

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO GRANITO ITAOCA, MUNICÍPIO DE CAMPOS DOS GOYTACAZES, RJ: O REPRESENTANTE MAIS JOVEM DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL DA FAIXA RIBEIRA

Guilherme Loriato Potratz¹; Claudio de Morisson Valeriano²

1 – Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, Campus Maracanã, Rio de Janeiro – RJ. CEP: 20.550-900. Bolsista CAPES. geo.loriato@gmail.com;

2 – TEKTOS – Grupo de Pesquisa em Geotectônica, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, Campus Maracanã, Rio de Janeiro – RJ. CEP: 20.550-900. Pesquisador do CNPq. valeriano.claudio@gmail.com

Recebido em 7 de outubro de 2016; aceito em 1 de junho de 2017

Resumo: O Granito Itaoca é o representante mais jovem do magmatismo do estágio pós-colisional da Faixa Ribeira. Este granito integra a suíte Nova Friburgo e situa-se no município de Campos dos Goytacazes, região norte do Estado do Rio de Janeiro. Trata-se de um corpo plutônico, de forma aproximadamente elíptica, com 5 quilômetros de diâmetro, intrudido nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis – Terreno Oriental. O corpo foi mapeado em três fácies ígneas, com base em variações texturais, sendo elas: fácies porfírica; fácies inequigranular; e fácies equigranular. A transição entre estas fácies se dá de forma concêntrica e gradacional. A unidade é composta predominantemente por monzogranitos, sendo encontrados também quartzo-mozonitos e sienogranitos. Grande quantidade de enclaves são encontrados em regiões específicas da Serra do Itaoca, sendo estes dos tipos microgranulares máficos, microgranulares félsicos e xenólitos de anfíbolitos. As rochas do Granito Itaoca apresentam assinatura predominantemente álcali-cálcica, são metaluminosas, apresentam enriquecimento em ferro e são supersaturadas em sílica. Sugere-se que a origem deste granito esteja associada à fusão parcial de rochas do Complexo Rio Negro com possível assimilação de rochas supracrustais do Grupo São Fidélis.

Palavras Chave: Granitos pós-colisionais. Petrografia. Fácies Ígneas. Litogeoquímica

Abstract: PETROGRAPHY AND LITHOGEOCHEMISTRY OF ITAOCA GRANITE, CAMPOS DOS GOYTACAZES, RJ: THE YOUNGEST REPRESENTATIVE OF POST-COLLISIONAL MAGMATISM OF RIBEIRA BELT. The Itaoca Granite is the youngest representative of the post-collision stage magmatism of the Ribeira Belt. This granite is part of the Nova Friburgo suite and is located in the municipality of Campos dos Goytacazes, in the northern region of the State of Rio de Janeiro. It is a plutonic body, approximately elliptical in shape, with a diameter of 5 kilometers, intruded in the metasedimentary rocks of the São Fidélis Group – Oriental Terrane. The body was mapped in three igneous facies, based on textural variations: porphyritic facies; unequigranular facies; and equigranular facies. The transition between these facies occurs in a concentric and gradational way. The unit is predominantly composed of monzogranites, quartz-mozonites and sienogranites being also found. A large number of enclaves are found in specific regions of the Serra do Itaoca, being these of three types, mafic microgranular, felsic microgranular and amphibolite xenoliths. The rocks of the Itaoca Granite are predominantly alkali-calcic, metaluminous, have iron enrichment and are supersaturated in silica. It is suggested that the origin of this granite is associated to partial melting of rocks of the Rio Negro Complex with possible assimilation of supracrustal rocks of the São Fidélis Group.

Keywords: Post-collisional granite. Petrography. Igneous facies. Lithogeochemistry.

1. INTRODUÇÃO

O Granito Itaoca (GI) compreende um corpo plutônico de pequena dimensão, com diâmetro máximo em torno de 5 quilômetros, intrudido em paragnaisses com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas do Grupo São Fidélis, que está situado no Domínio Costeiro/Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Este por sua vez, representa o evento magmático mais jovem região, compondo a suíte magmática pós-colisional da Faixa Ribeira com idades que vão do Cambriano ao Ordoviciano inferior (Suíte Nova Friburgo) (Valeriano *et al.*, 2016; Bongioiolo *et al.*, 2016).

O Granito Itaoca possui idade de cristalização de 476,4 + 1,8 Ma (Neto *et al.*, 2014), obtida pelo método U-Pb ID-TIMS em monazita no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR-UERJ).

