

Ortognaisse Morro do Resende: mineralogia, petrografia, geoquímica e geocronologia

The Morro do Resende orthogneiss: mineralogy, petrography, geochemistry and geochronology

Fabiana Franco de Vasconcelos¹, Ciro Alexandre Ávila², Reiner Neumann³, Wilson Teixeira⁴,
Everton Marques Bongioiolo⁵, Natali Barbosa⁶, Beatriz de Oliveira Camara⁷,
Victor Hugo Riboura Menezes⁷ e Fernanda Caetano de Mattos Cunha⁷

¹Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Programa de Pós-graduação em Geologia, Avenida Pedro Calmon, 900, Cidade Universitária, CEP 21941-908, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (fma3003@globo.com)

²Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Museu Nacional, Departamento de Geologia e Paleontologia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (avila@mn.ufrj.br)

³Centro de Tecnologia Mineral – CETEM, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (reiner.neumann@gmail.com)

⁴Universidade de São Paulo – USP, Instituto de Geociências, São Paulo, SP, Brasil (wteixeir@usp.br)

⁵Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (ebongioiolo@geologia.ufrj.br)

⁶Universidade de São Paulo – USP, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, São Paulo, SP, Brasil (natali@usp.br)

⁷Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (camara_b@hotmail.com; vmenezes92@gmail.com; fefemattos@gmail.com)

Recebido em 8 de maio de 2015; aceito em 11 de novembro de 2016

Resumo

O ortognaisse Morro do Resende aflora próximo à mina da Volta Grande, no município de Nazareno, estado de Minas Gerais, e corresponde a um corpo hololeucocrático a leucocrático, fino e de composição monzogranítica a granodiorítica. Apresenta xenólitos de rochas metamáficas da sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes e possui idade de cristalização U-Pb SHRIMP de 2174 ± 4 Ma, possibilitando sua correlação a um dos pulsos magmáticos do cinturão Mineiro. Sua mineralogia primária é representada por quartzo, albita, microclínio, biotita, allanita, zircão, magnetita, titanita e apatita, enquanto os minerais metamórficos correspondem a sericita, epidoto, zoisita, clinozoisita, carbonato e clorita. Maghemita, barita, fluorita, monazita, xenotímio, granada e fluoretos de elementos de terras raras (ETR) (possivelmente gagarinita) são minerais de origem hidrotermal, pois ocorrem preenchendo fraturas, intercrescidos ou substituindo os minerais primários e metamórficos, sendo que a percolação desse fluido não ocorreu de forma homogênea ao longo de todo o corpo. A paragênese metamórfica indica condições de fácies xisto verde, que pode estar correlacionada ao evento paleoproterozoico II do cinturão Mineiro, com idade entre 2131 e 2101 Ma. Esse corpo apresenta acentuado enriquecimento no conteúdo de ETR, anomalia negativa de Eu associada ao processo de cristalização magmática e anomalia negativa de Ce correlacionada à circulação de fluidos hidrotermais oxidantes.

Palavras-chave: Ortognaisse; Mineralogia; Petrografia; Riachão; Cinturão Mineiro.

Abstract

The Morro do Resende orthogneiss is a hololeucocratic to leucocratic, fine-grained body with monzogranitic to granodioritic composition, cropping out near the Volta Grande mine in Nazareno County, State of Minas Gerais, Brazil. It bears xenoliths of metamafic rocks of the Rio das Mortes metavolcano-sedimentary sequence and yields a U-Pb SHRIMP crystallization age of 2174 ± 4 Ma, relating it to one of the magmatic pulses of the Mineiro Belt. The primary mineralogy includes quartz, albite, microcline, biotite, allanite, zircon, magnetite, titanite and apatite, while sericite, epidote, zoisite, clinozoisite, carbonate and chlorite are metamorphic minerals. Maghemite, barite, fluorite, monazite, xenotime, garnet and REE fluorides (possibly gagarinite) are hydrothermal, as they fill the fractures, intergrow or replace the primary and metamorphic minerals. Fluid

interaction was not homogeneous throughout the body. Metamorphic paragenesis points to greenschist facies conditions, which could be related to the Paleoproterozoic II event of the Mineiro Belt, which lasted from 2131 to 2101 Ma. The Morro do Resende orthogneiss is distinguished by significant REE enrichment, as well as a negative Eu anomaly linked to the magmatic crystallization and a negative Ce anomaly related to oxidizing hydrothermal fluids circulation.

Keywords: Orthogneiss; Mineralogy; Petrography; Rhyacian; Mineiro Belt.

INTRODUÇÃO

A evolução e a gênese de granitos e rochas afins vêm sendo discutidas ao longo dos anos, principalmente em relação à caracterização petrológica dos magmas envolvidos e do ambiente de formação (Pitcher, 1982; Clarke, 1992). Nesse sentido, elementos maiores e traço, incluindo terras raras, têm sido utilizados na classificação da rocha (Nockolds, 1964; Le Maitre, 1976; La Roche, 1977), bem como para apontar a sua filiação geoquímica (Peacock, 1931; Irvine e Baragar, 1971; Peccerillo e Taylor, 1976; La Roche et al., 1980; Lameyre e Bowden, 1982) e o tipo de ambiente tectônico (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Maniar e Piccoli, 1989; Förster et al., 1997).

Em termos gerais, os granitos correspondem ao produto de diferenciação magmática, cristalização fracionada e/ou fusão parcial a partir de material crustal, mantélico ou uma mistura de ambas as fontes (Pitcher, 1987; Pearce, 1996). Inicialmente, Chappell e White (1974) classificaram os granitos em tipos I (ígneos) e S (sedimentar), levando em consideração o material envolvido durante a fusão da fonte na geração desses corpos e já inserindo um contexto geotectônico. Posteriormente, Loiselle e Wones (1979) acrescentaram à classificação os granitos tipo A (anorogênicos), enquanto White (1979) propôs o tipo M (mantélicos).

Adotar essas propostas para rochas de composição granítica afetadas por deformação e metamorfismo exige reconhecer de que modo esses processos modificaram as características petrográficas e geoquímicas do protólito. Porém, quando processos hidrotermais tardios são envolvidos nas transformações mineralógicas e químicas das rochas, esse problema é acentuado e por diversas vezes mostra a ineficiência da utilização de diagramas discriminantes de ambiente tectônico, como é o caso de corpos como o ortogneisse Morro do Resende. Nesse sentido, o presente trabalho tem o objetivo de descrever o referido ortogneisse e inseri-lo na evolução geológica do cinturão Mineiro, tendo como base o mapeamento geológico na escala 1:25.000 e sua caracterização mineralógica, petrográfica e geocronológica.

BREVE SÍNTESE SOBRE O CINTURÃO MINEIRO

O cinturão Mineiro está localizado na porção meridional do cráton São Francisco, mais precisamente a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, sendo limitado em parte pelos lineamentos Jaceaba-Bom Sucesso (Campos e Carneiro,

2008), Congonhas (Teixeira et al., 2015) e pelas rochas do complexo Mantiqueira (Heilbron et al., 2010; Ávila et al., 2010, 2014). Em termos gerais, essa unidade é representada por corpos vulcânicos, subvulcânicos e plutônicos com idades entre 2,12 e 2,35 Ga, que estão associados espacialmente com rochas metavulcano-sedimentares, cujas idades de cristalização U-Pb dos anfibolitos variam de 2223 ± 4 Ma a 2267 ± 14 Ma (sequência metavulcano-sedimentar Nazareno), de 2202 ± 11 Ma a 2231 ± 5 Ma (sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes) e próximo a 2255 ± 51 Ma (sequência metavulcano-sedimentar Dores de Campos) (Ávila et al., 2012). As rochas do cinturão Mineiro estão ainda recobertas a sul pelas unidades mesoproterozoicas (sequências supracrustais São João del Rei e Carandaí – Ribeiro et al., 2013) e neoproterozoicas (sequência supracrustal Andrelândia – Trouw et al., 1980, 2013; Campos Neto et al., 2010, 2011; Westin e Campos Neto, 2013) nas serras da Estância, Pombeiro e arredores (Figura 1).

A concepção inicial do cinturão Mineiro remonta à identificação de rochas transamazônicas – 2,1 a 1,9 Ga – margeando núcleos arqueanos na borda meridional do cráton do São Francisco (Teixeira, 1982). Com o tempo, o conhecimento do cinturão Mineiro evoluiu e, a partir do final da década de 1990, foram obtidas diversas idades ^{207}Pb - ^{206}Pb (por evaporação de monocristais de zircão) entre 2,12 e 2,23 Ga para os litótipos associados ao mesmo (Ávila et al., 1998, 2003; Ávila, 2000; Valença et al., 2000; Cherman, 2004), as quais foram, posteriormente, complementadas por idades U-Pb TIMS, LA-ICPMS e SHRIMP (Ávila et al., 2006a, 2006b, 2010, 2014; Teixeira et al., 2008, 2015; Campos e Carneiro, 2008; Barbosa et al., 2015).

Com base em inferências geológicas, geoquímicas e isotópicas, Teixeira e Figueiredo (1991) propuseram que, após a sedimentação do Supergrupo Minas, teria se desenvolvido um arco magmático continental transamazônico com forte contribuição crustal e, em menor proporção, juvenil. Essa proposta foi acompanhada por diversos autores (Teixeira et al., 2000; Noce et al., 2000; Quéméneur e Noce, 2000; Ávila et al., 2003, 2006a, 2006b; Heilbron et al., 2010), que consideraram o cinturão Mineiro um arco magmático continental, cujos litótipos seriam representados principalmente por gnaisses e granitos. Porém, Alkmim (2004) propôs uma ampliação da abrangência do cinturão Mineiro, envolvendo, ainda, unidades do embasamento arqueano (гнаisses TTG, granitoides tardios e as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas), que teriam sido retrabalhadas no Evento Transamazônico, bem como os litótipos do Supergrupo Minas.

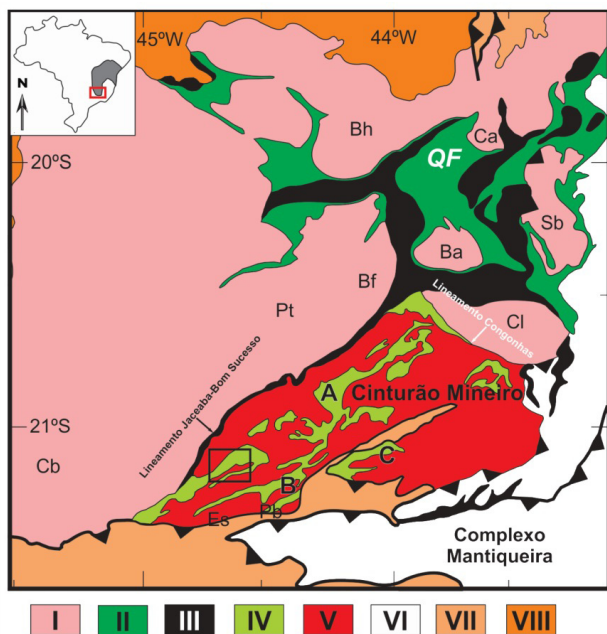


Figura 1. Mapa geológico da borda meridional do cráton São Francisco modificado de Ávila et al. (2014). I – Complexos gnáissicos-migmatíticos (Meso a Neoarqueano - 3,12 a 2,77 Ga); II – Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano - 2,79 a 2,75 Ga); III – Supergrupo Minas (Neoarqueano a Paleoproterozoico - Sideriano - 2,58 a 2,42 Ga); IV – Sequências metavulcano-sedimentares paleoproterozoicas: A – Rio das Mortes; B – Nazareno; C – Dolores de Campos (Paleoproterozoico - Riáciano - 2,27 a 2,20 Ga); V – Corpos plutônicos paleoproterozoicos (Sideriano a Riáciano - 2,47 a 2,12 Ga), incluindo ortognaisses, gabro, diorito, quartzo-diorito, granodiorito, granito, vulcânicas félsicas e rochas subvulcânicas de fácies anfífolito a xisto verde; VI – Complexo metamórfico Mantiqueira ou Arco Mantiqueira (Paleoproterozoico - Riáciano - 2,20 a 2,04 Ga); VII – Sequências supracrustais São João del Rei, Carandaí e Andrelândia (Meso a Neoproterozoico - 1,53 a 0,56 Ga); VIII – Bacia Bambuí (Neoproterozoico). Retângulo preto corresponde à área estudada. Cb: Campo Belo; Pt: Passatempo; Bf: Bonfim; Ba: Bação; Bh: Belo Horizonte; Cl: Conselheiro Lafaiete; Sb: Santa Bárbara; Es: Serra da Estância; Pb: Serra do Pombeiro.

Posteriormente, Ávila et al. (2010, 2014) apontaram que corpos vulcânicos e subvulcânicos das suítes Serrinha e Tiradentes (idades entre 2227 e 2204 Ma) apresentavam marcante contribuição juvenil e estariam associados a um ambiente de arco magmático oceânico. Proposição semelhante foi apresentada por Noce et al. (2007) e Heilbron et al. (2010) para a evolução dos corpos plutônicos paleoproterozoicos do cinturão Juiz de Fora, interpretado como distal à faixa Mantiqueira – essa última considerada produto de um arco continental.

