



Caracterização do Ortognaise Brejo Alegre e sua Inserção no Contexto Evolutivo do Cinturão Mineiro, Cráton do São Francisco
Characterization of the Brejo Alegre Orthogneiss and its Insertion in the Evolutionary Context of the Mineiro Belt, São Francisco Craton

Marize Muniz da Silva¹; Ciro Alexandre Ávila²; Natali da Silva Barbosa³ & Wilson Teixeira⁴

¹ Centro de Tecnologia Mineral, Setor de Caracterização Tecnológica, Av. Pedro Calmon 900, Cidade Universitária, 21941-908, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

² Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional, Departamento de Geologia e Paleontologia, Quinta da Boa Vista s/nº, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

³ Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Rua Barão de Jeremoabo s/n, Ondina, 40170-290, Salvador - BA, Brasil

⁴ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Butantã, 05508-080, São Paulo, SP, Brasil

E-mails: muniz.marize@gmail.com; avila@mn.ufrj.br; ndsbarbosa@ufba.br; wteixeir@usp.br

DOI: http://doi.org/10.11137/2020_2_363_380; Recebido: 01/02/2020 Aceito: 18/05/2020

Resumo

O ortognaise Brejo Alegre corresponde a um pequeno pluton alongado, aflora nos arredores da cidade de Dolores de Campos – Minas Gerais e está inserido no contexto evolutivo do Cinturão Mineiro localizado na porção meridional do Cráton do São Francisco. O ortognaise é leucocrático, tonalítico e porfirítico com fenocristais de oligoclásio-andesina envoltos por matriz equigranular fina a média, representada por plagioclásio, quartzo, biotita e raro feldspato potássico. Varia de cálcio-alcálico a cálcio-alcálico de alto-K, de metaluminoso a peraluminoso e apresenta enriquecimento nos elementos terras raras leves em relação aos pesados, com incipiente anomalia positiva de Eu. Possui idade de cristalização U-Pb SHRIMP de 2166 ± 5 Ma e 2166 ± 14 Ma, idade T_{DM} entre 2,26 e 2,31 Ga e $\epsilon_{Nd(2,17)}$ levemente positivo, apontando gênese relacionada à fusão de uma fonte juvenil paleoproterozoica com curta residência crustal. Sua idade de cristalização está associada ao intervalo do quarto pulso magmático do Cinturão Mineiro e é semelhante àquela de outros ortognaisses que ocorrem no Arco Ritápolis.

Palavras-chave: Ortognaise Brejo Alegre; Idade U-Pb Riacciana; Cinturão Mineiro

Abstract

The Brejo Alegre Orthogneiss is a small and elongate pluton that crops out near Dolores de Campos city, Minas Gerais state and its geological evolution is associated with the Mineiro Belt located in the southern portion of the São Francisco Craton. The orthogneiss is leucocratic, tonalitic, and exhibits oligoclase-andesine phenocrysts in a fine to medium-grained equigranular groundmass of plagioclase, quartz, biotite, and rare K-feldspar. This body varies from calc-alkaline to high-K calc-alkaline, metaluminous to peraluminous, and shows light rare earth elements enrichment with concerning heavy rare earth elements and a slight positive Eu anomaly. Zircon U-Pb SHRIMP analyses yielded a crystallization age of 2166 ± 5 Ma and 2166 ± 14 Ma, T_{DM} age between 2.26 to 2.31 Ga with a slightly positive $\epsilon_{Nd(2,17)}$ value. These parameters indicate the Brejo Alegre pluton derived from partial melting of a predominantly juvenile mafic Paleoproterozoic source with a minor crustal component. Its crystallization age is correlated with the fourth magmatic pulse of the Mineiro Belt, similar to arc-type orthogneisses from the Ritápolis Arc.

Keywords: Brejo Alegre Orthogneiss; Riaccian U-Pb age; Mineiro Belt

1 Introdução

Arcos magmáticos correspondem a grandes estruturas geológicas formadas a partir da subducção da litosfera oceânica sob crosta continental ou sob crosta oceânica menos densa. No primeiro caso, o arco magmático é designado de continental, andino ou cordilheirano e envolve plutonismo e vulcanismo decorrentes dos processos de fusão ou desidratação da placa em subducção (Ducea *et al.*, 2015). No segundo caso, o arco magmático formado é denominado de arco de ilha ou intra-oceânico e o material envolvido é predominantemente juvenil, podendo ter a participação ou não de componentes crustais (Stern, 2010). Arcos magmáticos desses dois estilos são muito comuns nos ambientes modernos atuais (Paterson & Ducea, 2015), bem como foram formados ao longo da evolução da Terra (van Hunen & Moyen, 2012).

Durante o Sideriano e Riáciano - entre 2,47 e 2,10 Ga - a borda meridional do Paleocinturão São Francisco foi palco da formação de diversos arcos magmáticos, designados de Cassiterita (Barbosa *et al.*, 2019), Resende Costa (Teixeira *et al.*, 2015), Serrinha (Ávila *et al.*, 2010, 2014), Ritápolis (Ávila *et al.*, 2010; Cardoso *et al.*, 2019), Mantiqueira (Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010; Bruno *et al.*, 2020) e Juiz de Fora (Heilbron *et al.*, 2010). Os quatro primeiros arcos compõem o Cinturão Mineiro (Figura 1) e são separados por lineamentos identificados em mapas magnetométricos (Araújo *et al.*, 2019), enquanto as rochas dos demais arcos correspondem a componentes dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. No Cinturão Mineiro os arcos Cassiterita (2,47 a 2,41 Ga), Resende Costa (2,36 a 2,32 Ga) e Serrinha (2,22 a 2,20 Ga) apresentam componentes predominantemente juvenis, enquanto o arco Ritápolis (2,19 a 2,10 Ga) é tipicamente crustal (Araújo *et al.*, 2019; Cardoso *et al.*, 2019). De forma semelhante, o arco Juiz de Fora (2,20 a 1,97 Ga) é juvenil (Heilbron *et al.*, 2010), enquanto o arco Mantiqueira (2,20 a 2,07 Ga) é cordilheirano e apresenta ampla participação de componentes crustais (Duarte *et al.*, 2004; Noce *et al.*, 2007; Bruno *et al.*, 2020).

O presente trabalho tem como objetivo apresentar dados inéditos de cartografia geológica, petrografia, geoquímica, isotópicos e geocronológicos do ortognaisse Brejo Alegre, no intuito de correlacioná-lo com um dos episódios magmáticos descritos no Cinturão Mineiro.

2 Cinturão Mineiro: Subdivisão e Pulsos Magmáticos

A evolução do conhecimento do Cinturão Mineiro nas últimas décadas (Alkmim & Teixeira, 2017), incluindo o estudo e separação dos corpos ígneos plutônicos, possibilitou sua subdivisão em dois blocos crustais: Norte e Sul (Ávila *et al.*, 2014). Essa separação está associada a um lineamento regional designado de zona de cisalhamento do Lenheiro (Ávila *et al.*, 2014), sendo que o bloco Norte abrange envolve os litotipos dos arcos Cassiterita, Resende Costa e Ritápolis, enquanto o bloco Sul é representado pelo arco Serrinha que envolve as rochas das suítes Serrinha e Tiradentes, bem como os litótipos da sequência metassedimentar Estação de Tiradentes (Ávila *et al.*, 2010, 2014). Associados a esses arcos (Tabela 1) ocorrem pelo menos cinco sequências metavulcanossedimentares (Figura 1), que foram denominadas de Restinga de Baixo, Congonhas – Itaverava, Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos (Ávila *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2015), sendo que as duas primeiras estão relacionadas ao Arco Resende Costa (Teixeira *et al.*, 2015), a terceira ao Arco Ritápolis (Ávila *et al.*, 2010) e as duas últimas ao Arco Serrinha (Ávila *et al.*, 2014).

Os resultados geocronológicos obtidos para os corpos plutônicos e as rochas vulcânicas - subvulcânicas do Cinturão Mineiro permitiram a individualização de pelo menos cinco pulsos magmáticos paleoproterozoicos (Bongiolo *et al.*, 2013): *i*) 2,47 a 2,41 Ga; *ii*) 2,36 a 2,33 Ga; *iii*) 2,25 a 2,20 Ga; *iv*) 2,19 a 2,15 Ga; *v*) 2,14 a 2,10 Ga.

Os dois pulsos mais antigos são representados por ortognaises com composição tonalítica e/ou trondhjêmica, que exibem afinidade com TTGs de alto Al formados em ambiente de arco magmático intra-oceânico (Seixas *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2015; Barbosa *et al.*, 2019). Esses corpos estão localizados a norte da zona de cisalhamento do Lenheiro (Figura 1) e fazem parte dos arcos Cassiterita e Resende Costa. O terceiro pulso é relacionado ao Arco Serrinha e envolve a formação de corpos vulcânicos - subvulcânicos andesíticos a riolíticos, bem como plutons tonalíticos das suítes Serrinha e Tiradentes (Ávila *et al.*, 2010; 2014). Os dois últimos pulsos foram definidos a partir de plutons relacionados ao Arco Ritápolis e reúnem corpos de composição variável, natureza predominantemente cálcio-alcalina a cálcio-alcalina de alto K com derivação crustal e mista, sendo que o pulso mais antigo é associado a ortognaises e corpos com foliação bem definida, enquanto

o mais novo a corpos com texturas e estruturas ígneas preservadas (Ávila *et al.*, 2006; Teixeira *et al.*, 2008; Barbosa *et al.*, 2015; Vasconcelos *et al.*, 2017; Cardoso *et al.*, 2019). Os corpos desses dois últimos intervalos, incluindo o aqui estudado, são intrusivos nas rochas das sequências metavulcanos-sedimentares Nazareno, Rio das Mortes e Dores de

Campos (Ávila *et al.*, 2006; Teixeira *et al.*, 2008; Silva, 2013; Barbosa *et al.*, 2015). No pulso com idade mais jovem são também incluídos os corpos da suíte Alto Maranhão (2,10 Ga), cuja assinatura geoquímica é compatível com sanukitóides (Seixas *et al.*, 2013).

