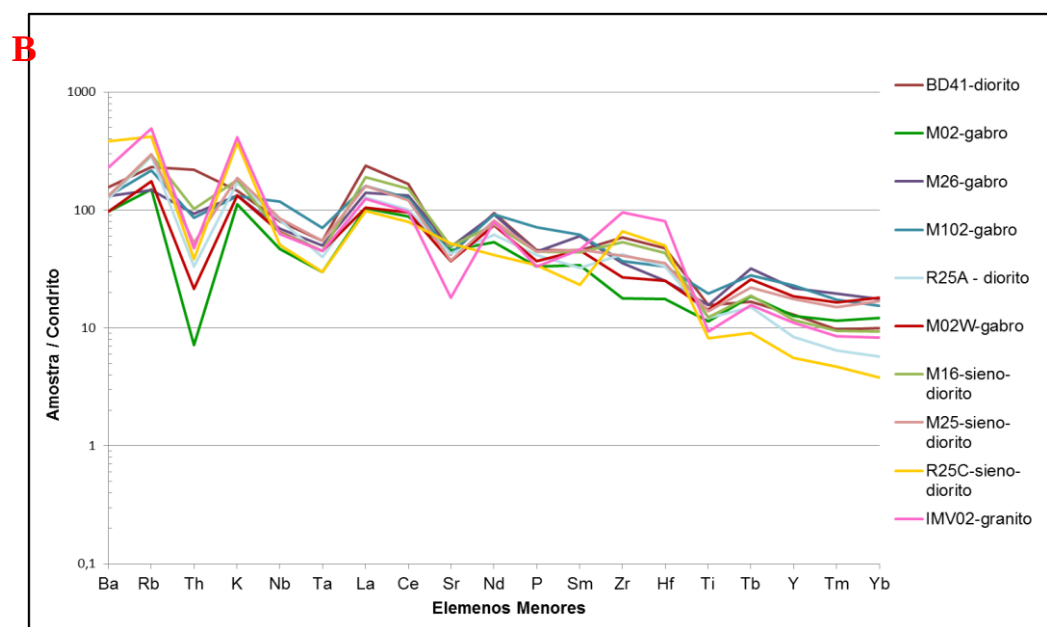
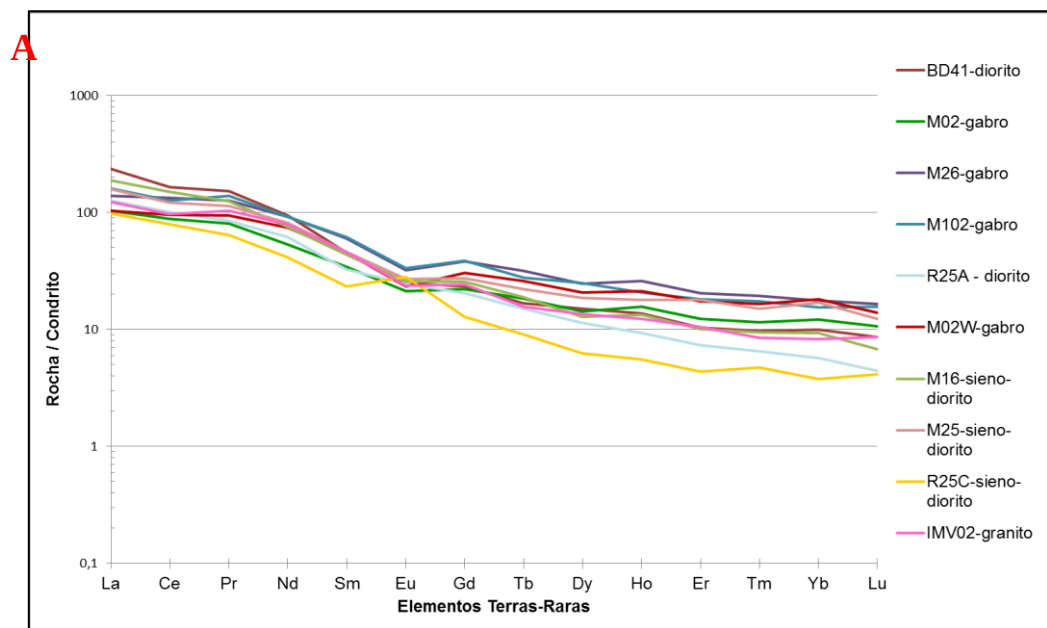


Figura 6.6: Gráficos com a distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982) para o Enderbito Chaves. A) Padrão de elementos terras-raras para cada uma das amostras do corpo; B) Curvas de variação multi-elementar de incompatíveis para cada uma das amostras; C) Padrão de elementos terras-raras com divisão por fácies; D) Curvas de variação multi-elementar de incompatíveis com divisão por fácies.

São observadas ainda, marcadas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^* entre 0,62 e 0,95 – com média entre 0,62 e 0,77 – com apenas a amostra R25A apresentando valor 0,95) e fracas anomalias de Ce (Ce/Ce^* entre 0,85 e 1,00).

Uma exceção à anomalia negativa de Eu é exibida pela amostra R25C, quimicamente classificada como sienodiorito, a qual exibe anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^*=1,63$). Esta amostra também apresenta um comportamento empobrecido em ETR e com maior fracionamento quando comparado às demais amostras, com valores $La/LuN = 23,62$ (o terceiro mais alto entre as amostras) (Figuras 6.6 A e C).

Elementos incompatíveis

As amostras do Enderbitto Chaves normalizadas ao condrito (Figuras 6.6 B e D) e ao MORB (Figura 6.7) apresentam comportamento semelhante no que diz respeito ao seu padrão de distribuição de elementos incompatíveis e às anomalias exibidas. Normalizadas ao condrito as amostras apresentam um enriquecimento entre 80 e 300 vezes, em elementos incompatíveis e entre 2 e 15 vezes em compatíveis. Normalizadas com o MORB elas apresentam enriquecimento em elementos incompatíveis (até 150 vezes) e empobrecimento em compatíveis, apresentando depleção relativa de Ti, Y e Yb.

Considerando as duas normalizações, os elementos que apresentam anomalias são semelhantes e os valores delas, quando relativas ao mesmo elemento, são diferentes. Na normalização ao condrito são observadas anomalias positivas de Rb, K, Ce e La. Anomalias negativas bem marcadas de Th, Sr e Ti, mais fracas de Nb e Ta e de algumas amostras de P. Na normalização ao MORB observam-se as anomalias negativas de Sr, Th, e Ti. Anomalias negativas de P para parte das amostras, e positivas de Ba, Ce e Sm.

Conclusões preliminares:

Observam-se que todas as fácies do Enderbitto Chaves apresentam um comportamento muito similar quanto ao padrão de distribuição dos ETRs e de elementos incompatíveis. Além disso, nos diagramas de Harker (Figuras 6.3 e 6.4), por exemplo, as fácies de um mesmo corpo formam um *trend* único linear, sem que uma separação entre as fácies tenha sido observada. Essas características são interessantes, porque aparentam constituir evidências de mistura entre os magmas das fácies envolvidas, uma vez que, se elas apresentassem evoluções independentes, as fácies teriam comportamentos distintos nestes diagramas e, ainda que tivessem evoluído a partir de um mesmo magma seria possível identificar uma separação, ainda que gradativa, entre elas.

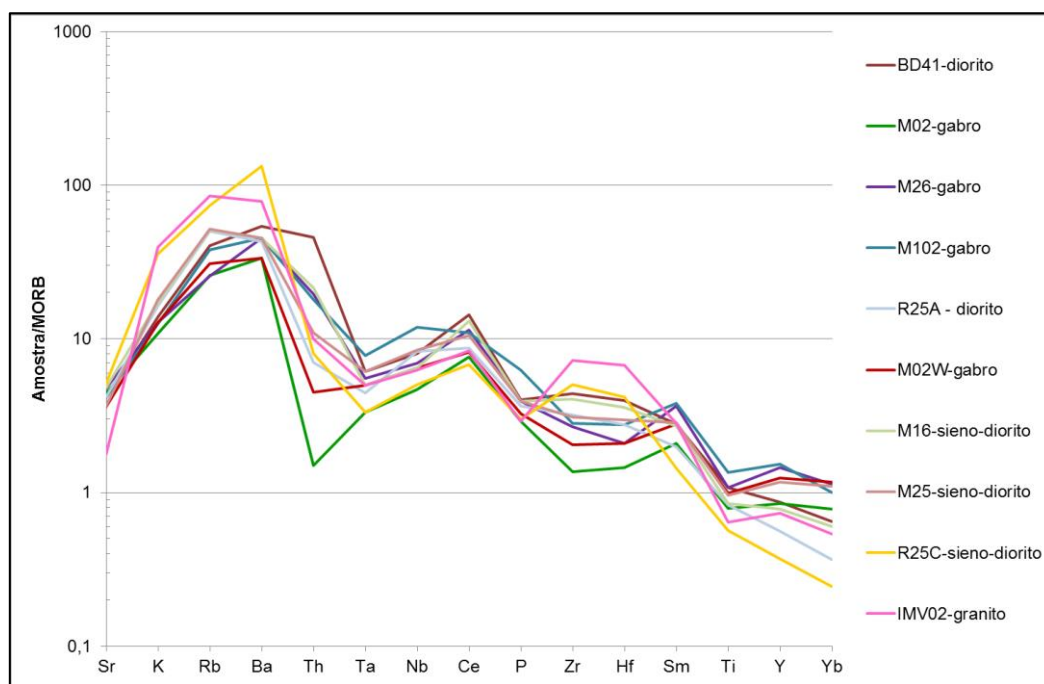


Figura 6.7: Diagrama multielementar normalizado ao MORB, segundo Pearce (1983).

As anomalias negativas de Eu com valores bem parecidos, que ocorrem em todas as fácies do Enderbitto Chaves podem estar relacionadas a algum processo que tenha envolvido estes magmas antes que eles tenham sofrido diferenciação e evoluído relativamente separadamente. Imagina-se que a evolução não tenha ocorrido completamente de forma separada, uma vez que, são encontradas diversas feições de mistura entre eles. Essas anomalias negativas de Eu podem estar relacionadas à cristalização fracionada do plagioclásio, o que também explicaria o fato do plagioclásio na fácies gabronorito, caracterizado pelo método Michel-Levy como andesina e labradorita, não ser constituído por representantes mais ricos em anortita. Ou ainda, que nem todo o plagioclásio (seus representantes mais cálcicos) presente na fonte tenha sido fundido na geração destes magmas, o que também corrobora para a explicação do tipo de plagioclásio presente nas rochas gabróicas.

A amostra R-25C, a qual geoquimicamente corresponde a um sienodiorito é a única que apresenta anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,63$). Como trata-se de apenas uma amostra dentro de todo espectro, é necessário realizar novas análises com este litotipo para que se obtenha um resultado estatístico.

A anomalia negativa de Ce, no diagrama de ETRs apresenta valores sutis (Ce/Ce^* entre 0,85 e 1,00), principalmente quando considerados para rochas ígneas. Tendo em vista que problemas ligados a oxidação que este elemento pode sofrer durante a sua análise são comuns, provavelmente essas anomalias não representam com confiança, características relacionadas a evolução dos magmas. Geralmente, anomalias negativas de Ce podem indicar envolvimento de sedimentos

pelágicos ou de fluídos de água do mar na geração dos magmas, o que é compatível com o ambiente de formação destas rochas segundo parte dos diagramas discriminatórios (Figura 6.5).

Os valores baixos encontrados para Nb e Ta nos diagramas de elementos incompatíveis para normalizações ao condrito, podem constituir assinaturas de processos petrogenéticos de subducção. Segundo Sun (1980 in Scandolara 2006) as anomalias negativas de Nb-Ta provavelmente registram assinatura dos processos petrogenéticos de zona de subducção em que Nb e Ta não se dissolvem em fluídos e fundidos derivados da placa descendente mostrando depleção anômala em rochas do arco. Scandolara (2006) ressalta ainda que Nb (Ta se comporta semelhantemente) e Ti (o qual apresenta anomalia negativa em ambos os diagramas incompatíveis) são comumente depletados no manto superior como resultado de fusões anteriores e então estas anomalias negativas podem relacionar-se com a fonte destas rochas.

A anomalia negativa de Ti pode estar relacionada ou a sua depleção no manto superior em função de fusões anteriores, baixas taxas de fusão da cunha mantélica ou por fracionamento de óxido contendo este elemento na evolução dos magmas parentais. O enriquecimento em LILE pode ser produto de contaminação crustal ou por contribuição de sedimentos pelágicos na subducção (Scandolara 2006 e referências nele citadas), ou relacionar-se ao manto metassomatizado, o qual pode ter contribuído na geração destas rochas. A anomalia negativa de Sr pode estar relacionada ao fracionamento do plagioclásio, corroborando com anomalia negativa de Eu.

6.3.4.2 Tonalito Brasilândia

Elementos Terras-Raras

Entre os três corpos este constitui o que apresenta comportamento dos ETRs mais heterogêneo (Figuras 6.8 A e C). As rochas deste corpo são enriquecidas em relação ao condrito e a inclinação da reta de cada amostra, que evidencia o fracionamento entre ETR leves x ETR pesados é bastante variada (exibe razão La/LuN entre 4 e 65). A discrepância de valores para La/LuN indica que as amostras são resultados de diferentes graus de fracionamento, com um padrão geral de enriquecimento em ETRs leves entre 40 e 350 vezes (La/SmN entre 1,9 e 8,3). O enriquecimento em ETRs pesados é da ordem de 2 a 10 vezes o condrito com Gd/YbN entre 1,38 e 3,5.

Dadas as particularidades, podemos separar as amostras em três grupos. O primeiro grupo constituído pelas amostras que exibem menor fracionamento (La/LuN entre 4 e 8): M21B representante de *enclave* máfico diorítico (quimicamente gabro-diorito) e sua hospedeira M21A (diorito), além da amostra BDIV12 (um granodiorito). Estas amostras representam as rochas menos

diferenciadas em relação ao condrito. M21A, M21B e BDIV12 apresentam anomalias fracas de Eu respectivamente Eu/Eu^* 0,83, 1,07 e 0,78.

O outro grupo (2) é formado pelas três amostras que apresentam maior enriquecimento em ETRs leves (200 a 300 vezes; La/SmN =1,9 a 3,5), entre elas, duas são representantes das fácies de fina, R20 (sienodiorito) e BD67 (granito), e a amostra M92 (granodiorito) da fácies de granulação grossa. Estas amostras exibem anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^* entre 0,52 e 0,80). É importante observar que as amostras deste grupo exibem uma depleção em ETRs pesados em relação às rochas mais primitivas do corpo (M21A, M21B e BDIV12 com Gd/YbN entre 1,3 e 1,5) com valores Gd/YbN entre 3 e 3,5.

O terceiro grupo é formado pelas amostras DV10, BD72 e IV54, com enriquecimento de ETRs leves entre 80 e 200 vezes, e razões La/SmN entre 6,5 e 8,3. Seu enriquecimento em ETRs pesado é de 2 a 5 vezes e Gd/YbN entre 2,35 a 2,83. DV10 apresenta anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,77$), BD72 anomalia muito fraca de Eu positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^*= 1,06$) e IV-54 anomalia fortemente positiva $\text{Eu}/\text{Eu}^*= 1,38$.

Em geral as amostras de todas as fácies exibem fracas anomalias de Ce (Ce/Ce^* entre 0,78 a 1,04).

Elementos incompatíveis:

Para os elementos incompatíveis novamente observa-se uma heterogeneidade comportamental maior do que para os outros corpos (Figuras 6.8 B e D). É possível observar um enriquecimento geral em elementos incompatíveis. Apesar de serem observadas peculiaridades, as amostras serão abordadas de uma forma mais ampla, analisando o corpo (uma vez que, observou-se que as diferenças não estão ligadas às fácies).

As anomalias negativas encontradas em ambas as normalizações, nas figuras 6.8 B, D e 6.9, são de Nb-Ta, Sr, P e Ti. Na normalização ao condrito são encontradas anomalias positivas de Nd, La-Ce e fraca de Tb. Na normalização ao MORB a anomalia positiva mais marcada é observada para Ce. Tendo em vista que Nd e Tb não fazem parte do diagrama de normalização ao MORB de Pearce (1983), observa-se que as amostras exibem comportamento semelhante para ambas as normalizações, com a observação de que os elementos compatíveis Ti, Y e Yb são depletados em relação ao MORB (Figura 6.9).

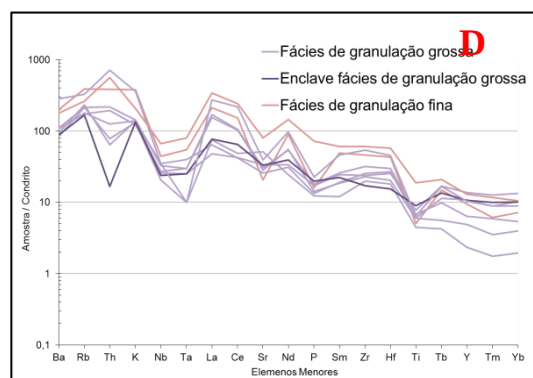
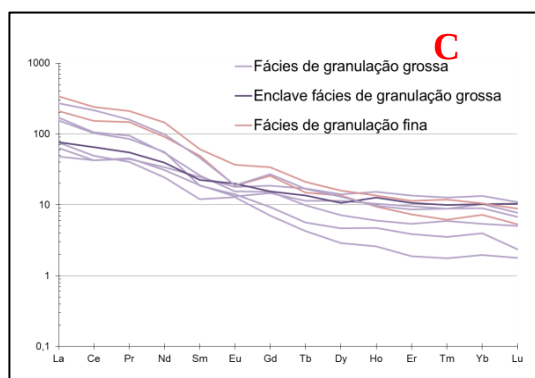
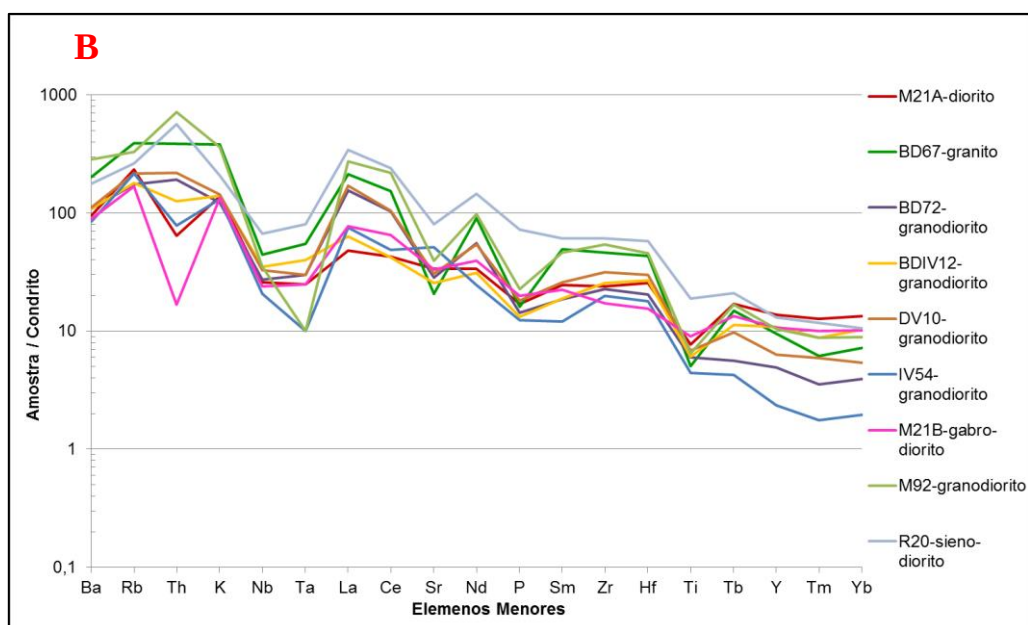
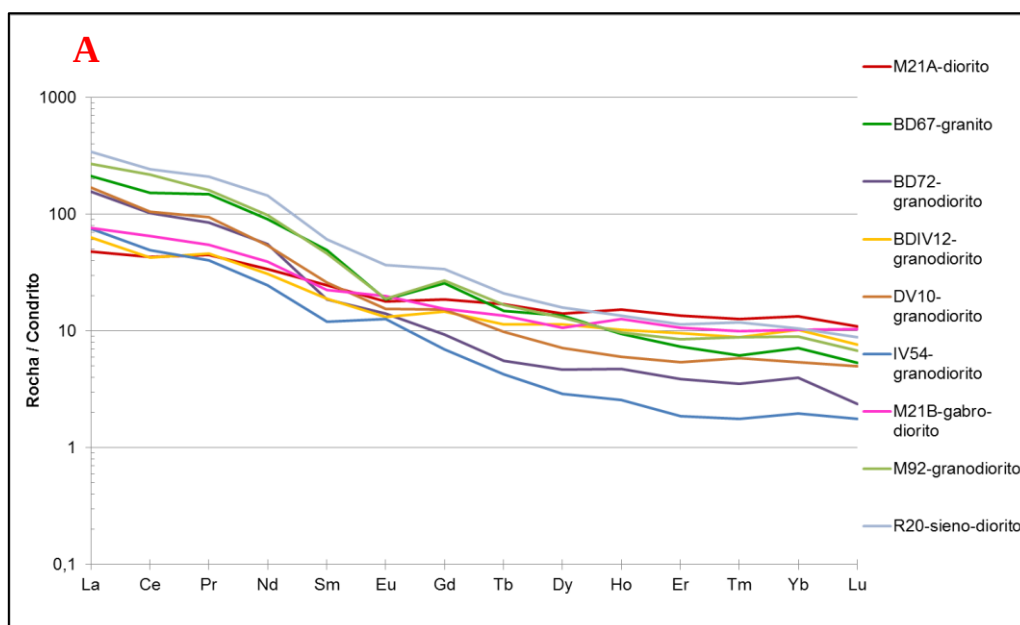


Figura 6.8: Gráficos com a distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982) para o Tonalito Brasilândia. A) Padrão de elementos terras-raras para cada uma das amostras do corpo; B) Curvas de variação multi-elementar de incompatíveis para cada uma das amostras; C) Padrão de elementos terras-raras com divisão por fácies; D) Curvas de variação multi-elementar de incompatíveis com divisão por fácies.

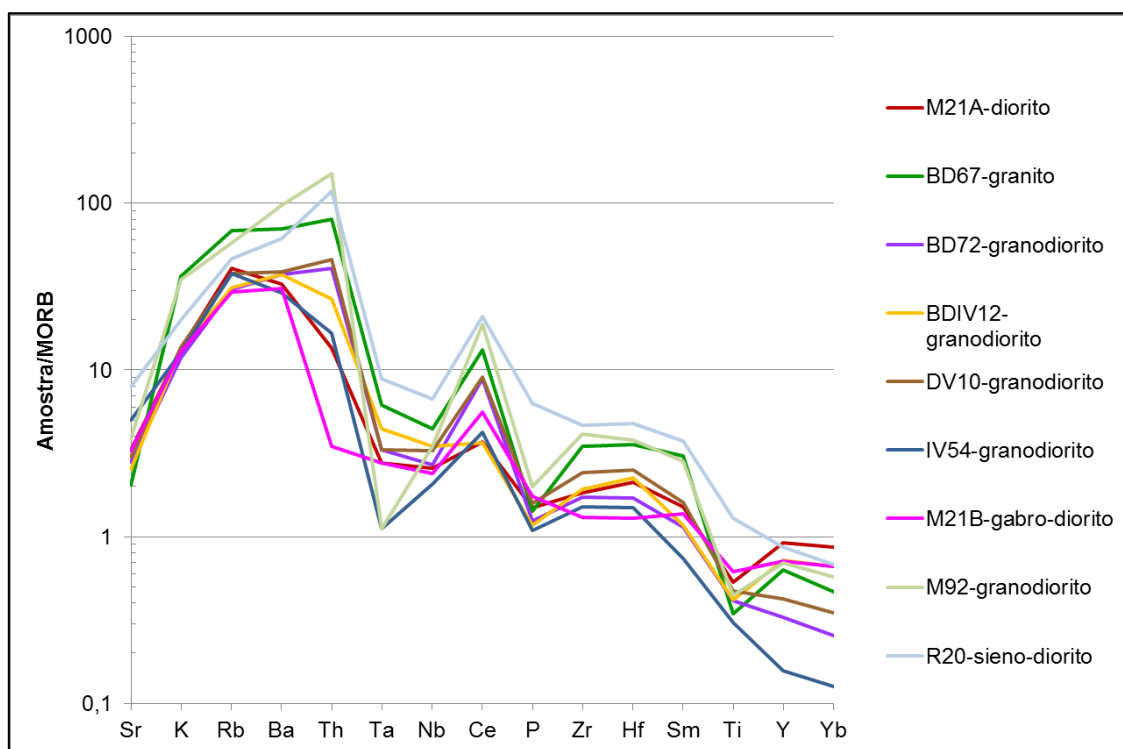


Figura 6.9: Diagrama multi-elementar normalizado ao MORB, segundo valores de Pearce (1983), para rochas do Tonalito Brasilândia.