Em proposta mais recente, Teixeira et al. (2015) sugeriram que o cinturão Mineiro teria se desenvolvido entre 2,35 e 2,12 Ga

e seria representado por corpos plutônicos, subvulcânicos e vulcânicos de três arcos magmáticos distintos (Resende Costa, Serrinha e Ritópolis), com as sequências metavulcano-sedimentares Nazareno, Rio das Mortes e Dolores de Campos e com o plutonismo associado ao batólito Alto Maranhão. Segundo essa concepção, os litótipos correlatos aos arcos Mantiqueira (Noce et al., 2007) e Juiz de Fora (Heilbron et al., 2010) seriam unidades distintas, porém coevas ao cinturão Mineiro. Em outras palavras, a conceituação desse cinturão foi expandida para envolver tanto arcos continentais quanto oceânicos, porém foi restringida em termos de idade em relação à proposta de Alkmim (2004), pois foram excluídos os litótipos arqueanos dos complexos metamórficos, do supergrupo Rio das Velhas e as rochas metassedimentares arqueano-paleoproterozoicas do Supergrupo Minas.

A constatação de que o ortognaisse Cassiterita e os corpos correlatos teriam cristalizado entre 2468 ± 8 e 2414 ± 29 Ma, conforme idades U-Pb em zircão (Barbosa et al., 2013), abre a possibilidade de que a evolução geológica do cinturão Mineiro abrangeria grande parte do Sideriano e do Riáciano, envolvendo o intervalo temporal entre 2,47 e 2,12 Ga (Tabela 1). Dessa forma, o estágio inicial do cinturão Mineiro teria transcrito por meio da formação de um arco magmático oceânico, possivelmente concomitante à deposição dos carbonatos da Formação Gandarela do Supergrupo Minas (margem passiva), porém separados por um grande oceano.

CONHECIMENTO PRÉVIO DO ORTOGNAISSE MORRO DO RESENDE

As rochas do ortognaisse Morro do Resende apresentam significado geológico peculiar, pois propostas contrastantes foram formuladas para sua gênese e posicionamento cronológico. Regionalmente, esse corpo era conhecido desde a descoberta da mineralização de Sn-Nb-Ta na região da mina da Volta Grande (Guimarães e Guedes, 1944), porém foi somente cartografado em relação à sua geologia no início do século 21 por Quéméneur et al. (2003), que o inseriram na unidade dos “gnaiesses bandados”, considerando-o relacionado ao Arqueano. Em contraposição, Toledo (2002) reuniu as rochas do ortognaisse Morro do Resende com as do ortognaisse Cassiterita na unidade designada de “biotita granodiorito-tonalito foliado”, interpretando-a como associada ao paleoproterozoico. Mais recentemente, Vasconcelos (2013, 2015) individualizou os ortognaisses Morro do Resende e Cassiterita, considerando-os corpos distintos, tendo como base feições de campo e petrográficas.

MÉTODOS ANALÍTICOS

As descrições petrográficas foram realizadas utilizando-se o microscópio Zeiss® AxioCam, e parte da mineralogia acessória foi caracterizada por catodoluminescência por

Tabela 1. Sumário de idades U-Pb (SHRIMP, LA-ICPMS e TIMS) e ^{207}Pb - ^{206}Pb (por evaporação de monocristais de zircão) de corpos plutônicos e subvulcânicos do cinturão Mineiro.

Unidade estratigráfica	Corpos plutônicos e vulcânicos	Idade	Mineral e Método	Referências
-	Metagranitoide fino	2468 ± 8 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Barbosa et al. (2013)
-	Metatonalito Cassiterita	2417 ± 11 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Barbosa et al. (2013)
-	Metagranitoide	2414 ± 29 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Barbosa et al. (2013)
Suite Lagoa Dourada	Biotita metatrandjemitó	2356 ± 3 Ma	Zircão - U-Pb (TIMS)	Seixas et al. (2012)
	Ortognaisse Resende Costa (fácies fina a média)	2351 ± 48 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Teixeira et al. (2015)
	Hornblenda metatonalito	2350 ± 4 Ma	Zircão - U-Pb (TIMS)	Seixas et al. (2012)
	Ortognaisse Resende Costa (fácies média a grossa)	2334 ± 16 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Teixeira et al. (2015)
	Ortognaisse Resende Costa (fácies média a grossa)	2317 ± 16 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Teixeira et al. (2015)
	Ortognaisse Ramos	2328 ± 16 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Teixeira et al. (2015)
Suite Serrinha	Metagranodiorito Brumado de Cima	2227 ± 22 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Ávila et al. (2010)
	Metaquartzo-diorito do Brito	2221 ± 2 Ma	Zircão - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Evaporação)	Ávila (2000)
	Metagranodiorito Brumado de Baixo	2218 ± 4 Ma	Zircão - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Evaporação)	Ávila (2000)
Suite Tiradentes	Corpo metagranofírico	2211 ± 22 Ma	Zircão - U-Pb (TIMS)	Ávila et al. (2010)
	Metandesito máfico	2217 ± 23 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Ávila et al. (2014)
	Metatonalito subvulcânico	2213 ± 9 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Ávila et al. (2014)
	Dique dacítico	2204 ± 11 Ma	Zircão - U-Pb (TIMS)	Ávila et al. (2014)
-	Metagranodiorito Lajedo	2208 ± 26 Ma	Zircão - U-Pb (TIMS)	Teixeira et al. (2008)
-	Ortognaisse granítico Fé	2191 ± 9 Ma	Zircão - U-Pb (TIMS)	Teixeira et al. (2008)
-	Ortognaisse granítico Represa de Camargos	2170 ± 36 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Barbosa et al. (2015)
-	Ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos	2146 ± 5 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Ávila et al. (2015)
-	Metagranodiorito Itumirim	2131 ± 5 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Barbosa et al. (2015)
Suite Alto Maranhão	Biotita-hornblenda metatonalito	2128 ± 10 Ma	Zircão - U-Pb (ID-TIMS)	Seixas et al. (2013)
-	Metagranodiorito Macuco de Minas	2126 ± 21 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Barbosa et al. (2015)
-	Metagranitoide Ritópolis	2121 ± 7 Ma	Zircão - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Evaporação)	Ávila (2000)
		2149 ± 10 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	Barbosa et al. (2015)
-	Metagranito Gentio	2124 ± 37 Ma	Zircão - U-Pb (ID-TIMS)	Silva et al. (2012)
		2120 ± 10 Ma	Zircão - U-Pb (LA-ICPMS)	
-	Metagranito Nazareno	2118 ± 8 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Campos (2004)
-	Metatonalito Poço da Pedra	2111 ± 4 Ma	Zircão - U-Pb (SHRIMP)	Barbosa et al. (2015)

meio de equipamento CITL modelo MK5 do Centro de Tecnologia Mineral. Esse sistema óptico apresenta uma platina CITL TP5 adaptada a um microscópio petrográfico Zeiss Axio imager M2m e objetivas Zeiss EC Epiplan Neofluar 5x e EC Epiplan Neofluar HD 10x. A corrente de emissão utilizada foi de 286 μA e a voltagem, de 15,8 kV, com tempo de captura de imagem de 2 segundos.

A identificação da composição química de parte das fases minerais acessórias e de alteração foi realizada no Centro de Tecnologia Mineral, utilizando-se um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) FEI Quanta 400, acoplado a um sistema de microanálise por fluorescência de raios X

de energia dispersiva Bruker Nano Quantax 800. O MEV foi operado em alto vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 20 kV e *spot size* de 5 μm . Os dados foram coletados após calibração espectral com padrão de cobre em modo *standardless* e correção de ZAF por rotina $\Phi(\rho z)$, pelo software Esprit 1.9.

As análises químicas de rocha para elementos maiores e traço, incluindo terras raras, foram realizadas no Acme Laboratories, em Vancouver, no Canadá. Os elementos maiores e alguns elementos-traço (Ba, Nb, Ni, Sr, Sc, Y e Zr) foram quantificados por espectrometria de emissão atômica (ICP-AES: Jarrel Ash AtomComp Model 975/ Spectro

Ciros Vision) a partir da fusão de 0,2 g de material com metaborato de lítio e digestão em ácido nítrico. Os demais elementos-traço e os elementos terras raras foram analisados por espectrometria de massa com plasma induzido acoplado (ICP-MS Perkin-Elmer ELAN 6000), com processo de abertura das amostras semelhante ao do ICP-AES. A perda ao fogo foi medida com base na perda de massa de 1 g de amostra previamente seca até 1.000 °C por aproximadamente 90 minutos.

As análises geocronológicas foram realizadas no SHRIMP II do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP), tendo as amostras sido embutidas em resina epóxi e polidas com o padrão de zircão TEMORA 1 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 416.78 ± 0.33 Ma; Black et al., 2003). As imagens de catodoluminescência foram realizadas no microscópio eletrônico de varredura do referido centro e utilizadas para observar os domínios internos dos cristais.

Os conteúdos de U, Th e Pb foram normalizados com o zircão SL13 (U = 238 ppm; Sato et al., 2014). As análises com Pb abaixo de 10% foram utilizadas após a correção da medida de ^{204}Pb , assumindo a composição de Stacey e Kramers (1975). Os dados foram processados utilizando as macros de excel SQUID 1.03 (Ludwig, 2001) e ISOPLOT 4 (Ludwig, 2003).

ORTOGNAISSE MORRO DO RESENDE

Aspectos de campo e petrográficos

As principais exposições do ortognaisse Morro do Resende ocorrem ao longo da escarpa homônima, entre o Rio das Mortes (próximo à mina da Volta Grande) e a cidade de Nazareno, no município de Nazareno, em Minas Gerais (Figura 2).

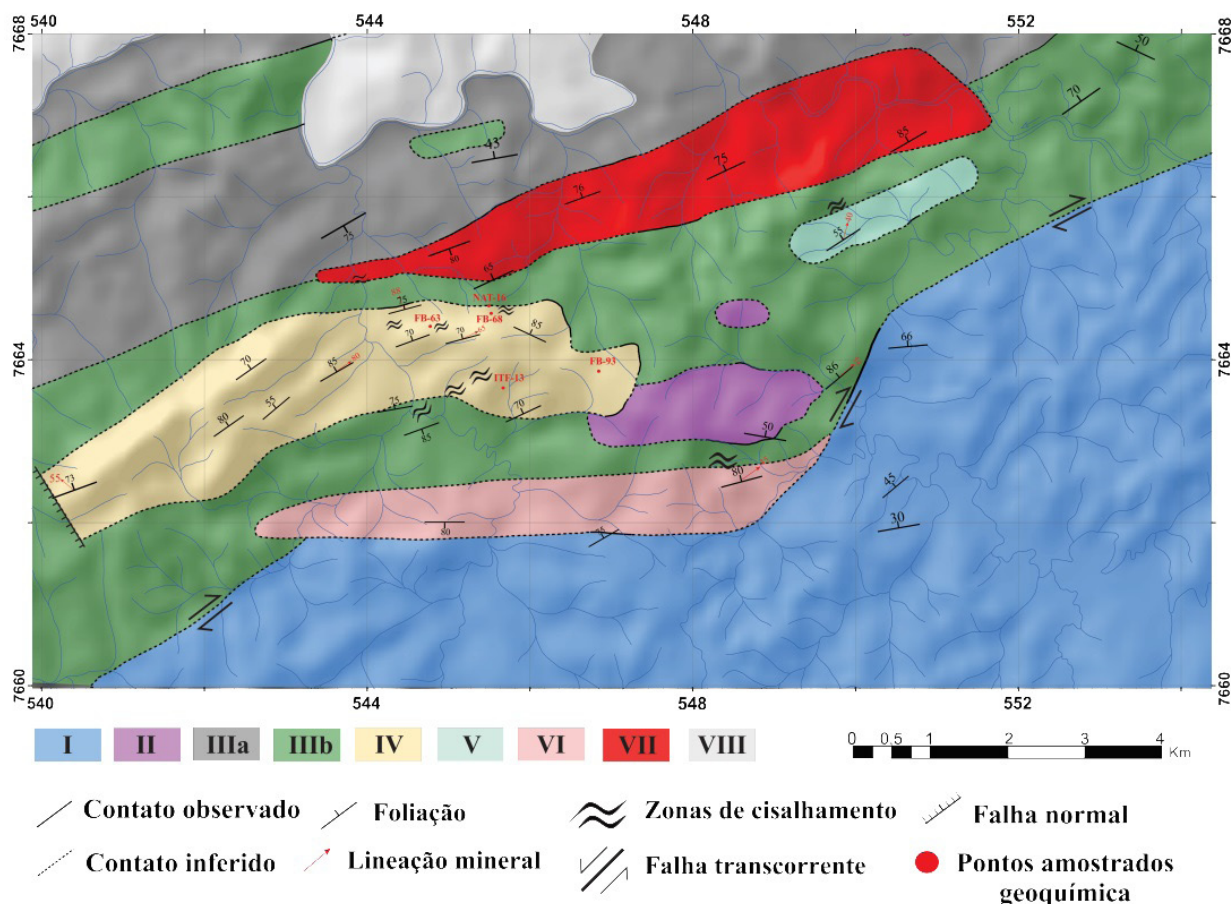


Figura 2. Mapa geológico da região próxima à mina da Volta Grande individualizando o ortognaisse Morro do Resende (Vasconcelos, 2015). I – Ortognaisse Cassiterita (2468 ± 8 a 2417 ± 11 Ma); II – Complexo metalultramáfico Manuel Inácio; III – Sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes: a) Xistos, filitos, filitos carbonosos, gonditos e quartzitos; b) Anfibolitos (2231 ± 5 a 2202 ± 11 Ma); IV – Ortognaisse Morro do Resende; V – Metandesito basáltico Teixeira; VI – Metadacito porfirítico; VII – Metagranitoide Ritópolis (2121 ± 7 Ma); VIII - Área não estudada.