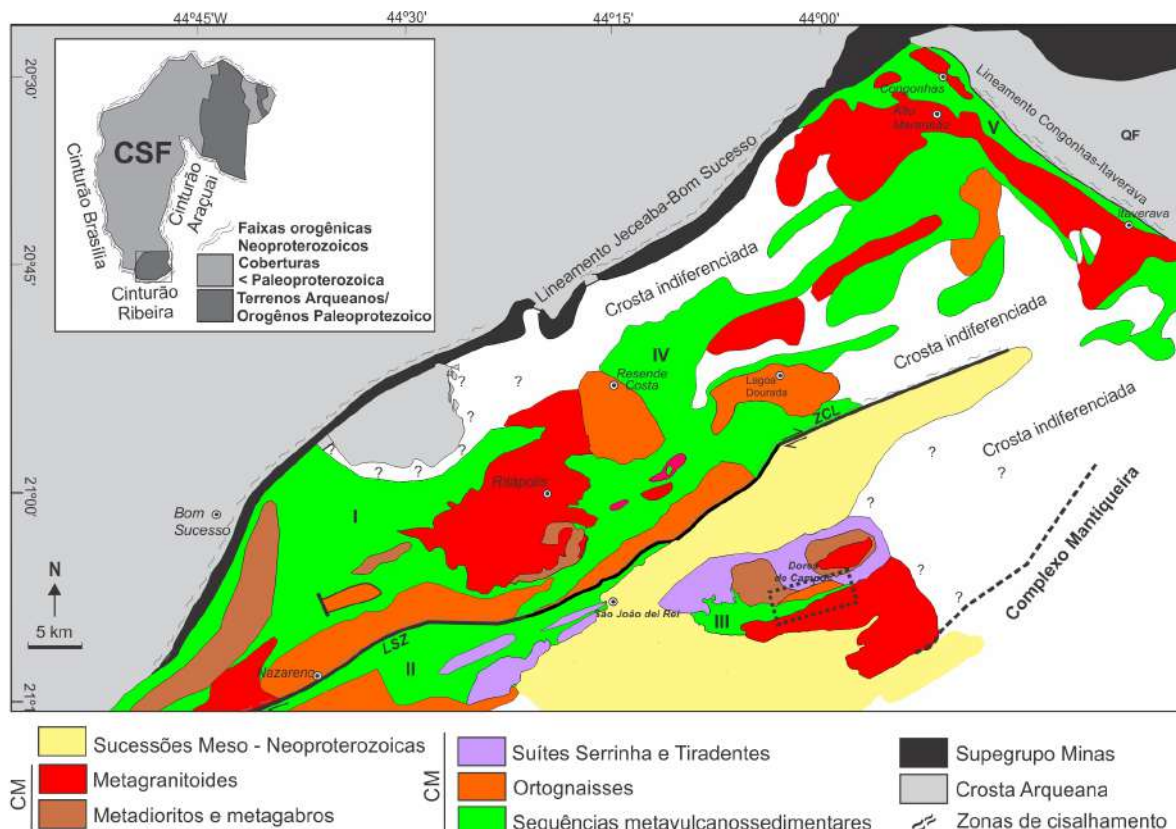


Figura 1 Mapa simplificado do Cinturão Mineiro (modificado de Barbosa *et al.*, 2015; Cardoso *et al.*, 2019). Sequências metavulcanos-sedimentares: I: Rio das Mortes; II – Nazareno; III – Dores de Campos; IV – Restinga de Baixo; V – Congonhas Itaverava. Quadrado tracejado: área de estudo; ponto de interrogação: área não mapeada; CSF: Cráton do São Francisco; CM: Cinturão Mineiro.

Cinturão Mineiro					
Unidade Geotectônica	Corpos e litótipos envolvidos	Idade (Ga)	Parâmetros Isotópicos	Gênese	Metamorfismo
Arco Cassiterita	Ortognaise tonalítico Cassiterita	U-Pb (2,47-2,41)	T_{DM} (2,5-2,4); $\epsilon_{Nd(t)}$ (+5,2; +1,3);	Juvenil	Fácies anfibolito inferior
	Parâmetros Geoquímicos	TTG de alto Al_2O_3 , metaluminosas a peraluminosas, anomalia incipiente de Eu.			
	Localização tectônica	Norte da zona de Cisalhamento do Lenheiro			
	Referências	Barbosa <i>et al.</i> (2019)			

Cinturão Mineiro (continuação - tabela 1 - parte 2)					
Unidade Geotectônica	Corpos e litótipos envolvidos	Idade (Ga)	Parâmetros Isotópicos	Gênese	Metamorfismo
Arco Resende Costa	Ortognaisses tonalíticos e trondhjemíticos Resende Costa, Ramos e Lagoa Dourada	U-Pb (2,36-2,35)	T_{DM} (2,5-2,4); $\epsilon_{Nd(t)}$ (+1,1; +2,1).	Juvenil	Fácies anfibolito inferior e xisto verde retrógrado
	Parâmetros Geoquímicos	TTG de alto Al_2O_3 , metaluminosas a peraluminosas, anomalia incipiente de Eu.			
	Localização tectônica	Norte da zona de Cisalhamento do Lenheiro			
	Referências	Seixas <i>et al.</i> (2012, 2013); Teixeira <i>et al.</i> (2015)			
Arco Serrinha	Metaquartzodiorito do Brito; Metagranodioritos Brumado de Baixo e de Cima; Metaandesito Santo Antônio, metadacitos, metagranófiros	U-Pb (2,23-2,20)	T_{DM} (2,6-2,3); $\epsilon_{Nd(t)}$ (-0,8/ +1,1; +2,3)	Juvenil	Fácies anfibolito inferior e xisto verde retrógrado
	Parâmetros Geoquímicos	TTG de baixo Al_2O_3 , metaluminosas a peraluminosas, anomalia incipiente de Eu			
	Localização tectônica	Sul da zona de Cisalhamento do Lenheiro			
	Referências	Ávila <i>et al.</i> (2010)			
Arco Ritópolis	Ortognaisses graníticos Fé, Morro do Resende e Ribeirão dos Mosquitos; Quartzozodiorito Glória	U-Pb (2,19-2,15)	T_{DM} (2,6 - 2,8); $\epsilon_{Nd(t)}$ (-6,7; -1,0)	Crustal	Fácies anfibolito inferior e xisto verde retrógrado
	Parâmetros Geoquímicos	Cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, anomalia negativa de Eu			
	Localização tectônica	Norte da zona de Cisalhamento do Lenheiro			
	Referências	Ávila <i>et al.</i> (2006); Teixeira <i>et al.</i> (2008); Vasconcelos <i>et al.</i> (2017)			
	Metadioritos Rio Grande e Brumado; Metagranitoides Ritópolis e Macuco de Minas	U-Pb (2,15-2,10)	T_{DM} (2,3-2,8); $\epsilon_{Nd(t)}$ (-7,3; -0,34)	Juvenil e crustal	Fácies anfibolito inferior e xisto verde retrógrado
	Parâmetros Geoquímicos	Cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, anomalia negativa de Eu			
	Localização tectônica	Norte da zona de Cisalhamento do Lenheiro			
Referências	Barbosa <i>et al.</i> (2015); Cardoso <i>et al.</i> (2019)				

Cinturão Mineiro (continuação tabela 1- parte 3)					
Unidade Geotectônica	Corpos e litótipos envolvidos	Idade (Ga)	Parâmetros Isotópicos	Gênese	Metamorfismo
Batólito Alto Maranhão	Metatonalitos, metagranodioritos e metatrandhjemitos	U-Pb (2,13-2,12)	T_{DM} (2,3-2,5); $\epsilon_{Nd(t)}$ (-1,0; +1,3)	Crustal e juvenil	Fácies anfibolito inferior
	Parâmetros Geoquímicos	Cálcio-alcálico, metaluminoso, anomalia incipiente de Eu			
	Localização tectônica	Norte da zona de Cisalhamento do Lenheiro. Próximo ao Lineamento Congonhas - Itaverava			
	Referências	Moreira <i>et al.</i> (2018)			
Metagranitoide Gentio	Sienogranito, granodiorito e tonalito	U-Pb (2,12 - 2,11)	T_{DM} (2,4-2,8); $\epsilon_{Nd(t)}$ (-0,7; -5,25)	Crustal	Fácies xisto verde
	Parâmetros Geoquímicos	Cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, anomalia desde negativa a levemente positiva de Eu			
	Localização tectônica	Sul da zona de Cisalhamento do Lenheiro			
	Referências	Silva (2017)			

Tabela 1 Características gerais dos componentes geotectônicos e litológicos do Cinturão Mineiro.

3 Metodologia

Análises por microsonda eletrônica (JXA-8230 JEOL) de grãos de biotita e plagioclásio foram realizadas no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro com corrente do filamento de 20 nA, diâmetro de feixe eletrônico de 10 μ m e voltagem de 15 kV. Alguns grãos de plagioclásio também foram estudados por microscopia eletrônica de varredura com análise por energia dispersiva (MEV-EDS) no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) segundo a metodologia descrita em Silveira *et al.* (2019).

A análise química dos elementos maiores e traços em rocha total foi realizada no *Acme Analytical Laboratories* Ltda utilizando-se metodologia semelhante àquela apresentada por Vasconcelos *et al.* (2017).

As análises Sm-Nd e U-Pb SHRIMP foram desenvolvidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Detalhes dos procedimentos metodológicos podem ser encontrados em Sato *et al.* (1995, 2014). As razões isotópicas de Nd foram normalizadas para o padrão

La Jolla ($^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$) e para as constantes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \text{Nd}_{(\text{CHUR})0} = 0,512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$. A Idade modelo T_{DM} foi calculada de acordo com DePaolo (1981) e o $\epsilon_{Nd(t)}$ foi obtido a partir da utilização da idade de cristalização. A nomenclatura mineralógica seguiu a proposta de Whitney & Evans (2010).

A análise por difração de raios X teve por objetivo auxiliar na identificação de uma amostra cuja granulação muito fina, impediu seu reconhecimento em campo ou com microscópio ótico. Neste sentido, foram coletados fragmentos dessa amostra, os quais foram moídos em laboratório em gral de ágata e o pó resultante foi analisado no Centro de Tecnologia Mineral. A análise foi realizada em um difratômetro de raios X Bruker-D4 Endeavor operado nas seguintes condições: radiação $\text{CoK}\alpha$, $\lambda = 0,179021$ nm; gerador operado a 40kV e 40mA; velocidade do goniômetro de $0,02^\circ$ 2θ por passo com tempo de contagem de 0,5 segundos por passo. Os dados foram coletados de 4 a 80° 2θ com detector sensível à posição LynxEye. As interpretações qualitativas dos espectros obtidos foram efetuadas por comparação com padrões contidos no banco de dados PDF-04 (ICDD, 2012) em *software* Bruker DiffracPlus.