Trabalhos anteriores de Valeriano *et al.* (2011),

Tupinambá *et al.* (2012) e Valeriano *et al.* (2016), baseados em observações de campo e litogeoquímica, que tem como foco a Suíte Nova Friburgo, apontam origens híbridas para a mesma, envolvendo no mínimo dois componentes magmáticos de fontes distintas. Contudo, no Granito Itaoca não são observadas evidências claras desta origem híbrida, representada por misturas de magmas, tais quais foram propostas por Hibbard (1981) e Hibbard (1999).

Apesar de exaustivos estudos nesta suíte (Castro *et al.*, 1984; Junho and Wiedemann, 1987; Junho *et al.*, 1987; Penha, 1989; Guimarães, 1999; Tupinambá, 1999; Mendes *et al.*, 2002; Heilbron and Machado, 2003; Ludka *et al.*, 2006; Pacheco, 2010; Valeriano *et al.*, 2011; Tupinambá *et al.*, 2012), o acervo de dados litogeoquímicos e petrográficos do magmatismo pós-colisional ainda é muito fragmentado e heterogêneo, não existindo estudos sistemáticos que permitam uma comparação que leve a um modelo geodinâmico integrado para o estágio pós amalgamação do supercontinente

doi:10.18285/geonomos.v25i1.908

Gondwana no segmento da Faixa Ribeira. Diante disso o objetivo deste trabalho é avaliar as possíveis fontes do magma e os processos de diferenciação magmática que deram origem ao Granito Itaoca, a partir de dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O granito Itaoca integra um conjunto de corpos ígneos de idade Cambriana-Ordoviciano, originados do estágio final de amalgamação do supercontinente Gondwana (Valeriano *et al.*, 2016) e encontra-se no cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozoico/Cambriano, denominado Faixa Ribeira (Cordani *et al.*, 1973; Almeida *et al.*, 1973). A área de estudo (Figura 1) está inserida no segmento setentrional da Faixa Ribeira, na zona de transição com a Faixa Araçuaí.

No segmento setentrional da Faixa Ribeira, Tupinambá *et al.* (2007) apresentaram uma compartimentação tectono-estratigráfica em terrenos, imbricados para NW/W, paralelos à borda do Cráton do São Francisco, propostos inicialmente por Heilbron *et al.* (2000) e Trouw *et al.* (2000). Os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental foram amalgamados entre 605 e 580 Ma (Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000), enquanto o terreno Cabo Frio foi tardiamente acrescentado ao orógeno já no Cambriano (Schmitt *et al.*, 2004) (Figura 1). Segundo Tupinambá *et al.* (2007) tais terrenos são separados por zonas de cisalhamento dúcteis, geradas durante a deformação principal (D1 + D2). O granito Itaoca está intrudido nas unidades litológicas do domínio Costeiro, que faz parte do terreno Oriental.

De acordo com Heilbron *et al.* (2013) o Terreno Oriental é subdividido em três domínios: Cambuci, Costeiro e Italva. Neste terreno até hoje não foram encontradas rochas do embasamento pré 1,7 Ga (Tupinambá *et al.*, 2007). No Domínio Costeiro, a unidade intermediária do Terreno Oriental, ocorrem sucessões metassedimentares, de margem passiva, metamorizadas em fácies anfibolito alto a granulito, intrudida por rochas granitoides dos estágios colisionais deste orógeno. Neste terreno também são descritos corpos graníticos, tardi a pós-colisionais, que ocorrem na forma de plutons e diques sub-verticais a sub-horizontais (Tupinambá *et al.*, 2012).

A unidade basal do domínio costeiro é o Grupo São Fidélis, descrita inicialmente por Silva *et al.* (1978), composto basicamente por gnaisses kinzigíticos. Nela são encontrados biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente cordierita, em geral migmatizados. Subordinadamente ocorrem rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos (Tupinambá *et al.*, 2007).

O principal magmatismo, de caráter cálcio-alcalino, deste segmento do orógeno é representado pelo Complexo Rio Negro (Tupinambá, 1999; Tupinambá *et al.*, 2000). O que predomina neste complexo é um gnaisse mesocrático, ocorrendo variações petrográficas que perfazem uma série tonalítica com hornblenda, titanita e plagioclásio. Subordinadamente ocorrem diorito, quartzo diorito e hornblenda gabro (Tupinambá, 1999; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004).