As amostras desse corpo apresentam granulação fina, variam de hololeucocráticas a leucocráticas, de granodioríticas a monzograníticas (Figura 3), de granoblásticas a granolepidoblásticas, e são compostas essencialmente de quartzo, microclínio e albita (Ab_{90-100}). Os minerais acessórios correspondem a biotita, magnetita (Figura 4A), allanita, zircão, titanita e apatita (Tabela 2). Sericita, epidoto, zoisita, clinozoisita e carbonato estão associados à transformação dos feldspatos, enquanto clorita substitui biotita, destacando-se que esses minerais estão orientados segundo a direção da foliação. Tais substituições foram relacionadas ao evento metamórfico-deformacional paleoproterozoico II do cinturão Mineiro (Vasconcelos, 2015), cuja idade varia, segundo Ávila et al. (2008), entre 2131 e 2100 Ma.

As rochas do ortognaisse Morro do Resende exibem bandamento gnáissico (Figura 4B), representado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com e sem biotita e magnetita, bem como apresentam dobras suaves com foliação mergulhando para noroeste ou sudeste. Ocorrem, ainda, zonas de cisalhamento subverticais milimétricas a métricas, cuja orientação varia de NE-SW a ENE-WSW, as quais são marcadas por estruturas do tipo S/C e “boca de peixe”, que indicam movimentação ora dextral, ora sinistral. Esse evento regional deformou em conjunto as rochas anfibolíticas e os diques correlatos ao protólito do ortognaisse Morro do Resende (Figura 4C).

O corpo em questão apresenta xenólitos de rochas máficas que variam de 1 mm até cerca de 5 cm (Figuras 4D e 5A), os quais são encontrados próximos ao contato com a sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes e são compostos de hornblenda, biotita, quartzo, epidoto, magnetita e plagioclásio.

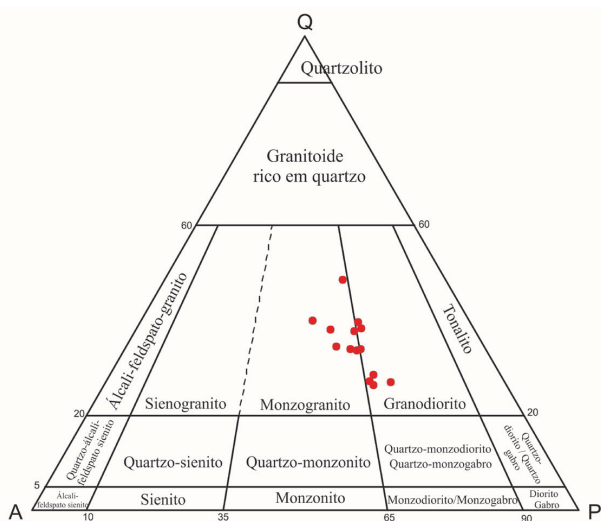


Figura 3. Diagrama QAP de Streckesein (1976) com as amostras do ortognaisse Morro do Resende.

O plagioclásio é encontrado em grãos desde subédricos até anédricos, possui composição albitica (Ab_{90-100}), tamanho entre 0,5 e 1,0 mm e encontra-se parcialmente substituído por sericita, carbonato, zoisita, clinozoisita e epidoto, bem como apresenta inclusões de titanita, zircão e apatita. O quartzo é predominantemente anédrico, apresenta tamanho em torno de 0,6 mm, extinção ondulante e contatos desde lobados até poligonais, podendo formar fitas alongadas segundo a direção da foliação. O microclínio varia de subédrico até anédrico, apresenta raras inclusões de biotita e seus contatos com os grãos de plagioclásio são côncavos e penetrativos (Figura 5B).

A biotita possui forma desde subédrica até anédrica, pleocroísmo que varia de marrom até levemente esverdeado, apresenta inclusões de titanita, apatita, allanita e zircão, ocorre sobrecrecendo os minerais opacos e a hornblenda (Figura 5C) e pode ser substituída pela clorita. Apatita e zircão são observados em grãos euédricos, submilimétricos e estão inclusos no plagioclásio, no microclínio, na biotita e na allanita. A hornblenda exibe forma subédrica, possui inclusões de apatita e zircão, bem como ocorre em pontos isolados do corpo, quase sempre apresentando biotita ao seu redor (Figura 5C).

Os grãos de allanita variam de euédricos a anédricos, são heterogêneos e encontram-se normalmente zonados, com coloração variando de amarela até laranja nas bordas e marrom no centro (Figura 5D). Apresentam tamanhos entre 0,05 e 0,4 mm, estão em paragênese com zircão, são envolvidos por epidoto e encontram-se parcialmente metamictizados. O epidoto varia de euédrico até anédrico, possui tamanho submilimétrico e é encontrado substituindo o plagioclásio ou associado à allanita. Quando presente, a titanita varia de subédrica a anédrica, possui tamanho aproximado de 0,2 mm, ocorre inclusa no plagioclásio e associada à biotita e ao epidoto. A granada varia de euédrica a anédrica, apresenta tamanho entre 0,2 e 0,5 mm e somente é encontrada em algumas amostras.

Catodoluminescência e microscopia eletrônica de varredura

A análise por catodoluminescência foi acompanhada pelo estudo por microscopia eletrônica de varredura com microanálise por espectroscopia de energia dispersiva (MEV-EDS) e envolveu a caracterização dos diferentes tipos de feldspatos e das fases minerais acessórios e secundárias com granulação muito fina. Nesse sentido, a albita (Ab_{90-100}) apresenta luminescência rosada, o quartzo, cinza-claro, a apatita, amarelo-esverdeado, enquanto o feldspato potássico, o zircão, a barita e a fluorita mostram luminescência em diferentes tons de azul.

As principais informações obtidas com a utilização dos dois equipamentos referem-se a: *i*) facilidade na individualização entre quartzo, albita e microclínio,

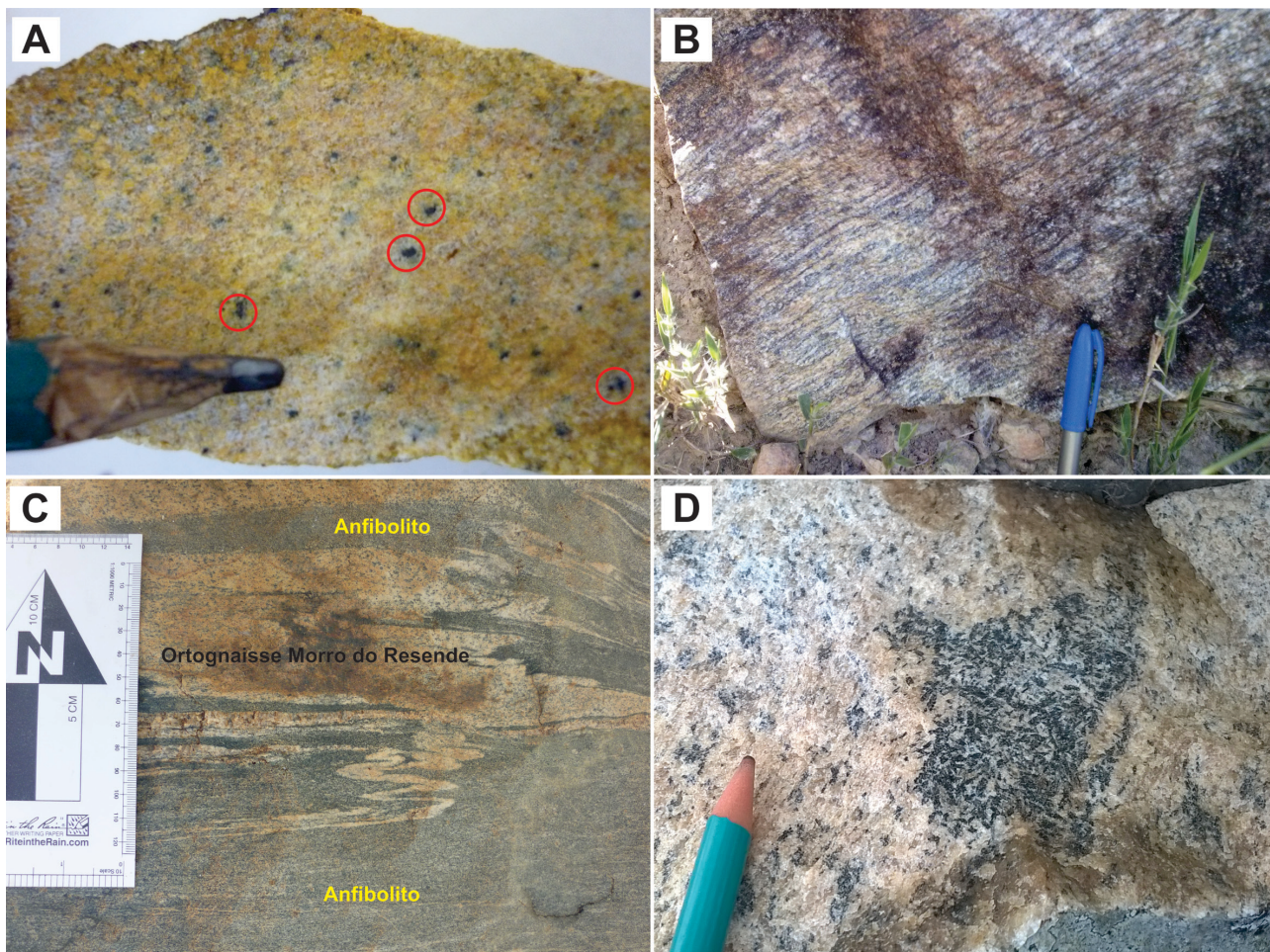


Figura 4. Aspectos de campo do ortogneisse Morro do Resende. A – Amostra hololeucocrática do ortogneisse com granulação fina e grãos de magnetita em destaque (círculos vermelhos); B – Bloco do ortogneisse mostrando fitas de quartzo e feldspato orientadas segundo a direção de foliação; C – Dique hololeucocrático correlato ao ortogneisse Morro do Resende intrusivo em anfibolito da sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes. Os dois litótipos foram deformados conjuntamente; D – Xenólito no ortogneisse Morro do Resende com 6 cm de comprimento e composto de anfibólio, feldspato, biotita e quartzo.

contribuindo fortemente para a análise modal e a caracterização do predomínio de albita em relação ao feldspato potássico e ao plagioclásio cálcico (Figura 6A-C); *ii*) confirmação do formato tabular e alongado dos grãos de albita e da forma em fitas alongadas do quartzo (caracterizados na análise petrográfica), ambos orientados segundo a direção da foliação principal (Figura 6A); *iii*) identificação da variação na cor de luminescência de alguns grãos de zircão, nos quais a borda é branca bem clara e o núcleo, azulado, indicando um zonamento (Figura 6B); *iv*) caracterização de grãos submilimétricos de apatita com luminescência amarela (Figura 6A-C), barita e fluorita (Figura 6D) com luminescência azulada – a barita, porém, tem tendência de ser próxima de roxo, enquanto a fluorita, um azul bem mais claro (Figura 6D). Destaca-se que os dois últimos

minerais não foram observados na análise petrográfica; *v*) identificação do aspecto intersticial do feldspato potássico, apontando para o seu caráter intersticial (Figura 6C, D); *vi*) ausência de cor de luminescência para a allanita e epidoto na calibração utilizada (Figura 6B).

O estudo por MEV-EDS foi realizado em grãos de plagioclásio, nas fases minerais acessórias e secundárias (zircão, fluorita, barita, allanita, granada, monazita e xenotímio) e nos minerais opacos. Em termos gerais, caracterizou-se que o plagioclásio sódico (albita) predomina em relação ao feldspato potássico (Figuras 7A, B e 8), enquanto os grãos de zircão apresentam teores de HfO_2 variando de 1% a 3,4% em peso. A combinação do estudo por catodoluminescência com as análises por MEV-EDS permitiu identificar minerais de granulação muito fina,

Tabela 2. Análises modais realizadas a partir da contagem de 500 pontos nas amostras do ortogneisse Morro do Resende.