Conclusões preliminares:

Para o grupo 1 das amostras que exibem menor fracionamento com anomalias positivas e negativas de Eu, é interessante notar que a amostra do *enclave* possui anomalia positiva, enquanto a de sua hospedeira, negativa. Considerando que o *enclave* máfico seja uma porção de magma básico que ao sofrer diferenciação gerou a rocha hospedeira, e portanto, seja um autólito, é possível que tenha havido um fracionamento do plagioclásio entre o estágio que gerou esta rocha básica (*enclave*) e sua hospedeira. A segregação de parte deste magma básico contendo principalmente plagioclásio mais cálcico (e, portanto, enriquecida em Eu) resultou, com o decorrer da diferenciação até a tingir a hospedeira, em rochas com anomalias negativas de Eu. Ao analisar do ponto de vista de mistura de magma, e se tratar de um *enclave* máfico microgranular, o padrão de anomalia positiva de Eu pode ter sido produzido pela entrada de xenocristais de plagioclásio da hospedeira no *enclave*. Esta situação é possível considerando que ambos os magmas, do *enclave* e da hospedeira, tenham sido formados a partir de uma fonte parecida, com diferentes graus de fusão. Ambas as hipóteses (*enclave* máfico microgranular e autólitos) podem ser sustentadas pelos padrões de distribuição de ETRs e de outros elementos traços, muito similar entre o *enclave* e sua hospedeira.

As amostras do segundo grupo, as quais constituem as mais enriquecidas em relação ao condrito e ao MORB, podem ser produtos de diferenciação avançada, que resultaram em rochas

mais ricas em sílica e elementos incompatíveis, por cristalização fracionada, e/ou de contaminação do magma em função da localização próxima da borda (o que é observado para parte destas amostras).

Quanto às anomalias observadas nos diagramas de elementos traço observa-se que anomalias positivas de La e Ce podem relacionar-se à presença de allanita nestas rochas. As anomalias negativas de Nb e Ta podem estar associadas com ambiente de subducção ou ao seu empobrecimento no manto superior, o qual pode ter contribuído para geração destas rochas. A anomalia negativa de Ti pode estar associada à depleção deste elemento no manto superior como ocorre para Nb e Ta, ou a um fracionamento de óxidos de Ti cristalizados anteriormente. O P também pode ter sofrido um fracionamento ou ter ficado retido na fonte, resultando na anomalia negativa deste elemento. Como Sr e Eu entram na estrutura do plagioclásio, a anomalia negativa de Sr é compatível com a de Eu, explicada de forma semelhante.

6.3.4.3 Granodiorito Guarataia

Elementos Terras-Raras (ETRs)

O comportamento exibido pelas amostras pertencentes a este corpo é bastante parecido no gráfico de distribuição dos ETRs normalizados ao condrito (Figuras 6.10 A e C). O padrão predominante é o de uma reta com inclinação negativa evidenciando forte fracionamento de ETRs leves x ETRs pesados (La/LuN médio entre 14 e 30, e amostra M24 exibe forte fracionamento com La/LuN=85). O enriquecimento em ETRs leves é da ordem de 100 a 400 vezes em relação ao condrito (La/SmN entre 4,3 a 5,7) e os ETRs pesados entre 4 e 20 vezes (Gd/YbN entre 1,5 e 3).

A amostra M24 apresenta um enriquecimento em ETRs leves, em relação às demais amostras, de cerca de 100 vezes mais. Para os ETRs pesados observa-se, novamente um padrão diferente, pois este apresenta uma reta de inclinação negativa mais inclinada a partir de Gd, enquanto as demais amostras apresentam padrão horizontal para os ETRs pesados (Para M24 Gd/YbN=6,32 enquanto para as demais amostras Gd/YbN entre 1,5 e 3). É notável um padrão de distribuição de ETRs pesados horizontalizado para as demais amostras.

É possível observar em todas as amostras, anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* entre 0,54 e 0,82). Também é possível notar que o padrão do Gd exibe anomalia positiva, mas esta fica pouco evidente ou pode resultar da presença da anomalia de Eu logo ao lado (Gd/Gd* entre 1,08 e 1,44). Fracas anomalias negativas de Ce também ocorrem (5 das 7 amostras - Ce/Ce* entre 0,78 a 0,98).

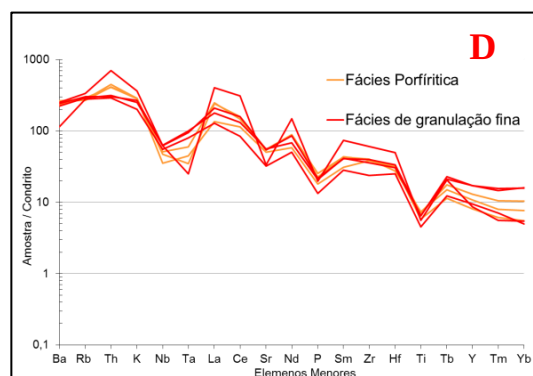
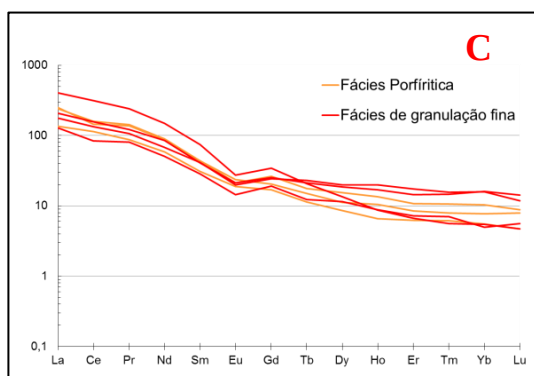
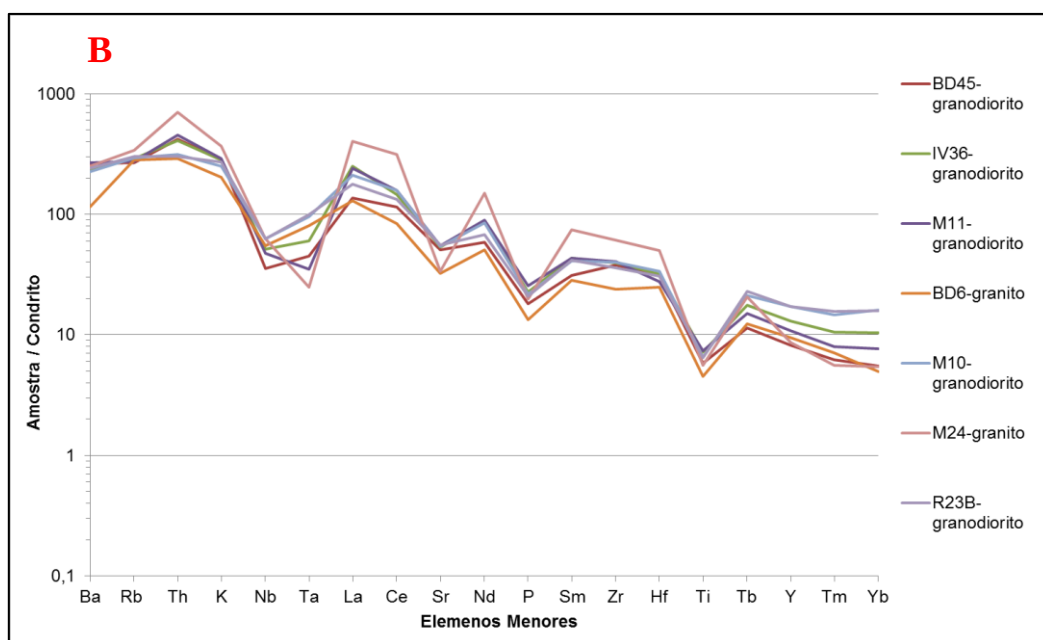
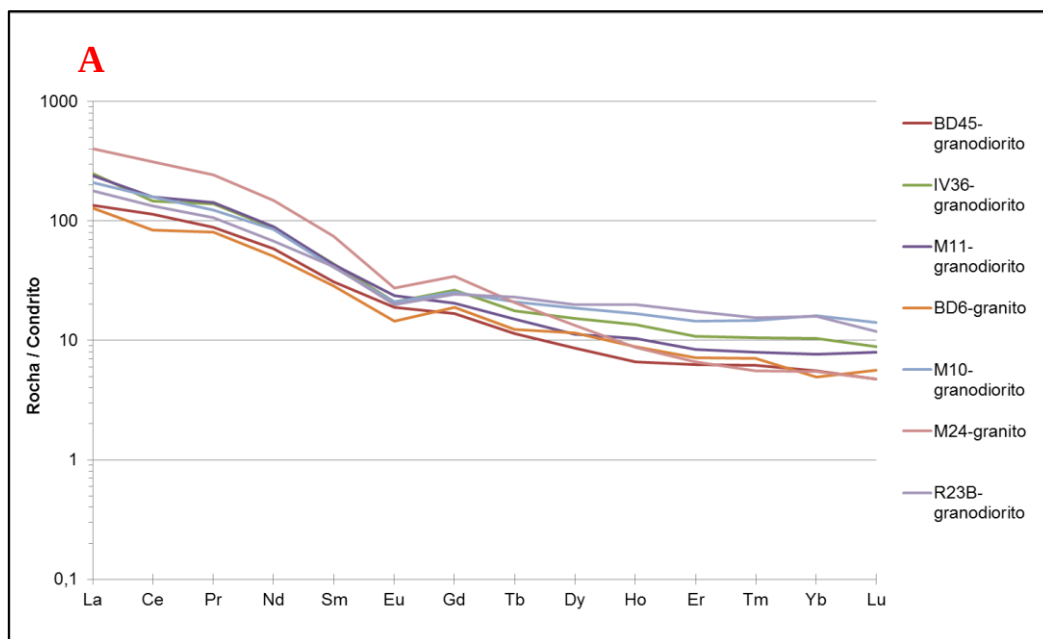


Figura 6.10: Gráficos com a distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito de Nakamura (1974) e Thompson (1982) para o Granodiorito Guarataia. A) Padrão de elementos terras-raras para cada uma das amostras do corpo; B) Curvas de variação multi-elementar de incompatíveis para cada uma das amostras; C) Padrão de elementos terras-raras com divisão por fácies; D) Curvas de variação multi-elementar de incompatíveis com divisão por fácies.

Elementos incompatíveis

As amostras de ambas as fácies apresentam comportamentos semelhantes e estes não apresentam grandes diferenças em relação ao fator normalizador. No diagrama normalizado ao condrito de Thompson (1982) observa-se um padrão inclinado negativamente, e as amostras são enriquecidas em relação ao condrito, cerca de 100 a 300 vezes nos elementos mais incompatíveis e de 5 a 20 vezes nos compatíveis (Figuras 6.10 B e D). No diagrama normalizado ao MORB segundo Pearce (1983) também é observado um enriquecimento em incompatíveis, e um padrão de inclinação negativa, para os elementos mais compatíveis. Observa-se que, em relação ao MORB, as rochas do Granodiorito Guarataia, mostram-se depletadas nos elementos compatíveis Ti, Y e Yb (Figura 6.11). As anomalias encontradas em ambos os casos são semelhantes. As anomalias comuns às normalizações são:

- Positivas para Th, La, Ce. Anomalia de Nd é encontrada na normalização ao condrito;
- Negativas para Nb, Ta, Sr, P e Ti.

Apesar de seguirem padrões semelhantes de distribuição dos elementos, existem diferenças entre as normalizações, em relação aos valores normalizados resultantes, a partir dos quais observa-se que as amostras do Granodiorito Guarataia são mais parecidas com o MORB.

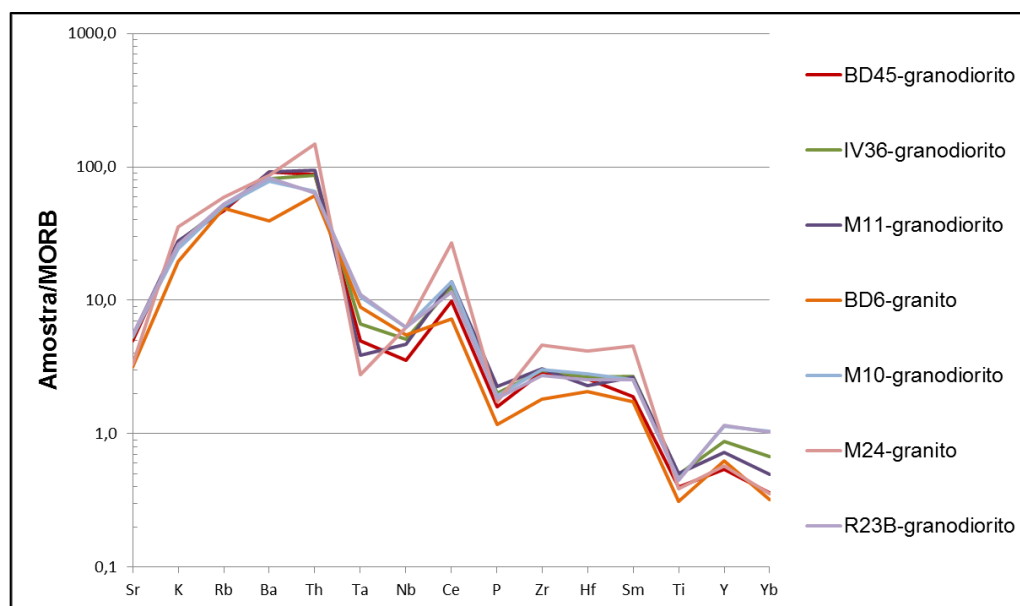


Figura 6.11: Diagrama multielementar normalizado ao MORB, segundo valores de Pearce (1983), para rochas do Granodiorito Guarataia.

Conclusões preliminares:

Assim como para os outros corpos, é interessante notar, que as fácies do Granodiorito Guarataia se comportam similarmente, sem uma separação marcada para cada uma delas. Os dados

químicos indicam que as fácies evoluíram a partir de um mesmo magma parental (dado seu padrão bem marcado) e que aparentemente, uma fácies não é produto de apenas um processo, como cristalização fracionada da outra, o que resultaria em uma distinção, ainda que pequena, no comportamento geoquímico das fácies.

A anomalia de Eu (Eu/Eu^* entre 0,54 e 0,82) provavelmente está relacionada ao fracionamento do plagioclásio durante a sua cristalização ou ao grau de fusão da fonte que deu origem a estas rochas (não tendo fundido todo o plagioclásio), principalmente os membros mais cálcicos, isso é justificado pela presença de menores quantidades de plagioclásio (em relação aos outros corpos) e de membros menos cálcicos deste mineral (oligoclásio-albita). As anomalias de Ce, como discutido anteriormente para os outros plútons, pode estar relacionada a problemas analíticos ou contribuição de sedimentos ou fluídos marinhos na geração deste magma.

Nos diagramas de elementos incompatíveis observou-se que as rochas do Granodiorito Guarataia se assemelham mais ao MORB, do que condrito. Observa-se que as rochas do plúton são depletadas em Ti, Y e Yb em relação ao MORB, o que é compreensível, ao avaliar as características do Granodiorito Guarataia, de rocha mais diferenciada que o MORB, apresentando-se naturalmente enriquecida em elementos incompatíveis e empobrecida em compatíveis.

Além disso, anomalias semelhantes dos mesmos elementos foram encontradas em ambos os diagramas de elementos incompatíveis. A anomalia negativa de Sr é compatível com a de Eu possivelmente com as mesmas causas, podendo ser relacionada ao plagioclásio (o seu fracionamento ou ao grau de fusão da fonte). As anomalias negativas de Nb e Ta podem estar relacionadas, como explicado para o Enderbitto Chaves, ao ambiente de formação convergente destas rochas ou ainda, como descrito por Scandolara (2006), elementos como Nb, Ti, e o Ta (que se comporta semelhantemente ao Nb) são comumente depletados no manto superior e este participou, ainda que em pequena parte, da geração das rochas do Granodiorito Guarataia. Quanto a anomalia negativa de Ti, esta pode ainda, assim como a de P, ter sido gerada por fracionamento de óxidos de Ti e de apatita, respectivamente, já que estes são minerais acessórios, formados no começo da cristalização do magma, ou que o grau de fusão tenha sido baixo para fundir o Ti. As anomalias positivas de La e Ce, elementos com comportamentos parecidos, pode ser explicado pela presença de abundante allanita, descrita como mineral acessório abundante nestas rochas.

A amostra M24 exibe comportamento um pouco diferente do restante, com enriquecimento maior em ETRs leves, e ao mesmo tempo, apresenta os maiores teores de sílica e de álcalis, além de ocupar a posição entre as mais próximas do vértice dos álcalis no diagrama AFM. Estes indicam que ela está entre os representantes mais diferenciados, do corpo e também da área. Rollinson

(1993) adverte, que a presença de allanita e monazita nas rochas produz um padrão de depleção em ETRs leves, e a amostra M24 é a que exibe menor quantidade de allanita, portanto em relação às demais isso ajudaria a explicar seu enriquecimento relativo em ETRs leves.

6.3.5 Comparação com o embasamento

As características litoquímicas das rochas do embasamento são semelhantes às dos plútons estudados (Figura 6.12). No diagrama classificatório são sienodioritos, granodioritos e granitos. São rochas subalcalinas de alto potássio, não toleíticas, cálcio alcalinas a álcali-cálcicas e fracamente metaluminosas a peraluminosas, com granitos dos tipo I e S. Segundo a classificação de Frost *et al.* (2001) variam entre ferroso e magnésiano, ocupando a posição ocupada por granitos cordilheranos e variam de cálcio-alcalinos a álcali-cálcicos.

Quanto aos elementos traços, no diagrama de elementos terras-raras é possível observar que o seu padrão de distribuição é fracionado, como dos plútons, com enriquecimento em ETRs leves. E como acontece também para o diagrama de elementos incompatíveis, o campo que representa o embasamento é parecido com o das rochas do plútons havendo sobreposição, que varia dependendo do corpo. De uma forma geral, observa-se que o padrão de distribuição em ambos os gráficos é muito parecido com o do Granodiorito Guarataia (Figura 6.13).

Utilizando o gráfico da figura 6.13 é possível observar que apesar de seguirem padrões aproximadamente semelhantes, há algumas diferenças nos comportamentos de distribuição dos elementos traço entre os corpos. Observa-se no diagrama de ETRs, por exemplo, que as rochas menos enriquecidas em ETRs (geral) da área pertencem ao Tonalito Brasilândia (provavelmente o grupo 1) e que este corpo é também o que exibe maior variação de enriquecimento. O Enderbitto Chaves é o que apresenta maior enriquecimento de ETRs pesados, mas seus representantes mais empobrecidos em ETRs são ainda sim mais enriquecidos do que os mais empobrecidos do Tonalito Brasilândia. E o Granodiorito Guarataia é o mais enriquecido em elementos ETRs, mas sua distribuição é razoavelmente parecida com o do Enderbitto Chaves, entretanto um pouco mais enriquecido em ETRs, de uma forma geral, que este.

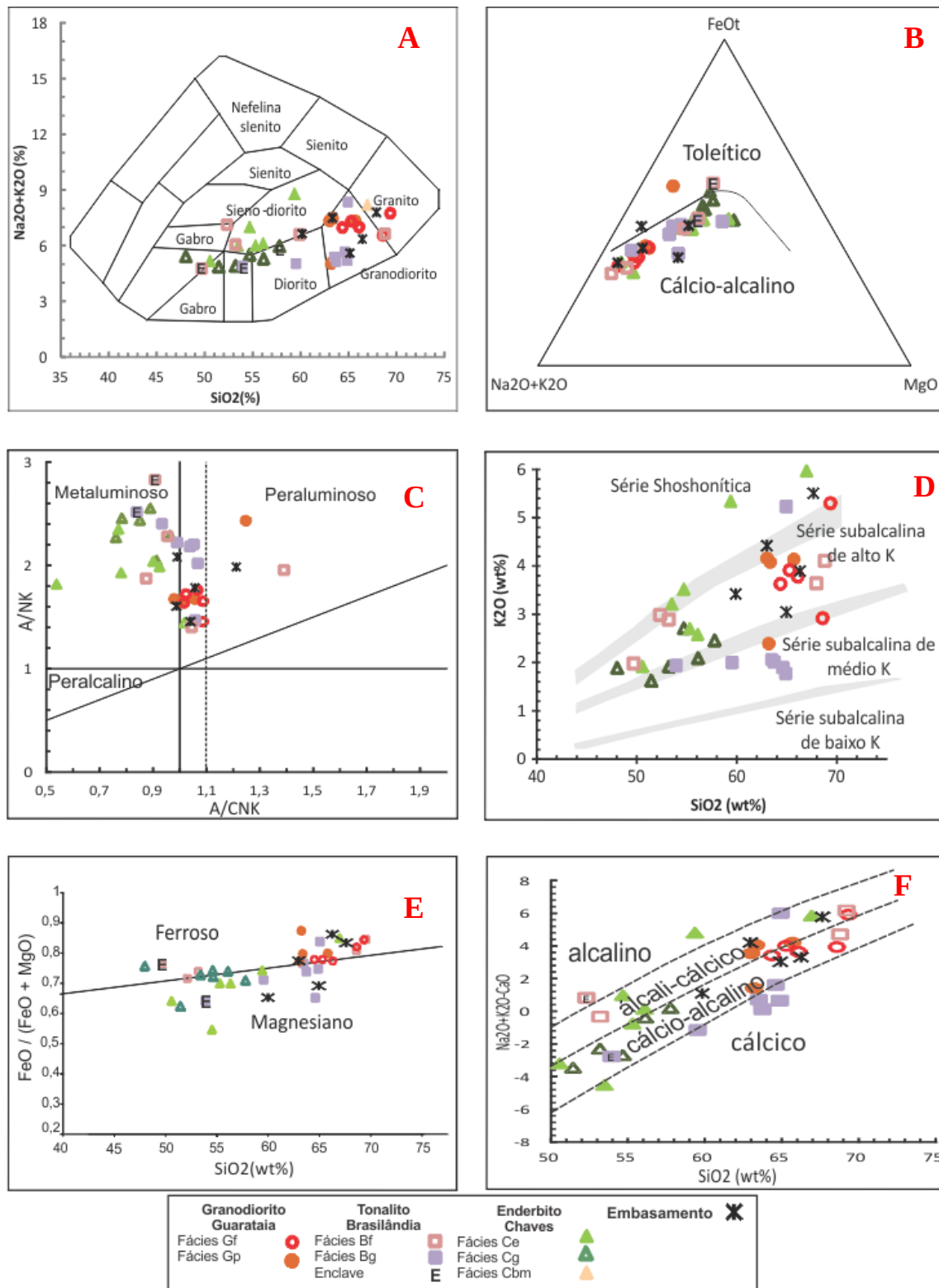


Figura 6.12: Diagramas para classificação das rochas com base em elementos maiores. A) Diagrama de classificação e nomenclatura utilizado TAS (total álcalis versus sílica); B) Diagrama AFM com limite entre os campos toleítico e cálcio-alcálico segundo Irvine & Baragar (1971). C) Diagrama de Índice de aluminosidade de Shand (1943) com acréscimo do limite entre granitos tipo I e S de Chappell & White (1974) marcado pela reta tracejada. D) Subdivisão das rochas subalcalinas com K2O versus sílica segundo Rickwood (1989); E) Diagrama de número de Fe versus sílica proposto por Frost *et al.* (2001); F) Diagrama de alcalinidade de Frost *et al.* (2001) com índice cálcio-alcálico modificado (MALI= $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) versus sílica.