4 Resultados

4.1 Aspectos de Campo

O ortognaisse Brejo Alegre aflora em uma área restrita próxima à cidade de Dolores de Campos-MG (Figura 2), apresenta, em mapa, forma alongada segundo a direção NNE-SSW e encontra-se em contato com o metagabro Vitoriano Veloso e com as rochas metamáficas e metaultramáficas do complexo acamadado Estação de Prados (Silva, 2013). Em campo foram observadas intercalações de corpos centimétricos de rochas máficas com rochas félsicas atribuídas ao ortognaisse Brejo Alegre, bem como a presença de xenólitos de rochas metaultramáficas.

Seu protólito corresponde a um corpo tonalítico, médio a grosso, homogêneo, leucocrático com índice de cor entre 10% e 20% e textura porfírica. Os fenocristais de plagioclásio variam de 5 a 25 mm, apresentam forma desde lenticular até amendoada e são envoltos por uma matriz equigranular fina a média composta por plagioclásio, quartzo, raro feldspato potássico e biotita. Suas rochas exibem foliação descontínua e penetrativa, marcada pela orientação dos grãos de biotita e plagioclásio (Figura 3A).

O ortognaisse Brejo Alegre é cortado por diques equigranulares, hololeucocráticos a leucocráticos, tonalíticos a monzograníticos com textura equigranular fina a média e compostos por quartzo, feldspato e biotita. Esses diques apresentam contato brusco com as rochas do ortognaisse Brejo Alegre e podem ser tanto concordantes, quanto discordantes à foliação (Figura 3B). Ao contrário do que é observado no ortognaisse Brejo Alegre, esses diques apresentam composição heterogênea e texturas predominantemente ígneas.

Destaca-se ainda que o corpo estudado é cortado por um veio com forma tabular com cerca de 1,5 m de espessura (Figura 3C), cuja mineralogia é composta por quartzo, granada e níveis ricos em biotita.

Localmente, foram identificadas zonas de cisalhamento centimétricas com atitude *dip-dip* 180/85 e 350/85, bem como planos de falhas e fraturas centimétricas. Uma fratura, com aproximadamente 1,5 cm de espessura, é preenchida por um agregado mineral de coloração escura e granulação muito fina (Figura 3D), identificado por difração de raios X como sendo constituído por turmalina, barita, quartzo e albita.

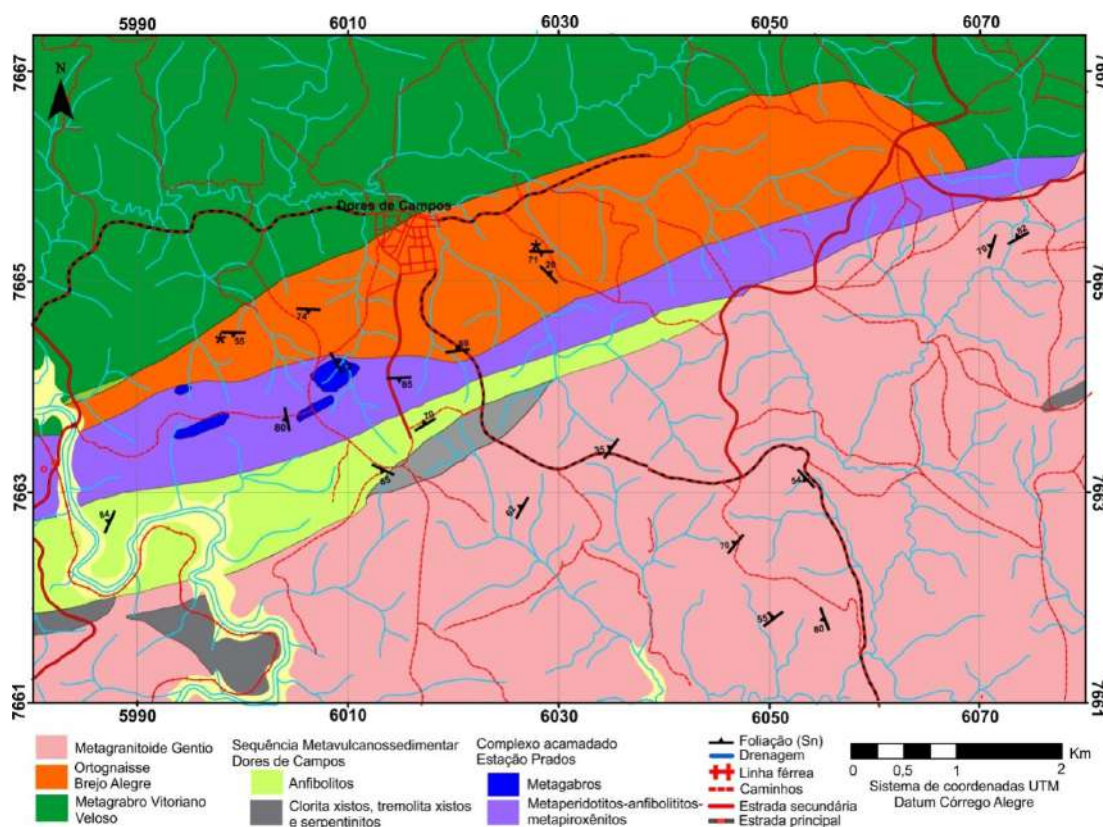


Figura 2 Mapa geológico da região estudada no entorno da cidade de Dolores de Campos, destacando o ortognaisse Brejo Alegre e as relações com os corpos adjacentes (adaptado de Silva, 2017). * Localização das amostras do ortognaisse Brejo Alegre datadas.

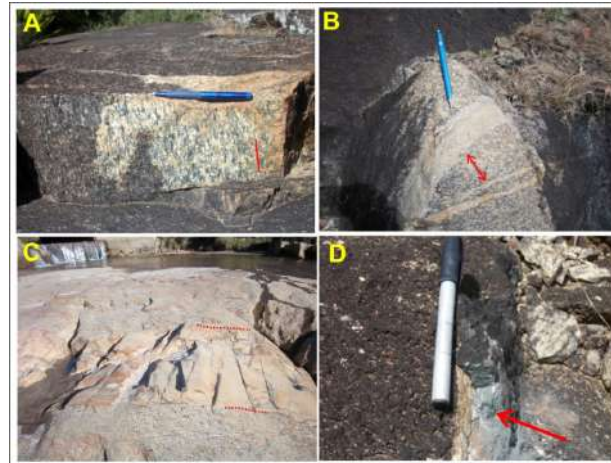


Figura 3 Características de campo do ortognaisse Brejo Alegre; A. Orientação de grãos de biotita e plagioclásio segundo a foliação (traço vermelho); B. Diques fêlsicos (seta vermelha) intrusivos no ortognaisse; C. Corpo tabular (tracejado vermelho) cuja mineralogia é representada por quartzo, raros grãos de granada e escassos níveis biotíticos; D. Agregado de minerais escuros preenchendo fratura.

4.2 Aspectos Petrográficos e de MEV-EDS

A petrografia óptica, o estudo por MEV e a análise de química mineral por EDS permitiram a identificação de uma associação de minerais essenciais representadas por plagioclásio, quartzo e biotita com a presença de raro feldspato potássico. Os minerais acessórios correspondem a zircão, allanita, opacos e apatita, enquanto, granada, titanita, epidoto, zoisita, clinozoisita, clorita, carbonato e sericita são minerais secundários. Biotita é o mineral máfico predominante e pode alcançar até 20% do volume da amostra.

O ortognaisse Brejo Alegre apresenta textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz de granulação desde muito fina a média (Figura 4A). Destaca-se a variação heterogênea da

matriz, representada localmente pela presença de texturas ígneas e metamórficas como a equigranular hipidiomórfica (Figura 4B), granoblástica poligonal (Figura 4C) e pela presença de quartzo sob a forma de fitas alongadas (Figura 4D).

Esse corpo exibe evidências de transformações pós-magmática representadas por: orientação dos minerais formadores da rocha (Figuras 3A e 4D); agregados recristalizados de quartzo alongados e/ou poligonizados (Figura 4C) ou com extinção ondulante (Figura 4D); *kink bands* em cristais de biotita; substituição do plagioclásio por epidoto, zoisita, sericita e carbonato (Figura 4A); formação de titanita ao redor da ilmenita; crescimento de epidoto e zoisita associada à allanita; cloritização da biotita; e crescimento de granada na matriz.

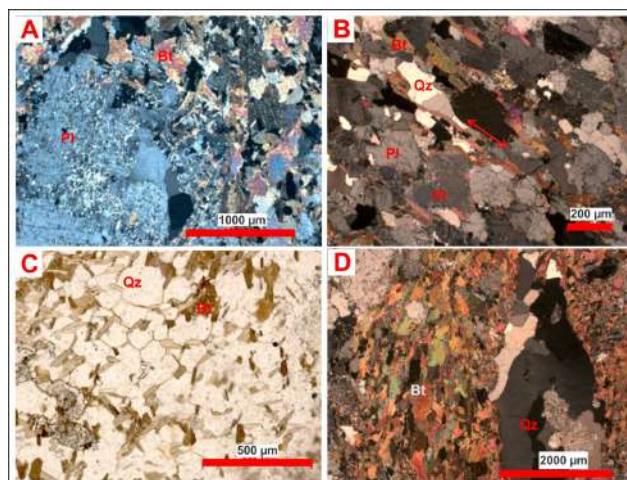


Figura 4 Feições texturais e mineralógicas do ortognaisse Brejo Alegre; A. Fenocristal de plagioclásio parcialmente transformado em epidoto-sericita e envolto por matriz fina e equigranular; B. Textura equigranular hipidiomórfica formada por cristais de plagioclásio de mesmo tamanho e com contatos aproximadamente retos entre si. Destaca-se a orientação dos grãos de feldspato e quartzo (seta vermelha); C. Textura granoblástica com grãos de quartzo poligonizados envoltos ou associados a cristais tabulares de biotita; D. Foliação metamórfica do ortognaisse tonalítico Brejo Alegre dada pela orientação dos agregados de biotita e de quartzo. Fotomicrografia A, B e D – nicól cruzado; Fotomicrografia C – nicól paralelo.