Amostra	Quartzo	Plagioclásio	Microclínio	Biotita	Homblenda	Granada	Epidoto/ clinzoisita	Mineral Opaco	Allanita	Clorita	Zircão	Apatita	Titanita	Sericita	IC
ITO1-01	29,2%	35,4%	20,8%	3,8%	0,6%	< 0,1%	7,2%	1,4%	1,2%	< 0,1%	0,2%	0,2%	-	Tr	14,6%
ITO1-46e	35,5%	27,9%	25,1%	2,9%	-	-	4,1%	2,2%	1,0%	-	< 0,1%	< 0,1%	0,6%	0,6%	11,4%
ITF-13	30,2%	33,6%	23,4%	1,4%	-	0,2%	5,0%	2,0%	3,0%	< 0,1%	0,4%	0,2%	< 0,1%	0,6%	12,8%
FB-58	23,4%	41,2%	20,8%	2,6%	0,8%	< 0,1%	5,6%	2,0%	1,8%	< 0,1%	< 0,1%	< 0,1%	< 0,1%	1,8%	14,6%
FB-59	40,4%	27,0%	15,2%	5,2%	0,6%	< 0,1%	6,0%	0,6%	2,0%	< 0,1%	< 0,1%	< 0,1%	< 0,1%	3,0%	17,4%
FB-60	21,6%	40,5%	19,8%	5,1%	2,5%	-	4,1%	0,6%	2,5%	< 0,1%	0,6%	0,6%	0,6%	1,8%	18,4%
FB-61	30,0%	37,8%	20,8%	4,8%	1,2%	-	2,4%	0,2%	0,4%	< 0,1%	< 0,1%	< 0,1%	< 0,1%	2,4%	11,4%
FB-63	24,0%	46,6%	18,0%	2,0%	6,0%	-	1,4%	0,2%	0,5%	0,3%	0,2%	< 0,1%	0,6%	0,2%	11,4%
FB-68B	23,8%	40,4%	19,2%	4,6%	2,2%	-	6,2%	0,4%	1,4%	< 0,1%	0,6%	< 0,1%	< 0,1%	1,2%	16,6%
FB-80	32,2%	34,2%	18,6%	0,6%	-	-	7,6%	2,8%	3,0%	-	< 0,1%	< 0,1%	0,2%	0,8%	15,0%
FB-81	36,1%	34,0%	24,7%	0,3%	-	-	0,9%	2,9%	1,0%	-	< 0,1%	< 0,1%	0,1%	< 0,1%	5,2%
FB-93	36,9%	39,9%	19,4%	0,9%	-	0,1%	1,2%	1,2%	0,2%	0,1%	< 0,1%	< 0,1%	0,1%	< 0,1%	3,8%
FB-155	30,4%	38,6%	20,2%	< 0,1%	-	< 0,1%	6,4%	2,4%	1,2%	-	0,4%	< 0,1%	< 0,1%	0,4%	10,8%
FB-206	35,1%	35,2%	17,7%	2,4%	0,6%	-	7,9%	0,6%	0,2%	-	< 0,1%	< 0,1%	-	0,2%	11,9%

IC: índice de cor; -: mineral não observado.

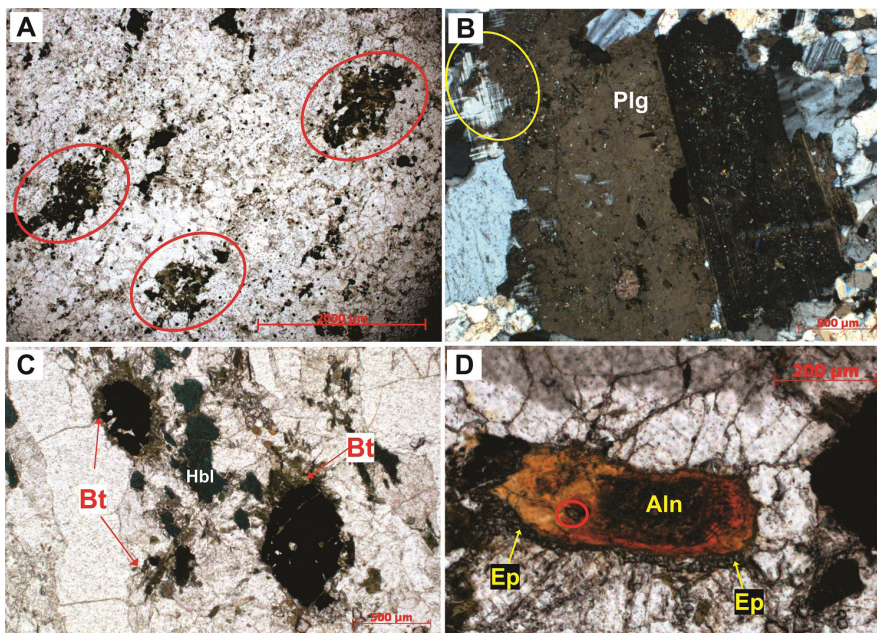


Figura 5. Aspectos petrográficos do ortogneisse Morro do Resende. A – Diversos aglomerados máficos compostos de hornblenda, biotita, quartzo, magnetita, epidoto e plagioclásio (círculos vermelhos), interpretados como xenólitos; B – Grão de plagioclásio (Plg) com geminação de Carlsbad e face truncada por grão de microclínio (círculo amarelo); C – Cristais de biotita (Bt) sobrecrecendo minerais opacos e grãos de hornblenda (Hbl); D – Cristal de allanita (Aln) zonado com inclusão de zircão (círculo vermelho) e sobrecrecimento de epidoto (Ep) nas suas bordas.

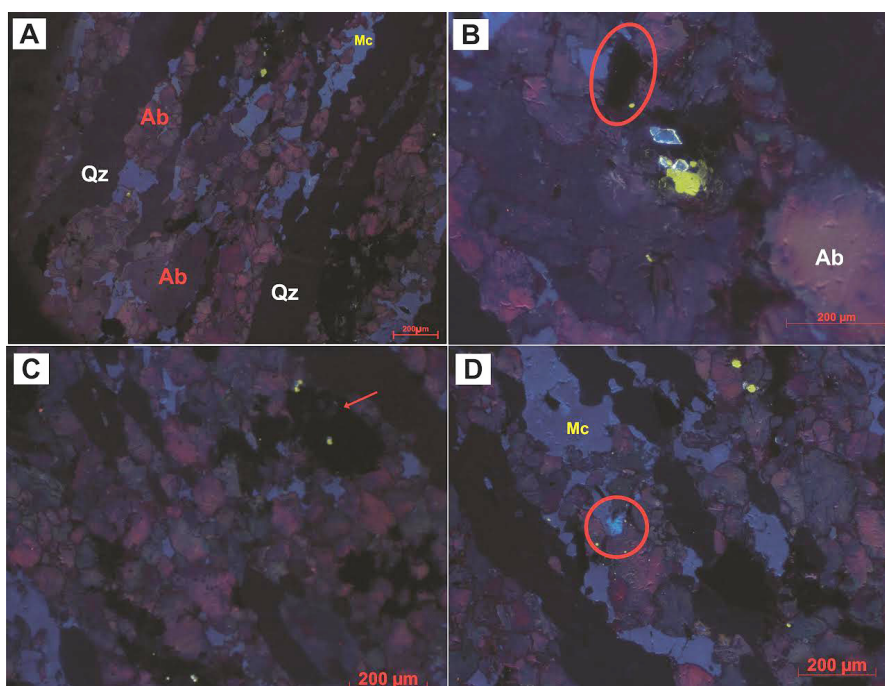


Figura 6. Imagens de catodoluminescência evidenciando aspectos texturais e mineralógicos do ortogneisse Morro do Resende. A – Presença de fitas de quartzo (Qz) e de feldspato orientadas segundo a direção de foliação (Ab: albita com luminescência rosada; Mc: microclínio com luminescência azulada); B – Cristais de zircão com luminescência azulada no centro e branca na borda em contato com grão de apatita com forte luminescência amarelada. O círculo vermelho indica a presença de grão de allanita associado a epidoto, ambos sem luminescência; C – Cristal de maghemita (preto) com inclusão de apatita (luminescência amarela) e barita (luminescência azul-arroxeadas - seta indicando); D – Grão de fluorita apresentando luminescência azul-clara (círculo vermelho) e de microclínio (Mc) com luminescência azulada.

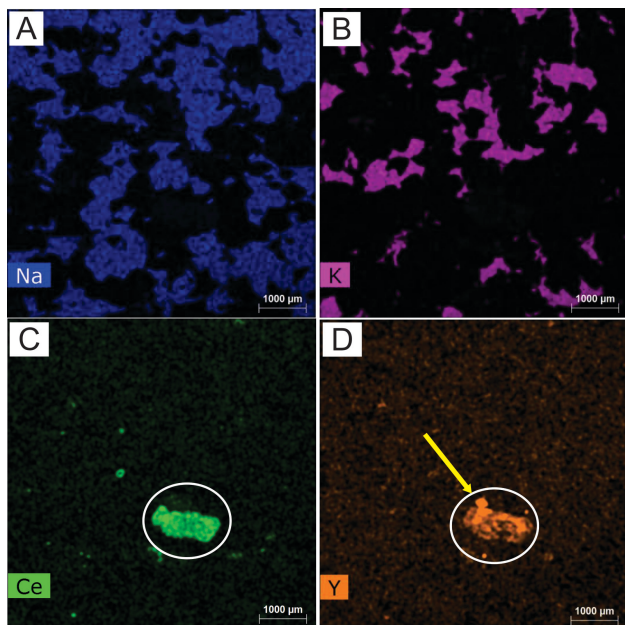


Figura 7. Mapa de distribuição de elementos químicos com falsa cor por MEV-EDS de uma amostra do ortogneiss Morro do Resende mostrando o predomínio da albita-feldspato sódico em (A); em relação ao microclínio-feldspato potássico em (B). Destaca-se a presença de allanita com elevado conteúdo de Ce em (C) e de minerais com elevado conteúdo de Y em (D).

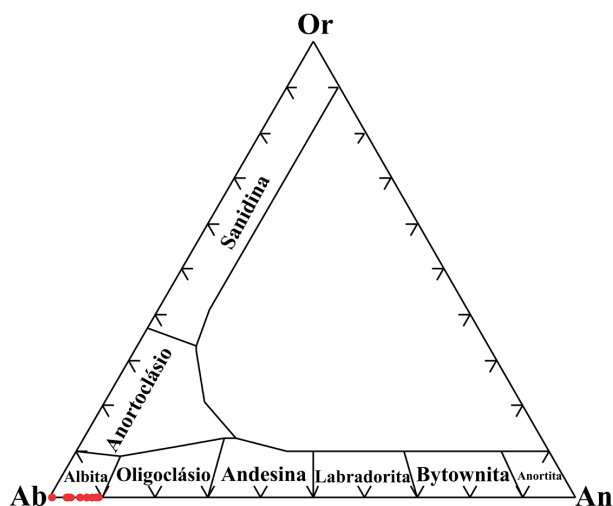


Figura 8. Diagrama Ab-An-Or (Deer et al., 1992) de classificação dos feldspatos.

entre os quais: fluorita preenchendo fraturas na rocha; barita associada à alteração da magnetita e da biotita (Figura 9A, B); monazita incluída na allanita; e xenotímio associado a maghemita.

A allanita, identificada na petrografia, encontra-se envolvida por minerais da família do epidoto e em paragênese com zircão, inclusive apresentando diversas

inclusões desse mineral (Figura 10). É substituída por um fluoreto de ETR + Y (possivelmente gagarinita), restando pouco do grão de allanita original no núcleo do cristal (Figura 11). Foram identificadas duas variedades de granada no ortogneiss Morro do Resende: a primeira é zonada, composicionalmente com núcleo predominantemente rico em Mn (espessartita) e borda enriquecida em Fe (almandina); a segunda é homogênea, corresponde à grossulária e apresenta composição $Gr_{68-72} Sp_{0-3} Alm_{26-34}$. Segundo Mange e Morton (2007), a última composição é atribuída, na maioria dos casos, a rochas metassomatizadas.

Os minerais opacos são representados principalmente por magnetita e maghemita, enquanto esfalerita, pirita, anilita (Cu_2S_4) e torianita (ThO_2) são muito mais raras. O estudo por microscopia ótica e MEV-EDS aponta para a transformação de magnetita em maghemita, cuja composição química é semelhante à da hematita, mas preserva o caráter magnético da primeira. Observou-se, ainda, a presença de um mineral de alteração composto principalmente de Al e Fe (Figura 12A), que mantém a forma prismática de um fluoreto de Y + ETR, possivelmente gagarinita $[Na_x(Ca_xETR_{2-x})F_6]$, preservando o hábito tabular deste (Figura 12B). A gagarinita pode substituir outros minerais de forma pseudomórfica (Figura 12C) e estar associada ao epidoto, que se desenvolve ao redor da maghemita (Figura 12D), preenchendo fraturas secundárias com aspecto radial (Figura 13A) ou fissuras na interface entre feldspato e quartzo (Figura 13B).

Geoquímica

Foram analisadas cinco amostras do ortogneiss Morro do Resende para elementos maiores e traço, incluindo terras raras (Tabelas 3 e 4), constatando-se elevado conteúdo de SiO_2 , Y, Nb, Sn e Ta e baixo de Al_2O_3 , MgO, CaO, P_2O_5 , Sr e Rb, quando comparadas aos granitos de arco vulcânico (El-Bialy e Omar, 2014). O protólito do corpo em questão pode ser classificado como granítico (Figura 14A, B) e predominantemente peraluminoso (Figura 14C). Somente as amostras com anfibólio tendem a ser levemente metaluminosas. Em termos gerais, todas são enriquecidas em álcalis em relação ao FeO_{tot} e MgO e plotam no campo da série cálcio-alcálica (Figura 14D).