Para o diagrama de elementos incompatíveis observa-se que os corpos apresentam anomalias para os mesmo elementos em quase todos os casos, apesar de diferirem nos valores de distribuição (intensidade da anomalia). O comportamento do Th é o mais variado, muitas vezes variando dentro do próprio corpo e a anomalia negativa encontrada para o P nos Tonalito Brasilândia e Granodiorito Guarataia não ocorre para o Enderbito Chaves (Figura 6.13).

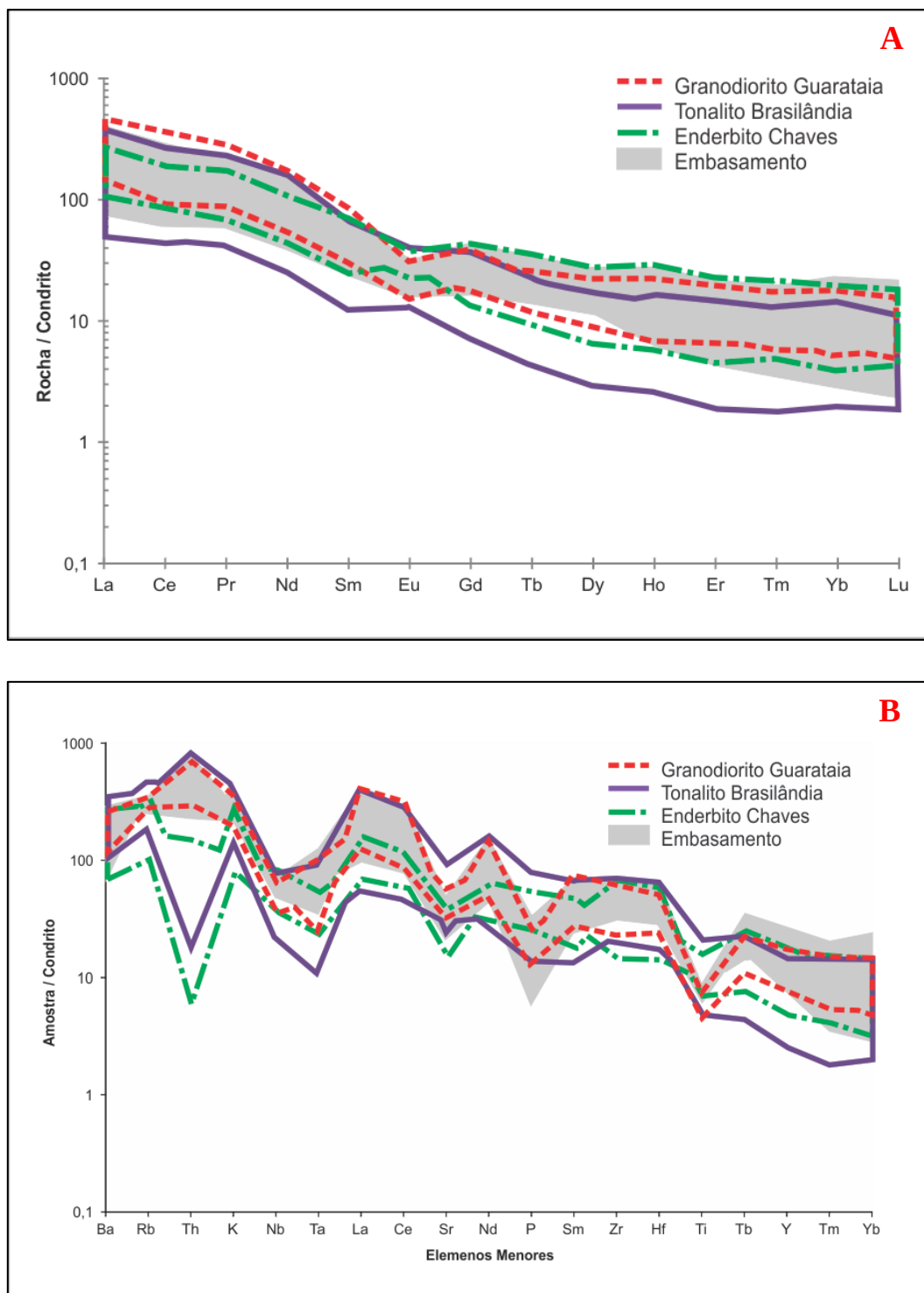


Figura 6.13: Diagramas de distribuição de elementos terras-raras e incompatíveis para comparações entre os corpos neoproterozóicos e o embasamento. Normalizações ao condrito, em A segundo Nakamura (1974) e em B segundo Thompson (1982).

Capítulo VII - Geoquímica Isotópica de Nd e Sr

7.1 Introdução

Estudos isotópicos de Nd e Sr foram realizados visando elucidar quais processos e fontes possivelmente estiveram envolvidos na geração dos plútons enfocados. Estes dados são essenciais às melhores interpretação e construção de um modelo evolutivo para a área, e contribuem também, para o modelo de evolução regional do Orógeno Araçuaí.

Foram selecionadas cinco amostras dos plútons estudados (M02, M02W, M11, M21A e M21B) para as análises isotópicas de Nd e Sr, dentre as quais três tiveram suas idades determinadas por meio de análises U-Pb em aparelho SHRIMP (M02, M11 e M21 – capítulo V-Geocronologia U-Pb). Além destas, cinco foram analisadas apenas para isótopos de Nd: L-13, L-16 e L-22, dos plútons e L-11 e LC-07, do embasamento (cuja determinação das idades U-Pb foi feita com amostras em pontos distintos desta mesma unidade).

Dados da literatura existentes para os plútons da área, para rochas do arco magmático de outras regiões do orógeno, dos metassedimentos e do embasamento do Orógeno Araçuaí são utilizados para comparação ao final deste capítulo.

7.2 Sistemas Isotópicos

7.2.1 Sistema isotópico Sm-Nd

Sm e Nd são elementos terras-raras leves com números atômicos 62 e 60 e raios iônicos 1,04 Å e 1,08 Å, respectivamente. Em função de suas características físicas e químicas bastante similares, eles exibem um comportamento parecido quanto a sua distribuição na crosta.

O sistema baseia-se no decaimento, através de uma partícula alfa, do ^{147}Sm para ^{143}Nd . As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, nas quais o ^{144}Nd é o isótopo estável, são medidas e a partir delas as razões iniciais, consideradas praticamente iguais as de suas fontes, são determinadas. É utilizado com fins geocronológicos, de relativa baixa precisão, e como parâmetro petrogenético na investigação dos processos envolvidos na evolução da crosta continental e do manto.

Estas razões podem ser usadas, juntamente com a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, na construção de isócronas, ou ainda comparadas às razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de reservatórios (essencialmente o condrítico e o manto depletado) para sua utilização como parâmetro petrogenético, ou ainda, na determinação de idades modelo.

Sua ampla utilização como parâmetro petrogenético está relacionada ao fato de que isótopos de Sm-Nd não são significativamente fracionados dentro da crosta por metamorfismo ou processos sedimentares, além de serem imóveis sob condições de hidrotermalismo, e sendo assim, eles preservam a razão isotópica pai/filho de sua fonte (Rollison 1993). O fracionamento sofrido por este sistema ocorre no processo de diferenciação no manto, e é resultado, principalmente, de uma pequena diferença de compatibilidade entre o Sm e o Nd, sendo o último mais incompatível, e assim o manto apresenta-se mais enriquecido em Sm e a crosta em Nd (De Paolo 1981).

7.2.2 Sistema isotópico Rb-Sr

Os elementos Rb e Sr são metais alcalinos, com números atômicos 37 e 38, e raios iônicos 2,47 Å e 2,15 Å, respectivamente. O sistema Rb-Sr baseia-se no decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr , por meio de emissão de uma partícula beta. Este sistema exhibe o maior contraste de incompatibilidade (Rb mais incompatível que Sr) dentre os pares isotópicos radiogênicos mais comumente utilizados. São elementos facilmente separados, resultando em intenso fracionamento destes elementos entre manto e crosta.

Assim como o sistema Sm-Nd, o sistema Rb-Sr pode ser usado para determinação de idades pela geocronologia, mas o isótopo radiogênico ^{87}Sr é utilizado como parâmetro petrogenético, já que, funciona como traçador de processos geológicos, fornecendo informações sobre a origem das rochas ígneas e sobre os processos que afetaram suas composições químicas. O parâmetro utilizado neste caso é a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial das rochas, a qual reflete particularmente as razões Rb/Sr dos sistemas nos quais o Sr residiu (Geraldes 2010). A principal contribuição deste parâmetro é a de possibilitar diferenciar se um magma teve sua origem exclusivamente no manto superior, ou se foi gerado exclusivamente ou parcialmente no interior da crosta continental (Leeman & Manton 1971 *in* Geraldes 2010).

O elemento Sr é relativamente imóvel sob condições hidrotermais, o Rb por sua vez, é mais móvel. Dentro da crosta continental eles são fracionados por processos como anatexia, metamorfismo e sedimentação. Em função da variação que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem sofrer com estes processos, elas devem ser interpretadas de forma cuidadosa, principalmente para rochas mais antigas ou que apresentem evidências de terem passado por algum dos processos citados acima (Rollison 1993).

7.3 Procedimentos Isotópicos

7.3.1 Metodologia Sm-Nd

Dez amostras da área foram selecionadas para análises isotópicas de Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) (Tabela 7.1). Do plúton Chaves foram analisadas quatro amostras: uma da fácies gabronorítica (M-02) e três da fácies enderbítica (L-12, L22 e M02W). Do Tonalito Brasilândia foram selecionadas três amostras: uma da fácies de granulação grossa (M-21A), uma do *enclave* máfico nela hospedada (M21-B) e uma do *enclave* máfico da fácies fina (L-13). O Granodiorito Guarataia teve analisada apenas uma amostra, da fácies porfirítica (M-11). Duas amostras do embasamento foram analisadas (LC-07 e L-11) (Tabela 7.1).

As determinações isotópicas pelo método Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). No procedimento entre 50 e 100 mg de cada amostra foram pulverizados e misturados com uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . Esta mistura é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de ataques ácidos com HF, HNO_3 e HCl, até que as soluções fiquem absolutamente claras e homogêneas. As soluções são então evaporadas em placas quentes dentro de cabines de ar. Os elementos terras raras, juntamente com Y e Ba são separados através de colunas de troca catiônica. Posteriormente é realizada a extração dos Sm e Nd da fração de elementos terras raras, a separação é obtida através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas com Teflon e empacotadas com resina LN-Spec (resina líquida HDEHP ácidodi-(etilhexil) fosfórico impregnada em pó de teflon). A fração coletada nesta segunda coluna é evaporada com duas gotas de 0,025N H_3PO_4 e o seu resíduo é dissolvido com HNO_3 destilado e depositado em conjuntos de filamentos de Re.

As medidas isotópicas são feitas com espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262, na forma metálica e de modo estático. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada usando $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e a constante de decaimento considerada foi o valor revisado por Lugmair & Marti (1978 in Gioia & Pimentel) de $6,54 \times 10^{-12}/\text{y}$. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,05\%$ (1σ) e $\pm 0,00001$ (1σ), respectivamente, baseados em análises repetidas dos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. Os cálculos dos valores de idades T_{DM} seguem De Paolo (1981).

7.3.2 Metodologia Sr-Sr

Cinco amostras (incluindo as três amostras dos plútons analisadas na geocronologia U-Pb – vide capítulo V-Geocronologia U-Pb) foram selecionadas para análises de isótopos de Sr, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Para a análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 50 mg de amostra foram pulverizados e as concentrações de Rb e Sr foram realizadas por diluição isotópica. O Sr foi separado do pó de rocha total pelo procedimento convencional de troca catiônica segundo Pankhurst & O’Nions (1973). As amostras de Sr foram então colocadas sobre filamentos duplos de Re e as análises isotópicas foram realizadas com o espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT-262. As correções de fracionamento de massa foram feitas utilizando o valor de 8,3752 para a razão $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. As incertezas 1σ para as razões medidas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são melhores que 0,2% e 2%, respectivamente. As análises de diluição isotópica foram feitas com solução *spike* ^{85}Rb - ^{84}Sr e o branco do procedimento para o Sr é tipicamente menor que 100 pg.

7.4 Apresentação dos Dados

7.4.1 Enderbito Chaves

O Enderbito Chaves teve suas duas principais fácies analisadas: a fácies Gabronorito apresenta $\epsilon_{\text{Nd}}(600)$ -4,86, idade T_{DM} 1,48 Ga e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,70620. A fácies Enderbito não foi analisada para cálculo de idade por U-Pb SHRIMP, mas como no campo é observado que esta se encontra amplamente misturada com a fácies gabronorítica, os dados isotópicos foram recalculados para a mesma idade de cristalização do gabronorito (*ca.* 600 Ma). Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(600)$ para a fácies enderbite variam entre -4,93 e -6,81 e as idades T_{DM} entre 1,57 e 1,68 Ga. É importante notar que a amostra M02W, da fácies enderbite (quimicamente um gabro), foi retirada do mesmo afloramento do qual a amostra M02, representante do gabronorito, e fornece valores muito próximos aos encontrados para a fácies gabronorito (M02W da fácies enderbite com $\epsilon_{\text{Nd}}(600) = -4.93$ e $T_{\text{DM}} = 1,57$). Apenas esta amostra da fácies enderbite foi analisada para Sr e forneceu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70681$ (tabela 7.1).

7.4.2 Tonalito Brasilândia

O Tonalito Brasilândia, por sua vez, teve analisada sua fácies de granulação grossa, a qual é predominante, e os *enclaves* máficos de ambas as fácies. A fácies de granulação grossa (amostra M21A), forneceu razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_m = 0,152$, valor bem maior que os demais encontrados na área e que, constitui forte evidência de fracionamento. Sendo assim, este dado não foi utilizado para

interpretações. Como o trabalho de Martins *et al.* (2004) apresenta dados de Nd e Sr para as rochas desta mesma fácies, optou-se por considerá-los como representantes destas rochas. O *enclave* (M21B) retirado do mesmo afloramento da amostra citada acima (M21A), quimicamente de composição gabróica, apresenta $\epsilon_{\text{Nd}}(581) = -8,24$, $T_{\text{DM}} = 1,78$ Ga e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(581)} = 0,70641$ (Tabela 7.1).

O *enclave* da fácies de granulação fina, por sua vez, foi analisado apenas para isótopos de Nd, fornecendo, $\epsilon_{\text{Nd}}(581) = -9,13$ e idade T_{DM} de 1,96 Ga. Esta fácies não teve sua idade determinada com sistema U-Pb SHRIMP, por isso os cálculos acima foram feitos com base na idade de cristalização da fácies de granulação grossa (*ca.* 580 Ma) (Tabela 7.1).

7.4.3 Granodiorito Guarataia

A fácies porfirítica do Granodiorito Guarataia, a qual apresenta idade *ca.* 576 Ma (vide capítulo V - Geocronologia U-Pb SHRIMP), forneceu $\epsilon_{\text{Nd}}(576) = -12,56$, $T_{\text{DM}} = 1,74$ Ga e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(576)} = 0,71045$. Martins *et al.* (2004) analisaram a fácies de granulação fina e no presente trabalho estes dados foram recalculados para a idade de cristalização da fácies porfirítica. Assim sendo, para a fácies fina os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(576)$ encontrados são -12,90 e -13,13 e as idades T_{DM} 1,96 e 2,06 Ga. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(576)}$ são iguais a 0,71039 e 0,71098 (Tabela 7.1).

7.4.4 Embasamento Riachão

Duas amostras do embasamento foram analisadas para isótopos de Nd. As idades modelo encontradas foram $T_{\text{DM}} = 2,08$ e 1,91 Ga e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T_{\text{DM}})$, com base nestas idades T_{DM} são +1,8 e +2,4 e (Tabela 7.1). As rochas do embasamento, em pontos distintos aos analisados para Sm-Nd, foram analisadas para obtenção de idades U-Pb SHRIMP e LA-MC-ICP-MS (Vide capítulo V-Geocronologia U-Pb) com idade de cristalização *ca.* 2.1 Ga. Considerando esta idade como a de cristalização destas rochas, dada sua semelhança com as idades T_{DM} obtêm-se valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(2100)$ de +2,2 e +4,4.

Tabela 7.1: Dados isotópicos disponíveis para as rochas estudadas. Marcados com asterisco (*) os dados obtidos de Martins *et al.* (2004).

Plúton	Facies	Composição Geoquímica	Amostra	T _i (Ma)	(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	±2σ	(¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (T _i)	ε _{Nd} (585)	T _{DM} (Ga)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(T_i)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₅₈₅₎
Chaves	Cg	gabro	M 02	600	0.11980	0.512087	5	0.5116160	-4.87	-4.97	1.48	0.7086	0.28092	1	0.7062	0.70626
	Ce	Sieno diorito	L-10	600	0.11750	0.511978	6	0.5115160	-6.82	-6.92	1.60					
	Ce	sienodiorito	L-17	600	0.12550	0.512012	5	0.5115190	-6.77	-6.86	1.68					
	Ce	gabro	M 02W	600	0.12910	0.512120	18	0.5116120	-4.94	-5.02	1.57	0.71032	0.40972	1	0.70681	0.70690
Guarataia	Gp	grano diorito	M 11	576	0.09310	0.511604	9	0.5112530	-12.52	-12.44	1.74	0.71397	0.42863	1	0.71045	0.71039
	Gf*		IT-02F*	576	0.11830	0.511670		0.5112235	-13.15	-13.04	2.06	0.71421	0.46500		0.71039	0.71033
	Gf*		IT-11*	576	0.11252	0.511660		0.5112353	-12.56	-12.80	1.97	0.71748	0.79200		0.71098	0.71087
Brasilândia	Bg	diorito	M 21A	581	0.15200	0.511952	8	0.5113730	-10.10	-10.02	2.70	0.71610	0.59209	1	0.71119	0.71116
	E Bg	gabro-diorito	M 21B	581	0.12520	0.511944	12	0.5114670	-8.24	-8.20	1.78	0.71001	0.43431	1	0.70641	0.70639
	Bg		SM-08B*	581	0.10052	0.511740		0.5113573	-10.39	-10.34	1.68	0.71802	1.09100		0.70898	0.70892
	Bg		IT-15B*	581	0.11021	0.511880		0.5114604	-8.38	-8.33	1.63	0.71396	0.48700		0.70993	0.70990
	E Bf	gabro	L-13	581	0.13250	0.511924	5	0.5114200	-9.17	-9.14	1.96					
Embasament		Sieno diorito	L-11	2075	0.08810	0.511246	5	0.5109110	1.80	-19.02	2.08					
			LC-07	1910	0.11370	0.511716		0.5101437	2.40	-11.76	1.91					

7.5 Discussão dos Resultados

Observa-se uma considerável variação entre os resultados das análises isotópicas de Nd e Sr para os diversos corpos da área. Para fins de comparação, no gráfico da figura 7.1, todas as rochas envolvidas ou possivelmente relacionadas à geração das rochas aflorantes na área tiveram seus valores de ε_{Nd} recalculados para idade de 585 Ma, a qual foi escolhida por representar uma média aproximada das idades de cristalização dos corpos estudados. O Granodiorito Guarataia tem idade de cristalização de 576 ± 9 Ma, e sendo assim 585 Ma encontra-se dentro do intervalo de erro da idade de formação destas rochas, as mais novas encontradas na área.

Para o Enderbitto Chaves, obtiveram-se as idades T_{DM} 1,48 e 1,57 Ga, as quais estão entre as menores idades modelo para as rochas do arco Rio Doce, constituindo valores próximos ao mais

baixo encontrado, pertencente ao Tonalito São Vítor (1,39 Ga), do trabalho de Martins *et al.* (2004). Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(600) = -4,86$ e $-4,93$, por sua vez, são os mais altos dentre todas as rochas caracterizadas como pertencentes ao arco Rio Doce. Esses resultados indicam, provavelmente, a mistura de fontes na geração destas rochas, como a de material juvenil, cuja origem pode estar ligada ao manto metassomatizado (o que contribui para valores mais baixos de ϵ_{Nd}), e com assimilação de rochas do embasamento e/ou metassedimentos. A fácies gabronorito tem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(600)} = 0,70620$, o menor valor encontrado nas rochas do arco, seguido pelo da fácies enderbítica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(600)} = 0,70681$.

O Granodiorito Guarataia, em contrapartida, exibe as idades T_{DM} mais elevadas, 1,74 e 2,06 Ga, com $\epsilon_{\text{Nd}}(576) = -12,52$ e $-13,15$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(476)} = 0,71039$ e $0,71045$ (incluindo os dados de Martins *et al.* 2004, para a fácies fina). Mesmo com valores bastante negativos de ϵ_{Nd} e altas T_{DM} e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, quando comparados com os demais corpos da área, estes estão dentro do intervalo das rochas arco Rio Doce, apresentados por Nalini *et al.* (2000), Figueiredo (2009) e Martins *et al.* (2004), respectivamente, para a Suíte Galiléia, o Batólito Muriaé e o Tonalito São Vítor, com ϵ_{Nd} entre $-5,65$ e $-13,67$, idades T_{DM} 1,39 e 2,26 Ga e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0,70939 e 0,71317 (Figura 7.2). Os intervalos obtidos para os dados do Granodiorito Guarataia, analisados de forma isolada, não são suficientemente conclusivos para o esclarecimento acerca do ambiente de formação e das fontes possivelmente envolvidas na geração do plúton, mas permitem caracterizar uma forte contribuição de material crustal na sua formação.

Visando uma melhor interpretação dos dados do Tonalito Brasilândia, serão considerados, para a fácies de granulação grossa, os resultados fornecidos por Martins *et al.* (2004). As idades T_{DM} para esta fácies estão entre 1,63 e 1,68 Ga, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(581) = -8,33$ e $-10,34$ e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(581)}$ são 0,70898 e 0,70993. Estes valores também estão compreendidos dentro do intervalo das rochas caracterizadas como pertencentes ao arco magmático citado acima (Figura 7.2).

O *enclave* máfico presente nesta fácies, por sua vez, tem T_{DM} igual 1,78 Ga, $\epsilon_{\text{Nd}}(581) = -8,24$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(581)} = 0,70641$. Estes resultados, apesar de serem muito parecidos com os de sua hospedeira, apresentam uma característica interessante a ser discutida, o fato da idade T_{DM} do *enclave* ser mais antiga do que de sua hospedeira. Este fato está possivelmente relacionado a um fracionamento da amostra, comum em rochas básicas e não correspondem com precisão à idade da rocha. Os dados de ϵ_{Nd} e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, muito similares aos da encaixante, respectivamente maior e menor em relação a esta, indicam uma fonte um pouco mais primitiva que a da hospedeira, sendo assim pode se tratar de um *enclave* máfico microgranular originado de um magma de uma fonte parecida submetida a um grau maior de fusão ou a um autólito, uma fase mais primitiva do mesmo magma.