Os minerais opacos foram identificados por MEV-EDS e correspondem principalmente a ilmenita, calcopirita e pirita, sendo que a primeira apresenta inclusões de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e apatita (Figura 5A), enquanto calcopirita e pirita são mais raras e ocorrem em paragênese com quartzo e epidoto. O plagioclásio

encontra-se, frequentemente, substituído por minerais da família do epidoto (Figura 5B) e varia de oligoclásio a andesina e, mais raramente, corresponde a albita. Os grãos de granada ocorrem associados ao plagioclásio (Figura 5B) e em paragênese com titanita, calcopirita, epidoto, zircão e biotita.

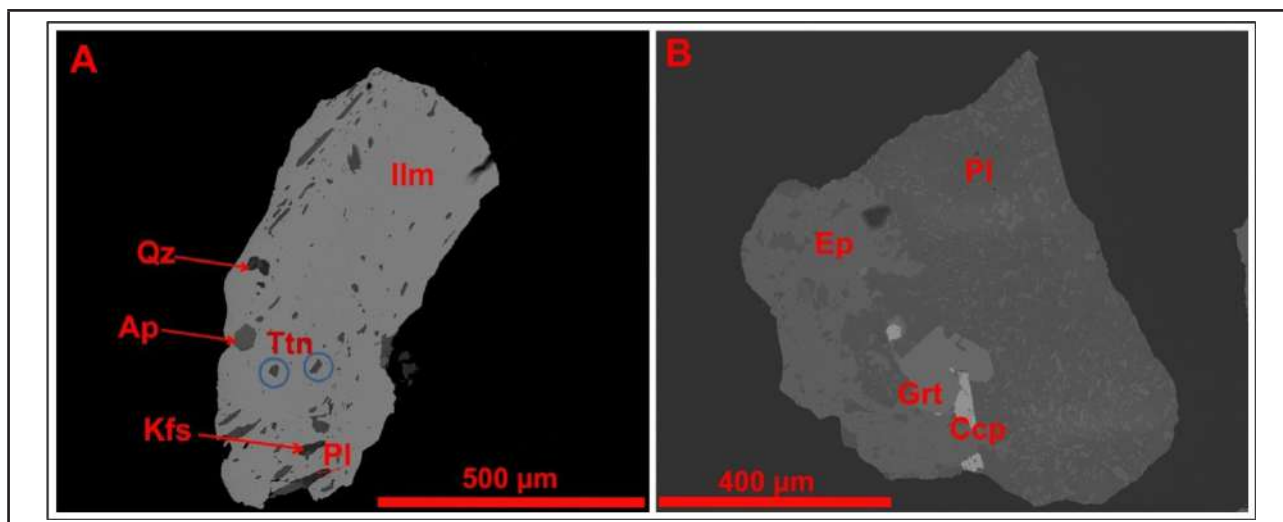


Figura 5 Imagem de elétrons retroespalhados de minerais do ortognaisse Brejo Alegre em MEV; A. Grão de ilmenita com inclusões de quartzo (Qz), apatita (Ap), titanita (Ttn) e feldspato potássico (Kfs); B. Grão de plagioclásio fortemente alterado para minerais da família do epidoto (Ep) e com inclusões de granada (Grt) e calcopirita (Ccp).

4.3 Química Mineral

Grãos de plagioclásio e de biotita do ortognaisse Brejo Alegre foram analisados em relação à química mineral, sendo o plagioclásio por EDS e WDS (Tabela 2), enquanto a biotita somente por WDS (Tabela 3). Para o cálculo da fórmula estrutural do plagioclásio foi utilizada a base de 8 oxigênios (Deer *et al.*, 1992) e os resultados obtidos pelas duas técnicas analíticas (EDS e WDS) mostraram resultados compatíveis e por isso, apenas a tabela com os dados obtido a partir da microsonda eletrônica são apresentados. Os grãos analisados apresentaram conteúdo mais elevado de Na₂O em relação ao CaO e variaram de oligoclásio a andesina (Figura 6A). Em dois grãos foram observadas feições relativas ao sobrecrecimento de albita nas bordas.

Para o cálculo da fórmula estrutural da biotita foram utilizados 22 oxigênios segundo a proposta

de Deer *et al.* (1992), não considerando a presença de H₂O. Os grãos analisados exibem valores de Fe/(Fe+Mg) entre 0,53 e 0,60, enquanto os valores de Al⁺⁴ (*apfu*) variaram entre 2,96 e 3,26, possibilitando a classificação no campo da biotita, variando entre annita-siderofilita (Figura 6B). A composição química da biotita depende fortemente da natureza do magma da qual cristalizou e da paragênese associada (Abdel-Rahman, 1994; Nockolds, 1947). Os resultados de química mineral corroboram com o observado na petrografia, sendo que ao plotar a composição obtida nos diagramas ternários MgO-FeO_T-Al₂O₃ (Nockolds, 1947) a biotita cai tanto no campo de principal mineral máfico (Figura 6C), quanto no das suíte cálcio-alcálica orogênica, incluindo granitos do tipo-I (Figura 6D). Uma análise plota no campo da biotita associada a suítes peraluminosas, relativas a granitos do tipo S e colisionais.

#	MA168C_1N	MA168C_1B	MA168C_2	MA168C_3N	MA168C_3B	MA168C_4N	MA168C_4B
SiO ₂	59,8	61,2	61,7	61,5	60,7	61,8	61,3
Al ₂ O ₃	25,9	24,9	25,0	24,6	25,2	24,6	25,0
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
CaO	7,1	6,1	5,9	5,5	6,0	5,6	6,1
Na ₂ O	7,2	8,1	8,2	8,0	7,7	8,1	7,9
K ₂ O	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Total	100,4	100,5	100,9	99,8	99,9	100,4	100,5
Fórmula estrutura (8O)							
Si	2,654	2,704	2,712	2,728	2,697	2,730	2,708
Al	1,356	1,299	1,296	1,287	1,320	1,281	1,302
Fe	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,003
Ca	0,339	0,288	0,277	0,263	0,288	0,266	0,287
Na	0,620	0,696	0,698	0,685	0,665	0,693	0,676
K	0,010	0,006	0,006	0,007	0,006	0,008	0,006
Total	4,982	4,997	4,992	4,974	4,978	4,980	4,982
Ab	64	70	71	72	69	72	70
An	35	29	28	28	30	28	30
Or	1	1	1	1	1	1	1

Tabela 2 Análises composicionais de grãos de plagioclásio do ortognaisse tonalítico Brejo Alegre por microsonda eletrônica.

#	MA53B_1N	MA53B_1B	MA53B_2N	MA53B_2B	MA53B_3N	MA53B_3B
SiO ₂	66,1	60,9	66,2	62,3	60,9	60,1
Al ₂ O ₃	21,0	24,3	21,1	24,1	24,7	24,6
FeO	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
CaO	1,5	5,5	1,5	4,9	5,9	5,9
Na ₂ O	10,3	8,0	10,3	8,7	7,7	7,9
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
Total	99,0	98,8	99,2	100,2	99,4	98,6
Fórmula estrutura (8O)						
Si	2,922	2,729	2,920	2,754	2,716	2,706
Al	1,094	1,285	1,098	1,256	1,298	1,304
Fe	0,000	0,001	0,000	0,004	0,002	0,001
Ca	0,071	0,263	0,070	0,230	0,281	0,283
Na	0,882	0,694	0,878	0,742	0,667	0,690
K	0,004	0,008	0,007	0,006	0,009	0,009
Total	4,973	4,980	4,974	4,992	4,973	4,992
Ab	92	72	92	76	70	70
An	7	27	7	24	29	29
Or	0	1	1	1	1	1

Continuação Tabela 2

#	MA53B_1N	MA53B_1B	MA53B_2N	MA53B_2B	MA53B_3N	MA53B_3B	MA168C5B	MA53B_1	MA53_2
SiO ₂	36,0	36,3	36,3	33,2	36,1	36,3	35,9	35,4	34,7
TiO ₂	2,0	2,2	2,1	1,5	2,1	2,0	2,0	1,9	2,0
Al ₂ O ₃	16,3	16,1	16,3	17,1	16,0	16,3	16,4	17,1	17,1
FeO _t	19,4	19,5	19,2	21,0	19,7	18,7	18,8	20,4	20,2
MgO	9,2	9,4	9,3	10,3	9,3	9,4	9,2	8,0	7,6
K ₂ O	10,4	10,2	10,4	6,8	10,5	10,1	10,5	10,5	10,3
Total	93,2	93,8	93,6	89,8	93,6	92,7	92,7	93,3	91,8
Fórmula estrutural (22O)									
Si	5,641	5,655	5,661	5,363	5,649	5,684	5,646	5,583	5,561
Ti	0,234	0,251	0,249	0,187	0,242	0,234	0,238	0,227	0,239
Al	3,012	2,96	2,992	3,257	2,957	3,002	3,04	3,171	3,226
Fe	2,546	2,544	2,5	2,835	2,574	2,448	2,47	2,69	2,701
Mg	2,152	2,19	2,153	2,478	2,165	2,205	2,151	1,88	1,808
K	2,071	2,028	2,074	1,4	2,086	2,015	2,103	2,106	2,107
Total	15,655	15,628	15,63	15,521	15,674	15,589	15,647	15,658	15,641
Fe/ (Fe+Mg)	0,542	0,537	0,537	0,534	0,543	0,526	0,535	0,589	0,599
Fe/Mg	1,183	1,161	1,161	1,144	1,189	1,11	1,148	1,431	1,494

Tabela 3 Análises composicionais de grãos de biotita do ortognaisse tonalítico Brejo Alegre por microsonda eletrônica.