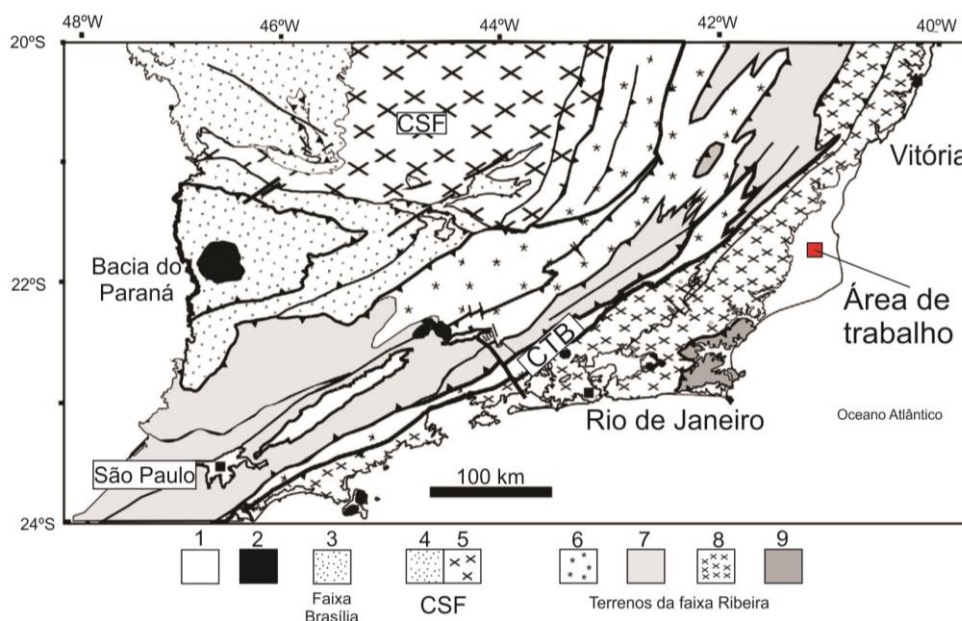


Figura 1. Esboço tectônico do sudeste do Brasil. Legenda: 1 – Cobertura Fanerozoica; 2 – Intrusões alcalinas do Mesozoico/Terciário; 3 – Faixa Brasília; 4 – Cobertura supracrustal do Cráton do São Francisco; 5 – Embasamento do Cráton do São Francisco; 6 – Terreno Ocidental; 7 – Terreno Paraíba do Sul – Embu; 8 – Terreno Oriental; 9 – Terreno Cabo Frio. A área de estudo está destacada pelo polígono vermelho.

Adaptado de Trouw *et al.* (2000).

O magmatismo tardi-colisional é representado pela suíte Serra dos Órgãos (Tupinambá *et al.*, 2012), que apresenta uma série petrográfica contínua a hornblenda e titanita, com variações tonalíticas a graníticas, predominando os termos granodioríticos (Tupinambá *et al.*, 2012). Já o magmatismo pós-colisional é representado pelas suítes Suruí (Valeriano *et al.*, 2011) e Nova Friburgo (Tupinambá *et al.*, 2012).

Valeriano *et al.* (2011) propõem que o magmatismo pós-colisional tenha se iniciado ao final da colisão do Terreno Cabo Frio, por volta de 510 Ma, tendo se desenvolvido em dois pulsos magmáticos distintos, sendo o pulso mais antigo de idade Cambriana e o mais jovem Ordoviciano, um intervalo muito semelhante ao proposto por Janasi *et al.* (2016). Entretanto, de Campos *et al.* (2016) apresentam idades intermediárias entre o intervalo proposto por Valeriano *et al.* (2011), como por exemplo os granitos Montanha (500 + 2) e Cotaché (503 + 3), além de idades mais antigas, como a do granito Barra de São Francisco (524 + 3), sugerindo assim uma linha de tempo contínua para esse magmatismo.

3. METODOLOGIA

Para entender as características petrológicas do granito Itaoca a metodologia de trabalho foi compartimentada em etapas consecutivas, nas quais foram aplicadas ferramentas amplamente utilizadas e consagradas pela comunidade científica. As etapas desenvolvidas foram o mapeamento faciológico, estudo petrográfico e análises litogeoquímicas.

O mapeamento faciológico do corpo ígneo na escala 1:20.000 foi feito baseado na metodologia proposta por Ulbrich *et al.* (2001), em que as fácies foram individualizadas com base em critérios descritivos de textura, mineralogia e estrutura. Durante a etapa de mapeamento também foram coletadas amostras para estudos petrográficos e análises litogeoquímicas.

Ao todo foram selecionadas vinte amostras para confecção de lâminas delgadas simples, dentre elas foram feitas lâminas de duas das três fácies mapeadas, pois não foi possível coletar amostras preservadas da terceira, além de amostras dos enclaves encontrados nesta unidade. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

As etapas de preparação das amostras para análise litogeoquímica foram: serragem, para retirada das camadas externas da amostra que geralmente estão alteradas; britagem manual para reduzir os slabs produzidos no processo de serragem; quarreamento, utilizado para

homogeneização das amostras britadas; e pulverização, para cominuição das amostras em frações de granulometria muito fina.