O *enclave* encontrado na fácies fina apresenta razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0,511416$ e $\epsilon_{\text{Nd}i} = -9,17$ e idade T_{DM} igual a 1,96 Ga, similares ao do *enclave* máfico encontrado na fácies de granulação grossa ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)} = 0,511464$, $\epsilon_{\text{Nd}i} = -8,20$ e idade $T_{\text{DM}} = 1,78$ Ga). Provavelmente a diferença observada entre os valores é função do grau de homogeneização entre os *enclaves* e suas hospedeiras e são compatíveis com as relações de campo e características petrográficas, nas quais se observou, para a fácies fina, uma interação maior do *enclave* com sua hospedeira (em diferentes graus), com evidências mais marcantes de *mixing* e *mingling*, além do fato de que, neste caso, a própria hospedeira encontra-se mais diferenciada.

Análise dos gráficos de ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de evolução do Nd (ϵ_{Nd} versus idade de cristalização)

O gráfico da figura 7.1 de ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi produzido por Martins *et al.* (2004) para as rochas da região, próximas ou englobadas na área de estudo da presente dissertação. Entretanto, nele foram utilizados, como representantes do embasamento na região, rochas dos complexos Guanhões e Mantiqueira, hoje amplamente considerados o embasamento da placa inferior quando da subducção que originou as rochas do arco magmático Rio Doce. Segundo Fischel *et al.* (1998 in Noce *et al.* 2007) o embasamento da placa superior é constituído pelos complexos Juiz de Fora e Pocrane, com características mais juvenis que os da placa inferior.

Para estes complexos existem dados isotópicos de Nd amplamente apresentados na literatura, mas bem menos dados de isótopos de Sr. Mesmo assim, optou-se por fazer um campo no diagrama para estas rochas com limites de ϵ_{Nd} bem estabelecidos (com base na literatura e nas amostras do embasamento da área), limite inferior da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também determinado, por meio de uma análise de Sr para rochas básicas de afinidade toleítica do Complexo Juiz de Fora apresentando por André *et al.* (2009) e limite superior de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indeterminado, pois como apresentado por este mesmo autor, este Complexo apresenta ampla variação composicional com rochas que variam de básicas a graníticas, o que reflete em sua composição isotópica. Na construção deste campo foram utilizados os dados de Nd encontrados para as rochas do embasamento na área, uma vez considerado que o embasamento da placa superior é constituído pelas unidades citadas acima e que, no que tange as características isotópicas de Nd, as rochas da área comportam-se similarmente aos complexos Juiz de Fora e Pocrane.

O campo dos orto-anfibolitos e meta-ultramáficas dos remanescentes ofiolíticos foi construído de forma semelhante, e segue aproximadamente o campo estabelecido por Martins *et al.* (2004) com base nos dados de Pedrosa-Soares *et al.* (1998). No campo da figura 7.1, foram feitas adaptações em função dos novos dados de Nd para os remanescentes ofiolíticos apresentados por

Queiroga *et al.* (2007) e Queiroga (2010). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são de Saunders *et al.* (1988 in Rollison 1993) para rochas de MORB tipo N dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. É verdade que o golfo Macaúbas desenvolveu-se de maneira peculiar e por isso apresenta características muito distintas às destes oceanos, mas para fins de comparação, e considerando que as razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ destes oceanos variam entre 0,5130 e 0,5133 e que as rochas dos remanescentes ofiolíticos do Orógeno Araçuaí apresentam $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,5118 e 0,5121, e que com a evolução do manto, a tendência é de que as rochas mantélicas tenham razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cada vez maiores, como as razões atuais dos grandes oceanos, optou-se então, por utilizar os dados de Sr destes oceanos para possibilitar uma comparação.

A partir do gráfico ϵNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 7.1) observa-se que os representantes do Enderbito Chaves são os mais primitivos dentre as rochas do arco magmático Rio Doce, a fácies gabronorítica por sua vez, mais do que a enderbítica, com os maiores valores de ϵNd (menos negativos) e menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de idades T_{DM} . Comparando os resultados deste trabalho com os fornecidos por Martins *et al.* (2004), observa-se que estas rochas são as mais primitivas dentro das suítes orogênicas, mais do que as representantes da supersuíte G5, formada principalmente pelo processo de delaminação do manto. Observa-se, entretanto, que os limites do campo para rochas da supersuíte G5 no diagrama de Martins *et al.* (2004) foi feito com base em rochas chanorckíticas e graníticas, mas a composição desta supersuíte abrange também rochas de composição básica e podem, portanto, apresentar características mais primitivas (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

As rochas do Enderbito Chaves apresentam idades T_{DM} entre 1,48 e 1,68 Ga, e idade de cristalização de *ca.* 600 Ma (vide capítulo V – Geocronologia U-Pb). A diferença entre as amostras é provavelmente resultado da mistura entre fontes. Suas características petrográficas e isotópicas sugerem uma contribuição juvenil. Em *ca.* 600 Ma, o manto depletado apresentava $\epsilon\text{Nd} +6,79$, considerando que ele tenha sido a fonte mantélica envolvida na geração destas rochas, isso implica no fato de que o processo também contou com extensa contribuição crustal. Nesta idade, o embasamento da área apresentava ϵNd igual a -9,02 e -18,85, e suas idades T_{DM} são 1,91 e 2,08, o que significa que apenas a fusão parcial destas rochas não seria suficiente para gerar as rochas gabróicas e enderbíticas. Sendo assim considera-se uma contribuição mantélica e de rochas continentais, como o embasamento e metassedimentares mais recentes. Esta fonte mantélica, pode ainda, ter sido uma fonte mais diferenciada que o manto depletado, como o manto metassomatizado (com valores de ϵNd menores), o que contribuiria para geração de rochas com ϵNd menores. A crosta oceânica também pode ter contribuído, mas como sua assinatura também é intermediária aos

extremos do reservatório mantélico e do embasamento, assim como as rochas estudadas, não é possível confirmar a sua participação.

As rochas do Tonalito São Vitor, localizado próximo à área de estudo, segundo Martins *et al.* (2004) têm um comportamento parecido com as da área, com exceção de uma amostra que exhibe razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito elevadas, e que pode corresponder a um caso isolado, com maior contaminação ou fracionamento. Os dados de Nalini *et al.* (2000), para as rochas da Suíte Galiléia, situada na porção sul do Orógeno, assemelham-se às rochas do Tonalito Brasilândia em relação ao ϵ_{Nd} mais possuem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ maiores. As rochas do Tonalito Brasilândia podem ter sido formadas por fontes e processos semelhantes as do Enderbitto Chaves, mas como suas idades T_{DM} e os valores de ϵ_{Nd} são menores (mais negativos), elas contaram com maior contaminação de material continental. Considerando a assinatura do embasamento da área, o envolvimento de um componente juvenil é necessário para explicar as idades modelo de *ca.* 1,60 Ga encontradas para este corpo, o que é corroborado ainda pela presença de *enclaves* máficos (microgranulares ou autólitos).

As rochas do Granodiorito Guarataia encontram-se densamente agrupadas, com valores de ϵ_{Nd} menores do que aos dos demais corpos, e no gráfico (Figura 7.1) encontram-se mais próximos das rochas do embasamento do que as demais. Elas foram consideradas por Noce *et al.* (2000) e Martins *et al.* (2004) como representantes do arco magmático, mas sua assinatura geoquímica e sua idade (no limite do intervalo das rochas do arco) sugerem que elas tenham sido formadas na transição da fase pré-colisional para a sin-colisional com pouca ou nenhuma contribuição mantélica. Analisando o gráfico da figura 7.1 de ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de evolução do Nd, observa-se que o embasamento da área, há cerca de 580 Ma, quando o Granodiorito Guarataia foi cristalizado, apresentava ϵ_{Nd} entre -11,85 e -19,13, se considerarmos as amostras da área, e $\epsilon_{\text{Nd}} = -21,20$ se considerarmos o Complexo Juiz de Fora. Como o sistema Sm-Nd não sofre extenso fracionamento na crosta, a fusão parcial das rochas do embasamento, com pouca ou nenhuma contribuição mantélica, pode ter sido suficientemente responsável pela geração destas rochas.

Análise das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Os dados de Sr para as rochas do arco da suíte Galiléia, do Tonalito São Vítor e do Batólito Muriaé, calculados para as idades obtidas em cada um dos trabalhos, para o momento de suas cristalizações, estão entre 0,70916 (do Tonalito São Vitor, próximo à área de estudo, *ca.* 590 Ma) e 0,71306 (Suíte Galiléia *ca.* 600 Ma). Na área de estudo, por sua vez, o Enderbitto Chaves exhibe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70620$ para fácies gabronorítica e 0,70681 para a fácies enderbítica. A fácies grossa do Tonalito Brasilândia apresenta resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(581)}$ iguais a 0,70898 e 0,70993 e 0,71610 para a amostra que sofreu fracionamento, e seu *enclave* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(581)} = 0,70641$. As rochas do

Granodiorito Guarataia têm $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(576)}$ entre 0,71039 e 0,71098. Com isso temos que as rochas estudadas no presente trabalho estão dentro do intervalo, ou apresentam razões que indicam uma origem mais primitiva ainda do que as das demais rochas do arco Rio Doce, principalmente em relação à suíte Galiléia.

As rochas do Enderbitto Chaves encontram-se dentro do intervalo previsto para rochas do arco magmático dos Andes, segundo Norman & Leeman (1990 *in* Rollison 1993), com valores entre 0,70566 e 0,70951. As rochas do Tonalito Brasilândia exibem valores dentro ou com uma pequena diferença deste intervalo (0,70993), já as rochas do Guarataia encontram-se completamente fora, o que analisado isoladamente não é suficiente para excluir a possibilidade de que este corpo possa fazer parte do arco magmático, já que tratam-se de sistemas de subducção que evoluíram de formas distintas. Estas razões, maiores do que o intervalo encontrado nos Andes podem ser resultantes de uma maior contaminação crustal, como por exemplo, por crosta mais espessa, ou de contribuição de manto metassomatizado, ou de sedimentos, da placa subductada ou na placa de *emplacement*, sendo esta última razoavelmente aceitável, uma vez que, parte das encaixantes, nas quais os plútons são encontrados como corpos intrusivos, é formada por uma sequência metassedimentar.

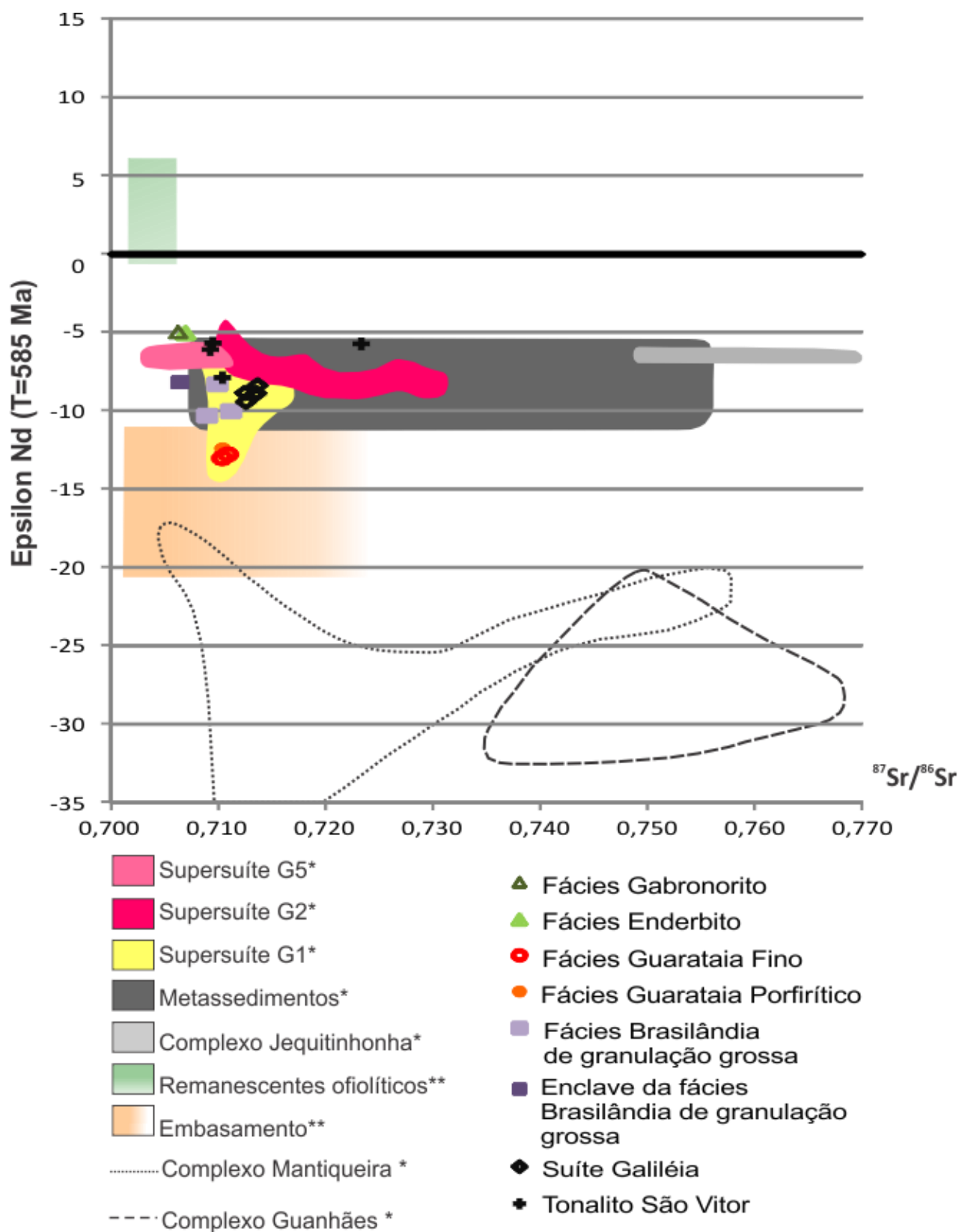


Figura 7.1: Gráfico de ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ com os campos das supersuítas, metassedimentos, Complexo Jequitinhonha e complexos Mantiqueira e Guanhões identificados por um asterisco (*), extraídos de Martins *et al.* (2004). As rochas dos campos Remanescentes ofiolíticos (*dégradé* verde) e Embasamento (*dégradé* laranja), marcados com dois asteriscos (**), foram feitas com compilações descritas detalhadamente no texto.

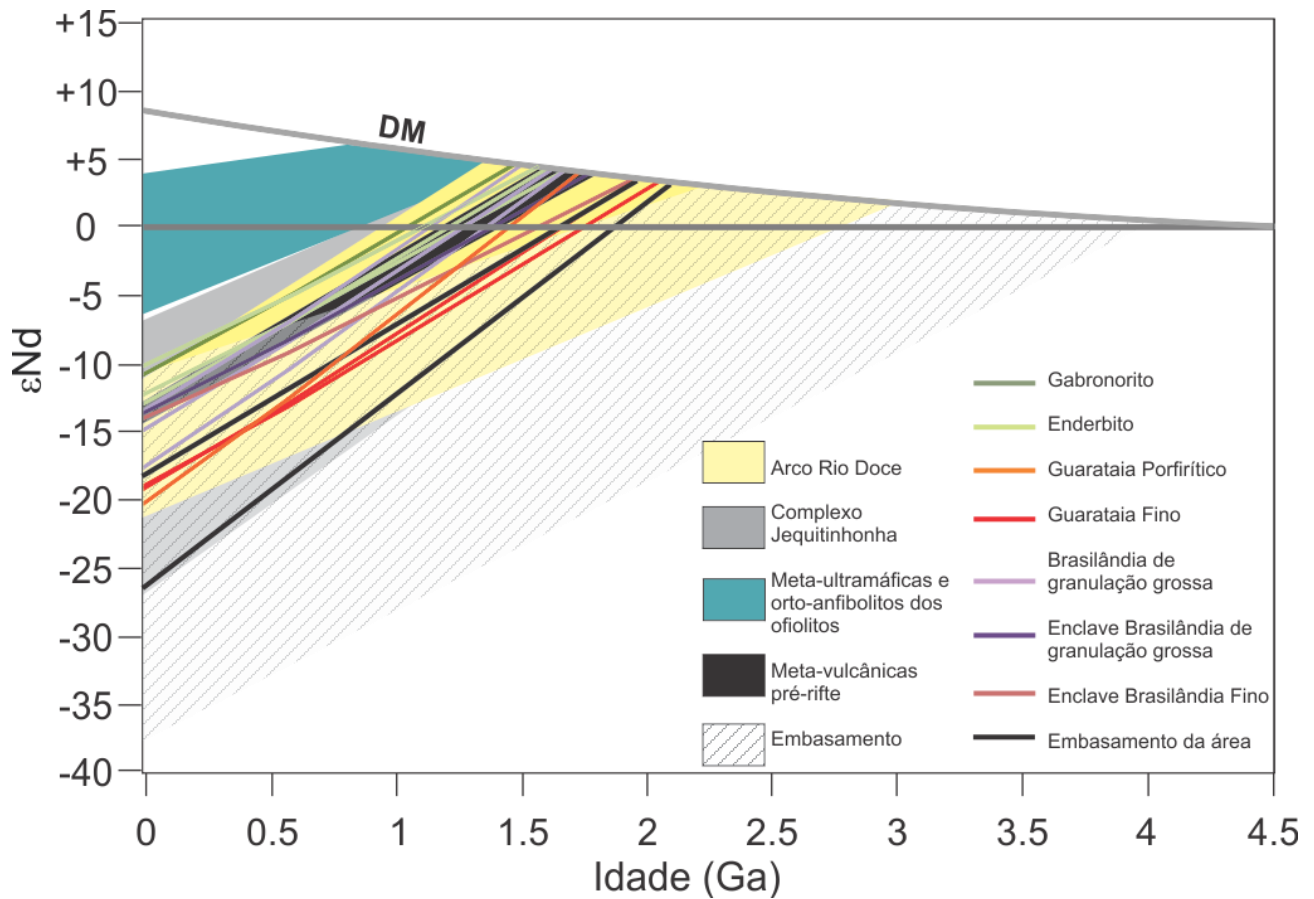


Figura 7.2: Gráfico de evolução do Nd para os plútons e embasamento da área estudada e campos de comparação com outras rochas do orógeno. Os campos do embasamento, rochas meta-vulcânicas da fase rifte e do Complexo Jequitinhonha compilados de Dias (2011). O campo dos remanescentes ofiolíticos foi construído com os dados de Queiroga (2007) e Pedrosa-Soares *et al.* (1998). O campo das rochas do arco Rio Doce foi construído com compilações dos dados extraídos de Nalini *et al.* (2000), Figueiredo (2009) e Martins *et al.* (2004).

Capítulo VIII– Discussões e Conclusões

Neste capítulo serão discutidos e interpretados os significados petrológicos das características (petrográficas, litoquímicas, isotópica de Nd e Sr e geocronológica U-Pb) exibidas pelos plútons, visando esclarecer os processos envolvidos na formação e evolução de cada um deles e o seu significado dentro do contexto geotectônico. Um resumo de algumas características de cada plúton e de suas fácies encontra-se na tabela 8.1.

Enderbito Chaves

O Enderbito Chaves constitui o corpo mais velho (599 ± 15 Ma) e contém rochas de composição básica (mais primitiva). As diferenças composicionais possibilitaram a divisão de três fácies: Gabronorito, Enderbito e Biotita monzogranito.

A separação entre as fácies é transicional, marcada por zonas híbridas, nas quais misturas dos *end-members* que nomeiam as fácies são encontradas, resultando em rochas de composições intermediárias entre elas e em diversas feições que evidenciam mistura de magmas, com *mixing* e *mingling*, tais como a ampla distribuição de *enclaves* máficos a intermediários com diferentes graus de homogeneização com sua hospedeira, geração de zonas composições intermediárias, crescimento de hornblenda em volta da biotita, cristalização de apatita acicular, entre outros. Segundo Hibbard (1995) as duas últimas feições constituem indícios de mistura de magmas.

Quimicamente as rochas variam de gabros a granitos. Pela análise dos dados litoquímicos não são observadas diferenças marcantes no comportamento das fácies, o que em certa proporção aponta para uma mistura entre elas, com formação de componentes com características semelhantes independentemente de sua fácies e formação de um *trend* linear em grande parte dos diagramas de Harker para elementos maiores. Apesar disso, nota-se um aumento do grau de diferenciação das rochas, da fácies gabronorito, passando pela fácies enderbite e terminando na fácies Biotita monzogranito. Os dados isotópicos apontam na mesma direção de evolução, e mostram mais uma vez, que rochas de fácies diferentes, podem apresentar características muito semelhantes, como acontece para a fácies enderbite, com representantes muito parecidos com os da fácies gabronorito, e com outros, bem mais diferenciados.

Tabela 8.1: Resumo das principais características dos plútons entre Frei Inocência e Itambacuri: Enderbrito Chaves, Tonalito Brasilândia e Granodiorito Guarataia. As siglas utilizadas para os minerais são: ap-apatita; aln-alanita; bt-biotita; cpx-clinopiroxênio; plag-plagioclásio; hbl-hornblenda; opx-ortopiroxênio; xnt-xenotima; ep-epidoto; czo-clinozoisita; ttn-titanita; qtz-quartzo; mic-croclina; or-ortoclásio; zr-zircão; op-minerais opaco. Os dados marcados com asterisco (*) foram compilados de Martins *et al.* (2004).

Corpo Fácies	Unidade							
	Enderbrito Chaves				Tonalito Brasilândia		Granodiorito Guarataia	
	Gabronorito	Enderbrito	Biotita Monzogranito	Zona Híbrida	Fina	Grossa	Fina	Porfírica
Principais rochas (estimativa modal)	Gabronorito, Norito com cpx, gabro com opx	Enderbrito e opdalito	Monzogranito	Quartzo- monzonitos e granodioritos	Granodiorito e tonalito Granito (-)	Tonalito e Granodiorito e Granito (-)	Granitos a granodioritos	Granitos, granodioritos e granito
Classificação litoquímica (Cox et al. 1979 adap. Wilson 1989)	Gabro, gabro- diorito	Sienodioritos (+) gabrítico (-)	Granito	Sienodiorito	Sienodiorito (+) e granito/ granodiorito	Granodiorito (+) e diorito (-)	Granodiorito (+) e granitos (-)	Granodiorito
Mineralogia Essencial	Plag, opx, cpx, hbl, bt	Plag, qtz, opx, cpx e bt	Plag, mic, qtz, bt	Plag, ort, qtz, bt,	Plag, qzo, ort, mic, bt	Plag, qzo, ort, mic, bt, hbl	Plag, mic, ort, qtz, bt	Plag, mic, ort, qtz, bt
Mineralogia Acessória	Ap, zr, op	Ap, zr, hbl e op	Zr, ap, aln	Hbl, xnt, zr e ap acicular	Ap, ttn, zr, aln, ep, czo, hbl	Ap, ttn, zr, aln, ep, czo	Ap, ttn, zr, aln, ep, czo	Ap, ttn, zr, aln, ep, czo
Principais características litoquímicas	Subalcalina de alto K, metaluminosa magnesiana a ferrosa, cálcio-alcálica	Subalcalina a alcalina, alto K, metalumi- nosa, magneasiana de alcalina a cálcica	Subalcalina, shoshonítica, fracamente peraluminosa (tipo I), ferrosa, álcali- cálcica	subalcalina, shoshonítica, metaluminosa, magnesiana, alcalina	Subalcalina a alcalina, alto K, metaluminosa (pred. Tipo I), ferrosa a magnesiana, alcalina a cálcio-alcálica	Subalcalina de médio K, metaluminosa a fracamente peraluminosa (tipo I), magnesiana, cálcica a cálcio- alcálica	Subalcalina de médio a alto K, fracamente peraluminosa (tipo I), ferrosa, cálcio-alcálica a álcali-cálcica	subalcalina de médio a alto K, fracamente peraluminosa (tipo I), ferrosa, cálcio-alcálica a álcali- cálcica
Idade (Ma)	599 ± 15	-	-	-	-	581 ± 11	-	576 ± 9
εNd (t)*	-4,87	-4,94 a -6,82	-	-	-	-8,38 a -10,39*	-12,56 a -13,15*	-12,52
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (t)	0,70620	0,70681	-	-	-	0,70898 a 0,70993*	0,71039* e 0,71098*	0,71045

A evolução deste corpo parece não ter seguido um caminho simples, afinal, rochas tão diferentes, em um corpo destas proporções, não costumam ser formadas unicamente por cristalização fracionada. A proposta de formação para estas rochas é de que as rochas mais primitivas da fácies gabronorito tenham intrudido inicialmente o embasamento Riachino de composição essencialmente granodiorítica. As rochas gabróicas, em função da sua alta temperatura, teriam fundido parte do embasamento Riachino e incorporado esse magma mais félsico. A fusão do embasamento e as rochas gabróicas misturaram-se então, em proporções variadas, resultando na fácies enderbita e as porções de magma da fusão do embasamento menos misturadas ou a injeção de um magma (com fonte similar a do gabronorito) constituem a fácies Biotita monzogranito. Neste processo de *emplacement*, até mesmo as rochas mais primitivas, teriam assimilado material crustal, tornando essas rochas mais enriquecidas em LILE e ETRs leves, e em isótopos Sr^{87} e em Nd, do que rochas gabróicas costumam apresentar. Além disso, nesta etapa, foram herdados zircões do embasamento. Os diagramas de ambiente apontam para rochas geradas em ambiente de arco vulcânico, com alguns representantes no campo intra-placa e pós-colisional.