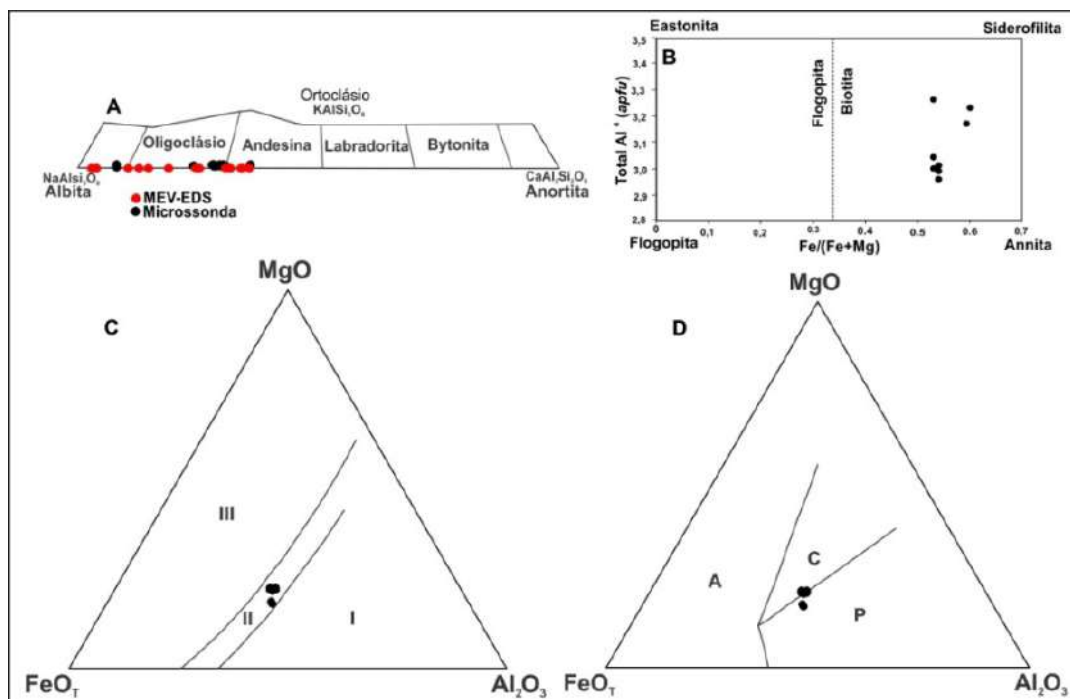


Figura 6 Diagramas de classificação utilizados para as amostras do ortognaisse Brejo Alegre; A. Classificação química de plagioclásio segundo Deer *et al.* (1992); B. Classificação química de biotita segundo Deer *et al.* (1992); C. Diagrama ternário MgO-FeO-Al₂O₃ (Nockolds, 1947): I - biotita associada à muscovita e topázio; II - biotita como principal mineral máfico; III – biotita em paragênese com anfibólio, piroxênio e/ou olivina; D. Diagrama ternário MgO-FeO-Al₂O₃ (Abdel-Rahman, 1994): A - biotita associada a suítes alcalinas anorogênicas de ambiente extensional; P - biotita associada a suítes peraluminosas, incluindo granitos do tipo S e colisionais; C - biotita associada a suítes cálcio-alcalinas orogênicas (granitos do tipo I e de zonas de subducção).

4.4 Litoquímica Preliminar

Devido aos poucos afloramentos de rochas frescas observados, apenas três amostras do ortognaisse Brejo Alegre (MA-47A, MA-53A, MA-168) e uma de um dique de metagranitoide intrusivo no ortognaisse (MA-47B) puderam ser analisadas. As amostras do ortognaisse Brejo Alegre possuem conteúdo de SiO₂ entre 61,7% e 67,5% em peso (Tabelas 4 e 5), contrastando com o valor de 71% em peso encontrado para o metagranitoide intrusivo, bem como apresentam conteúdo mais elevado de Al₂O₃, Fe₂O₃ e CaO. Já os valores de Na₂O e K₂O de ambas as rochas são semelhantes (Tabela 4).

#	MA-47A	MA-53A	MA-168	MA-47B*
Litologia	BA	BA	BA	dique
SiO ₂	67,47	64,19	61,74	71,05
TiO ₂	0,33	0,38	0,45	0,21
Al ₂ O ₃	16,50	17,77	18,12	15,55
Fe ₂ O ₃	3,96	4,49	5,14	2,61
MnO	0,98	1,42	0,01	0,04
MgO	0,08	0,07	1,25	1,14
CaO	3,52	2,80	4,71	1,66
Na ₂ O	4,52	4,15	5,27	5,14
K ₂ O	1,67	2,86	1,22	1,80
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,14	0,04
PF	0,70	1,50	0,76	1,33
Total	99,81	99,73	98,81	100,57
Ba	566	1246	509	937
Rb	45	80	30	83
Sr	554	459	621	391
Y	7	6	10	21
Zr	79	80	120	127
Nb	2,4	2,2	2,5	19
Ta	0,9	0,6	a.l.d.	n.a.
Th	6,8	9,5	2,3	n.a.
U	0,8	0,8	0,9	n.a.
Hf	2,0	2,4	3,5	n.a.

Tabela 4 Composição química dos elementos maiores (% em peso) e traço (ppm) do ortognaisse Brejo Alegre e de um dique de metagranitoide intrusivo. n.a.: não analisado; a.l.d.: abaixo do limite de detecção. BA: ortognaisse Brejo Alegre.

#	MA-47A	MA-53A	MA-168
La	20,8	24,0	9,9
Ce	41,3	47,6	18,9
Pr	4,5	5,2	2,5
Nd	14,6	16,5	10,4
Sm	2,4	2,3	2,4
Eu	0,7	0,7	0,8
Gd	1,7	1,4	2,1
Tb	0,3	0,2	0,3
Dy	1,1	1,0	1,8
Ho	0,2	0,2	0,4
Er	0,7	0,7	1,0
Tm	0,1	0,1	0,2
Yb	0,5	0,6	1,0
Lu	0,1	0,1	0,1
Eu/Eu*	1,1	1,2	1,1

Tabela 5 Conteúdo de elementos terras raras (ppm) do ortognaisse Brejo Alegre.

Nos diagramas discriminantes SiO₂ x K₂O e A/NK x A/CNK (Figuras 7A e B) as amostras do ortognaisse Brejo Alegre plotam, respectivamente, no campo das séries cálcio-alcalina e cálcio-alcalina de alto K e nos campos metaluminoso e peraluminoso, enquanto a amostra do metagranitoide situa-se nos campos da série cálcio-alcalina e peraluminoso.

As amostras do ortognaisse Brejo Alegre, quando normalizadas para a crosta inferior (Figura 7C), exibem enriquecimento nos elementos incompatíveis de grande raio iônico (Rb, Ba, Th, U, K, Sr) em comparação aos elementos de maior potencial iônico (Ta, Nb, Zr, Hf, Y, Yb e Sc), bem como apresentam pronunciada anomalia negativa de Nb. Quando normalizados para a crosta superior, o padrão é mais horizontalizado com anomalia negativa de Nb e positiva de Ba, Sr e Ti (Figura 7D). De forma geral apresentam enriquecimento nos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) e sutil anomalia positiva de Eu (Figura 7E), com valores Eu/Eu* entre 1,1 e 1,2 (Tabela 3). A amostra NAT-39 apresentou um padrão de ETR levemente diferente das demais amostras, que pode ser interpretado como resultado da distribuição heterogênea dos minerais acessórios tais como granada, apatita e allanita. Em relação ao ambiente tectônico, tanto o protólito do ortognaisse Brejo Alegre quanto a amostra do metagranitoide intrusivo plotam no campo dos corpos de arco magmático (Figura 7F).

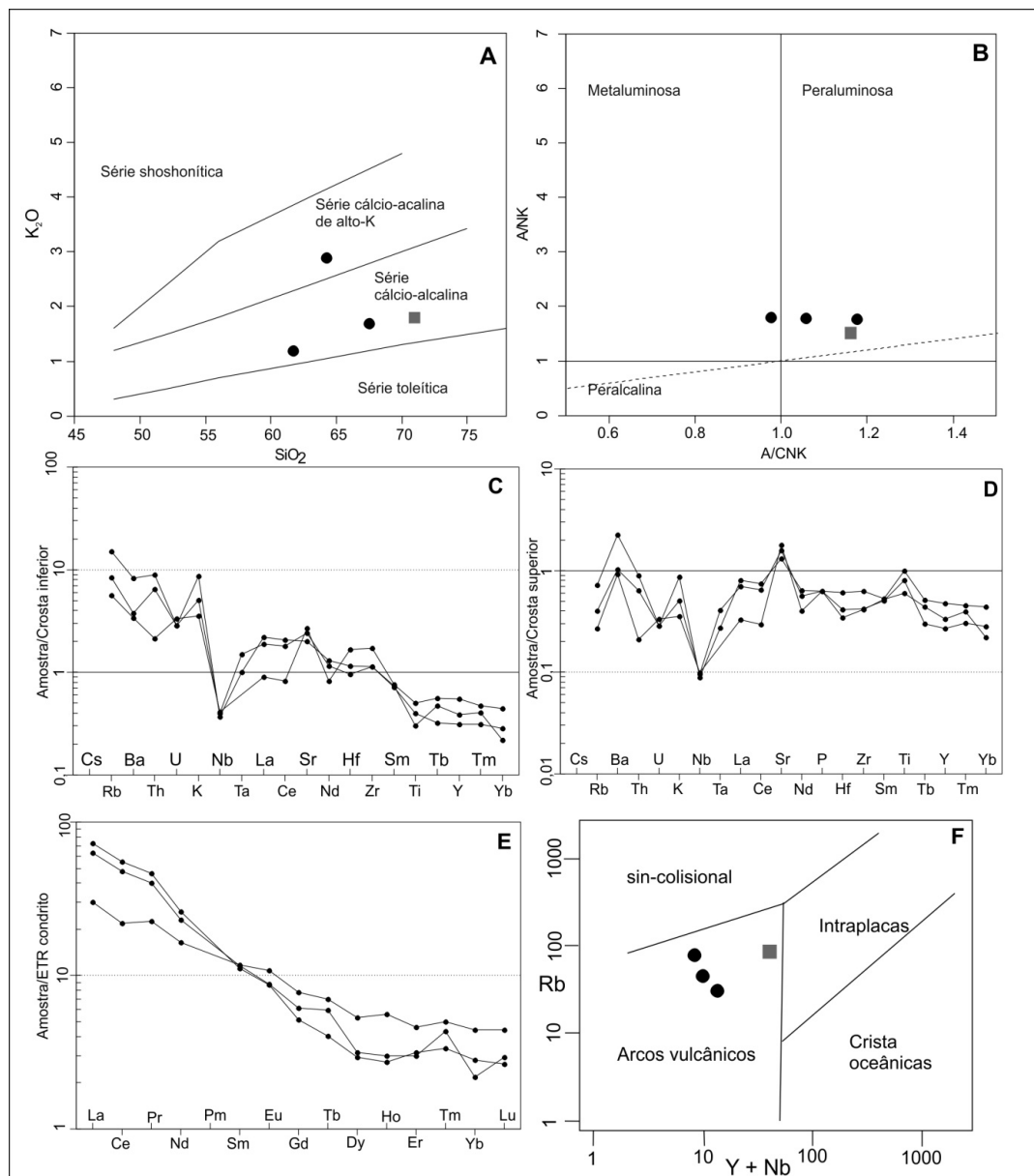


Figura 7 Diagramas discriminantes e *spidergrams* para as amostras do ortognaise Brejo Alegre (círculo preto) e do dique de metagranito (quadrado cinza); A. Diagrama SiO_2 x K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976); B. Diagrama A/NK x A/CNK (Shand, 1943); C. *Spidergram* normalizado para crosta inferior (Taylor & McLennan, 1995); D. *Spidergram* normalizado para crosta superior (Taylor & McLennan, 1995); E. *Spidergram* de elementos terras raras normalizado para o condrito (Nakamura, 1974); F. Diagrama Rb x $\text{Y} + \text{Nb}$ (Pearce *et al.*, 1984).