As amostras devidamente processadas foram encaminhadas para análise no Activation Laboratories (ACTLABS) no Canadá, para análise quantitativa de elementos maiores, traços e terras raras através de Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS). Os elementos são analisados após diluição com metaborato ou tetraborato de Lítio e fusão. Para cada grupo de amostras três brancos são analisados e cinco amostras de controle. O equipamento é recalibrado a cada 40 amostras analisadas.

As análises incluem elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃T, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅), perda ao fogo de voláteis (LOI), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb, Sr, U e Th), e os imóveis (Zr, Y, Nb, Hf), os elementos compatíveis (Ni, Cr, V e Co) e os elementos terras raras - ETR (La, Ce, Pr, Nd, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Y e Lu).

4. RESULTADOS

4.1. Aspectos geológicos e petrográficos do Granito Itaoca

O Granito Itaoca é um corpo com forma aproximadamente elíptica e diâmetro máximo de cinco quilômetros (5 km), com rochas que afloram em escarpas, lajedos de meia encosta e pedreiras. Estas rochas são, em geral, isotrópicas e apresentam significativas variações texturais ao longo do plúton, o que permite compartimentá-lo em três fácies ígneas, definidas por critérios puramente descritivos, sendo estas: fácies inequigranular porfirítica; fácies inequigranular seriada; e fácies equigranular (figura 2). Este corpo faz contato com rochas metassedimentares do Grupo São Fidelis já alteradas por processos intempéricos e em partes cobertas por sedimentos cenozoicos fluviais.

A transição entre as fácies se dá de forma gradacional e concêntrica, na qual a borda do corpo apresenta rochas com textura inequigranular porfirítica, enquanto as rochas do centro possuem textura equigranular, havendo ainda rochas com textura inequigranular seriada nesta transição. Apesar de seu caráter predominantemente isotrópico, observam-se incipientes foliações de fluxo de médio a alto ângulo, com direções variadas, em geral mergulhando para dentro do corpo. As rochas possuem grande homogeneidade composicional, contudo, apresentam pequenas variações modais, sendo encontrados monzogranitos, sienogranitos e quartzo-mozonitos (figura 3).

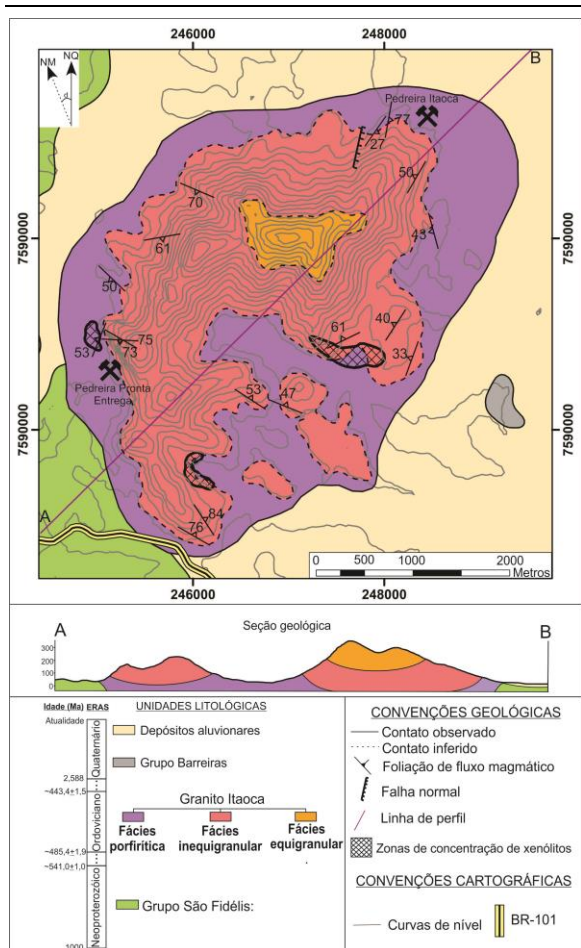


Figura 2. Mapa geológico da Serra do Itaoca. Sistema de projeção: Universal Transversa de Mercator, Datum horizontal SIRGAS 2000. Ano: 2016.

As rochas do Granito Itaoca apresentam ainda um conjunto variado de enclaves que se concentram especialmente próximo às bordas do corpo, sendo este conjunto composto de xenólitos de anfibolitos Com dimensões decamétricas, enclaves microgranulares máficos e enclaves microgranulares félsicos (figura 4). Também é frequente a presença de pegmatitos na forma de diques e bolsões. Estes mesmos pegmatitos também são encontrados a sul da Serra do Itaoca, em pequenos bolsões isolados, cobertos por sedimentos do Cenozoico.