O *emplacement* do Enderbita Chaves possivelmente ocorreu em condições de pressão e temperatura com participação de fluídos secos da fácies granulito, o que explicaria a textura de rochas granulíticas, encontrada em algumas rochas. Localmente, entretanto, talvez nas porções mais internas do corpo, a textura ígnea permaneceu preservada. Na região da fácies biotita monzogranito o fluído atuante era mais hidratado, possivelmente pela desidratação de minerais durante a fusão do embasamento e por isso, na região onde aflora esta fácies as rochas não exibem características de cristalização em condições de p e T da fácies granulito.

Possivelmente como durante o *emplacement* deste corpo já existia um campo de tensões atuando sobre estas rochas, do estágio colisional, elas foram inicialmente deformadas no estado líquido, mas com a evolução para o estágio colisional, elas foram então deformadas ductilmente. Como foram cristalizadas a altas condições de p e T, ao sofrerem alguma recolocação, mudando de posição na crosta, para porções mais hidratadas desta, as rochas passaram por um reajuste, que resultou na formação de minerais hidratados secundários (ou pelo menos, de parte deles), os quais, como observado, encontram-se fortemente orientados segundo a foliação dúctil.

Sob um olhar mais regional, é necessário avaliar que tipo de processos teriam gerado estas rochas gabróicas, com clara contribuição mantélica. Tendo em vista que o intervalo de geração das rochas do arco magmático Rio Doce é entre ca. 630 e 585 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011) e que na literatura as rochas de composição mais primitivas do arco descritas são rochas gabróicas analisadas por Novo *et al.* (2010) e Novo (2013) com idades de ca. 600 Ma, semelhantes às descritas na área

de estudo, observa-se que estas rochas foram formadas no estágio intermediário de formação do arco, quando o esperado seriam rochas cada vez mais maduras, durante uma evolução convencional de um arco magmático.

Como depois da geração destas rochas o Orógeno passou pelo estágio colisional, e vários quilômetros de crosta foram erodidos depois disso, a maior parte das evidências que poderiam ajudar a explicar os caminhos percorridos por estas rochas desde sua origem não estão mais disponíveis. Além disso, a falta de um zonamento de idades e/ou químico dificulta o entendimento da evolução do arco. De qualquer forma é bastante razoável pensar que alguma mudança no estágio de subducção aconteceu e que material mantélico passou a contribuir em maiores quantidades, gerando as rochas gabróicas, as quais apesar, de terem sido geradas em localidades diferentes, têm idades iguais. Este evento pode ter sido, por exemplo, uma mudança no ângulo da placa de subducção. Uma retração na placa faria com que maiores quantidades de material astenosférico participassem da fusão da cunha mantélica, onde o manto litosférico encontrava-se provavelmente, metassomatizado, aumentando o grau de fusão da cunha, que ocorre em uma maior profundidade gerando rochas com maior contribuição mantélica. Outra hipótese é a de que uma janela na placa, resultante de uma quebra da placa subductada fizesse com que astenosfera quente ascendesse a profundidades mais rasas fundindo a base da litosfera (manto litosférico, metassomatizado) e gerando membros mais primitivos (Figura 8.1). Entretanto, por se tratar de uma área de dimensões pequenas dentro do contexto do Orógeno, pode não ser suficiente para explicar os processos que ocorreram em escala regional, mas considerando o erro das idades para as rochas do arco, a menos que estas rochas sejam do começo da formação do arco, elas possivelmente indicam uma mudança no processo de subducção.

Tonalito Brasilândia

Por sua diferença de granulação foi dividido em fácies de granulações grossa e fina. A fácies de granulação grossa é essencialmente granodiorítica e a de granulação fina varia de sienodiorítica a granítica. Sua idade de cristalização é 581 ± 11 Ma.

Este corpo é o mais heterogêneo quimicamente. As rochas são predominantemente subalcalinas (algumas rochas das fácies fina são alcalinas), não toleíticas, cálcicas a cálcio-alcalinas, variam de metaluminosas a fracamente peraluminosas, mas todas do tipo I. A fácies fina é essencialmente de alto K enquanto a de granulação grossa é de baixo K. Nos diagramas de ambiente elas ocupam essencialmente as posições de granitos pré-colisionais.

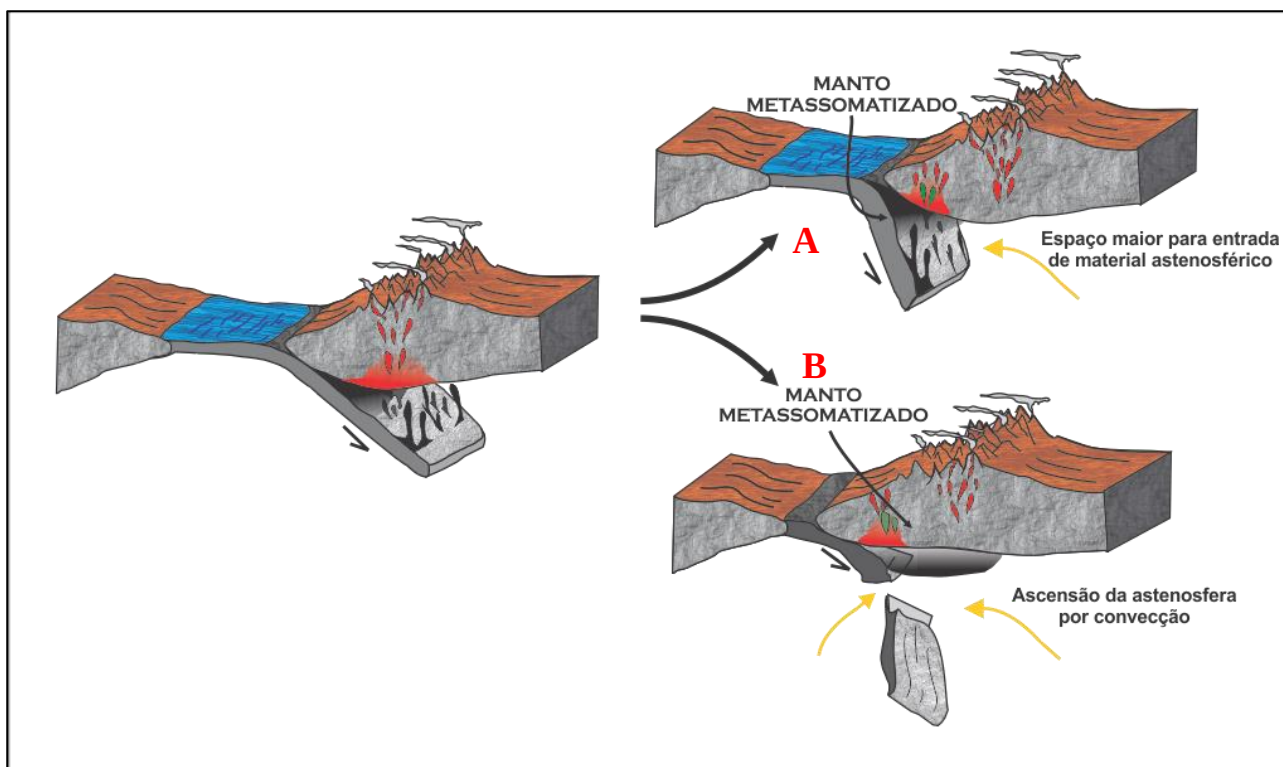


Figura 8.1: Esquemas com as propostas de evolução do Arco Rio Doce para geração das rochas básicas do Enderbrito Chaves. À esquerda o estágio de formação das rochas do arco Rio Doce até 600 Ma quando A) houve uma retração da placa em subducção com aumento do ângulo; B) quebra da placa em subducção. Em ambos os casos observa-se que mais material astenosférico entra em contato com o manto litosférico, o qual encontra-se metassomatizado na região próxima ao encontro das placas. Os plútons verdes são cristalizados na base da crosta sob condições de fácies granulito.

Sua distribuição em forma de camada alongada segundo a direção NNE-SSW sugere que este corpo possa ter intrudido em uma descontinuidade pré-existente, durante o estágio pré ou sin-colisional, a qual foi então reativada durante os estágios pré-colisional deformando assim o plúton (que já era alongado).

Enclaves máficos são encontrados em ambas as fácies. Quimicamente são gabros a gabrodioritos e podem apresentar outras composições em função da diferença no grau de homogeneização entre estes e suas hospedeiras, com evidências de *mixing* e *mingling*. As análises litoquímicas e isotópicas feitas nestes *enclaves* máficos a dioríticos corroboram com os estudos petrográficos microscópicos e apontam para uma fonte parecida para os *enclaves* e sua hospedeira. Sendo assim, os *enclaves* podem se tratar de *enclaves* máficos microgranulares resultantes da mistura de magmas entre a hospedeira e um magma máfico de uma fonte similar a da hospedeira submetida a um grau maior de fusão ou de fases primitivas do mesmo magma da hospedeira cristalizadas precocemente, portanto autólitos, e retrabalhados.

A avaliação do diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ versus ϵNd em conjunto com as características dos *enclaves* e da litoquímica, indicam que estas rochas foram formadas a partir de uma mistura entre fontes mantélica e crustal. Se tratando de rochas primitivas, ainda que não tanto quanto as que compõem o Enderbitto Chaves, estas podem ter sido formadas a partir da evolução dos processos que geraram as rochas gabróicas do Enderbitto Chaves.

Granodiorito Guarataia

Este plúton é o mais novo, com idade 576 ± 9 Ma. Esta idade encontra-se fora ou no limite do intervalo de geração das rochas do arco magmático do Orógeno Araçuaí, proposto por Pedrosa-Soares *et al.* (2011). Noce *et al.* (2000) e Martins *et al.* (2004) caracterizam o plúton Guarataia como pertencente ao arco, enquanto Signorelli (2000b), em função destas rochas não exibirem foliação dúctil, caracterizou as mesmas como tendo sido formadas durante o estágio pós-colisional. Entretanto, Pedrosa-Soares *et al.* (2011) adverte que localmente, rochas pertencentes ao arco magmático, podem apresentar-se livres da foliação dúctil, normalmente impressa nestas rochas, exibindo feições ígneas preservadas.

O Granodiorito Guarataia foi dividido em fácies porfirítica e de granulação fina, em função da diferença de granulação. As rochas das fácies não exibem diferenças composicionais identificáveis por observações de campo, o que foi reforçado pelas análises petrográficas microscópicas, litoquímicas e isotópicas, nas quais observou-se que ambas as fácies são compostas por rochas de composições e assinaturas muito parecidas. São as rochas mais diferenciadas da área, com maiores conteúdos de sílica e álcalis. São subalcalinas de alto potássio, álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas, peraluminosas do tipo-I, e nos diagramas discriminantes de ambientes encontram-se sempre dispersas, ocupando campos pré-colisional, intra-placa, sin-colisional e de soerguimento pós-colisional. No gráfico ϵNd versus $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e na comparação de elementos traços com o embasamento, observa-se que suas razões isotópicas sobrepõem as razões do embasamento e que o seu padrão de distribuição de elementos traço é praticamente igual ao dos gnaisses do embasamento (Figuras 7.1 e 8.2).

As rochas do Granodiorito Guarataia podem constituir representantes mais evoluídos do arco magmático Rio-Doce. Entretanto, as características levantadas acima, podem também indicar que elas tenham sido geradas na transição dos estágios pré a sin colisionais a partir de fusão do embasamento riaciano com alguma contribuição mantélica. Esta última é necessária para que haja a geração de um padrão de distribuição de ETRs igual ao do embasamento, uma vez que só a fusão do embasamento não geraria este padrão. Os *enclaves* máficos presentes corroboram ainda como indícios desta contribuição mantélica. Ao final da subducção a base da litosfera ainda estaria

aquecida, ou considerando-se a hipótese de *slab break-off*, a erosão da base da litosfera pela astenosfera, seria responsável pelo fornecimento de calor suficiente para fusão da mesma, ajudando a fundir a base da crosta.

Chappel *et al.* (2012) fala da geração de granitos peraluminosos, a partir de sistemas graníticos tipo I de baixa temperatura, que podem ou não contar com pequenas contribuições sedimentares. Confirmando o apresentado por Zen (1986 *in* Chappel *et al.* 2012) estes autores discutem a dificuldade de se gerar grandes volumes de magmas peraluminosos a partir de cristalização fracionada de magmas máficos e intermediários. Segundo eles, estudos experimentais demonstraram que magmas félsicos peraluminosos são esperados como produto de reações de fusão desidratada de fontes metaluminosas durante a fusão parcial da crosta sobre pressões abaixo do campo de estabilidade da granada. Durante a fusão parcial de rochas basálticas a andesíticas, a quebra da biotita e do anfibólio nesta pressão gera piroxênio, e Al e H₂O ficam em excesso. A peraluminosidade do magma félsico crustal está relacionada ao próprio processo de fusão e é relativamente menos afetada pela composição da rocha e sendo assim, é possível gerar composições peraluminosas de fonte metaluminosas.

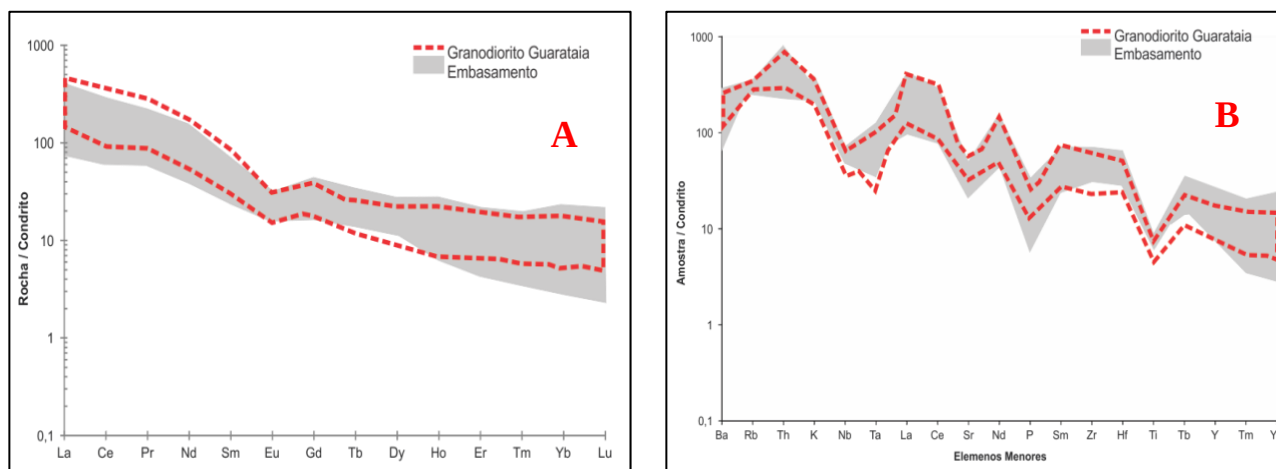


Figura 8.2: Gráficos de distribuição de elementos traços do Granodiorito Guarataia em vermelho, e do embasamento em cinza. A) comportamento dos elementos terras-raras, normalizados ao condrito de Nakamura (1974); B) Diagrama multielementar de elementos incompatíveis normalizados ao condrito de Thompson (1982).

Embasamento riaciano

O embasamento na área é composto essencialmente por ortognaisses migmatíticos, essencialmente granodioríticos que podem ser metaluminosos a peraluminosos, dos tipo I ou S (predominantemente do tipo I). A idade encontrada para os ortognaisses do tipo I foi 2.110 ± 12 Ma (U-Pb SHRIMP) e 2.107 ± 71 Ma (LA-ICP-MS) para o ortogneisse do tipo S, idades muito semelhantes.

Segundo exposto Fischel *et al.* (1998 *in* Noce *et al.* 2007), o embasamento da placa superior é formado pelos complexos Juiz de Fora e Pocrane. Tendo em vista que parte das rochas da área (Enderbito Chaves e Tonalito Brasilândia) são rochas do arco, é possível concluir que o embasamento destas rochas é parte da placa superior.

Ao comparar os dados isotópicos de Nd do embasamento da área, com os expostos no diagrama de ϵNd versus $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para rochas de outros complexos do embasamento do Orógeno Araçuaí, observa-se que as rochas do Complexo Juiz de Fora são isotopicamente mais parecidas com as rochas da área do que com o Complexo Mantiqueira. O padrão de distribuição de ETRs também é parecido com das rochas dos complexos Juiz de Fora e Pocrane. Essas características corroboram com a hipótese de que o embasamento na região (e na placa superior) realmente constituir parte dos complexos Juiz de Fora ou Pocrane (Figuras 8.3 e 8.4).

Essas rochas forneceram uma idade de metamorfismo de 580 ± 19 Ma. Esta idade é atribuída ao estágio sin-colisional, quando ocorreu o metamorfismo na região (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2011).

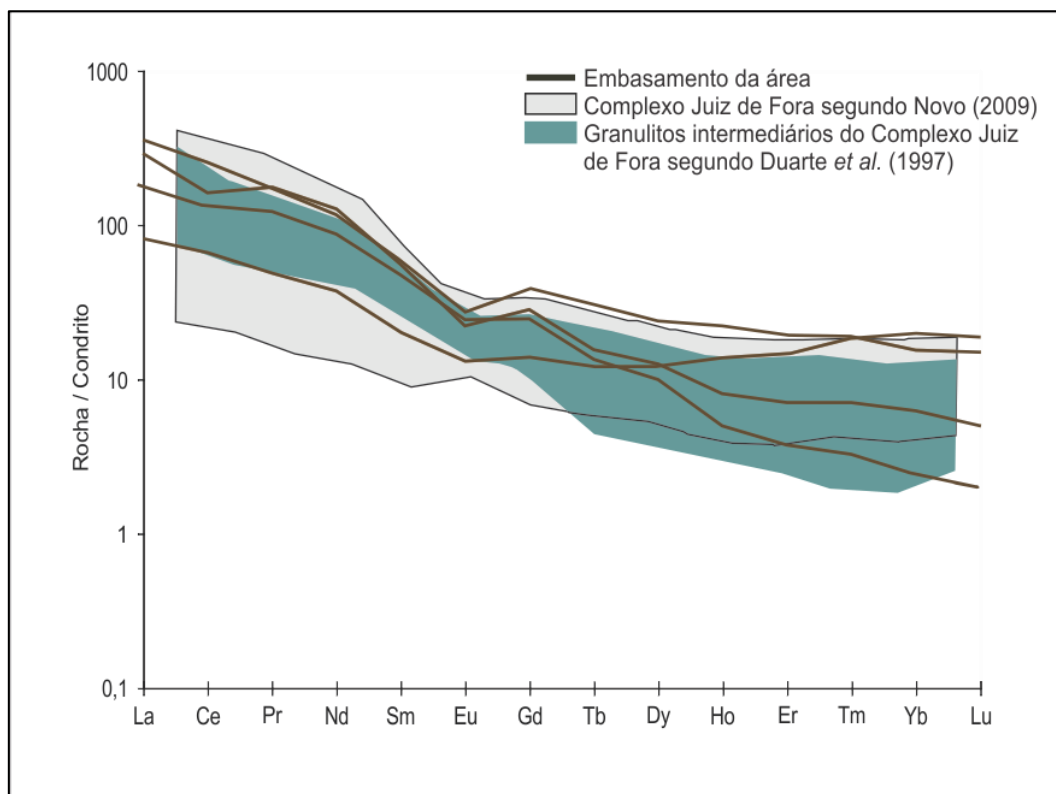


Figura 8.3: Comportamento dos elementos terras-raras do embasamento da área (linhas marrons) para comparação com Complexo Juiz de Fora, todos normalizados ao condrito de Taylor & McLennan (1985). Em cinza as rochas do Complexo Juiz de fora segundo Novo (2009), em verde as amostras de granulitos intermediários deste mesmo complexo segundo Duarte *et al.* (1997).

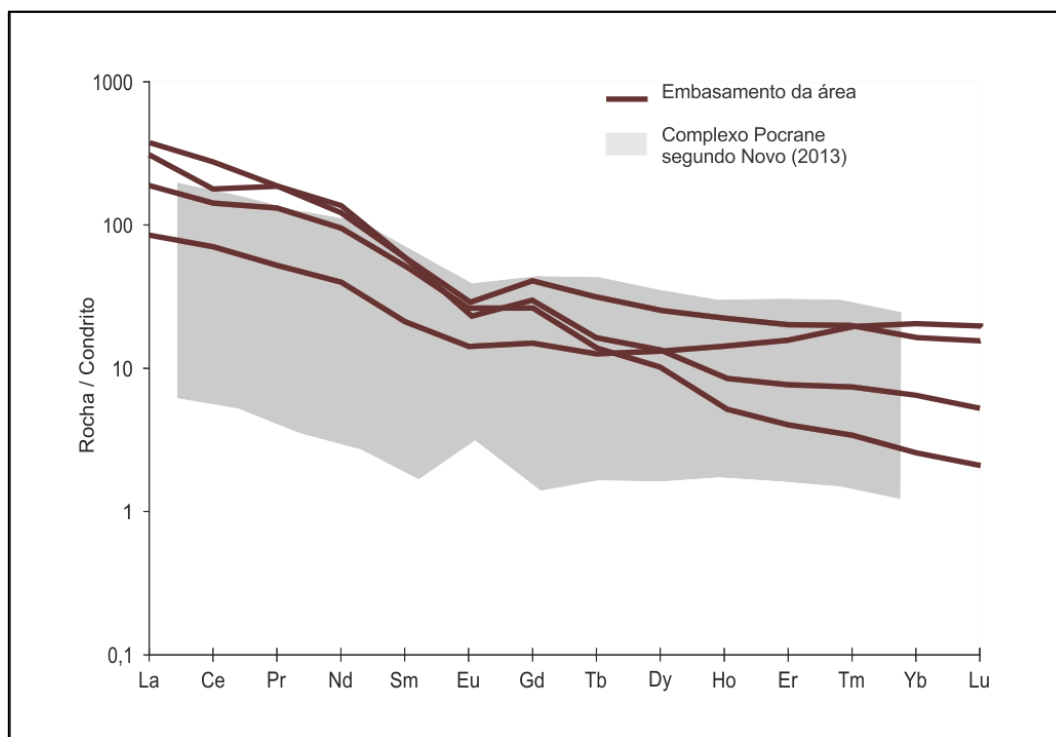


Figura 8.4: Comportamento dos elementos terras-raras do embasamento da área (linhas marrons) para comparação com Complexo Pocrane (campo cinza), todos normalizados ao condrito de Taylor & McLennan (1985). Dados do Complexo Pocrane segundo Novo (2013).