A geoquímica do ortogneiss Morro do Resende apresenta semelhança com granitos anorogênicos (Tabelas 3 e 4), dentre elas o conteúdo de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO e o comportamento dos ETR. No entanto, os diagramas multielementares com normalização para granitos de cadeia oceânica (Pearce et al., 1984) mostram padrão compatível com corpos gerados por subducção de placas, o que inclui o enriquecimento em Ba em relação ao Rb e Th e empobrecimento em HSFE (Zr, Hf, Nb) (Figura 15B). No *spidergram*, caracteriza-se a presença de anomalia negativa sutil para Nb e acentuada para P e Ti,

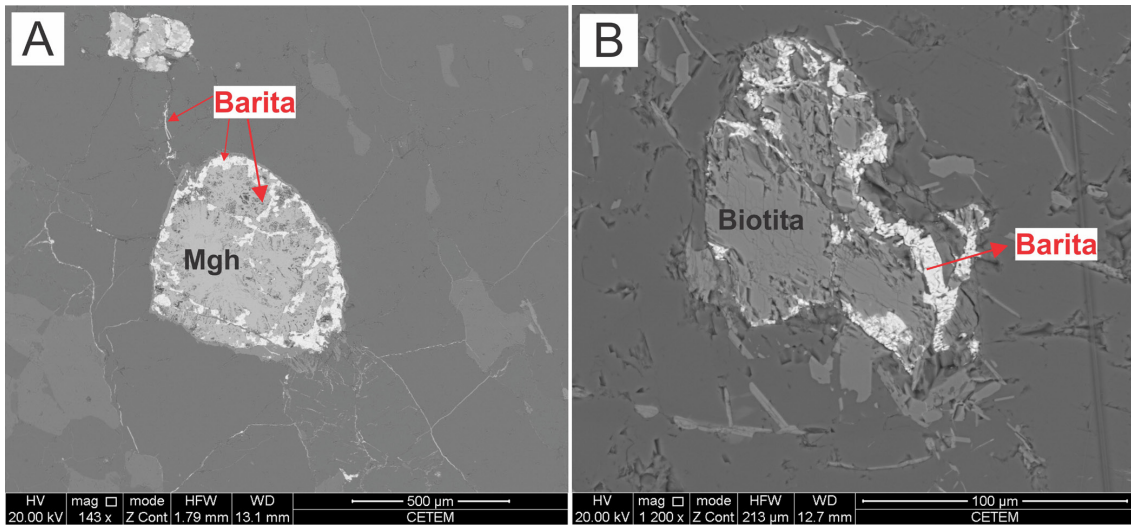


Figura 9. A – Imagem de elétrons retroespalhados mostrando grão subarredondado de maghemita (Mgh) com crescimento de barita em sua borda e em fraturas secundárias; B – Barita sobrecrecendo cristais de biotita.

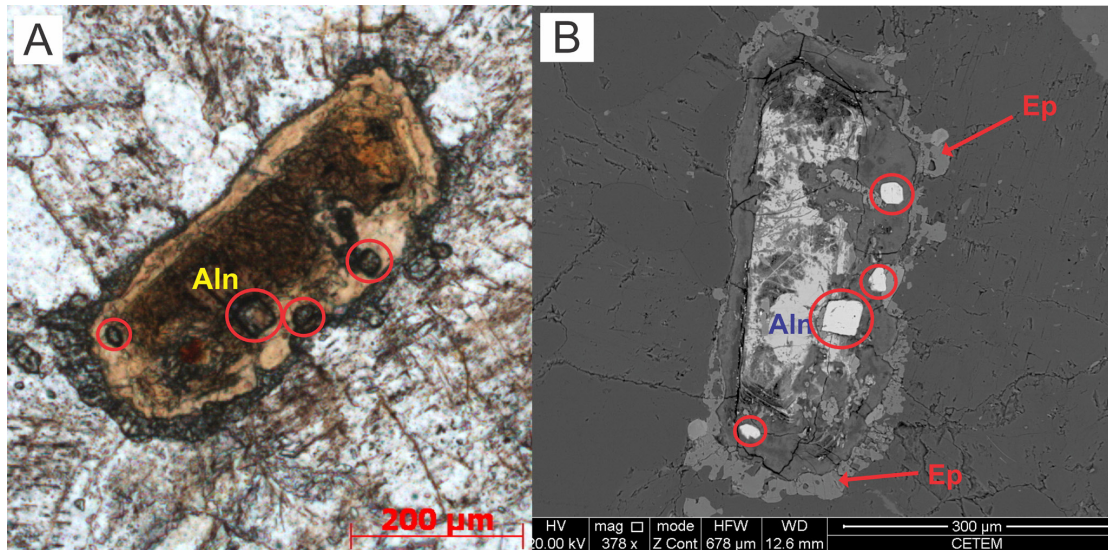


Figura 10. Detalhe de um grão de allanita em microscopia por luz transmitida (A) e em elétrons retroespalhados (B) mostrando inclusões de zircão (círculos vermelhos) e sobrecrecimento de epidoto (Ep) nas suas bordas. Destaca-se que a allanita (Aln) corresponde apenas a uma pequena porção do grão.

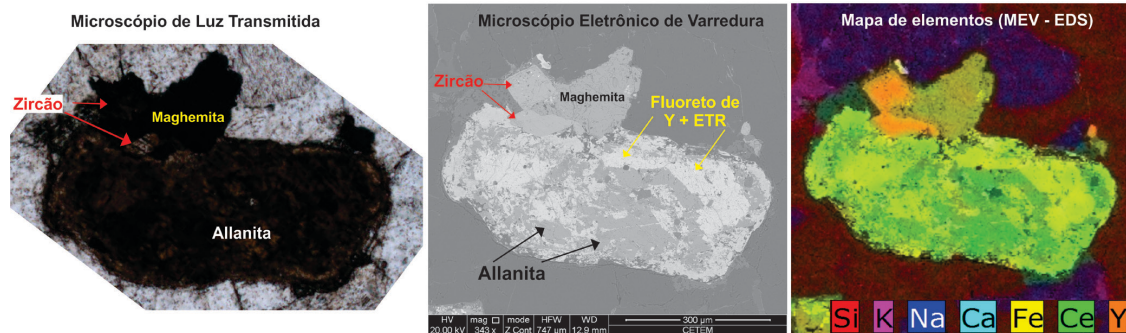


Figura 11. Grão de allanita em paragênese com zircão, associado com maghemita e substituído parcialmente por um fluoreto de Y ± ETR, interpretado como gagarinita.

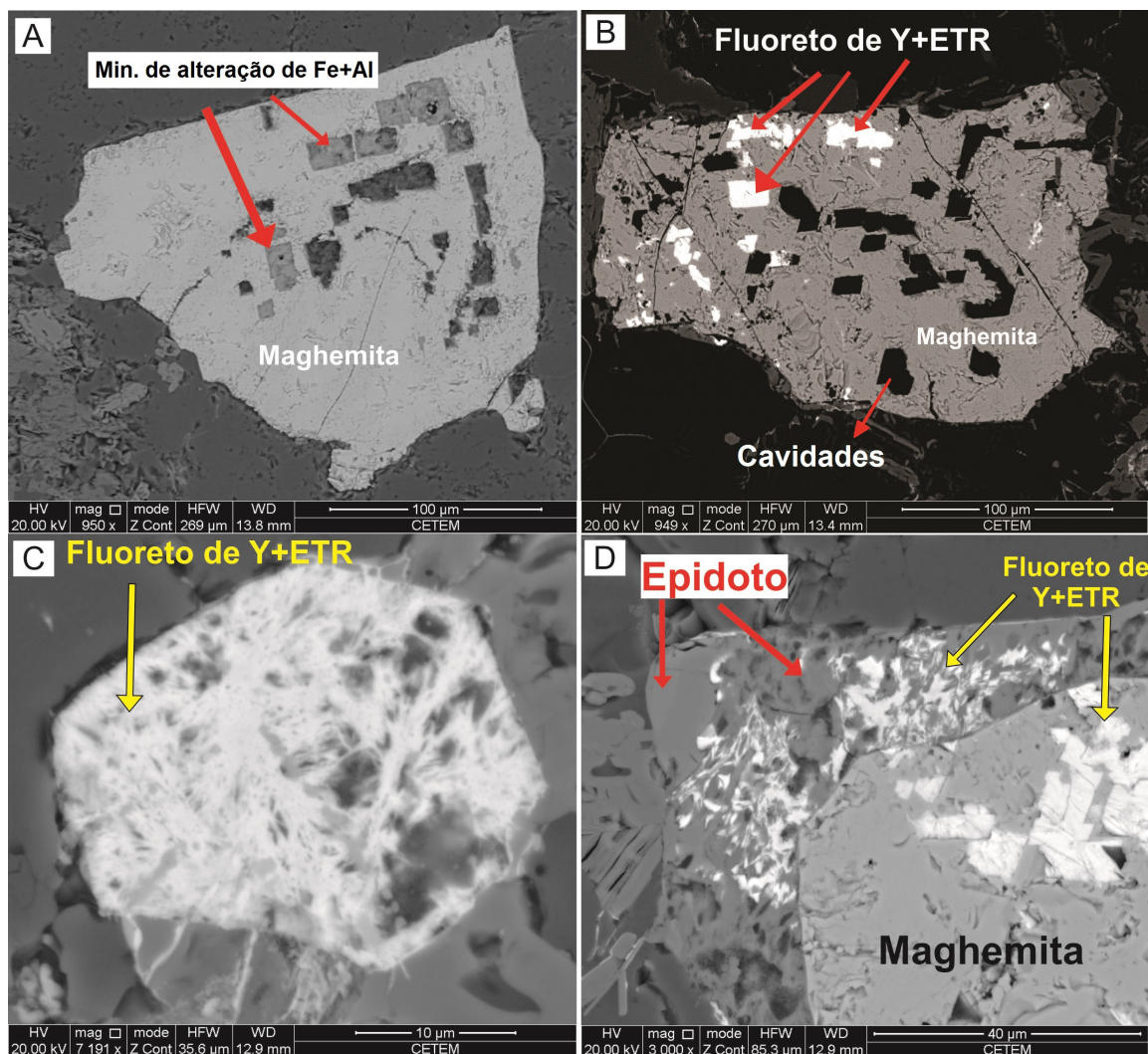


Figura 12. Imagens de elétrons retroespalhados. A – Cristal de maghemita alterado para um mineral rico em Fe e Al com hábito prismático; B – Cristal de maghemita associado a um fluoreto de Y + ETR (possivelmente gagarinita) que apresenta hábito tabular; C – Substituição parcial de um mineral preexistente por fluoreto de Y + ETR; D – Epidoto nas bordas de grão de maghemita e associado com fluoreto de Y + ETR.

enquanto Zr apresenta anomalia fortemente negativa para as amostras FB-68 e FB-93 e levemente positiva para as amostras FB-63 e ITF-13 (Figura 15C).

Em relação ao condrito de Boynton (1984), as amostras do ortognaisse Morro do Resende apresentam pronunciada anomalia negativa de Eu (0,40 e 0,55), forte enriquecimento nos ETR leves (ERTL) e ETR pesados (ETRP) e acentuada variação no conteúdo total dos ETR, entre 123 e 5.630 ppm (Figura 15A e Tabela 4). Foram separados dois conjuntos de amostras com tendências geoquímicas distintas em relação aos ETR: o primeiro exibe elevado conteúdo nos ETR, com enriquecimento tanto nos ETRL quanto nos ETRP, razão $(La/Yb)_N > 5$ e acentuada anomalia negativa de Ce, enquanto o segundo apresenta padrão mais horizontalizado dos ETR com fracionamento menos acentuado dos ETRL

em relação aos ETRP, com razão $(La/Yb)_N < 2,5$, anomalia levemente positiva de Ce e menor conteúdo dos ETRL e ETRP. Nesse contexto, a amostra FB-93 foi considerada a mais importante por possuir valor anômalo no somatório dos ETR (5.630 ppm), razão $(La/Yb)_N$ muito elevada (32,81) e inclinação acentuada dos ETRL para os ETRP. Caracterizou-se que os valores anômalos de ETR dessa amostra estão relacionados à presença de fluoretos de terras raras, barita, fluorita, xenotímio e allanita.