4.1.1. Fácies porfírica

A fácies inequigranular porfírica é encontrada nas bordas da Serra do Itaoca, sendo representada por rochas leucocráticas a mesocráticas, de textura porfírica e matriz com granulação seriada. Os fenocristais de K-feldspato apresentam tamanho variado (2 a 5 centímetros) e formas tabulares a levemente ovaladas. A proporção de fenocristais varia de 10 a 50% em relação à matriz da rocha (figura 4).

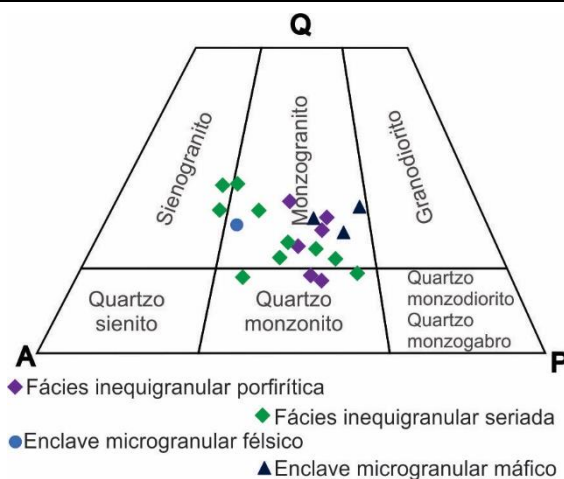


Figura 3. Diagrama de classificação de rochas plutônicas, modificado de Streckeisen (1976), utilizado para classificação das rochas do Granito Itaoca e seus enclaves. Nas extremidades são utilizadas as proporções de quartzo (Q), plagioclásio (P) e álcali feldspatos (A).

Nesta fácies a composição mineralógica das rochas é homogênea (tabela 1) e apresentam variação modal, sendo composta de quartzo-monzonitos e monzogranitos. Estas rochas são compostas majoritariamente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita (em menor proporção). Allanita, minerais opacos, apatita, zircão, monazita e titanita são componentes acessórios destas rochas. O K-feldspato destas rochas é a microclina, é anédrico e sua granulação varia de 0,2 a 4,6mm. Formação de mirmerquita é frequente no contato entre microclina e plagioclásio. O plagioclásio é hipidiomórfico, com granulação que varia de 0,2 a 6,3mm. Processos de alteração secundária de sericitização e carbonatação em plagioclásio são frequentemente observados. O quartzo é anédrico e sua granulação varia de 0,2 a 4,6mm. A biotita possui hábito tabular, não apresenta orientação preferencial e é frequente o processo de cloritização nas bordas desse mineral. A sequência de cristalização destes minerais observada em lâmina é apresentada no quadro 1.

4.1.2. Fácies inequigranular

Esta fácies faz contato com a anterior de forma gradacional e está situada topograficamente nas cotas intermediárias da Serra do Itaoca. É representada por rochas leucocráticas a mesocráticas, de textura inequigranular seriada (fina a grossa) (figura 4). Destaca-se nesta fácies a ocorrência de enclaves microgranulares félsicos, com formas variadas, dimensões métricas e contato caracteristicamente abruço com a rocha hospedeira.

Tabela 1. Proporção modal da composição mineralógica das fácies inequigranular porfirítica e inequigranular seriada, dos enclaves e do xenólito de anfíbolito.

Fácies	Amostra	Qtz	Pl	Kf	Bt	Hbl	All	Ap	Ti	Mz	Op	Zr	Cl	Msc	Src	Fl	Carb
Porfirítica	LAC-9A	26	29	28	8	-	<1	<1	<1	-	4	<1	<1	2	1	-	<1
	LAC-11	17	31	27	6	-	2	1	1	-	3	<1	2	-	2	-	<1
	ME-16A	16	36	30	6	-	3	1	-	-	2	-	1	2	2	-	-
	ME-16B	17	35	31	5	-	3	<1	-	-	2	-	1	2	2	-	-
	ME-17A	22	35	28	7	-	2	-	<1	-	1	<1	<1	<1	-	-	-
	ME-17B	25	34	26	8	-	1	-	1	-	-	<1	<1	1	-	3	-
inequigranular	LAC-2	20	21	30	12	-	2	1	-	-	2	1	2	2	7	-	-
	LAC-3A	25	20	36	8	-	1	1	<1	<1	2	<1	1	1	4	-	-
	LAC-3B	26	19	38	8	-	<1	<1	-	<1	1	<1	2	2	4	-	<1
	LAC-7	23	30	33	6	-	1	1	-	<1	1	<1	<1	3	<1	<1	-
	LAC-8	22	19	37	8	-	1	1	-	<1	2	<1	-	4	3	-	-
	LAC-10A	18	27	31	9	-	2	2	-	-	2	<1	3	-	2	<1	3
	ME-18	16	30	31	9	-	2	1	1	1	3	<1	1	-	4	-	-
	ME-19	15	33	26	7	-	3	1	-	<1	2	1	4	3	4	-	-
	ME-21	14	24	34	10	-	13	2	-	-	3	<1	-	-	-	-	-
EMF	LAC-10B	25	18	37	8	-	<1	<1	-	-	1	<1	1	-	2	-	-
EMM	LAC-9C	19	27	12	29	-	2	3	1	1	2	<1	-	2	2	-	-
	ME-15A	19	26	22	19	-	-	1	6	-	2	<1	1	-	2	-	-
	ME-15B	19	28	23	16	-	4	1	2	-	2	<1	-	-	3	-	-
XA	ME-12	17	29	-	23	30	-	1	-	-	3	-	-	-	-	-	-