Referências Bibliográficas

- Afonseca B.D., D'ávila D., Tensol I., Silva V.M. 2011. Individualização faciológica em escala 1:50.000 das Suítes Brasilândia e Guarataia, Faixa Araçuaí – MG. Trabalho de graduação, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas gerais, 92p.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–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.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**(4):349-364.
- André J.L.F., Valladares C.S., Duarte B.P. 2009. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(4):773-793.
- Barbosa O. 1954. Evolution du geossinclinal Espinhaço. In: Inter. Geol. Congr., Comptes. Rendus, section XIII, 19e session: 1-37.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 45-55.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200**: 155–170.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **7**:173–174.
- Chappell B.W., Colleen J. B., Doone W. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, **153**:142-153.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 489-499.
- Chemale F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**: 275-295.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.T. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, London, 450 pp.
- De Campos C.M., Mendes J.C., Ludka I.P., Medeiros S.R., Moura J.C., Wallfuss C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, **17**: 1-35.

- De La Roche H., Leterrier P., Grandclaude P., Marchal M. A. 1980. Classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183 – 210.
- De Paolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- Duarte B. P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**: 67-82.
- Duarte B.P., Valente S.C., Heilbron M., Campos Neto M.C. 2004. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archaean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Res*, **7**: 437-450.
- Figueiredo C.M.S. 2009. O Arco Magmático brasileiro na conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, Região de Muriaé-MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 103 p.
- Figueiredo M.C.H. & Campos Neto M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**(1):63-81.
- Figueiredo M.C.H. & Teixeira W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminar geochronological and geochemical results. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **68**:223-246.
- Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Costa A.G., Rosiere C.A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abre Campo-Manhuaçu Region, Minas Gerais, Brazil. *In: Intern. Conf. Basement Tect.*, **14**, Ouro Preto, Brazil, 21-23.
- Frost B.R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. 2001. A geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11): 2033-2048.
- Geraldes M.C. 2010. Introdução à Geocronologia. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 146pp.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(2): 219-245.
- Gonçalves-Dias T., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I.A., Alkmim F.F., Caxito F.A., Silva L.C., Noce C.M. 2011. Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão. *Geonomos*, **19**(2): 121-130.

- Gradim C., Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Dussin I., Alkmim F. From sedimentation to granite generation in a Neoproterozoic back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil). Em preparação.
- Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. *In: Coward M. P. & Ries A. C. (Eds). Collision Tectonics. Geological Society London Special Publication, 19: 67-81.*
- Heilbron M., Duarte B., Valeriano C., Simonetti A., Machado N., Nogueira J. 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.*
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, 533pp.
- Gill J.B. 1981. *Orogenic Andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 336 pp.
- Irvine T.N.& Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. F. Earth Sci., 8:523-548.*
- Leeman W. P. & Manton W.I. 1971. Strontium isotopic composition of basalts lavas from the Snake River Plain, southern Idaho. *Earth and Planetary Science Letters, 11:420-434.*
- Le Maitre R.(Eds.), Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M., Bonin B., Bateman P., Bellieni A., Dudek A., Efremova A., Keller J., Lameyre J., Sabine P., Schmid R., Sorensen H., Woolley A. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of ingeous rocks (2nd ed.)*. Blackwell, oxford, 231 pp.
- Ludwig K.R., 2003. Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication, no. 1, 43p.*
- Ludwig K. R. 2009. Isoplot v.4 for Excel 2007, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif, 71p.
- Lugmair GW & Marti K. 1978. Lunar inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters, 39: 349-357.*
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal Structural Geology, 28: 129-147.*
- Martins V.T.S. 2000. Geologia Isotópica do Plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, 187p.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research, 7: 75-89.*

- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na e K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**:757-775.
- Nalini H.A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil) : étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées. Tese de Doutorado, École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, 237p.
- Nalini H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C., Machado R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, **331**: 459-466.
- Nalini Jr H. A., Machado R., Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozóico da região do médio rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:23-34.
- Noce C. M., Macambira M. J. B., Pedrosa-Soares A. C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):25-29.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana, D. 2007a. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmim, F.F. 2007b. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**: 17-23.
- Norman M.D. & Leeman W.P. 1990. Open-system magmatic evolution of andesites and basalts from the Salmon Creek volcanics, southwest Idaho, U.S.A. *Chemical Geology*, **81**:167-189.
- Novo, T. 2009. Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 87p.
- Novo, T.A. 2013. Caracterização de arcos magmáticos Riachão e Ediacarano, e eventos mesoproterozóicos, no sistema Araçuaí-Ribeira. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 176 p.
- Novo T., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Dussin I. 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(4): 573-592.
- Pankhurst R. J. & O'Nions R. K. 1973. Determination of Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of some standard rocks and evaluation of x-ray fluorescence spectrometry in Rb-Sr geochronology. *Chemical Geology*, **12**: 127-136.

- Pearce J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (Eds.), *Continental Basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Pearce J. A., Harris N., Tindle A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **259**: 956-983.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Sociedade Brasileira de Geologia, p.: 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., and Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo orogeny. *Geology*, **26**: 519–522.
- 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 Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Silva L.C., Cordani U.G., Marshak S., Whittington A., Martins-Neto M.A., De Campos C.M. 2003. Orógeno confinado: conceito, exemplo e candidatos. In: IX Simpósio Nacional de estudos tectônicos - Búzios, RJ, p. 36-39.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**: 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West-Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**: 153-172
- Pedrosa-Soares A. C., Campos C., Noce C.M., Silva L.C., Roncato J., Novo T., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Orogen, the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources (SE Brazil). *Geological Society*, **350**:25-51.
- Petitgirard S., Vauchez A., Egydio-Silva M., Bruguier O., Camps P., Monié P., Babinski M., Mondou M. 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted ‘hot’ orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, **477**: 174-196.
- Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli, W.L. (coord.). 2000. Projeto Leste, Etapas 1 e 2. CPRM–COMIG, Belo Horizonte, CD–ROM.

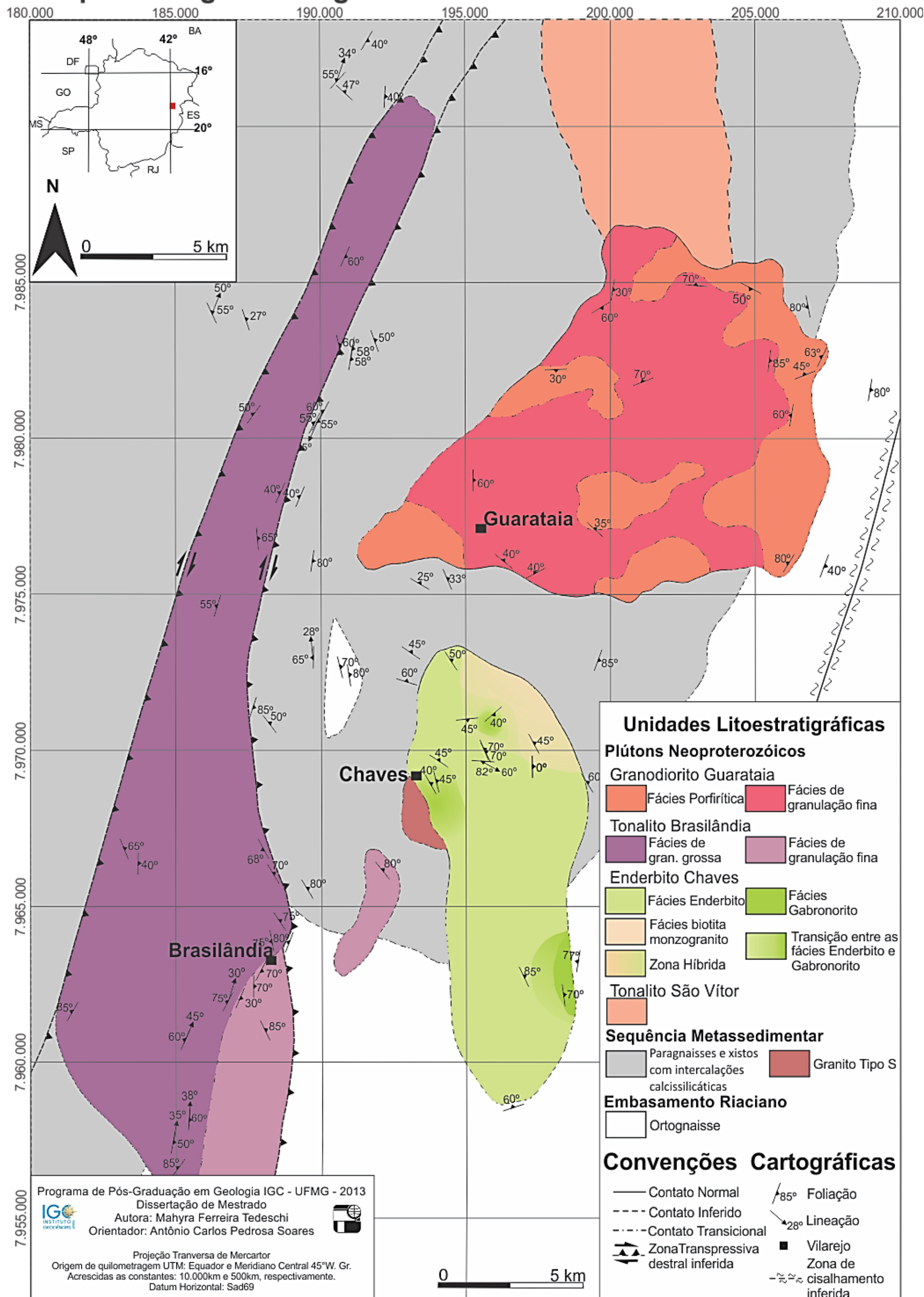
- Queiroga G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 180 p.
- Rickwood P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**: 247-263.
- Rogers, J. W. & Santosh, M. 2004. *Continents and Supercontinents*. New York, Oxford University Press, 289 pp.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, London, 352 pp.
- Roncato J. 2009. As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 102p.
- Sato. (em preparação). General Analytical Procedure. Laboratório de Geocronologia U-Pb SHRIMP USP.
- Saunders A.D., Norry M.J. Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace elements constraints. *Journal of Petrology*, Special Lithosphere Issue, 415-445.
- Scandolara J. E. 2006. Geologia e Evolução do Terreno Jamari, Embasamento da Faixa Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 366 p.
- Shand S.J. 1943. *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York, 360 pp.
- Signorelli N. 2000a. Folha Itambacuri (SE.24-Y-A-I). Escala 1:100.000. In: Projeto Leste. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM. CD-ROM.
- Signorelli N. 2000b. Texto Explicativo da Folha Itambacuri (SE.24-Y-A-I). In: Projeto Leste. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM. CD-ROM.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. Web version 01.02.07. (http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf). IUGS Commission on the Systematics in Petrology.
- Silva S. L. 2000. Folha Santa Maria do Suaçuí (SE.23-Z-B-III). Escala 1:100.000. In: Projeto Leste. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM. CD-ROM.
- Silva L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, **136**: 203-240.

- Sun S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A297**: 409-445.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312 pp.
- Tedeschi M., Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Noce C. 2012. Caracterização do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocência e Itambacuri, MG. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos, SP. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2012.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. F. Geology*, **18**:49-107.
- Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). In: Balkema, A.A., Pan-African/Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, 350 p.
- Ulbrich H.H., Vlach S.R.F., Janasi V.A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**(2):163-172
- Vieira, V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 117p.
- Vlach S.R.F. 1985. Geologia, petrologia e geocronologia das regiões meridional e oriental do complexo Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado, Inst. de Geociências Univ. São Paulo, 235p.
- Vlach S.R.F. 1993. Geologia e petrologia dos granitoides de Morungaba, SP. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências Univ. São Paulo, 414p.
- Ulbrich H.H., Vlach S.R.F., Janasi V.A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**(2):163-172.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 470 pp.
- Zen E-an, 1986. Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, **27**:1095–1117.
- Páginas e documentos consultados via internet:
- Google Earth. 2011. earth.google.com.br/. Acessado em 05 de Março de 2011.

ANEXO I – Mapa de Pontos

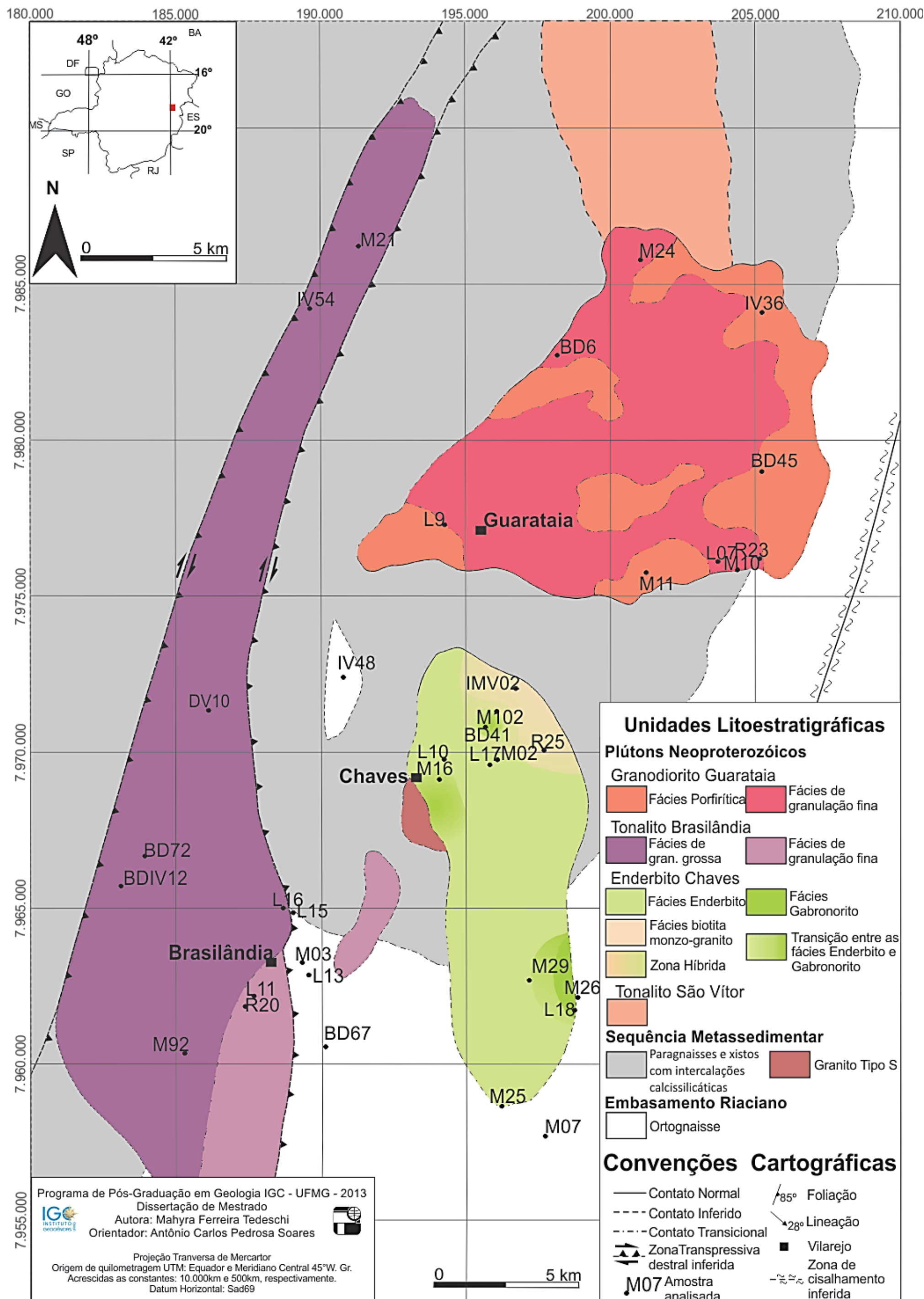
ANEXO II – Mapa Geológico

Mapa Geológico da região entre Frei Inocência e Itambacuri-MG



ANEXO III – Mapa de Distribuição das Amostras

Mapa de localização das amostras coletadas para análises laboratoriais



ANEXO IV – Tabelas de dados Litoquímicos

Fácies	Fácies Gabronorito							Fácies Enderbito					F. Biotita monzo-granito
Amostra	M102	M02	M26	L18	BD41	R25A	M02W	L17	L10	M25	M16	R25C	IMV02
Rocha	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Diorito	Diorito	Gabro	Sieno diorito	Sieno diorito	Sieno diorito	Sieno diorito	Sieno diorito	Granito
SiO2	48,04	51,45	53,21	54,70	56,14	57,79	50,57	53,50	54,70	55,31	56,10	59,38	66,97
TiO2	2,02	1,18	1,61	1,24	1,62	1,25	1,48	2,84	1,65	1,44	1,27	0,85	0,96
Al2O3	19,13	17,39	17,86	17,10	17,23	17,29	17,44	14,60	18,90	16,06	17,55	18,86	14,61
Fe2O3	11,82	9,60	10,00	9,37	9,23	7,21	9,77	8,50	7,95	8,96	7,53	4,64	4,66
MnO	0,14	0,15	0,15	0,15	0,10	0,09	0,14	0,38	0,10	0,14	0,11	0,06	0,05
MgO	3,85	5,81	3,81	3,67	3,29	2,97	5,56	3,21	2,80	3,96	3,30	1,63	0,84
CaO	8,05	8,32	7,20	8,21	5,69	5,78	8,36	10,50	6,01	6,74	5,98	3,99	2,34
Na2O	3,53	3,24	2,99	2,80	3,20	3,51	3,25	2,77	3,47	3,29	3,54	3,45	2,22
K2O	1,89	1,62	1,92	2,71	2,09	2,46	1,92	3,21	3,52	2,70	2,58	5,34	5,97
P2O5	0,75	0,35	0,47	0,73	0,48	0,44	0,39	0,81	0,58	0,47	0,47	0,36	0,35
LOI	0,40	0,60	0,50	0,62	0,60	0,90	0,80	0,43	-	0,60	1,20	1,00	0,70
Soma	99,62	99,71	99,72	100,68	99,67	99,69	99,68	100,32	99,68	99,67	99,63	99,56	99,67
Ni	<20	47,00	<20	67,00	36,00	<20	24,00	-	76,00	<20	<20	<20	<20
Rb	75,70	52,00	51,40	41,00	80,90	100,30	61,60	90,00	81,00	104,00	102,20	146,90	171,10
Ba	907,0	670,00	904,00	1095,00	1078,00	857,00	669,00	1027,0	931,00	909,00	904,00	2649,0	1572,00
Sc	7,00	25,00	28,00	-	22,00	18,00	31,00	-	-	22,00	19,00	6,00	6,00
Th	3,60	0,30	3,90	16,00	9,20	1,40	0,90	<5	11,00	2,20	4,30	1,60	2,00
U	0,40	0,40	0,50	<10	0,40	0,60	0,50	<10	<10	0,90	0,90	0,90	0,20
Nb	41,50	16,40	24,30	21,00	28,20	28,90	22,70	29,00	25,00	29,70	22,50	17,70	21,90
Ta	1,40	0,60	1,00	<10	1,10	0,80	0,90	<10	<10	1,10	0,90	0,60	0,90
La	52,50	34,00	45,80	17,97	77,70	41,60	34,10	11,24	15,54	52,10	62,00	32,10	40,50
Ce	109,10	76,30	114,70	36,23	143,10	87,40	82,20	23,58	32,56	104,90	130,30	68,20	83,70
Pr	15,43	9,03	14,08	-	17,03	9,53	10,49	-	-	12,65	13,97	7,15	11,57
Sr	499,60	535,60	573,80	534,00	495,30	499,60	435,10	543,00	493,00	439,30	581,60	616,00	211,80
Nd	57,50	33,70	57,50	15,19	59,20	39,00	47,00	9,44	12,19	51,40	47,50	26,00	49,90
Zr	252,80	122,30	241,80	343,00	397,50	287,10	184,50	243,00	285,00	278,40	366,00	451,90	653,80
Hf	6,60	3,50	5,00	-	9,50	6,60	5,00	-	-	7,10	8,60	10,00	16,10
Sm	12,56	6,92	12,11	3,09	9,22	6,56	9,18	2,08	2,72	9,36	8,88	4,73	9,30
Eu	2,58	1,64	2,47	0,85	1,93	1,89	1,79	0,40	0,73	2,07	1,97	2,17	1,82
Gd	10,68	6,09	10,50	2,18	6,44	5,63	8,43	1,30	1,80	7,50	7,08	3,53	6,71
Tb	0,87	0,96	1,65	-	0,87	0,78	1,34	-	-	1,15	0,98	0,47	0,81
Dy	4,48	4,92	8,48	-	5,19	3,91	7,07	-	-	6,41	4,38	2,14	4,64
Y	46,00	25,30	43,50	37,00	25,90	16,80	37,20	41,00	31,00	35,20	23,30	11,10	22,00
Ho	0,68	1,10	1,82	-	0,96	0,65	1,48	-	-	1,25	0,93	0,39	0,86
Er	1,92	2,77	4,61	-	2,32	1,66	3,92	-	-	4,03	2,26	0,98	2,35
Tm	0,30	0,30	0,66	-	0,33	0,22	0,56	-	-	0,51	0,32	0,16	0,29
Yb	3,40	2,66	3,87	0,67	2,20	1,25	3,97	0,24	0,63	3,74	2,05	0,83	1,82
Lu	0,23	0,36	0,56	-	0,29	0,15	0,47	-	-	0,42	0,23	0,14	0,29
Co	6,70	28,90	26,20	-	21,00	17,00	34,10	-	-	23,20	19,60	11,80	6,20
La/Lu N	10,21	9,73	8,43	-	27,61	28,58	7,48	-	-	12,78	27,78	23,63	14,39
La/SmN	2,58	3,03	2,33	-	5,20	3,91	2,29	-	-	3,43	4,31	4,19	2,69
Gd/YbN	2,50	1,82	2,16	-	2,33	3,59	1,69	-	-	1,60	2,75	3,39	2,94
(Eu/Eu*)	0,68	0,78	0,67	-	0,77	0,96	0,63	-	-	0,76	0,76	1,63	0,71
Ce/Ce*	0,85	0,97	1,00	-	0,87	0,97	0,96	-	-	0,91	0,98	1,00	0,86