4.5 Geocronologia U-Pb SHRIMP e Geoquímica Isotópica Sm-Nd

Duas amostras do ortognaise Brejo Alegre foram datadas pelo método U-Pb *in situ* pelo SHRIMP (Figuras 8 e 9; Tabelas 6 e 7) e em ambas foram analisadas as porções centrais dos grãos. A população de grãos de zircão analisados varia de castanha a castanha clara, de translúcida a opaca, exibindo forma desde subédrica até euédrica e comprimento do eixo maior entre 170 a 800 μm . Nas amostras predominam grãos com terminações

bem preservadas e, mais raramente, com bordas levemente arredondadas.

Nas imagens de catodoluminescência foi observado que os grãos exibem zoneamento oscilatório, sendo os núcleos escuros devido ao elevado conteúdo de U e as bordas com tons mais claros apontam para um sobrecrescimento, interpretado como metamórfico. Imagens detalhando essas feições, bem como apresentando as marcações de onde os “tiros” de datação foram realizados não são apresentadas, pois foram perdidas no incêndio do Museu Nacional.

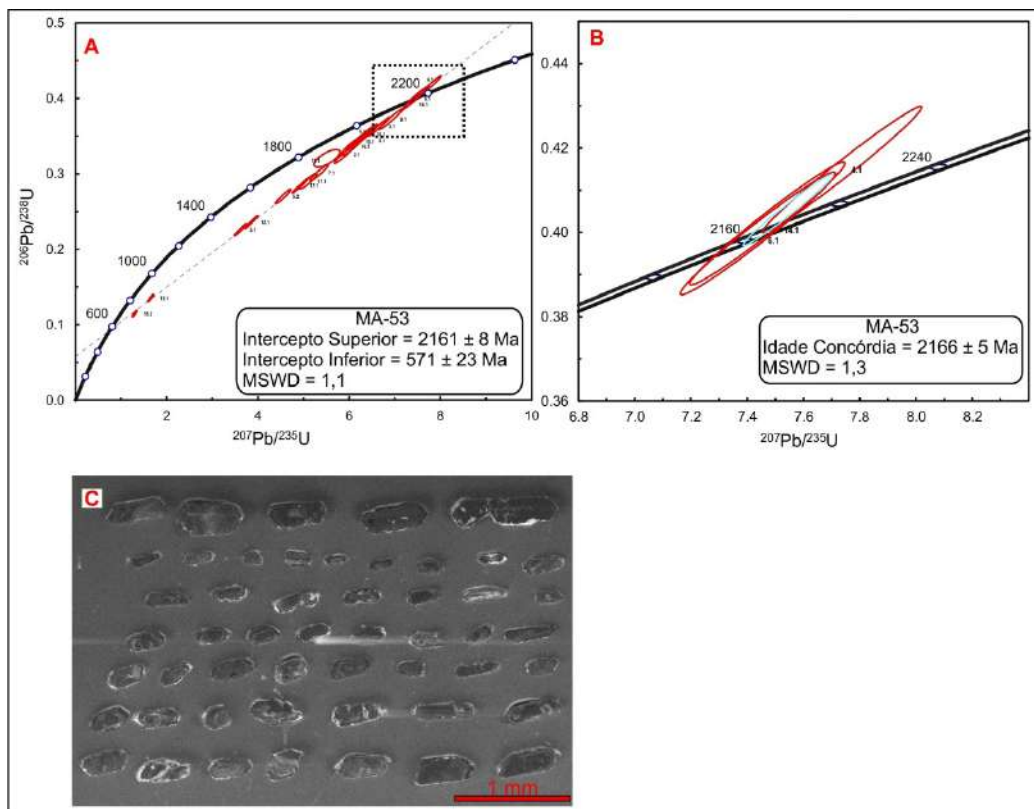


Figura 8 Diagramas concórdia e imagem dos grãos de zircão da amostra MA-53 do ortognaisse Brejo Alegre; A. Diagrama concórdia com as idades de intercepto superior e inferior; B. Diagrama concórdia com a idade dos grãos concordantes; C. Imagem de catodoluminescência mostrando os aspectos morfológicos dos grãos de zircão.

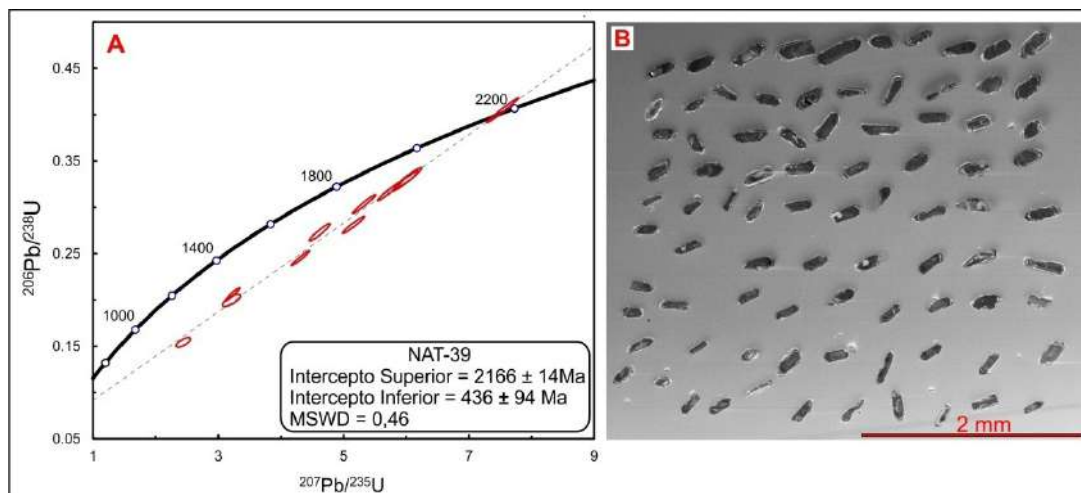


Figura 9 A. Diagrama concórdia da amostra NAT-39 do ortognaisse Brejo Alegre; B. Imagem de catodoluminescência mostrando os aspectos morfológicos dos grãos de zircão.

Foram realizadas vinte análises U-Pb SHRIMP em grãos de zircão da amostra MA-53 (Tabela 6), que apresentaram razões Th/U entre 0,01 e 0,43, sendo que os valores abaixo de 0,09 (análises MA53-5.2 e MA53-13.1) estão relacionados a grãos com elevada discordância, apontando que o sistema isotópico e químico foi aberto. Destaca-se, ainda, que a idade de intercepto superior de 2161 ± 8 Ma com MSWD de 1,1 (Figura 8A) se superpõe a idade Concórdia de 2166 ± 5 Ma com MSWD de 1,3,

considerada como a da cristalização (Figura 8B).

No caso da amostra NAT-39 foram realizadas onze análises em grãos de zircão (Tabela 7), onde a grande maioria das razões Th/U varia entre 0,11 e 0,28, com somente uma razão abaixo de 0,09 (análise NAT39-7.1), que é muito discordante. A idade de intercepto superior dessa amostra foi de 2166 ± 14 Ma com MSWD de 0,46 (Figura 9A), que é idêntica a da outra amostra.

A idade de intercepto inferior de 571 ± 23 Ma obtida na amostra MA-53 (Figura 8) aponta para a reabertura do sistema isotópico durante um evento mais novo, provavelmente associado ao

metamorfismo neoproterozoico melhor registrado nos filitos e metacalcários das formações Barroso e Carandaí e nos quartzitos da Formação Tiradentes.

Ponto	% ²⁰⁶ Pbc	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	(1) Idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	1σ	(1) Idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	1σ	% DISC.	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	% error	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	% error	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	% error	Err corr
MA53-1.1	0,13	212	36	0,17	64	1934	40	2106,5	10,2	9	0,13178	0,51	6,30	2,5	0,3498	2,4	0,972
MA53-2.1	0,26	263	68	0,27	74	1817	38	2115,3	10,8	16	0,13352	0,45	5,90	2,5	0,3257	2,4	0,968
MA53-3.1	0,01	362	63	0,18	113	1995	41	2139,7	6,7	7	0,13325	0,36	6,66	2,4	0,3628	2,4	0,987
MA53-4.1*	0,01	302	60	0,21	108	2237	45	2167,4	6,9	-3	0,13535	0,39	7,74	2,4	0,4149	2,4	0,987
MA53-5.1	0,24	708	295	0,43	138	1314	28	1897,0	9,9	44	0,11809	0,37	3,62	2,4	0,2260	2,3	0,973
MA53-6.1*	0,10	263	51	0,20	91	2168	44	2163,3	8,3	0	0,13581	0,43	7,44	2,4	0,3998	2,4	0,981
MA53-7.1	0,16	348	96	0,29	90	1698	36	2078,0	12,2	22	0,12984	0,62	5,34	2,5	0,3014	2,4	0,960
MA53-8.1	0,15	198	46	0,24	60	1949	41	2112,6	10,4	8	0,13242	0,53	6,38	2,5	0,3530	2,4	0,971
MA53-9.1	0,06	251	51	0,21	80	2040	42	2159,8	9,5	6	0,13517	0,47	6,91	2,5	0,3723	2,4	0,975
MA53-10.1	0,19	404	90	0,23	123	1947	40	2118,8	8,3	9	0,13319	0,37	6,40	2,4	0,3527	2,4	0,981
MA53-11.1	0,61	430	136	0,33	108	1643	35	2063,4	16,6	26	0,13260	0,42	5,10	2,6	0,2902	2,4	0,930
MA53-12.1	0,13	661	181	0,28	134	1367	29	1934,5	8,0	42	0,11958	0,38	3,86	2,4	0,2361	2,4	0,982
MA53-13.1	0,31	946	7	0,01	110	818	18	1392,4	16,0	70	0,09095	0,54	1,65	2,5	0,1352	2,4	0,943
MA53-14.1*	0,05	286	57	0,20	99	2179	44	2160,9	8,2	-1	0,13518	0,46	7,47	2,4	0,4021	2,4	0,981
MA53-15.1	0,14	292	47	0,17	86	1899	39	2101,7	9,0	11	0,13144	0,43	6,15	2,4	0,3427	2,4	0,978
MA53-16.1	0,60	200	41	0,21	58	1869	39	2105,2	18,3	13	0,13566	0,52	6,05	2,6	0,3363	2,4	0,917
MA53-17.1	0,09	570	98	0,18	140	1615	34	2039,0	6,6	26	0,12648	0,34	4,94	2,4	0,2848	2,3	0,988
MA53-18.1	0,10	425	122	0,30	117	1793	37	2025,2	42,1	13	0,12560	2,35	5,52	3,4	0,3207	2,4	0,708
MA53-18.2	0,50	897	177	0,20	89	700	16	1239,3	22,1	77	0,08575	0,54	1,29	2,7	0,1146	2,4	0,906
MA53-5.2	0,21	425	19	0,05	99	1542	32	1990,0	11,4	29	0,12404	0,46	4,56	2,4	0,2702	2,4	0,965