Legenda: Qtz = quartzo; Pl = plagioclásio; Kf = K-feldspato; Bt = biotita; All = allanita; Ap = apatita; Ti = titanita; Mz = monazita; Op = minerais opacos; Zr = zircão; Cl = clorita; Ms = moscovita; Ser = sericita; Car = carbonato; Fl = fluorita; Hbl = hornblenda; EMF = enclave microgranular félsico; EMM = enclave microgranular máfico; XA = xenólito de anfíbolito.

Quadro 1. Sequência de cristalização dos minerais que compõem as rochas do Granito Itaoca observadas em análise petrográfica.

FASES MINERAIS	*	Minerais magmáticos	Minerais de alteração
Zircão	■	
Monazita		■	
Apatita		■	
Allanita		■	
Minerais opacos		■	
Biotita		■	
Titanita		■	
Plagioclásio		■	
K-feldspato		■	
Quartzo		■	
Clorita			■.....
Moscovita			■.....
Sericita			■.....
Carbonato			■.....
Fluorita			■

Legenda: * Minerais herdados de fases anteriores ao magmatismo que deu origem ao Granito Itaoca.

Tal como na fácies porfirítica, esta também possui composição homogênea e variação modal, sendo encontrados quartzo-monzonitos, sienogranitos e monzogranitos. As características texturais e a composição mineralógica desta fácies são muito semelhantes à fácies porfirítica, com exceção da allanita, que nesta também faz parte do

conjunto de minerais essenciais de algumas rochas. A mesma sequência de cristalização apresentada para a fácies inequigranular porfirítica é observada nesta fácies (quadro 1).

4.1.3. Fácies equigranular

Por fim, a fácies equigranular ocorre no topo da Serra do Itaoca e seu contato com a fácies inequigranular também é de forma gradacional. As rochas que definem esta fácies são isotrópicas, possuem textura equigranular, granulação fina e coloração amarelada. Predominantemente são compostas de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Esta fácies do Granito Itaoca encontra-se intensamente intemperizada.

4.2. Litogeoquímica

As rochas que representam as fácies porfirítica e inequigranular, bem como o enclave microgranular félsico, apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes, com seu conteúdo de sílica variando entre 65,8 e 72,3% (tabela 2). Nos enclaves microgranulares máficos essa variação é de 58,9 a 60,6%, enquanto que o xenólito de anfíbolito possui 52,4% de SiO₂ (tabela 2).