Fácies	Tonalito Brasilândia fácies de granulação grossa				Tonalito Brasilândia fácies de granulação fina							
Amostra	M21B	M21A	DV10	BDIV12	IV54	BD72	M92	L13	R20	L16	L15	BD67
Rocha	Gabro-diorito	Diorito	Grano-diorito	Grano-diorito	Grano-diorito	Grano-diorito	Grano-diorito	Gabro	Sienodiorito	Gabro	Grano-diorito	Granito
SiO2	53,93	59,53	63,51	63,74	64,62	64,89	64,93	49,70	52,32	53,20	68,80	69,20
TiO2	0,93	0,80	0,71	0,63	0,46	0,62	0,67	1,73	1,94	1,12	0,58	0,52
Al2O3	17,57	17,13	16,80	16,28	16,66	16,65	15,84	19,00	18,82	19,00	16,80	14,36
Fe2O3	8,48	7,15	6,03	6,18	4,80	5,21	5,72	11,80	8,34	9,81	3,75	3,85
MnO	0,16	0,11	0,08	0,10	0,06	0,07	0,07	1,02	0,10	0,14	<0,05	0,05
MgO	4,72	2,95	1,87	2,15	2,57	1,76	1,08	3,61	3,25	3,58	0,89	0,68
CaO	7,68	6,17	4,67	5,02	4,05	4,55	2,33	7,83	6,31	6,38	1,92	1,93
Na2O	2,97	3,02	3,32	3,13	3,76	3,43	3,10	2,78	4,14	3,16	2,52	2,61
K2O	1,94	2,00	2,06	2,01	1,90	1,77	5,23	1,98	2,99	2,89	4,11	5,49
P2O5	0,21	0,18	0,19	0,14	0,13	0,15	0,24	0,69	0,76	0,40	0,19	0,17
LOI	1,20	0,70	0,50	0,40	0,80	0,70	0,40	0,56	0,60	0,51	0,62	0,90
Soma	99,79	99,74	99,74	99,78	99,81	99,80	99,61	100,14	99,57	99,68	99,56	99,76
Ni	<20	<20	<20	<20	45,00	<20	<20	59,00	20,00	96,00	76,00	<20
Rb	58,80	81,30	75,70	62,60	75,50	60,80	115,60	38,00	92,30	36,00	112,00	136,70
Ba	613,0	654,0	773,0	751,0	582,0	751,0	1953,0	1006,0	1230,0	1144,0	2584,0	1395,0
Sc	25,00	19,00	7,00	14,00	7,00	6,00	27,00		16,00	-	-	5,00
Th	0,70	2,70	9,20	5,30	3,30	8,10	30,00	12,00	23,60	<5	22,00	16,10
U	0,40	0,80	0,60	0,40	0,40	0,70	1,30		3,10	-	-	1,40
Nb	8,40	9,00	11,50	12,20	7,20	9,50	12,20	17,00	23,40	17,00	16,00	15,60
Ta	0,50	0,50	0,60	0,80	0,20	0,60	0,20	-	1,60	-	-	1,10
La	25,20	15,80	55,60	20,90	24,70	51,10	89,20	11,45	112,10	17,51	33,20	69,50
Ce	56,00	37,00	91,00	36,60	42,30	88,80	188,10	23,65	208,70	36,25	69,25	131,90
Pr	6,10	4,98	10,53	5,12	4,52	9,54	17,86	-	23,42	-	-	16,50
Sr	391,80	397,60	363,20	303,30	604,00	335,50	463,80	581,00	949,20	734,00	410,00	244,40
Nd	24,80	21,30	34,00	19,50	15,40	35,10	61,70	13,47	91,10	11,01	20,43	57,20
Zr	117,70	164,10	216,80	173,60	136,50	156,10	370,10	283,00	416,60	132,00	513,00	314,60
Hf	3,10	5,10	6,00	5,40	3,60	4,10	9,10	-	11,50	-	-	8,60
Sm	4,54	5,00	5,27	3,85	2,44	3,77	9,32	3,38	12,39	2,27	3,65	10,00
Eu	1,53	1,37	1,19	1,01	0,98	1,08	1,45	0,94	2,84	0,69	0,74	1,43
Gd	4,24	5,10	4,23	4,04	1,93	2,57	7,44	2,47	9,38	2,14	2,00	7,07
Tb	0,70	0,88	0,51	0,59	0,22	0,29	1,45	-	1,09	-	-	0,77
Dy	3,64	4,82	2,45	3,91	0,99	1,59	8,59	-	5,44	-	-	4,63
Y	21,50	27,50	12,70	21,60	4,70	9,80	20,80	50,00	26,00	33,00	21,00	19,00
Ho	0,89	1,07	0,42	0,72	0,18	0,33	1,45	-	0,94	-	-	0,66
Er	2,39	3,04	1,21	2,15	0,42	0,87	4,07	-	2,55	-	-	1,65
Tm	0,34	0,43	0,20	0,30	0,06	0,12	0,59	-	0,40	-	-	0,21
Yb	2,24	2,93	1,19	2,26	0,43	0,87	1,96	1,02	2,32	1,02	0,49	1,58
Lu	0,35	0,37	0,17	0,26	0,06	0,08	0,53	-	0,30	-	-	0,18
Co	25,30	18,90	11,10	13,10	12,80	10,90	30,10	-	19,70	-	-	4,50
La/Lu N	7,42	4,40	33,70	8,28	42,42	65,82	39,96	-	38,50	-	-	39,78
La/SmN	3,42	1,95	6,51	3,35	6,25	8,36	5,91	-	5,91	-	-	1,95
Gd/YbN	1,51	1,39	2,83	1,42	3,58	2,35	3,03	-	3,22	-	-	3,57
(Eu/Eu*)	1,07	0,83	0,77	0,79	1,39	1,07	0,54	-	0,81	-	-	0,40
Ce/Ce*	1,00	0,93	0,83	0,79	0,89	0,89	1,05	-	0,90	-	-	0,86

Fácies	Granodiorito Guarataia fácies porfírica				Granodiorito Guarataia fácies fina				
Amostra	M11	L9	IV36	BD45	M10	R23B	L07	BD6	M24
Rocha	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granito	Granito
SiO2	63,02	63,20	63,35	65,70	64,36	65,28	66,10	68,58	69,34
TiO2	0,76	1,31	0,74	0,60	0,68	0,67	0,66	0,47	0,58
Al2O3	16,27	16,90	16,51	16,22	16,24	16,09	16,50	15,10	14,20
Fe2O3	5,62	8,50	5,77	4,75	5,39	4,78	4,20	4,33	4,14
MnO	0,07	0,10	0,08	0,07	0,09	0,07	0,05	0,07	0,05
MgO	1,65	1,21	1,48	1,20	1,53	1,33	1,20	0,97	0,75
CaO	3,79	3,63	3,42	3,11	3,55	3,31	3,36	2,62	1,83
Na2O	3,17	2,65	3,39	3,17	3,34	3,40	3,21	3,63	2,44
K2O	4,16	2,39	4,08	4,14	3,63	3,91	3,78	2,92	5,30
P2O5	0,27	0,26	0,24	0,19	0,23	0,22	0,31	0,14	0,21
LOI	0,80	0,40	0,60	0,50	0,60	0,60	0,66	1,00	-0,80
Soma	99,58	100,15	99,66	99,65	99,64	99,66	99,37	99,83	98,84
Ni	<20	84,00	<20	<20	<20	<20	79,00	<20	<20
Rb	96,40	72,00	101,40	94,10	102,30	106,10	95,00	98,20	118,40
Ba	1844,00	1724,00	1621,00	1824,00	1554,00	1667,00	1673,00	788,00	1731,00
Sc	10,00	-	12,00	8,00	11,00	21,00	-	5,00	-
Th	19,00	17,00	17,20	17,50	13,20	12,70	-	12,20	29,60
U	2,50	-	1,80	1,80	3,10	3,40	-	1,70	1,10
Nb	16,50	14,00	17,90	12,40	21,90	22,00	30,00	19,30	21,90
Ta	0,70	-	1,20	0,90	1,90	2,00	-	1,60	0,50
La	79,20	35,11	82,00	44,70	68,80	58,50	27,44	42,30	132,80
Ce	136,90	75,36	126,30	99,00	136,80	115,10	56,23	72,90	270,90
Pr	16,06	-	15,49	9,85	13,74	11,92	-	9,03	27,08
Sr	651,10	739,00	633,80	594,20	642,10	659,90	742,00	379,70	395,60
Nd	56,40	22,15	55,10	36,90	53,60	42,90	20,77	31,80	93,90
Zr	277,70	275,00	268,70	261,00	274,00	245,70	304,00	163,90	418,20
Hf	5,50	-	6,40	6,20	6,70	6,10	-	5,00	10,00
Sm	8,81	4,59	8,82	6,30	8,35	8,39	5,19	5,77	15,09
Eu	1,83	0,94	1,63	1,45	1,63	1,53	0,86	1,11	2,12
Gd	5,63	3,64	7,25	4,66	6,97	6,71	4,19	5,25	9,52
Tb	0,78	-	0,92	0,59	1,10	0,74	-	0,64	-
Dy	3,86	-	5,26	2,94	6,37	6,83	-	3,94	-
Y	21,60	39,00	26,10	16,30	34,40	34,50	57,00	18,90	17,20
Ho	0,73	-	0,95	0,46	1,18	1,40	-	0,62	-
Er	1,90	-	2,42	1,41	3,25	3,93	-	1,62	-
Tm	0,27	-	0,36	0,21	0,50	0,69	-	0,24	-
Yb	1,69	0,76	2,28	1,22	3,53	3,50	1,40	1,09	1,20
Lu	0,27	-	0,30	0,16	0,48	0,40	-	0,19	-
Co	9,80	-	9,60	8,50	9,70	10,00	-	6,20	-
La/Lu N	30,22	-	28,16	28,79	14,77	15,07	-	22,94	85,52
La/SmN	5,55	-	5,74	4,38	5,08	4,30	-	4,52	5,43
Gd/YbN	2,66	-	2,53	3,04	1,57	1,53	-	3,84	6,32
(Eu/Eu*)	0,80	-	0,63	0,82	0,66	0,63	-	0,62	0,54
Ce/Ce*	0,85	-	0,79	1,05	0,99	0,97	-	0,83	1,00

	Granodiorito Guarataia fácies fina	Embasamento			
Amostra	L11	M29	M30	M03	M07
Rocha	Sienodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granito
SiO2	59,90	63,05	65,01	66,34	67,72
TiO2	0,71	0,89	0,87	0,81	0,63
Al2O3	18,60	15,82	14,89	14,78	14,35
Fe2O3	5,29	5,66	7,13	6,06	4,47
MnO	0,07	0,08	0,15	0,07	0,07
MgO	3,01	1,51	2,9	0,9	0,82
CaO	5,41	3,32	2,59	3,08	2,11
Na2O	3,18	3,09	2,56	2,48	2,37
K2O	3,42	4,44	3,06	3,91	5,53
P2O5	1,00	0,31	0,06	0,36	0,19
LOI	0,40	1,4	0,6	0,9	1,3
Soma	100,59	98,17	99,22	98,79	98,26
Ni	70,00	<20	45	<20	<20
Rb	62,00	114,6	134,1	89,7	114,1
Ba	2070,00	114,6	134,1	89,7	114,1
Sc	-	10	21	7	6
Th	<5	34,2	10,1	9,4	13
U	-	2,4	1,4	0,2	0,7
Nb	20,00	24,8	20,9	18	16,8
Ta	-	2,5	1,3	0,7	2,2
La	41,56	140,2	31,6	69,2	113,4
Ce	84,12	263,3	67,4	134,4	168,3
Pr	-	25,35	7,06	17,77	25,14
Sr	868,00	584,8	245,8	338,7	280,7
Nd	26,90	87,9	28	66,8	95,8
Zr	368,00	478,6	211	363,1	360
Hf	-	12,2	5,7	10,8	8,9
Sm	5,43	14,33	4,82	11,75	13,51
Eu	1,22	2,45	1,22	2,23	2,03
Gd	3,67	12,65	4,52	7,95	9,25
Tb	-	1,85	0,74	0,81	0,96
Dy	-	9,79	4,95	3,94	5,11
Y	29,00	54	31,3	15,1	23,1
Ho	-	2,02	1,23	0,45	0,73
Er	-	5,08	3,9	0,99	1,89
Tm	-	0,71	0,69	0,12	0,26
Yb	0,82	4,07	5,15	0,63	1,63
Lu	-	0,6	0,75	0,08	0,2
Co	-	9,2	18,8	7,4	5,7

ANEXO V – Tabelas de dados Geocronológicos

Tabela V-A: Dados analíticos dos zircões analisados da amostra M-02, representante da fácies gabronorito do Enderbito Chaves. Em cinza claro os dados utilizados na obtenção da melhor idade, em cinza escuro os dados dos zircões herdados.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios							Age (Ma)						% Disc.
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	ρ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	
A-1.1	327	147	0,46	27,7	-0,1696	0,80452	4,42	0,09865	3,84	0,87	0,05915	2,19	606	22	599	26	573	48	-6
A-2.1	164	91	0,57	13,6	0,1257	0,77300	4,97	0,09653	4,10	0,83	0,05808	2,81	594	23	581	29	533	61	-10
A-3.1	447	342	0,79	38,0	0,1190	0,81078	4,26	0,09898	3,97	0,93	0,05941	1,54	608	23	603	26	582	34	-4
A-4.1	339	270	0,82	27,9	0,3078	0,76626	4,58	0,09550	3,92	0,85	0,05819	2,38	588	22	578	26	537	52	-9
A-5.1	348	358	1,06	29,4	0,3980	0,79211	4,55	0,09793	3,83	0,84	0,05866	2,46	602	22	592	27	555	54	-8
A-6.1	1060	1103	1,08	90,2	0,0896	0,80890	3,93	0,09893	3,80	0,97	0,05930	1,00	608	22	602	24	578	22	-5
A-7.1	232	80	0,36	19,7	0,1549	0,79586	4,50	0,09883	3,86	0,86	0,05841	2,30	608	22	594	27	545	50	-10
A-8.1	475	137	0,30	40,0	0,1858	0,79065	4,26	0,09779	3,82	0,90	0,05864	1,88	601	22	592	25	554	41	-8
A-9.1	697	402	0,60	59,9	-0,0411	0,83369	4,03	0,10013	3,81	0,94	0,06039	1,32	615	22	616	25	618	29	0
A-10.1	391	191	0,50	94,3	0,1828	4,60676	3,90	0,28000	3,82	0,98	0,11933	0,80	1591	54	1750	68	1946	14	22
A-11.1	343	238	0,71	28,8	0,0000	0,78563	4,24	0,09765	3,83	0,90	0,05835	1,82	601	22	589	25	543	40	-10
A-12.1	142	68	0,49	11,8	0,2377	0,80798	5,58	0,09688	3,89	0,70	0,06049	4,00	596	22	601	34	621	86	4
D-1.1	231	140	0,63	19,9	0,3107	0,82784	4,56	0,10031	3,85	0,84	0,05985	2,44	616	23	612	28	598	53	-3
D-2.1	445	167	0,39	92,5	0,2487	3,82237	3,90	0,24171	3,81	0,98	0,11469	0,86	1396	48	1597	62	1875	15	34
D-3.1	337	137	0,42	103,8	0,1735	6,26570	3,89	0,35760	3,81	0,98	0,12708	0,77	1971	65	2014	78	2058	14	4
D-4.1	576	155	0,28	49,3	0,0000	0,81434	4,03	0,09971	3,81	0,94	0,05924	1,32	613	22	605	24	576	29	-6
D-5.1	300	118	0,41	25,5	0,0000	0,81704	4,32	0,09896	3,90	0,90	0,05988	1,85	608	23	606	26	599	40	-1
D-6.1	296	225	0,79	25,8	0,0978	0,83556	4,45	0,10152	3,84	0,86	0,05969	2,26	623	23	617	27	593	49	-5
D-7.1	4977	251	0,05	452,9	-0,0050	0,87080	3,82	0,10591	3,79	0,99	0,05963	0,48	649	23	636	24	590	10	-9
D-7.2	273	198	0,75	23,4	0,5029	0,90684	4,97	0,09935	3,85	0,77	0,06620	3,14	611	22	655	33	813	66	33
D-8.1	257	164	0,66	76,4	0,1771	5,93912	4,12	0,34500	4,02	0,98	0,12485	0,89	1911	67	1967	81	2027	16	6
D-9.1	321	123	0,40	25,6	0,5285	0,75416	4,92	0,09218	3,85	0,78	0,05934	3,07	568	21	571	28	579	67	2
D-10.1	233	159	0,70	19,2	0,2506	0,78800	4,76	0,09584	3,86	0,81	0,05963	2,80	590	22	590	28	590	61	0
D-11.1	216	93	0,45	18,1	0,0389	0,83602	4,57	0,09773	3,86	0,84	0,06205	2,45	601	22	617	28	676	52	12

Tabela V-B: Dados analíticos de todos os zircões analisados da amostra M-21, representante da fácies de granulação grossa do Tonalito Brasilândia. Marcados com cinza claro os dados utilizados na obtenção da idade interpretada como a idade de cristalização.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios							Age (Ma)						% Disc.
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± (%)	ρ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±							
A-1.1	495,52	200,94	0,42	40,10	0,6661	0,763310	4,73	0,093572	3,82	0,81	0,059163	2,78	577	21	576	27	573	60	-1
A-2.1	559,78	215,02	0,40	46,55	0,1176	0,783152	4,13	0,096681	3,81	0,92	0,058750	1,58	595	22	587	24	558	34	-6
A-3.1	904,49	241,77	0,28	75,07	0,1280	0,781156	3,97	0,096486	3,80	0,96	0,058718	1,13	594	22	586	23	557	25	-6
A-4.1	482,60	162,92	0,35	40,32	0,1105	0,787123	4,15	0,097151	3,82	0,92	0,058761	1,61	598	22	590	24	558	35	-7
A-5.1	273,59	78,06	0,29	22,38	0,0000	0,765910	4,57	0,095208	4,08	0,89	0,058345	2,06	586	23	577	26	543	45	-7
A-6.1	367,47	205,39	0,58	30,71	0,0223	0,804294	4,35	0,097267	3,84	0,88	0,059972	2,05	598	22	599	26	603	44	1
A-7.1	540,21	192,00	0,37	43,44	-0,0310	0,792771	4,07	0,093623	3,81	0,94	0,061414	1,40	577	21	593	24	654	30	13
A-8.1	652,63	290,64	0,46	52,82	0,0353	0,767148	4,05	0,094182	3,81	0,94	0,059076	1,37	580	21	578	23	570	30	-2
A-9.1	608,34	248,38	0,42	49,62	-0,1108	0,795634	4,04	0,095047	3,81	0,94	0,060712	1,35	585	21	594	24	629	29	7
A-10.1	381,51	244,41	0,66	30,26	0,0901	0,743709	4,38	0,092248	4,01	0,92	0,058472	1,76	569	22	565	25	547	38	-4
A-11.1	818,08	387,12	0,49	67,17	0,0466	0,776118	4,00	0,095528	3,81	0,95	0,058925	1,22	588	21	583	23	564	26	-4
A-12.1	845,38	804,98	0,98	68,24	-0,0035	0,755508	3,99	0,093957	3,81	0,95	0,058319	1,18	579	21	571	23	542	26	-6
D-1.1	300,26	67,88	0,23	25,12	0,1363	0,789245	4,79	0,097253	3,84	0,80	0,058858	2,86	598	22	591	28	562	62	-6
D-2.1	609,02	284,95	0,48	49,68	0,0964	0,773830	4,14	0,094854	3,81	0,92	0,059168	1,61	584	21	582	24	573	35	-2
D-3.1	440,02	152,70	0,36	35,16	0,1647	0,752603	4,22	0,092864	3,83	0,91	0,058779	1,77	572	21	570	24	559	39	-2
D-4.1	499,47	194,27	0,40	40,66	0,0734	0,776233	4,19	0,094682	3,87	0,92	0,059460	1,62	583	22	583	24	584	35	0
D-5.1	337,59	189,31	0,58	27,49	-0,0340	0,788063	4,24	0,094810	3,84	0,91	0,060285	1,80	584	21	590	25	614	39	5
D-6.1	705,75	322,80	0,47	58,13	0,0803	0,780923	4,03	0,095801	3,81	0,95	0,059121	1,31	590	21	586	24	572	29	-3
D-7.1	739,56	273,21	0,38	60,06	0,1649	0,752627	4,11	0,094375	3,82	0,93	0,057839	1,53	581	21	570	23	524	34	-10
D-8.1	306,85	108,53	0,37	24,50	0,4735	0,751295	5,04	0,092499	3,86	0,77	0,058908	3,25	570	21	569	29	564	71	-1
D-9.1	231,72	69,36	0,31	18,76	0,1941	0,783150	4,57	0,094070	3,86	0,84	0,060380	2,45	580	21	587	27	617	53	6
D-10.1	913,54	363,17	0,41	74,94	0,1045	0,787508	4,06	0,095383	3,81	0,94	0,059880	1,42	587	21	590	24	599	31	2
D-11.1	677,16	286,89	0,44	54,87	0,0919	0,772319	4,09	0,094235	3,82	0,93	0,059441	1,47	581	21	581	24	583	32	0
D-12.1	605,79	154,86	0,26	49,39	0,1289	0,777034	4,16	0,094787	3,82	0,92	0,059455	1,64	584	21	584	24	584	36	0

Tabela V-C: Dados analíticos de todos os zircões analisados da amostra M-11, representante da fácies porfírica do Granodiorito Guarataia. Marcados com cinza claro os dados utilizados na obtenção idade.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios							Age (Ma)						%
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	ρ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	
A-1.1	64,12	33,63	0,54	5,28	0,5932	0,766483	6,31	0,095359	4,02	0,64	0,058296	4,86	587	23	578	36	541	106	-8
A-2.1	990,20	277,58	0,29	80,93	0,1103	0,764124	3,98	0,095034	3,81	0,96	0,058315	1,15	585	21	576	23	542	25	-7
A-3.1	389,38	71,62	0,19	31,79	0,1735	0,768926	4,35	0,094881	3,86	0,89	0,058777	2,02	584	22	579	25	559	44	-4
A-4.1	597,53	433,38	0,75	47,28	0,0889	0,732062	4,09	0,092019	3,82	0,94	0,057699	1,45	567	21	558	23	518	32	-9
A-5.1	868,93	277,33	0,33	70,31	0,0902	0,766184	4,02	0,094104	3,83	0,95	0,059051	1,23	580	21	578	23	569	27	-2
A-6.1	2189,20	594,96	0,28	183,99	0,0011	0,806378	3,85	0,097828	3,79	0,98	0,059782	0,68	602	22	600	23	596	15	-1
A-7.1	174,37	58,68	0,35	13,55	0,1465	0,740787	5,08	0,090334	4,03	0,79	0,059476	3,09	558	22	563	29	585	67	5
A-8.1	845,83	144,26	0,18	67,69	0,1548	0,745373	4,12	0,093002	3,81	0,92	0,058127	1,58	573	21	566	23	535	35	-7
A-9.1	638,02	131,32	0,21	51,23	0,1373	0,758013	4,05	0,093335	3,81	0,94	0,058902	1,36	575	21	573	23	563	30	-2
A-10.1	974,88	112,73	0,12	77,02	-0,0077	0,758615	4,00	0,091971	3,86	0,96	0,059823	1,06	567	21	573	23	597	23	5
A-11.1	318,32	316,27	1,03	25,15	0,0000	0,730316	4,28	0,091962	3,84	0,90	0,057597	1,89	567	21	557	24	514	42	-9
A-12.1	1100,04	221,79	0,21	89,39	0,1114	0,760937	4,01	0,094478	3,80	0,95	0,058414	1,29	582	21	575	23	545	28	-6
D-1.1	717,92	116,93	0,17	56,66	0,2415	0,742719	4,27	0,091642	3,82	0,89	0,058780	1,91	565	21	564	24	559	42	-1
D-1.2	47,37	76,85	1,68	3,89	0,1012	0,794615	14,88	0,095432	4,24	0,29	0,060390	14,26	588	24	594	88	618	308	5
D-2.1	1665,40	237,29	0,15	139,05	0,0430	0,784950	3,91	0,097142	3,80	0,97	0,058605	0,93	598	22	588	23	552	20	-8
D-2.2	104,94	51,66	0,51	8,60	1,1128	0,789360	7,90	0,094375	3,97	0,50	0,060662	6,84	581	22	591	47	627	147	8
D-3.1	1579,09	198,32	0,13	127,24	0,0945	0,755317	3,93	0,093708	3,82	0,97	0,058459	0,93	577	21	571	22	547	20	-5
D-3.2	118,33	48,01	0,42	9,61	0,2032	0,769483	5,46	0,094327	3,93	0,72	0,059165	3,80	581	22	579	32	573	83	-1
D-4.1	721,04	87,90	0,13	59,18	-0,0073	0,768340	4,01	0,095536	3,81	0,95	0,058329	1,25	588	21	579	23	542	27	-8
D-4.2	128,05	91,17	0,74	10,24	0,1146	0,753505	5,28	0,092964	3,92	0,74	0,058786	3,54	573	21	570	30	559	77	-2
D-5.1	101,90	36,09	0,37	8,03	0,2389	0,742539	7,20	0,091481	4,38	0,61	0,058869	5,72	564	24	564	41	562	125	0
D-6.1	262,75	39,19	0,15	21,76	0,0318	0,806920	4,44	0,096348	3,85	0,87	0,060742	2,22	593	22	601	27	630	48	6
D-7.1	375,47	97,80	0,27	30,38	-0,0377	0,776592	4,57	0,094220	3,86	0,84	0,059779	2,46	580	21	584	27	596	53	3
D-8.1	371,53	104,81	0,29	29,95	0,1265	0,753523	4,73	0,093706	3,83	0,81	0,058321	2,76	577	21	570	27	542	60	-6