Tabela 6 Dados isotópicos U-Pb SHRIMP da amostra MA-53 do ortognaisse Brejo Alegre. * Análises usadas para o cálculo da concórdia.

Erros são de 1-sigma; Pbc e Pb* indicam o chumbo comum e o radiogênico, respectivamente. (1) Pb comum corrigido usando ²⁰⁴Pb medido.

Ponto	% ²⁰⁶ Pbc	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	(1) Idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	1σ	(1) Idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	1σ	% DISC.	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	% error	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	% error	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	% error	Err corr
NAT39-1.1	0,37	440	85	0,20	124,7	1829,8	34,6	2127	10	16	0,1353	0,3	5,98	2,3	0,3282	2,2	0,965
NAT39-2.1	0,09	352	36	0,11	91,9	1709,0	32,7	2061	9	21	0,1281	0,4	5,33	2,2	0,3036	2,2	0,976
NAT39-3.1	0,17	405	86	0,22	110,8	1778,6	34,0	2111	9	19	0,1324	0,4	5,74	2,2	0,3177	2,2	0,976
NAT39-4.1	0,17	347	46	0,14	84,0	1596,3	30,9	2140	10	34	0,1345	0,5	5,16	2,3	0,2810	2,2	0,970
NAT39-5.1	0,03	412	69	0,17	143,3	2192,2	40,4	2165	6	-1	0,1353	0,3	7,54	2,2	0,4050	2,2	0,989
NAT39-6.1	1,67	411	44	0,11	55,5	924,8	18,8	1877	39	103	0,1279	0,5	2,44	3,1	0,1543	2,2	0,712
NAT39-7.1	0,19	374	22	0,06	88,0	1556,2	31,2	1996	13	28	0,1243	0,6	4,62	2,4	0,2730	2,3	0,952
NAT39-8.1	1,27	434	91	0,22	75,5	1172,4	23,3	1905	36	63	0,1268	1,2	3,21	2,9	0,1995	2,2	0,738
NAT39-9.1	0,16	201	22	0,12	57,5	1847,1	35,7	2124	12	15	0,1333	0,6	6,04	2,3	0,3318	2,2	0,956
NAT39-10.1	0,16	489	135	0,28	103,2	1413,8	27,5	2065	9	46	0,1289	0,4	4,31	2,2	0,2452	2,2	0,975
NAT39-12.1	0,27	571	133	0,24	101,4	1207,2	25,1	1858	12	54	0,1158	0,4	3,23	2,4	0,2060	2,3	0,963

Tabela 7 Tabela com os dados isotópicos U-Pb SHRIMP da amostra NAT-39 do ortognaisse Brejo Alegre. Erros são de 1-sigma; Pbc e Pb* indicam o chumbo comum e o radiogênico, respectivamente. (1) Pb comum corrigido usando ²⁰⁴Pb medido.

Duas análises Sm-Nd de amostras do ortognaisse Brejo Alegre (Tabela 8) forneceram idades T_{DM} de 2,31 e 2,26 Ga, enquanto os valores de $\epsilon_{Nd(2,17)}$ variaram entre +0,97 e +1,62. Este fato sugere

o envolvimento de uma fonte paleoproterozoica juvenil com curta residência crustal na gênese do ortognaisse Brejo Alegre.

#	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ga)	T_i (Ma)	$\epsilon_{Nd(2,17)}$
MA47A	2,40	15,83	0,0918	0,0005	0,511202	0,000008	-28,01	-0,53	2,31	2166	+0,97
MA53A	2,49	18,68	0,0807	0,0005	0,511078	0,000007	-30,43	-0,59	2,26	2166	+1,62

Tabela 8 Dados isotópicos Sm-Nd do ortognaisse Brejo Alegre.

5 Discussões

O ortognaisse Brejo Alegre ocorre próximo a rochas metamáficas-metaultramáficas do complexo acamadado Estação de Prados, bem como de rochas metaultramáficas e anfibolíticas da sequência metavulcanossedimentar Dores de Campo (Figura 1). Uma amostra de anfibolito dessa sequência apresenta idade de cristalização U-Pb LA-ICPMS de 2255 ± 51 Ma, sendo que os anfibolitos foram interpretados como gerados em um possível ambiente de arco de ilhas (Ávila *et al.*, 2012). As relações de campo apontam que o ortognaisse Brejo Alegre é intrusivo nos anfibolitos dessa sequência.

Observa-se que o ortognaisse Brejo Alegre apresenta idade de cristalização entre 2161 ± 8 Ma e 2166 ± 14 Ma, compatível com o intervalo do quarto pulso magmático do Cinturão Mineiro (2,19 a 2,15 Ga) proposto por Bongioiolo *et al.* (2013), possibilitando a sua correlação temporal a parte dos corpos gnaissificados do arco Ritápolis (Tabela 1). Esse intervalo é caracterizado pela formação de rochas cálcio-alcalinas e cálcio-alcalinas de alto K, como os ortognaises Fé (2191 ± 9 Ma – Teixeira *et al.*, 2008), Morro do Resende (2174 ± 4 Ma – Vasconcelos *et al.*, 2017) e Ribeirão dos Mosquitos (2146 ± 5 Ma – Ávila *et al.*, 2015), bem como o metaquartzo monzodiorito Glória (2189 ± 29 Ma – Ávila *et al.*, 2006). Cabe ressaltar que os corpos citados ocorrem apenas no bloco Norte do Cinturão Mineiro, enquanto o ortognaisse Brejo Alegre ocorre no bloco Sul, mais especificamente nas proximidades do metagranito com idade entre 2111 ± 15 Ma e 2119 ± 10 Ma (Silva, 2013). Em termos petrogenéticos, os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ levemente positivos sugerem que a gênese do ortognaisse Brejo Alegre estaria relacionada à fusão de material juvenil com curta residência e restrita contribuição de componentes crustais. Esses dados divergem levemente dos apresentados pelos ortognaises

do Arco Ritápolis, que apresentam dados desde levemente a fortemente negativos (Tabela 1).

O protólito do ortognaisse Brejo Alegre corresponde a um tonalito, leucocrático, homogêneo, porfirítico e com fenocristais de plagioclásio. Seu formato alongado (Figura 1) sugere uma colocação condicionada por estruturas tectônicas pretéritas, possivelmente associadas a um ambiente compressivo. Dados de campo e geocronológicos regionais apontam que as feições primárias desse corpo foram modificadas por dois eventos metamórficos – deformacionais: o mais antigo, entre 2,16 e 2,12 Ga e de fácies anfibolito inferior, que está presente nas rochas anfibolíticas da sequência metavulcanossedimentar Dores de Campo (Ávila *et al.*, 2012, 2014), bem como em outros corpos que afloram próximos ao ortognaisse Brejo Alegre (e.g. Vieira, 2015); e o mais novo, interpretado como neoproterozoico e de fácies xisto verde, que encontra-se melhor representado nas rochas Meso-Neoproterozoicas das formações Tiradentes, Barroso e Carandaí (Ribeiro *et al.*, 2013). Em função disso, tentativamente interpretamos a idade do intercepto inferior da discórdia da amostra MA-53 da ordem de 570 Ma (Figura 8), como representativa do episódio metamórfico mais jovem identificado nas amostras do ortognaisse Brejo Alegre.

O primeiro evento metamórfico – deformacional é balizado pela idade de cristalização do protólito do ortognaisse Brejo Alegre, entre 2166 ± 14 Ma e 2161 ± 8 Ma, e pela idade de cristalização do metagranitoide Gentio, entre 2119 ± 10 Ma e 2111 ± 15 Ma (Silva, 2017), pois esse último corresponde a um corpo pós-colisional com feições primárias preservadas e que aflora a sul do ortognaisse Brejo Alegre, não apresentando evidências de metamorfismo de fácies anfibolito inferior. Esse evento ocasionou a transformação das estruturas primárias das rochas do protólito do ortognaisse Brejo Alegre gerando uma foliação descontínua e

penetrativa (Figura 3A), bem como a recristalização dos vértices dos grãos de feldspato, imprimindo a esses um formato amendoado. Essas transformações foram acompanhadas de outras feições interpretadas como metamórficas – deformacionais, representadas por: *i*) formação de titanita ao redor da ilmenita; *ii*) crescimento de epidoto e zoisita associados a substituição da allanita; *iii*) crescimento de granada na matriz; *iv*) poligonização dos grãos de quartzo com desenvolvimento de fitas alongadas e extinção ondulante (Figura 4C); e *v*) desenvolvimento de *kink bands* na biotita

O segundo evento metamórfico - deformacional, de mais baixo grau, ocasionou: *i*) reequilíbrio da composição química do plagioclásio primário (oligoclásio-andesina) com a formação de albita, zoisita, clinozoisita e epidoto (Figuras 4A e 5B); *ii*) formação de minerais secundário como carbonato e clorita associados a substituição, respectivamente, do plagioclásio e a biotita. Grande parte dessas feições metamórficas e substituições também foram descritas regionalmente em outros corpos tonalíticos e graníticos do Cinturão Mineiro (Ávila *et al.*, 2008, 2014) apontando para as características regionais desses pulsos. Em relação ao agregado fino e de coloração cinza escura a preta que preenche fraturas discordantes à foliação do ortognaisse Brejo Alegre, cuja composição é representada por turmalina, barita, quartzo e albita, especula-se que pode ser resultado de algum processo hidrotermal tardio que afetou esse corpo localmente.