Geocronologia

Foram estudados por SHRIMP 15 grãos de zircão de uma amostra do ortognaisse Morro do Resende (NAT-16; Figura 2). Em termos gerais, os cristais são bipiramidais curtos

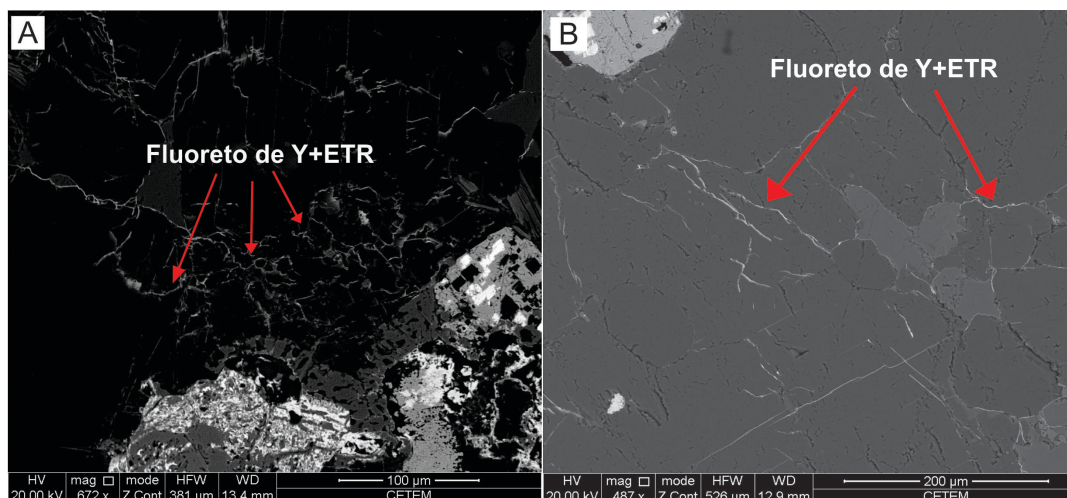


Figura 13. Imagens de eletrons retroespalhados. A – Fraturas secundárias com aspecto radial preenchidas por um fluoreto de Y + ETR, possivelmente gagarinita; B – Fraturas intergrãos de caráter secundário preenchidas por um fluoreto de Y + ETR.

Tabela 3. Análises químicas de elementos maiores (% peso), traço (ppm) e razões de óxidos para amostras do ortogneisse Morro do Resende, para granitos tipo A paleoproterozoicos da Suíte Jamon (Dall’Agnol e Oliveira, 2007) e para granitos tipo I neoproterozoicos do escudo Arábico-Núbio (El-Bialy e Omar, 2014).

	ITF-13	FB-63	FB-68	FB-93	NAT-16	Granito tipo A	Granito tipo I
SiO ₂	77,42	76,30	76,96	76,65	77,09	75,47	70,23
TiO ₂	0,09	0,17	0,16	0,10	0,16	0,17	0,34
Al ₂ O ₃	11,90	12,02	11,50	11,95	11,65	12,50	14,12
Fe ₂ O ₃	1,87	2,86	2,51	1,50	2,64	1,61	3,25
MnO	0,03	0,06	0,04	0,04	0,06	0,01	0,04
MgO	0,01	0,04	0,03	<0,01	0,05	0,20	1,56
CaO	0,89	1,19	1,19	0,74	0,98	0,64	3,94
Na ₂ O	4,33	4,68	4,55	4,66	4,25	3,47	3,33
K ₂ O	2,73	1,97	1,90	2,21	1,99	4,97	2,46
P ₂ O ₅	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,13	0,10
P.F.	0,30	0,30	0,60	1,00	0,90	0,62	0,80
Soma	99,59	99,59	99,46	98,85	99,79	99,79	100,36
Ba	996,00	629,00	963,00	900,00	635,00	443,00	781,00
Rb	65,20	47,50	58,90	52,90	47,40	281,00	40,00
Sr	64,50	81,90	80,00	58,20	69,00	61,00	375,00
Zr	209,70	402,90	322,10	224,90	307,00	164,00	186,00
Nb	18,40	24,10	19,90	18,20	21,00	21,00	4,70
Y	52,90	92,50	261,60	546,40	125,80	137,00	7,00
Sc	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,50	4,00
Be	<1,00	5,00	1,00	3,00	3,00	-	1,00
Zn	42,00	162,00	156,00	70,00	112,00	36,00	44,00
Ga	20,40	24,30	22,40	22,60	21,40	28,00	16,00
Mo	1,40	1,10	2,00	3,60	1,10	-	0,07
Sn	4,00	4,00	6,00	5,00	4,00	-	0,70
Cs	0,90	1,50	0,40	0,40	0,50	-	0,70
Ta	2,40	3,00	2,40	3,20	1,30	-	0,30
Hf	8,40	11,80	9,80	7,30	9,30	-	5,00
Th	8,20	7,30	6,70	8,50	7,00	-	3,90
U	2,10	1,90	2,20	2,50	1,70	-	0,80
K ₂ O/Na ₂ O	0,63	0,42	0,42	0,47	0,47	1,43	0,74
Ba/Rb	15,28	13,24	16,35	17,01	13,40	1,58	19,53

Tabela 4. Análises químicas de elementos terras raras (ppm) e razões para amostras do ortogneisse Morro do Resende, para granitos tipo A paleoproterozoicos da Suíte Jamon (Dall’Agnol e Oliveira, 2007) e para granitos tipo I neoproterozoicos do escudo Arábico-Núbio (El-Bialy e Omar, 2014).

	ITF-13	FB-63	FB-68	FB-93	NAT-16	Granito tipo A	Granito tipo I
La	17,30	37,60	285,60	1417,60	90,70	155,40	15,14
Ce	44,90	83,60	141,90	1633,00	64,70	172,50	32,99
Pr	4,70	9,99	64,32	355,48	22,08	-	3,50
Nd	17,60	38,50	245,20	1446,70	77,40	99,50	13,40
Sm	4,35	8,99	46,98	288,94	18,44	21,94	2,20
Eu	0,70	1,61	7,60	35,88	3,08	1,88	0,40
Gd	5,84	9,62	45,21	213,54	19,38	19,76	1,90
Tb	1,25	2,07	7,76	27,61	3,44	-	0,20
Dy	8,94	14,32	45,20	120,12	22,40	18,84	1,40
Ho	2,07	3,26	8,71	16,84	4,39	-	0,30
Er	6,52	10,84	23,10	37,73	12,95	10,09	0,70
Tm	1,01	1,68	3,16	4,61	2,18	-	0,10
Yb	7,01	11,54	19,68	29,13	13,65	10,31	0,60
Lu	1,07	1,87	2,84	3,60	2,04	1,53	0,10
ΣETR	123,26	235,49	947,26	5630,78	356,83	-	73,19
(La/Yb)N	1,66	2,20	9,78	32,81	4,48	-	17,30
Eu/Eu*	0,42	0,53	0,50	0,44	0,50	0,28	0,60

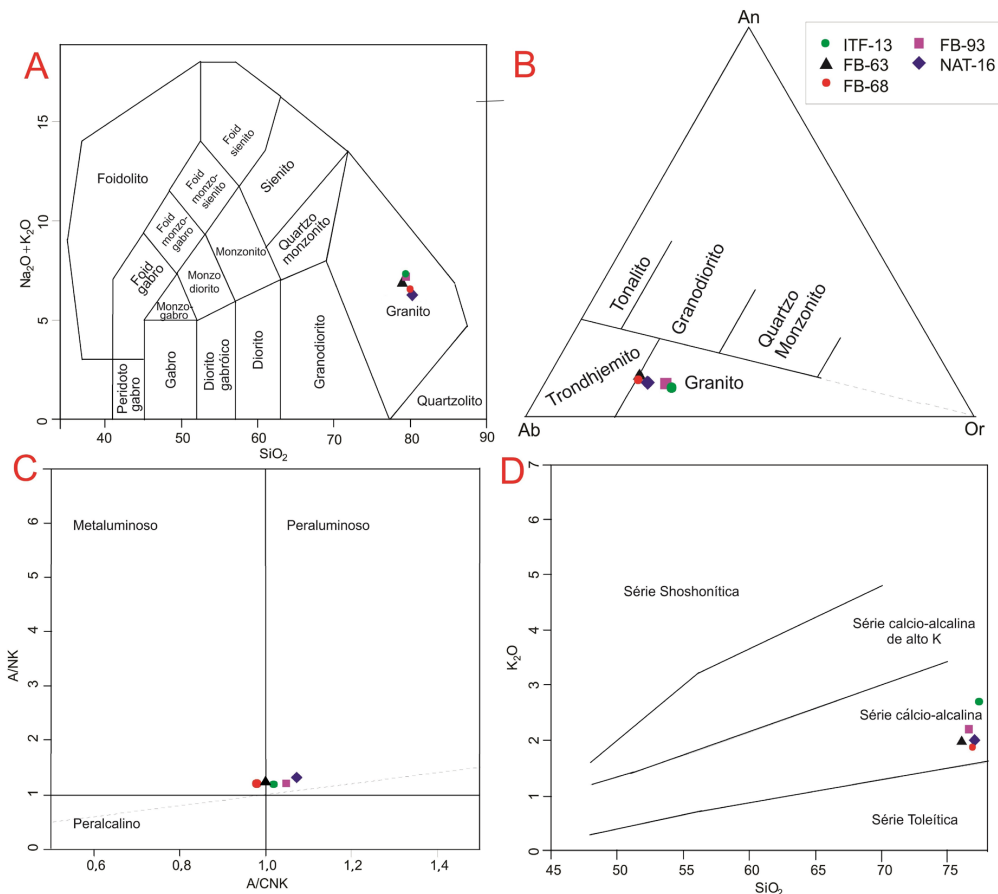


Figura 14. Diagramas discriminantes com as amostras do ortogneisse Morro do Resende. A – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Middlemost (1985); B – Ternário An-Ab-Or de O’Connor (1965); C – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Shand (1943); D – $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Peccerillo e Taylor (1976).

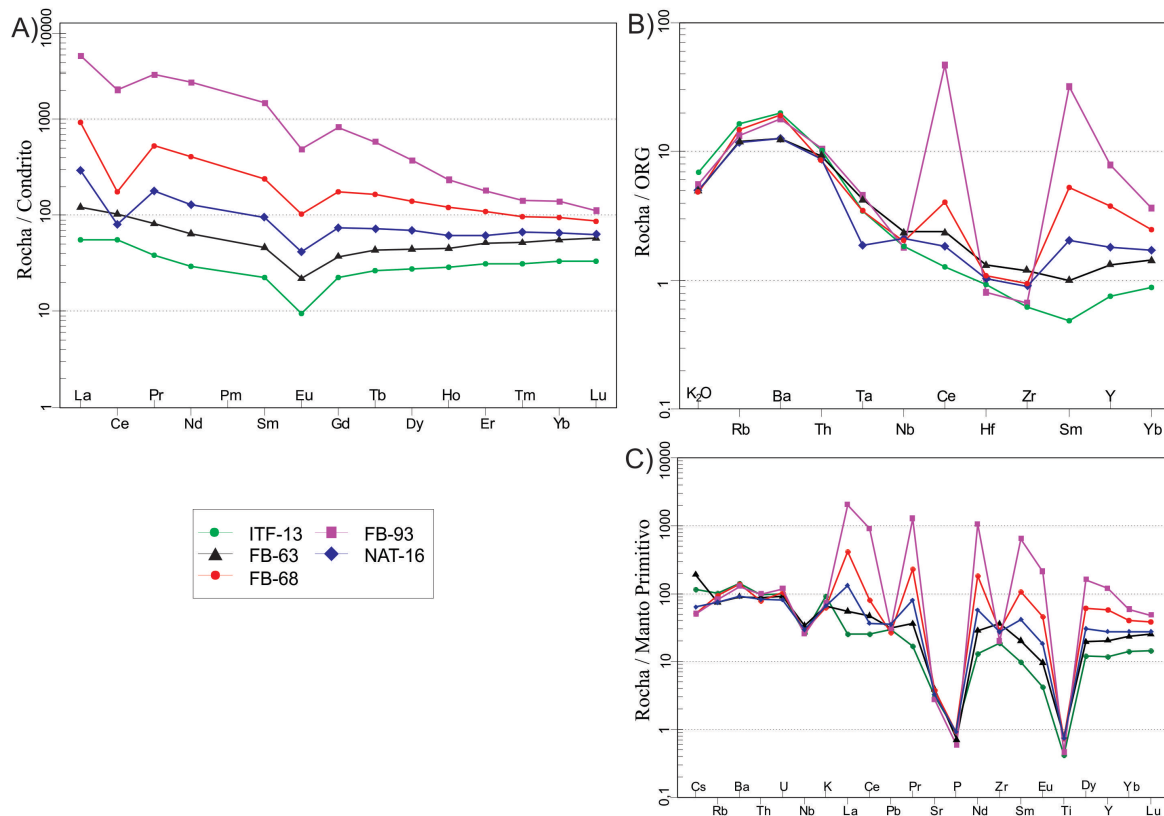


Figura 15. Diagramas discriminantes com as amostras do ortogneisse Morro do Resende. A – Diagrama de ETR normalizado para o condrito de Boynton (1984); B – Diagrama multielementar normalizado pelo granito de cadeia oceânica de Pearce et al. (1984); C – *Spidergram* normalizado para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

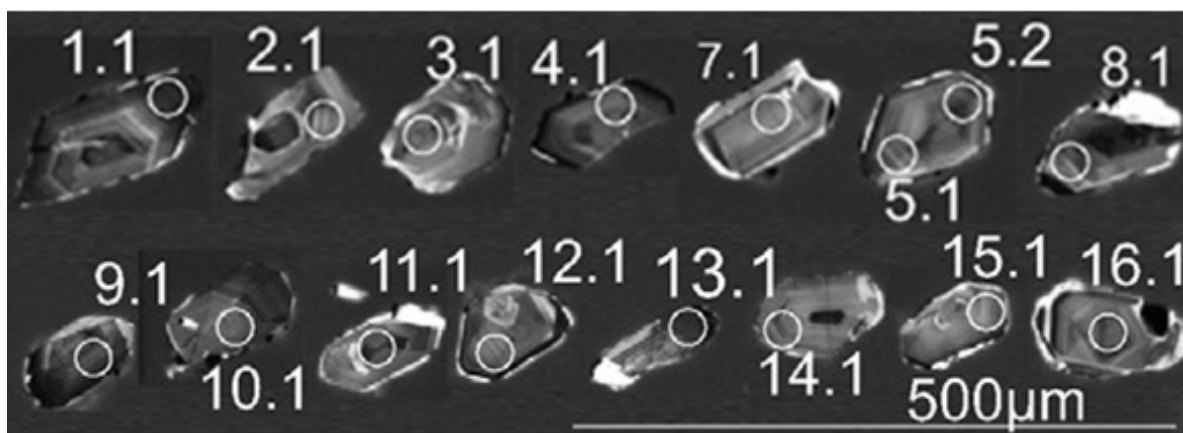


Figura 16. Imagens de catodoluminescência em MEV-EDS dos grãos de zircão da amostra NAT-16 do ortogneisse Morro do Resende. Os círculos na cor branca indicam o local da análise no SHRIMP.

com base larga (Figura 16), transparentes, variam entre 50 e 290 µm e de incolores a levemente amarronzados. Possuem zoneamento oscilatório com diferentes conteúdos de Th (37 a 86 ppm) e U (94 a 199 ppm) e alguns grãos apresentam fraturas no seu interior e bordas com

coloração mais clara. As razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ variam entre 0,39 e 0,51 (Tabela 5), que é representativo de grãos ígneos. No diagrama concórdia a idade de cristalização para o ortogneisse Morro do Resende foi de 2174 ± 4 Ma (Figura 17).