Tabela V-D: Dados analíticos de todos os zircões analisados da amostra M-03, representante biotita gnaiss migmatítico, de composição granodiorítica, do embasamento. Marcados com a cor cinza claro os dados utilizados na obtenção idade.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios							Age (Ma)						%
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	ρ	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	
A-1.1	21,41	9,30	0,45	7,28	1,1355	6,66228	5,69	0,39131	4,22	0,74	0,12348	3,82	2129	76	2068	118	2007	68	-6
A-2.1	55,30	35,49	0,66	19,46	0,6424	7,17626	4,53	0,40694	3,96	0,87	0,12790	2,20	2201	74	2134	97	2069	39	-6
A-3.1	34,31	20,56	0,62	11,75	-0,5133	7,50535	4,54	0,40084	4,04	0,89	0,13580	2,06	2173	75	2174	99	2174	36	0
A-4.1	48,86	31,45	0,67	17,32	0,5495	7,15502	4,71	0,41042	4,02	0,85	0,12644	2,45	2217	75	2131	100	2049	43	-8
A-5.1	128,94	82,84	0,66	37,51	0,1425	5,82547	4,11	0,33816	3,86	0,94	0,12494	1,40	1878	63	1950	80	2028	25	8
A-6.1	109,38	64,38	0,61	37,01	0,0673	7,09179	4,07	0,39360	3,89	0,96	0,13068	1,18	2140	71	2123	86	2107	21	-2
A-7.1	106,81	64,54	0,62	36,98	0,5015	7,00675	4,16	0,40100	3,87	0,93	0,12673	1,52	2174	71	2112	88	2053	27	-6
A-8.1	54,80	67,72	1,28	18,36	0,4962	6,92193	4,62	0,38817	4,17	0,90	0,12933	1,99	2114	75	2101	97	2089	35	-1
A-9.1	28,71	16,85	0,61	10,29	0,5741	7,63454	4,88	0,41466	4,11	0,84	0,13353	2,62	2236	78	2189	107	2145	46	-4
A-10.1	174,10	117,91	0,70	60,65	0,3291	7,10945	4,06	0,40414	3,92	0,96	0,12759	1,08	2188	73	2125	86	2065	19	-6
A-11.1	180,14	145,31	0,83	63,34	0,1952	7,26760	3,97	0,40846	3,85	0,97	0,12905	0,96	2208	72	2145	85	2085	17	-6
A-12.1	67,83	41,59	0,63	23,79	0,1840	7,35136	4,22	0,40748	3,92	0,93	0,13085	1,57	2203	73	2155	91	2109	28	-4
D-1.1	81,84	33,18	0,42	24,14	0,7100	5,90678	4,58	0,34087	3,94	0,86	0,12568	2,35	1891	65	1962	90	2038	42	8
D-2.1	110,58	52,03	0,49	37,67	0,3094	6,94975	4,09	0,39533	3,87	0,95	0,12750	1,32	2147	71	2105	86	2064	23	-4
D-3.1	207,33	69,98	0,35	39,86	-0,0058	3,52057	4,02	0,22379	3,85	0,96	0,11409	1,14	1302	45	1532	62	1866	21	43
D-4.1	25,51	12,39	0,50	8,71	-0,1129	7,37231	4,73	0,39792	4,13	0,87	0,13437	2,31	2159	76	2158	102	2156	40	0
D-5.1	99,38	90,76	0,94	29,29	-0,0600	6,13119	4,79	0,34328	4,62	0,96	0,12954	1,29	1902	76	1995	96	2092	23	10
D-6.1	33,40	18,49	0,57	11,56	1,0663	7,21116	5,27	0,39871	4,07	0,77	0,13117	3,34	2163	75	2138	113	2114	59	-2
D-7.1	406,86	364,11	0,92	135,21	0,0186	7,07366	3,86	0,38676	3,81	0,99	0,13265	0,60	2108	69	2121	82	2133	11	1
D-8.1	366,12	340,88	0,96	117,23	0,0310	6,75615	3,87	0,37260	3,81	0,99	0,13151	0,65	2042	67	2080	80	2118	11	4
D-9.1	95,95	38,95	0,42	32,93	0,1186	7,16880	4,12	0,39901	3,91	0,95	0,13030	1,30	2164	72	2133	88	2102	23	-3
D-10.1	291,49	157,49	0,56	94,96	0,0933	6,75889	3,90	0,37887	3,82	0,98	0,12939	0,80	2071	68	2080	81	2090	14	1
D-11.1	231,96	167,75	0,75	74,98	0,1748	6,67351	3,93	0,37561	3,83	0,97	0,12886	0,88	2056	67	2069	81	2082	16	1
D-12.1	27,85	13,38	0,50	9,28	1,0527	6,50168	5,35	0,38386	4,13	0,77	0,12284	3,39	2094	74	2046	109	1998	60	-5

Tabela V-E: Dados analíticos de todos os zircões analisados da amostra IV-48, representante do granada biotita gnaiss migmatítico, de composição granítica (tipo S) do embasamento. Marcados com a cor cinza claro os dados utilizados na obtenção idade.

Spot number	Ratios							Age (Ma)						Disc.	f 206	Age (Ma)	±	Th ppm	U ppm	Pb ppm	²³² Th/ ²³⁸ U
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±								
003-A-I-01	5.108923	5.46	0.307329	5.08	0.93	0.120566	2.00	1728	88	1838	100	1965	39	12	0.0011	1965	73	47.19	112.75	57.56	0.42
004-A-I-02	0.845271	5.48	0.099973	4.48	0.82	0.061322	3.15	614	28	622	34	651	20	6	0.0022	619	49	4.25	669.49	106.20	0.01
005-A-I-02N	4.263035	8.24	0.287894	3.09	0.38	0.107395	7.64	1631	50	1686	139	1756	134	7	0.0016	1641	86	51.15	187.58	68.11	0.27
006-A-I-03	5.359560	3.96	0.306109	2.84	0.72	0.126985	2.76	1722	49	1878	74	2057	57	16	0.0049	2057	96	17.06	75.55	42.66	0.23
007-A-I-04	2.216041	11.89	0.146957	10.20	0.86	0.109367	6.10	884	90	1186	141	1789	109	51	0.0052	1789	240	11.93	32.38	10.63	0.37
008-A-I-05	1.645649	7.41	0.137280	5.52	0.75	0.086942	4.94	829	46	988	73	1359	67	39	0.0026	1359	180	10.29	115.48	25.19	0.09
009-A-I-06	0.788141	8.29	0.094605	5.99	0.72	0.060421	5.73	583	35	590	49	619	35	6	0.0040	585	65	8.62	97.78	15.04	0.09
010-A-I-07	0.800616	7.28	0.095763	6.37	0.87	0.060635	3.53	590	38	597	43	626	22	6	0.0024	596	66	6.56	202.59	30.77	0.03
011-A-I-08	1.143297	10.40	0.118265	4.34	0.42	0.070113	9.45	721	31	774	80	932	88	23	0.0019	723	59	13.36	163.90	28.40	0.08
012-A-I-09	0.571418	9.57	0.068656	8.74	0.91	0.060364	3.90	428	37	459	44	617	24	31	0.0014	617	170	3.46	497.08	70.05	0.01
015-A-I-10	5.36678	9.29	0.30441	8.87	0.96	0.12787	2.73	1713	152	1880	175	2069	57	17	0.0035	2069	95	49.6	94.8	48.3	0.53
016-A-I-11	0.77336	7.28	0.09164	4.81	0.66	0.06121	5.46	565	27	582	42	647	35	13	0.0039	568	51	13.5	323.7	49.7	0.04
017-A-I-012	1.23524	5.25	0.11270	3.93	0.75	0.07949	3.48	688	27	817	43	1184	41	42	0.0015	1184	140	39.7	102.9	32.6	0.39
018-A-I-13	0.69693	6.17	0.08174	4.93	0.80	0.06184	3.72	507	25	537	33	668	25	24	0.0022	515	47	0.8	595.2	72.2	0.00
019-A-I-14	3.19281	7.16	0.17229	6.37	0.89	0.13441	3.27	1025	65	1455	104	2156	71	52	0.0086	2156	120	17.7	58.3	19.4	0.31
020-A-II-15	2.42960	8.42	0.18780	4.30	0.51	0.09383	7.24	1109	48	1251	105	1505	109	26	0.0031	1505	270	76.0	225.7	52.8	0.34
021-A-II-16	0.70142	8.08	0.08497	6.04	0.75	0.05987	5.37	526	32	540	44	599	32	12	0.0025	530	60	18.6	123.1	17.7	0.15
022-A-II-17	5.26932	9.48	0.30711	8.57	0.90	0.12444	4.05	1726	148	1864	177	2021	82	15	0.0040	1959	120	7.4	17.6	10.3	0.42
023-A-II-18	3.00643	6.02	0.19736	5.46	0.91	0.11048	2.54	1161	63	1409	85	1807	46	36	0.0009	1807	56	26.2	145.6	49.5	0.18
024-A-II-19	0.77602	6.93	0.09464	5.43	0.78	0.05947	4.31	583	32	583	40	584	25	0	0.0008	583	58	11.8	287.6	50.6	0.04
027-A-II-20	3.18510	9.03	0.19966	7.67	0.85	0.11570	4.77	1173	90	1454	131	1891	90	38	0.0024	1891	170	23.3	48.9	21.8	0.48
028-A-II-21	0.80336	6.62	0.08813	5.04	0.76	0.06612	4.30	544	27	599	40	810	35	33	0.0068	553	52	14.1	272.1	43.5	0.05
029-A-II-22	4.63085	5.41	0.27634	4.23	0.78	0.12154	3.36	1573	67	1755	95	1979	67	21	0.0018	1979	120	35.6	60.3	30.9	0.60
030-A-II-23N	6.15791	3.44	0.34996	2.72	0.79	0.12762	2.11	1934	53	1998	69	2065	44	6	0.0013	2012	58	42.4	70.6	45.5	0.61
031-A-II-23	0.71648	6.43	0.08711	5.03	0.78	0.05965	4.01	538	27	549	35	591	24	9	0.0037	542	50	18.4	132.3	19.3	0.14
032-A-II-24N	5.42670	3.89	0.31792	2.43	0.62	0.12380	3.04	1780	43	1889	74	2012	61	12	0.0033	2012	110	32.7	49.0	28.9	0.67
033-A-II-24	0.96751	11.05	0.08788	6.39	0.58	0.07985	9.01	543	35	687	76	1193	108	54	0.0094	536	66	13.0	118.3	19.7	0.11
034-A-II-25	5.63410	4.17	0.32965	3.52	0.84	0.12396	2.25	1837	65	1921	80	2014	45	9	0.0014	2014	78	32.3	70.4	40.8	0.46
035-A-II-27	5.69698	5.22	0.32988	4.39	0.84	0.12525	2.83	1838	81	1931	101	2032	57	10	0.0012	2032	98	33.1	58.4	34.1	0.57
036-A-II-28	5.54240	5.03	0.32607	3.74	0.74	0.12328	3.37	1819	68	1907	96	2004	68	9	0.0017	1907	87	14.9	56.1	31.8	0.27

Continuação da tabela V-E da amostra IV-48.

Spot number	Ratios							Age (Ma)							Disc.	f 206	Age (Ma)	±	Th ppm	U ppm	Pb ppm	²³² Th/ ²³⁸ U
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	%								
039-A-III-29	4.14646	5.38	0.25208	4.43	0.82	0.11930	3.05	1449	64	1664	90	1946	59	26	0.0038	1946	110	19.8	61.3	31.4	0.33	
040-A-III-30	4.02698	5.20	0.25143	3.79	0.73	0.11616	3.56	1446	55	1640	85	1898	68	24	0.0026	1898	130	31.4	61.2	30.9	0.52	
041-A-III-31	3.41337	7.90	0.21751	5.47	0.69	0.11382	5.70	1269	69	1507	119	1861	106	32	0.0034	1861	200	7.2	21.2	10.4	0.34	
042-A-III-32	1.09479	6.22	0.10500	4.80	0.77	0.07562	3.95	644	31	751	47	1085	43	41	0.0045	1085	160	8.5	118.4	24.0	0.07	
043-A-III-33	0.72732	9.10	0.08912	6.72	0.74	0.05919	6.14	550	37	555	50	574	35	4	0.0034	552	69	15.1	101.9	17.0	0.15	
044-A-III-34	0.80451	5.94	0.09558	4.83	0.81	0.06104	3.45	588	28	599	36	641	22	8	0.0048	594	52	7.2	206.4	34.2	0.04	
045-A-III-35	6.18543	15.38	0.36877	13.04	0.85	0.12165	8.15	2024	264	2002	308	1981	161	-2	0.0050	1993	120	18.4	34.6	18.9	0.54	
046-A-III-36	0.75273	9.09	0.09229	6.60	0.73	0.05916	6.25	569	38	570	52	573	36	1	0.0053	569	70	13.2	86.2	14.6	0.15	
047-A-III-37	4.90379	8.26	0.23856	5.71	0.69	0.14909	5.96	1379	79	1803	149	2335	139	41	0.0177	2335	200	14.6	31.7	19.2	0.47	
048-A-III-38	0.76551	6.36	0.09283	5.47	0.86	0.05981	3.26	572	31	577	37	597	19	4	0.0033	576	55	5.8	326.0	49.1	0.02	
051-A-III-39	4.96199	5.24	0.27748	4.11	0.78	0.12969	3.25	1579	65	1813	95	2094	68	25	0.0046	2094	110	25.5	53.0	23.2	0.48	
052-A-III-40	3.64105	8.85	0.23032	7.29	0.82	0.11466	5.03	1336	97	1559	138	1874	94	29	0.0047	1874	180	23.6	76.4	29.4	0.31	
053-A-III-41	4.34645	4.03	0.27025	3.29	0.82	0.11665	2.32	1542	51	1702	69	1905	44	19	0.0016	1905	82	20.9	105.5	44.0	0.20	
054-A-III-42	3.14594	18.17	0.18840	15.02	0.83	0.12110	10.23	1113	167	1444	262	1973	202	44	0.0100	1973	360	8.5	22.1	8.3	0.39	
055-A-III-43	4.65197	7.76	0.27616	7.05	0.91	0.12217	3.24	1572	111	1759	136	1988	64	21	0.0028	1988	110	41.7	54.8	29.8	0.77	
056-A-III-44	0.75555	6.36	0.09254	5.50	0.87	0.05921	3.18	571	31	571	36	575	18	1	0.0009	571	55	37.9	507.4	76.0	0.08	
057-A-III-45	4.81047	7.78	0.28371	6.96	0.89	0.12297	3.48	1610	112	1787	139	2000	70	19	0.0029	2000	120	19.6	45.4	21.9	0.43	
058-A-III-46	4.34147	5.76	0.26882	4.97	0.86	0.11713	2.92	1535	76	1701	98	1913	56	20	0.0037	1913	100	29.7	72.9	29.8	0.41	
059-A-III-47	5.08186	5.63	0.29871	5.17	0.92	0.12339	2.23	1685	87	1833	103	2006	45	16	0.0024	2006	78	22.4	51.8	25.8	0.44	
060-A-III-48	5.07807	3.92	0.28056	2.54	0.65	0.13127	2.98	1594	41	1832	72	2115	63	25	0.0074	2115	100	91.2	145.1	72.9	0.63	
063-A-IV-49	4.64207	6.71	0.28326	5.65	0.84	0.11886	3.63	1608	91	1757	118	1939	70	17	0.0020	1939	130	50.2	94.4	51.6	0.54	
064-A-IV-50	5.69503	6.43	0.32770	5.10	0.79	0.12604	3.91	1827	93	1931	124	2044	80	11	0.0031	2044	140	26.8	35.8	25.9	0.75	
065-A-IV-51	5.52798	7.13	0.31911	5.98	0.84	0.12564	3.90	1785	107	1905	136	2038	79	12	0.0022	2038	140	19.2	34.4	22.2	0.56	
066-A-IV-52	5.05277	3.18	0.29498	2.18	0.69	0.12423	2.31	1666	36	1828	58	2018	47	17	0.0017	2018	81	55.2	84.5	56.3	0.66	
067-A-IV-53	3.26105	9.59	0.21389	8.64	0.90	0.11058	4.16	1249	108	1472	141	1809	75	31	0.0050	1809	150	20.0	73.5	29.5	0.27	
068-A-IV-54	1.06745	6.90	0.10644	6.08	0.88	0.07273	3.27	652	40	737	51	1006	33	35	0.0035	1006	130	63.8	180.3	53.9	0.36	
069-A-IV-55	4.59846	5.77	0.28427	2.75	0.48	0.11732	5.08	1613	44	1749	101	1916	97	16	0.0028	1916	180	29.7	67.8	34.2	0.44	
070-A-IV-56	4.40725	4.73	0.26379	3.79	0.80	0.12117	2.83	1509	57	1714	81	1974	56	24	0.0015	1974	100	32.8	76.6	42.6	0.43	
071-A-IV-57	0.85714	6.99	0.09751	5.42	0.78	0.06375	4.41	600	32	629	44	733	32	18	0.0050	610	60	3.0	498.4	82.0	0.01	
072-A-IV-58	3.44556	7.24	0.23102	5.74	0.79	0.10817	4.41	1340	77	1515	110	1769	78	24	0.0034	1769	160	54.7	195.3	71.9	0.28	
075-A-IV-59	5.90684	5.48	0.33342	4.80	0.88	0.12849	2.65	1855	89	1962	107	2077	55	11	0.0016	2021	78	29.6	44.5	30.5	0.67	
076-A-IV-60	4.88728	4.63	0.28974	3.53	0.76	0.12234	3.00	1640	58	1800	83	1991	60	18	0.0019	1991	110	22.1	54.1	31.0	0.41	
077-A-IV-61	4.91917	5.53	0.29068	4.23	0.76	0.12274	3.57	1645	70	1806	100	1996	71	18	0.0028	1996	120	24.3	44.6	26.1	0.55	
078-A-IV-62	0.74219	7.50	0.09016	5.95	0.79	0.05970	4.58	557	33	564	42	593	27	6	0.0036	560	61	13.2	116.6	18.6	0.11	

Continuação da tabela V-E da amostra IV-48.

Spot number	Ratios							Age (Ma)							Disc.	f 206	Age (Ma)	±	Th ppm	U ppm	Pb ppm	²³² Th/ ²³⁸ U
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	%								
079-A-IV-63	5.02998	4.24	0.29560	3.11	0.73	0.12341	2.88	1669	52	1824	77	2006	58	17	0.0029	2006	100	29.7	68.6	39.1	0.44	
080-A-IV-64	2.90019	3.66	0.19758	2.64	0.72	0.10646	2.53	1162	31	1382	51	1740	44	33	0.0016	1740	92	53.2	191.8	68.2	0.28	
081-A-IV-65	0.70922	6.55	0.08362	5.42	0.83	0.06151	3.69	518	28	544	36	657	24	21	0.0024	528	52	10.0	223.4	37.0	0.05	
082-A-IV-65N	5.80117	4.70	0.33125	3.62	0.77	0.12702	3.00	1844	67	1947	92	2057	62	10	0.0017	2057	100	29.2	46.3	31.4	0.64	
083-A-IV-66	5.62178	2.96	0.32482	1.95	0.66	0.12552	2.23	1813	35	1919	57	2036	45	11	0.0011	2036	78	40.2	94.0	58.1	0.43	
084-A-IV-67	4.58354	6.84	0.28547	6.23	0.91	0.11645	2.80	1619	101	1746	119	1902	53	15	0.0017	1902	99	19.4	58.4	30.7	0.33	
087-A-V-68	4.15111	4.35	0.25046	3.85	0.89	0.12020	2.01	1441	56	1664	72	1959	39	26	0.0039	1959	71	25.7	90.9	43.7	0.29	
088-A-V-69	3.51992	5.45	0.21448	4.82	0.88	0.11902	2.54	1253	60	1532	83	1942	49	35	0.0017	1942	91	56.1	103.2	56.3	0.55	
089-A-V-70	0.76987	8.46	0.09226	7.87	0.93	0.06052	3.12	569	45	580	49	622	19	9	0.0011	584	74	12.0	193.0	64.0	0.06	
090-A-V-71	4.71794	5.79	0.28217	5.40	0.93	0.12127	2.07	1602	87	1770	102	1975	41	19	0.0029	1975	73	82.7	145.7	74.0	0.57	
091-A-V-72	4.47443	8.96	0.27483	7.80	0.87	0.11808	4.41	1565	122	1726	155	1927	85	19	0.0047	1927	160	8.5	27.5	13.6	0.31	
092-A-V-73	0.77114	7.13	0.09399	6.29	0.88	0.05950	3.36	579	36	580	41	586	20	1	0.0047	580	63	46.5	323.2	60.1	0.15	
093-A-V-74	0.78345	5.67	0.09284	4.32	0.76	0.06120	3.67	572	25	587	33	646	24	11	0.0038	577	46	20.0	222.7	38.7	0.09	
094-A-V-75	3.43915	4.92	0.21188	4.43	0.90	0.11772	2.14	1239	55	1513	74	1922	41	36	0.0026	1922	77	51.8	176.6	73.5	0.30	
095-A-V-76	1.72543	6.10	0.14272	4.44	0.73	0.08768	4.18	860	38	1018	62	1375	57	37	0.0025	1375	160	20.0	150.8	42.2	0.13	
096-A-V-77	5.33948	3.98	0.31492	3.37	0.85	0.12297	2.12	1765	59	1875	75	2000	42	12	0.0016	2000	74	34.5	62.7	38.8	0.55	
099-A-V-78	2.55325	9.64	0.20977	4.93	0.51	0.08828	8.29	1228	61	1287	124	1389	115	12	0.0017	1241	110	13.0	60.9	19.0	0.22	
100-A-V-79	0.75443	5.91	0.09224	4.72	0.80	0.05932	3.56	569	27	571	34	579	21	2	0.0009	570	49	5.8	380.3	59.7	0.02	
101-A-V-80	0.79863	6.40	0.09616	5.19	0.81	0.06024	3.76	592	31	596	38	612	23	3	0.0022	594	55	23.1	303.3	49.1	0.08	
102-A-V-81	0.92358	13.83	0.09475	12.46	0.90	0.07069	5.99	584	73	664	92	949	57	38	0.0031	615	68	36.3	235.7	48.4	0.16	
103-A-V-82	4.95040	3.25	0.29547	2.19	0.67	0.12152	2.40	1669	37	1811	59	1979	47	16	0.0006	1979	84	38.2	113.0	62.5	0.34	
104-A-V-83	6.49553	9.94	0.37066	9.17	0.92	0.12710	3.82	2032	186	2045	203	2058	79	1	0.0032	2054	62	14.6	30.0	20.0	0.49	
105-A-V-84	5.91570	5.50	0.35619	3.61	0.66	0.12045	4.15	1964	71	1964	108	1963	81	0	0.0006	1964	94	113.6	149.7	94.9	0.76	
106-A-V-85	2.82891	6.02	0.19071	4.65	0.77	0.10758	3.82	1125	52	1363	82	1759	67	36	0.0011	1759	140	34.2	120.7	49.2	0.29	
107-A-V-86	5.08643	6.92	0.31109	5.48	0.79	0.11858	4.23	1746	96	1834	127	1935	82	10	0.0019	1848	110	33.6	60.9	35.1	0.56	
108-A-VI-87	5.11252	6.39	0.30841	5.86	0.92	0.12023	2.53	1733	102	1838	117	1960	50	12	0.0025	1918	76	54.2	90.2	55.4	0.61	