6 Conclusões

A partir dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos admite-se que o protólito do ortognaisse Brejo Alegre corresponde a um tonalito leucocrático. Os parâmetros isotópicos de Nd sugerem que o magma progenitor seria juvenil, teria curta residência crustal e estaria relacionado à fusão parcial de um protólito máfico e paleoproterozoico. O magma gerado por essa fusão é cálcio-alcalino, metaluminoso a peraluminoso, enriquecido em ETRL e empobrecido em ETRP, exibindo sutil anomalia positiva em Eu. Esse magma teria cristalizado há 2160 Ma em um ambiente de arco vulcânico envolvendo a contaminação muito subordinada por componente crustal, devido o seu caráter peraluminoso.

6 Agradecimentos

M. M Silva agradece ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pelas bolsas de doutorado; C. A. Ávila e W. Teixeira ao CNPq por bolsa de produtividade; ao Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e ao Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional (DGP-MN) pela disponibilização dos equipamentos e infraestrutura. C.A. Ávila agradece a FAPERJ pelo apoio a pesquisa (processo E-26/200.092/2019).

7 Referências

- Abdel-Rahman, A.F.M. 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.
- Alkmim, F.F. & Teixeira, W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G. & ALKIMIM, F.F. (eds.). *São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent*. Editora Springer Berlin Heidelberg, p. 45-62.
- Araújo, A.J.D.; Bongiolo, E.M. & Ávila, C.A. 2019. The Southern São Francisco Craton Puzzle: Insights from Aerogeophysical and Geological Data. *Journal of South American Earth Science*, 94: 102203. doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.019.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Barrueto, H.R. & Pereira, R.M. 2006. Geochemistry of the Glória Quartz-Monzodiorite: Implications of Dioritic Magmatism in the Paleoproterozoic Evolution of the Southern Sector of the Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. *Arquivos do Museu Nacional*, 64: 73-92.
- Ávila, C.A.; Cherman, A.F. & Valença, J.G. 2008. Dioritos Brumado e Rio Grande: Geologia e Relação com o Metamorfismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, Borda Meridional do Craton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, 67: 248-277.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Moura, C.A.V. & Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) Juvenile Accretion in the Southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and Isotopic Evidence from the Serinha Magmatic Suite, Mineiro Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 464-482.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Vasques, F.S.G.; Dussin, I.A. & Mendes, J.C. 2012. Geoquímica e Idade U-Pb (LA-ICPMS) da Crosta Oceânica Riacciana do Cinturão Mineiro, Borda Meridional do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, Santos, 2012. Boletim de Resumos, Santos, SBG,

p. 4-5.

- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Bongiolo, E.M.; Dussin, I.A. & Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian Evolution of Subvolcanic and Metasedimentary Rocks of the Southern Segment of the Mineiro Belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 243: 221-251.
- Ávila, C.A.; Guerra, F.G.; Teixeira, W.; Dussin, I.A.; Silveira, V.L. & Bongiolo, E.M. 2015. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Ortognaisse Granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, Região Sul de Resende Costa, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 14, Campos do Jordão, 2015. Boletim de Resumos Expandidos, SBG, p. 4.
- Barbosa, N.S.; Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Montecinos, P.M. & Bongiolo, E.M. 2015. 2.17-2.10 Ga Plutonic Episodes in the Mineiro Belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb Ages, Geochemical Constraints and Tectonics. *Precambrian Research*, 270: 204-225.
- Barbosa, N.T.; Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Montecinos, P.; Bongiolo, E. & Vasconcelos, F. 2019. U-Pb Geochronology and Coupled Hf-Nd-Sr Isotopic-Chemical Constraints on the Cassiterite Orthogneiss (2.47 to 2.41 Ga) in the Mineiro Belt, São Francisco Craton: Geodynamic Fingerprints Beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Research*, 326: 399-416.
- Bongiolo, E.M.; Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Dussin, I.A. & Passamani, F.M. 2013. Geologia, Petrografia e Geocronologia do Ortognaisse Itutinga (MG) e seu Contexto na Evolução Tectônica do Cinturão Mineiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 14, Diamantina, 2013. Boletim de Resumos Expandidos, Diamantina, SBGq, p. 4.
- Bruno, H.; Elizeu, V.; Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Strachan, R.; Fowler, M.; Bersan, S.; Moreira, H.; Dussin, I.; Silva, L.G.E.; Tupinambá, M.; Almeida, J.C.H.; Neto, C. & Storey, C. 2020. Neoproterozoic and Rhyacian TTG-Sanukitoid Suites in the Southern São Francisco Palecontinent, Brazil: Evidence for Diachronous Change Towards Modern Tectonics. *Geoscience Frontiers*, article in press. doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.015
- Cardoso, C.D.; Ávila, C.A.; Neumann, R.; Oliveira, E.P.; Valeriano, C.M. & Dussin, I.A. 2019. A Rhyacian Continental Arc During the Evolution of the Mineiro Belt, Brazil: Constraints from the Rio Grande and Brumado Metadiorites. *Lithos*, 326-327: 246-264.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. London, Longman, 2nd ed., 696p.
- DePaolo, D.J. 1981. A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470-10488.
- 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 Archean to Paleoproterozoic Basement Unit Reworked During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, 7: 437-450.
- Ducea, M.N.; Saleeby, J.B. & Bergantz, G. 2015. The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43: 10.1-10.33.
- Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Valeriano, C.M.; Simonetti, A.; Machado, N. & Nogueira, J.R. 2010. Evolution of Reworked Paleoproterozoic Basement Rocks within the Ribeira Belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, Based on U-Pb Geochronology: Implications for Paleogeographic Reconstructions of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Precambrian Research*, 178: 136-148.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C.; Armstrong, R. & Piuzana, D. 2007. Evolution of Polycyclic Basement Complexes in the Araçuaí Orogen, Based on U-Pb SHRIMP Data: Implication of Brazil-Africa Links in Paleoproterozoic Time. *Precambrian Research*, 159: 60-78.
- Nockolds, S.R. 1947. The Relation Between Chemical Composition and Paragenesis in the Biotite Micas of Igneous Rocks. *American Journal of Science*, 245: 401-420.
- Paterson, S.R. & Ducea, M.N. 2015. Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence. *Elements*, 11: 91-98.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-98.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Ribeiro, A.; Teixeira, W.; Dussin, I.A.; Ávila, C.A. & Nascimento, D. 2013. U-Pb LA- ICP-MS Detrital Zircon Ages of the São João del Rei and Carandaí Basins: New Evidence of Intermittent Proterozoic Rifting in the São Francisco Palecontinent. *Gondwana Research*, 24: 713-726.

- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. & Petronilho, L. 1995. O Método Geocronológico Sm–Nd no IG/USP e suas Aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67: 313-336.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Basei, M.A.S.; Siga Júnior, O.; Onoe, A.T. & Souza, M.D. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: Analytical Method and First Results. *Geologia USP. Série Científica*, 14: 3-18.
- Seixas, L.A.R.; David, J. & Stevenson, R. 2012. Geochemistry, Nd Isotopes and U–Pb Geochronology of a 2350 Ma TTG Suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the Crustal Evolution of the Southern São Francisco Craton. *Precambrian Research*, 196-197: 61-80.
- Seixas, L.A.R.; Bardintzeff, J.M.; Stevenson, R. & Bonin, B., 2013. Petrology of the High-Mg Tonalites and Dioritic Enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão Suite: Evidence for a Major Juvenile Crustal Addition Event During the Rhyacian Orogenesis, Mineiro Belt, Southeast Brazil. *Precambrian Research*, 238: 18-41.
- Shand, S.J. 1943. Eruptive rocks. New York, D. Van Nostrand Company, 360p.
- Silva, M.M. 2013. *Mapeamento geológico, Petrografia, Geoquímica e Idade do Granito Gentio, Região de Dores de Campos, Minas Gerais*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 168p.
- Silva, M.M. 2017. *Caracterização e Quantificação dos Processos de Interação entre Magmas Félsicos na Gênese do Granitoide Paleoproterozoico Gentio, Região de Dores de Campos, Minas Gerais*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 184p.
- Silveira, V.S.L.; Ávila, C.A.; Neumann, R.; Neves, C.V.S. & Capistrano, F.M. 2019. Mineralogia, Petrografia e Geoquímica de Diques de Metadiabásio Equigranular e Porfírico da Região de Bom Sucesso, Estado de Minas Gerais, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 42: 656-671.
- Stern, R.J. 2010. The Anatomy and Ontogeny of Modern Intra-Oceanic Arc Systems. From: Kusky, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. *Geological Society, London, Special Publications*, 338: 7–34.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1995. The Geochemical Evolution of the Continental Crust. *Reviews of Geophysics*, 33: 241-265.
- Teixeira, W.; Ávila, C.A. & Nunes, L.C. 2008. Nd–Sr Isotopic Geochemistry and Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodirite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 8: 53-74.
- Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Dussin, I.A.; Corrêa Neto, A.V.; Bongioiolo, E.M.; Santos, J.O. & Barbosa N.S. 2015. A Juvenile Accretion Episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro Belt and its Role to the Minas accretionary Orogeny: Zircon U–Pb–Hf and Geochemical Evidence. *Precambrian Research*, 256: 148-169.
- van Hunen, J. & Moyen, J.F. 2012. Archean Subduction: Fact or Fiction? *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 195-219.
- Vasconcelos, F.F.; Ávila, C.A.; Neumann, R.; Teixeira, W.; Bongioiolo, E.M.; Barbosa, N.; Câmara, B.O.; Menezes, V.H.R. & Cunha, F.C.M. 2017. Ortognaisse Morro do Resende: Mineralogia, Petrografia, Geoquímica e Geocronologia. *Geologia USP. Série Científica*, 17: 143-164.
- Vieira, T.A.T. 2015. *Geologia, Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Metagabro Vitoriano Veloso e sua Relação com o Cinturão Mineiro*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 132p.
- Whitney, D.L. & Evans, B.W. 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95: 185–187.