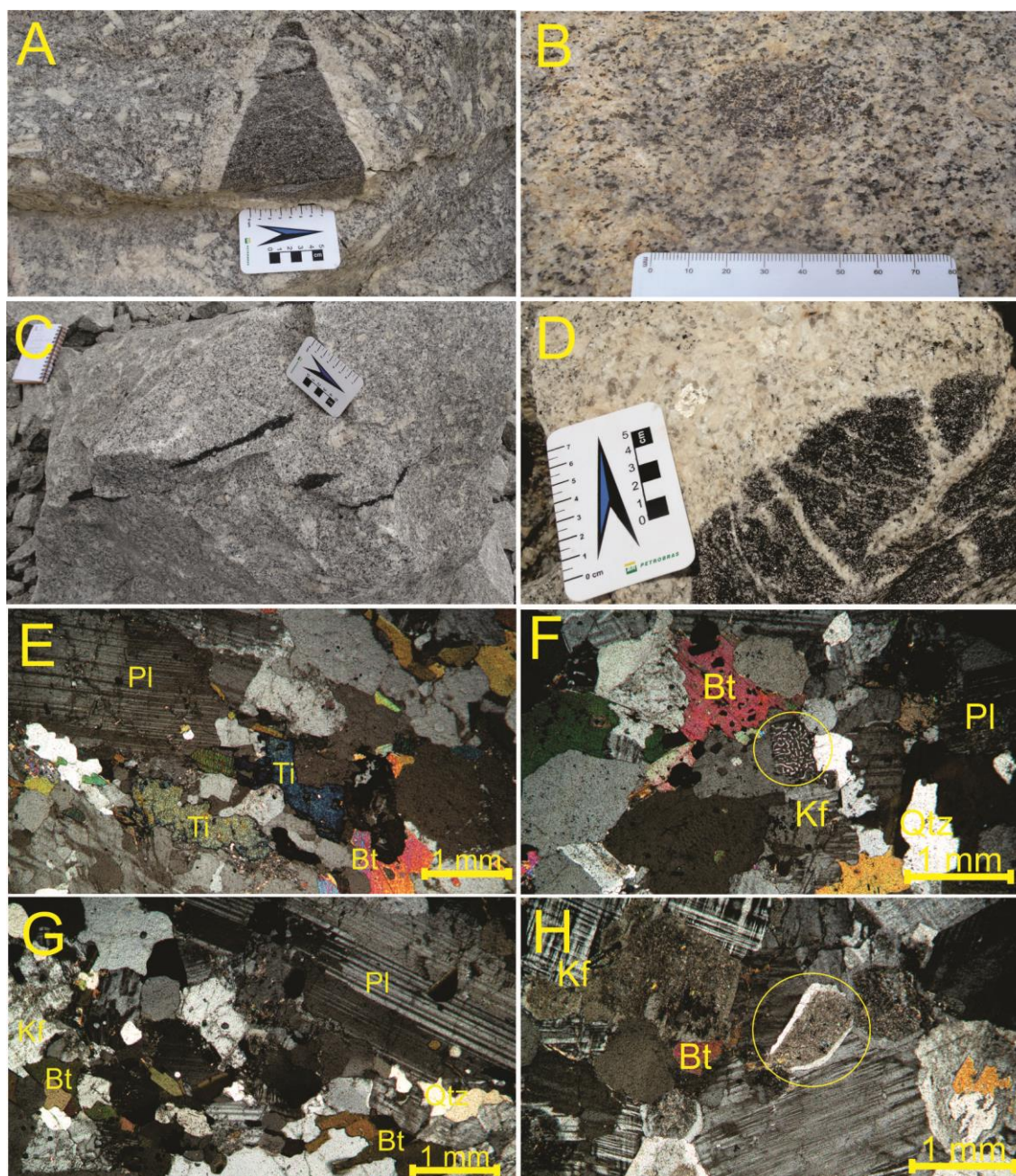


Figura 4. Fotos representativas das fácies porfírica e inequigranular (macroscópica e microscópica). Afloramentos da fácies porfírica com presença de enclaves microgranulares máficos (A, B C e D). Afloramentos da fácies inequigranular com enclave microgranular máfico totalmente assimilado, destacado pelo polígono amarelo (B). Enclave microgranular máfico parcialmente assimilado (D). Fotomicrografias da fácies porfírica observadas na luz plano-polarizada (E e G) e da fácies inequigranular também em luz plano-polarizada, com destaque a textura mirmirquítica (F) e zoneamento composicional do plagioclásio (H). Legenda: Bt = biotita; Kf = K-feldspato; Pl = plagioclásio; Ti = titanita.

Os resultados dos cálculos da norma CIPW (tabela 2) indicam que, tanto as fácies que compõem o Granito Itaoca, quanto seu conjunto de enclaves, são predominantemente supersaturados em sílica, pois possuem quartzo e hiperstênio normativos em sua composição, com exceção do xenólito de anfibolito que é saturado em sílica. A tendência levemente peraluminosa observada em algumas rochas é confirmada pela presença de córindon normativo.

Na classificação normativa, baseada na proporção de ortoclásio (Or), Albita (Ab) e anortita (An), também se observa grande homogeneidade composicional nas fácies que compõem o Granito Itaoca, o que pode ser observado no diagrama ternário proposto por O'Connor (1965) (figura 5). A composição média dessas rochas encontra-se no limite entre os campos do granito e do quartzo-monzonito, o que é corroborado com a classificação modal destas rochas. O mesmo é observado nos enclaves microgranulares máficos, que também

apresentam certa homogeneidade composicional e sua classificação normativa é próxima à sua classificação modal.