Tabela 5. Resultado das análises U-Pb SHRIMP em grãos de zircão da amostra NAT-16 do ortogneise Morro do Resende.

Ponto Grão	U (ppm)	Th (ppm)	Razão Th/U	f^{206}	Razão $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%)	Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%)	Razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (idade)	Erro	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (idade)	Erro	Discórdia (%)
1.1	199	86	0,45	0,05	0,125	7,7217	0,411	3,7117	3,662	0,1361	0,6031	68	2179	11	-2
2.1	94	37	0,4	-0,04	0,1119	7,5569	0,406	3,7716	3,697	0,1352	0,7438	68	2166	13	-1
3.1	99	43	0,45	0,14	0,1256	7,3151	0,389	3,8697	3,784	0,1364	0,8078	68	2182	14	3
4.1	116	51	0,46	-0,02	0,1269	7,5716	0,401	3,7452	3,695	0,137	0,668	68	2190	12	1
5.1	135	51	0,39	0,17	0,1093	7,7966	0,418	3,7412	3,679	0,1354	0,6744	69	2169	12	-4
6.1	115	51	0,46	0,12	0,1254	7,1295	0,381	3,7519	3,686	0,1358	0,6968	65	2174	12	4
7.1	98	44	0,46	0,15	0,1272	7,0561	0,379	3,8616	3,702	0,135	0,962	65	2164	19	4
8.1	147	72	0,51	0,41	0,1107	4,7143	0,26	3,8752	3,684	0,1317	11,939	49	2122	21	43
9.1	159	75	0,49	0,05	0,1338	7,703	0,413	3,7922	3,731	0,1353	0,6768	70	2167	12	-3
10.1	125	56	0,46	0,73	0,1367	7,4374	0,403	3,9011	3,695	0,1339	11,915	68	2150	22	-1
11.1	158	85	0,56	0,1	0,1581	7,6319	0,406	3,926	3,872	0,1362	0,6439	72	2179	11	-1
12.1	116	49	0,44	0,21	0,1184	6,9412	0,377	3,8241	3,702	0,1334	0,9515	65	2143	17	4
13.1	179	74	0,43	0,02	0,1189	7,587	0,404	3,7086	3,667	0,1363	0,5543	68	2181	10	0
14.1	112	47	0,43	0,12	0,1192	7,6406	0,406	3,7759	3,691	0,1364	0,7913	68	2183	14	-1
15.1	101	40	0,41	0,13	0,1141	7,5885	0,405	3,8834	3,795	0,136	0,8231	70	2177	14	-1
16.1	122	53	0,45	0,11	0,1238	7,6171	0,406	3,7497	3,684	0,1359	0,6982	68	2176	12	-1

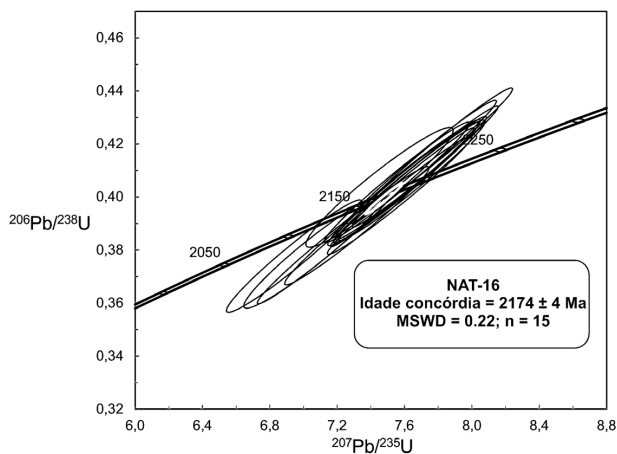


Figura 17. Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP para os grãos de zircão da amostra NAT-16 do ortognaisse Morro do Resende.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados de campo e geoquímicos indicam que o protólito do ortognaisse Morro do Resende corresponde a um corpo plutônico cálcio-alcálico, cuja composição varia de granodiorítica a monzogranítica. A presença de xenólitos de rochas metamáficas sugere que esse corpo seria intrusivo na sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes, cuja idade de cristalização varia entre 2231 ± 5 Ma e 2202 ± 11 Ma (Ávila et al., 2012). A idade de cristalização U-Pb de 2174 ± 4 Ma do protólito do ortognaisse Morro do Resende corrobora a proposta de separação entre esse corpo e o ortognaisse Cassiterita, cuja idade de formação é 2417 ± 11 Ma (Barbosa et al., 2013). Ao se utilizar os dados isotópicos relativos ao conhecimento regional do cinturão Mineiro (Ávila et al., 2010, 2014; Teixeira et al., 2015; Barbosa et al., 2015) e compará-los com aqueles do ortognaisse Morro do Resende, conclui-se que o protólito do referido corpo foi formado durante uma das fases orogênicas do cinturão Mineiro, pois idades próximas foram encontradas nos ortognaisses Fé (2191 ± 9 Ma – Teixeira et al., 2008), Glória (2188 ± 29 Ma – Ávila et al., 2006b), Represa de Camargos (2170 ± 36 Ma – Barbosa et al., 2015) e Ribeirão dos Mosquitos (2146 ± 5 Ma; Ávila et al., 2015).

Após a sua cristalização, o protólito de tendência cálcio-alcálica teve suas principais feições texturais primárias modificadas por um evento metamórfico-deformacional, que ocasionou a formação de um bandamento gnáissico, evidenciado pela presença de níveis quartzo-feldspáticos com e sem biotita + magnetita, bem como o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com orientação N10-45°E. Outra feição marcante desse evento corresponde à presença de diques do protólito do ortognaisse Morro do Resende dobrados com as

rochas anfibolíticas da sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes.

Com base nas feições petrográficas, caracterizou-se que zircão, allanita, apatita, magnetita e titanita corresponderiam a minerais primários, que se formaram durante as fases iniciais da cristalização magmática, pois ocorrem como inclusões principalmente no plagioclásio (albita) e na biotita. De forma contrastante, o aspecto intersticial do microclínio aponta que este teria se formado nos estágios tardios da cristalização magmática. Propõe-se que a transformação da biotita em clorita e a substituição do plagioclásio primário por epidoto, clinzoisita, zoisita, carbonato e sericita apontariam para um metamorfismo de fácies xisto verde, pois esses minerais estão orientados segundo a foliação. Admite-se que essas transformações estariam associadas à paragênese metamórfica de fácies xisto verde descrita por Ávila et al. (2008) como relativa ao evento paleoproterozoico II, com idade entre 2131 e 2100 Ma.

O estudo por catodoluminescência e a análise por MEV-EDS permitiram identificar minerais de granulação muito fina, dentre os quais fluorita, barita e fluoretos de ETR (possivelmente gagarinita). A fluorita preenche fraturas na rocha, a barita encontra-se associada à alteração da magnetita e da biotita, enquanto a gagarinita ocorre tanto substituindo maghemita, allanita e epidoto como preenchendo fraturas entre os grãos de feldspato e quartzo. Nesse caso, as microzonas de cisalhamento e as fraturas serviram como um dos condutos para a percolação de fluidos enriquecidos com F, Ba e ETR, o que pode ser evidenciado pela precipitação de fluoretos de ETR e barita nelas. Essa feição é corroborada pela substituição de minerais como magnetita, allanita, biotita e epidoto por uma paragênese hidrotermal, representada por maghemita, fluorita, barita e fluoretos de ETR, provocando um forte enriquecimento em elementos terras raras nessas rochas. Admite-se que a percolação desse fluido não ocorreu de forma homogênea ao longo de todo o corpo e a amostra FB-93 representa uma porção do corpo fortemente modificada durante o processo hidrotermal, pois apresenta conteúdo mais elevado de minerais de ETR, o que reflete diretamente no resultado da análise geoquímica. A granada que predomina no ortognaisse Morro do Resende é zonada composicionalmente, variando de espessartita no centro para almandina nas bordas, enquanto a grossulária é mais restrita e estaria relacionada à fase de alteração hidrotermal.

Os elementos terras raras possuem características químicas similares e são encontrados principalmente no estado trivalente, sendo as exceções Eu, que pode ocorrer no estado divalente, e Ce, no estado tetravalente (Hanson, 1980). Nesse caso, normalmente a anomalia negativa de Eu é atribuída ao processo de redução do Eu^{+3} para Eu^{+2} e a entrada desse na estrutura do feldspato substituindo Ca^{+2} e Sr^{+2} (Neal e Taylor, 1989). Sugere-se que o fracionamento do plagioclásio foi responsável pela acentuada anomalia negativa

de Eu observada em todas as amostras do ortogneisse Morro do Resende, sendo, portanto, uma feição primária.

De forma contrastante, a transformação de Ce^{+3} em Ce^{+4} é reportada principalmente em ambientes hidrotermais oxidantes (Procházka, 2005). Esse processo ocasiona a formação de uma anomalia negativa, que é observada em algumas situações específicas, tais como na água do mar, em sedimentos pelágicos de águas profundas, em nódulos manganíferos e em rochas ígneas alteradas hidrotermalmente pela interação com água do mar (Goldberg et al., 1963; Masuda e Nagasawa, 1975; Elderfield e Greaves, 1982; Meen, 1990). Nesse caso, propõe-se que a anomalia negativa de Ce presente em algumas das amostras estaria associada à interação de rochas do referido corpo com fluidos hidrotermais pós-magmáticos de caráter oxidante, feição esta corroborada pela formação da maghemita em associação com a gagarinita.

Constatou-se, portanto, que a anomalia negativa de Eu está presente em todas as amostras do ortogneisse Morro do Resende e estaria associada a processos magmáticos, enquanto a anomalia negativa de Ce seria decorrente de um processo hidrotermal, estando presente em somente algumas amostras. Essa feição indica que o processo de oxidação e mobilização do Ce foi restrito e processou-se de forma heterogênea.

Historicamente, conteúdos tão elevados de ETR são comumente atribuídos a granitos intraplacas, como evidenciado nos diagramas de discriminação geotectônica (Figura 18) de Pearce et al. (1984) e Whalen et al. (1987), pois utilizam elementos como Nb, Ta, Y, Yb e Ce. No entanto, a caracterização mineralógica do ortogneisse Morro do Resende evidencia que o enriquecimento dos ETR, Y, Ba e F, é produto de um processo hidrotermal transcorrido após a cristalização do

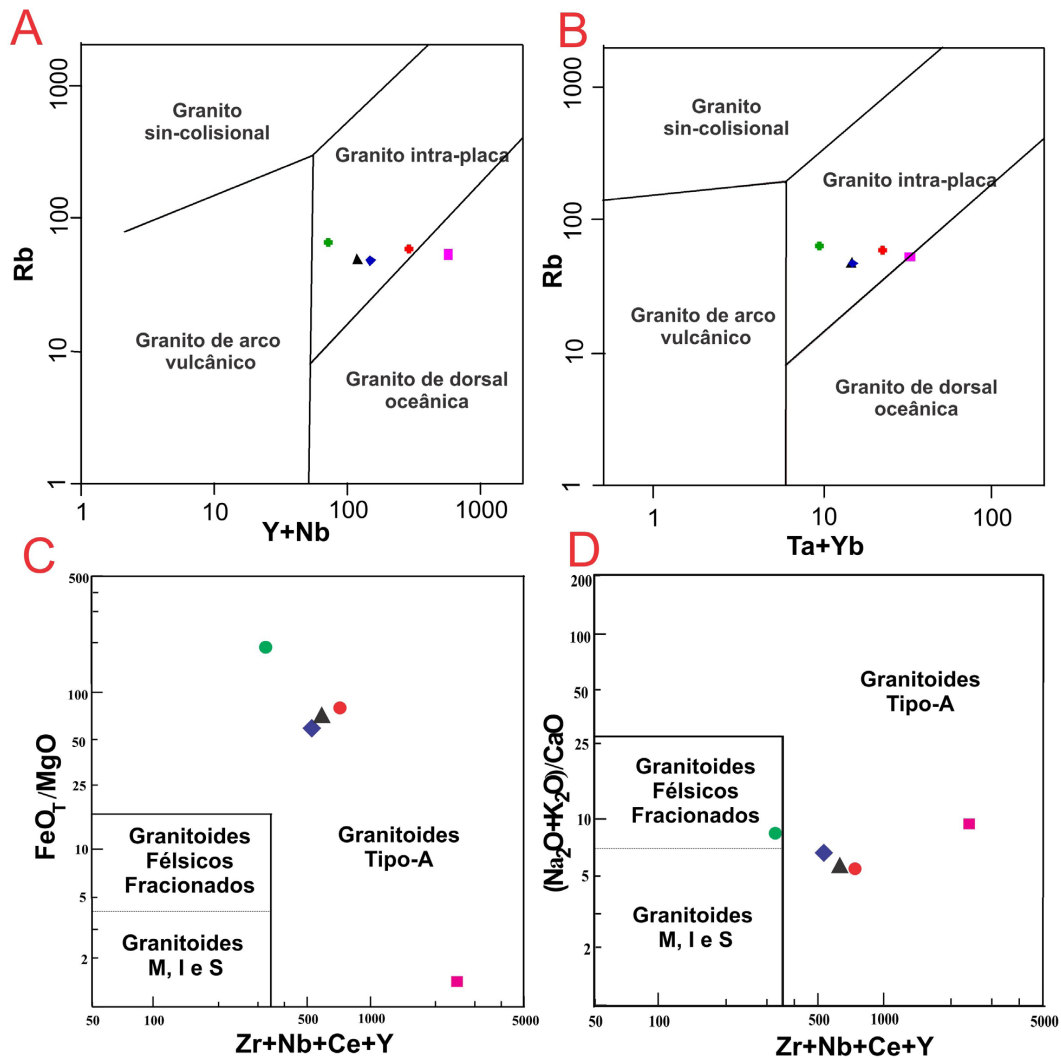


Figura 18. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico com as amostras do ortogneisse Morro do Resende. A – Rb x Y + Nb (Pearce et al., 1984); B – Rb x Ta + Yb (Pearce et al., 1984); C – FeO_7/MgO x Zr + Nb + Ce + Y (Whalen et al., 1987); D – $(Na_2O + K_2O)/CaO$ x Zr + Nb + Ce + Y (Whalen et al., 1987).

corpo. Dessa forma, com base na petrografia e geoquímica, o uso de diagramas discriminantes é inadequado.

A caracterização do ambiente de formação do protólito do ortognaise Morro do Resende deve ser interpretada de acordo com as propostas de idade de colocação dos corpos plutônicos no contexto evolutivo do cinturão Mineiro.

AGRADECIMENTOS

Nossos agradecimentos aos dois revisores anônimos que muito contribuíram para melhorar o texto com as sugestões apresentadas e as discussões propostas. À Comissão de Aperfeiçoamento de Pessoal do Nível Superior (CAPES) pela bolsa de dissertação de mestrado para Fabiana Vasconcelos. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas de produtividade em pesquisa a Ciro Ávila, Wilson Teixeira e Reiner Neumann e pelo apoio financeiro para realizar atividades de campo e laboratoriais (processos 478.805/2010-1 para Ciro Ávila). Agradecemos também à Universidade Federal do Rio de Janeiro a bolsa Jovens Talentos a Fernanda Cunha.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, v. 1, 17-35. São Paulo: Beca.
- Ávila, C. A. (2000). *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Ávila, C. A., Valença, J. G., Moura, C., Ribeiro, A., Paciullo, F. (1998). Idades 207Pb/206Pb em zircões de corpos metaplutônicos de São João Del Rei, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *40º Congresso Brasileiro Geologia. Boletim Resumos*, v. 1, 34. Belo Horizonte: SBG.
- Ávila, C. A., Valença, J. G., Moura, C. A. V., Klein, V. C., Pereira, R. M. (2003). Geoquímica e idade do Tonalito/trondhjemito Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional. Museu Nacional (Brazil)*, 6, 267-284.
- Ávila, C. A., Teixeira, W., Barrueto, H. R., Pereira, R. M. (2006a). Geochemistry of the Glória quartz-monzodiorite: implications for paleoproterozoic evolution of the southern sector of the Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Arquivos do Museu Nacional*, 64, 73-92.
- Ávila, C. A., Teixeira, W., Cordani, U. G., Barrueto, H. R., Pereira, R. M., Martins, V. T. S., Dunyi, L. (2006b). The Glória quartz-monzodiorite isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, 543-556.
- Ávila, C. A., Cherman, A. F., Valença, J. G. (2008). Metamorfismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro: considerações petrográficas a partir dos dioritos Brumado e Rio Grande. *Arquivos do Museu Nacional*, 66, 631-630.
- 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 Serrinha 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 anfíbolítica riaciana do cinturão Mineiro, borda meridional do cráton São Francisco. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.
- Ávila, C. A., Teixeira, W., Bongioiolo, 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., Bongioiolo, E. M. (2015). Petrografia, geoquímica e geocronologia do ortognaise granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, região sul de Resende Costa, Minas Gerais. *14º Simpósio de Geologia do Sudeste*. Campos do Jordão: SBG.
- Barbosa, N. S., Teixeira, W., Ávila, C. A., Bongioiolo, E. M., Dussin, I. A. (2013). Ortognaisses siderianos (2450 a 2410 Ma) na parte sul do cráton do São Francisco: geocronologia e significado para o cinturão Mineiro. *14º Congresso de Geoquímica*. Diamantina: SBGq.
- Barbosa, N. S., Teixeira, W., Ávila, C. A., Montecinos, P. M., Bongioiolo, E. M. (2015). 2.17-2.09 Ga crust forming episodes in the Mineiro belt, São Francisco craton, Brazil: U-Pb ages and geochemical constraints. *Precambrian Research*, 270, 204-225.
- 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.
- Boynton, W. V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), *Rare earth element geochemistry*, v. 1, 63-114. Amsterdam: Elsevier.

- Campos, J. C. S. (2004). *O Lineamento Jaceaba-Bom Sucesso como Limite dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do cráton São Francisco Meridional: Evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológicas (U-Pb)*. Tese (Doutorado). Ouro Preto: Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP.
- Campos, J. C. S., Carneiro, M. A. (2008). Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jaceaba-Bonsucesso lineament (SE border of the southern São Francisco Craton): genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 463-484.
- Campos Neto, M. C., Cioffi, C. R., Moraes, R., Motta, R. G., Siga Junior, O., Basei, M. A. S. (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 180, 125-142.
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Janasi, V. A., Moraes, R. (2011). Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe System: an ediacaran western Gondwana collage, south São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 393-406.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974). Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Cherman, A. F. (2004). *Geologia, petrologia e geocronologia de Ortognaisses Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, na região entre Itumirim e Nazareno, Minas Gerais*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Clarke, D. B. (1992). *Granitoid rocks* (1a ed). London: Chapman & Hall.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93, 215-233.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to rock-forming minerals* (2a ed). London: Harlow Longman.
- El-Bialy, M. Z., Omar, M. M. (2014). Spatial association of Neoproterozoic continental arc I-type and post-collision A-type granitoids in the Arabian-Nubian shield: The wadi Al-Baroud older and younger granites, North Eastern desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 103, 1-29.
- Elderfield, H., Greaves, M. J. (1982). The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296, 214-219.
- Förster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B. (1997). An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40, 261-293.
- Goldberg, E. D., Koide, M., Schmitt, R. A., Smith, R. H. (1963). Rare earth distributions in the marine environment. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4209-4217.
- Guimarães D., Guedes, S. V. (1944). Nota Preliminar sobre a região estanífera de São João del Rei, Minas Gerais. *Avulso do Departamento Nacional de Produção Mineral*, 58, 11-24.
- Hanson, G. N. (1980). Rare earth elements petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8, 371-406.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, 19, 67-81.
- Heilbron, M., Duarte, B. P., Valeriano, C. M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J. R. (2010). Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt Neoproterozoic, SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178, 136-148.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- La Roche, H. (1977). Sur la contribution des données chimiques a une systématique générale des roches ignées. *Sciences de Terre*, 21(1), 19-35.
- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major-element analyses: its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210.
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-186.
- Le Maitre, R. W. (1976). Chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17(4), 589-637.
- Loiselle, M. C., Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geology Society of American*, 11, 468.
- Ludwig, K. R. (2001). *SQUID 1.03: a user's manual*, v. 2, 1-17, . Berkeley Geochronology Center.
- Ludwig, K. R. (2003). Using plot/ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 74.
- Mange, M. A., Morton, A. C. (2007). Geochemistry of heavy minerals. In: M. A. Mange, D. T. Wright (Eds.), *Heavy minerals in use*, v. 1, 345-391. Amsterdam: Elsevier. (Developments in Sedimentology, 58).

- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643.
- Masuda, A., Nagasawa, S. (1975). Rocks with negative cerium anomalies, dredged from Shatsky Rise. *Geochemical Journal*, 9, 227-233.
- Meen, J. K. (1990). Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and Laramide granitoids, southwestern Montana, U.S.A. *Chemical Geology*, 81, 191-207.
- Middlemost, E. A. K. (1985). *Magma and magmatic rocks: an introduction to Igneous Petrology*. London: Harlow Longman.
- Neal, C. R., Taylor, L. A. (1989). A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metassomatism? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1035-1040.
- Noce, C. M., Teixeira, W., Quéméneur, J. J. G., Martins, V. T. S., Bolzachini, E. (2000). Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco craton and implications for evolution of the Transamazonic Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 225-239.
- 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. (1964). Average chemical composition of some igneous rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 1007-1032.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification of quartz-rich igneous rocks based of feldspar ratios. In: *Geological Survey Professional Paper, 525 (B)*, 79-84. Washington D.C.: United States Government Printing Office.
- Peacock, M. A. (1931). Classification of igneous rock series. *The Journal of Geology*, 39, 54-67.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calcic-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pitcher, W. S. (1982). Granite type and tectonic environment. In: K. J. Hsü (Ed.), *Mountain building processes*, v. 1, 19-40. London: Academic Press.
- Pitcher, W. S. (1987). Granites and yet more granites, forty years on. *Geologische Rundschau*, 76, 51-79.
- Procházka, V. (2005). Factor controlling whole-rock Ce anomaly in the Lipnice- and Kouty granites, Melechov Massif of the Moldanubian Batholith, Czech Republic. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 01234.
- Quéméneur, J. J. G., Noce, C. M. (2000). Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian Orogeny in Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 87-90.
- Quéméneur, J. J. G., Ribeiro, A., Trouw, R. A. J., Paciullo, F. V. P., Heilbron, M. (2003). *Geologia da folha Lavras*. In: A. C. Pedrosa Soares, C. M. Noce, R. A. J. Trouw, M. Heilbron (Eds.), *Projeto sul de Minas: mapa (1:100.000) e relatórios*. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.
- 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 paleocontinent. *Gondwana Research*, 24, 713-726.
- 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), 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: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites* (2a ed). New York: Hafner Publishing Co.
- Silva, M. M., Ávila, C. A., Teixeira, W., Bongioiolo, E. M., Dussin, I. A., Pinho, R. E., Riguet, A. L. (2012). Interação entre magmas félsicos paleoproterozóicos associados ao granito Gentio, Estado de Minas Gerais. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.
- Stacey, J. S., Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221.

- Streckesein, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-22.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, v. 42, 313-345. London: Geological Society of London Special Publication.
- Teixeira, W. (1982). Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, 268-277.
- Teixeira, W., Figueiredo, M. C. H. (1991). An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53, 1-22.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C. M., Carneiro, M. A. (2000). Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of São Francisco craton, Brazil. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz-Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 101-138. Rio de Janeiro: Beca.
- Teixeira, W., Ávila, C. A., Nunes, L. C. (2008). Nd-Sr isotopic Geochemistry and Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: 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 evidences. *Precambrian Research*, 256, 148-169.
- Toledo, C. L. B. (2002). *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, região de Nazareno, MG*. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP.
- Trouw, R. A. J., Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P. (1980). Evolução metamórfica e estrutural de uma área a SE de Lavras, MG. *31º Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 5, 2773-2784. Santa Catarina: SBG.
- Trouw, R. A. J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M., Kussama, H. H. (2013). A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57.
- Valença, J. G., Silva, M. A., Schimdt, R. S., Trouw, R. A. J., Noce, C. M. (2000). Transamazonian gabronoritic intrusive rocks from the southernmost São Francisco Craton, Brazil. *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro: SBG.
- Vasconcelos, F. F. (2013). *Mapeamento geológico e petrografia das rochas à oeste de Conceição da Barra de Minas, Estado de Minas Gerais*. Monografia (Graduação). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Vasconcelos, F. F. (2015). *Evolução geológica, metamorfismo e metassomatismo da região ao redor da Mina de Volta Grande, Nazareno, Estado de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Westin, A., Campos Neto, M. C. (2013). Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 220-239.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987). A-type granites geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
- White, A. J. R. (1979). Sources of granite magmas. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11(7), 539.