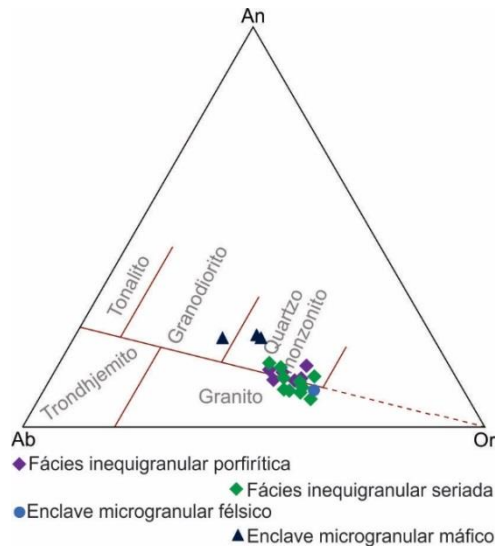


Figura 5. Diagrama normativo de classificação de rochas plutônicas com mais de 10% de quartzo normativo, utilizado para as facies inequigranular porfirítica e inequigranular seriada e os enclaves do Granito Itaoca. Adaptado de O'Connor (1965).

Utilizando uma classificação química mais abrangente proposta por Frost *et al.* (2001), o número de ferro [FeOt/(FeOt+MgO)] indica que as rochas do Granito Itaoca são essencialmente férricas, com leve tendência magnesiânica observada em uma amostra da facies inequigranular porfirítica e em duas amostras de enclaves microgranulares máficos, apenas o xenólito de anfibólito é magnesiânico (figura 6). Com base nas variações dos teores de álcalis (e cálcio) ($Na_2O + K_2O - CaO$), ambas as facies e os enclaves são classificados como alcalicálcicos, com exceção de duas amostras da facies inequigranular seriada e do xenólito de anfibólito, que plotam no campo das rochas calcioalcalinas (figura 6).

As análises de saturação em alumina mostram que o conjunto de amostras analisado é predominantemente metaluminoso, apresentando uma leve tendência peraluminosa (figura 7), que também é observada na presença, em quantidades insignificantes, de córindon normativo.

No conjunto de diagramas bivariantes de elementos maiores as amostras analisadas das facies do Granito Itaoca e de seus enclaves apresentam comportamento de evolução semelhante, não entrando nesse grupo apenas a amostra do xenólito de anfibólito (figura 8). Juntamente com os dados

analíticos apresentados neste trabalho, são plotados dados de rochas do Complexo Rio Negro (CRN), compilados da tese de Tupinambá (1999), a título de comparação para a possível fonte do magmatismo que deu origem a esta unidade.

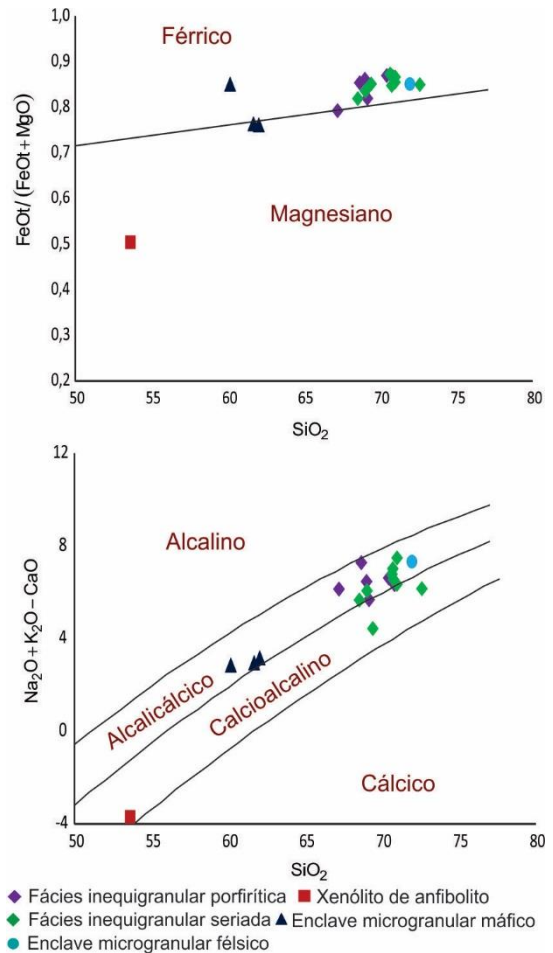


Figura 6. Diagramas de classificação geoquímica propostos por Frost *et al.* (2001) para granitoides, que utilizam o número de ferro [FeOt/(FeOt+MgO)] vs. SiO₂ e as variações nos teores de álcalis e cálcio ($Na_2O + K_2O - CaO$) vs. SiO₂.

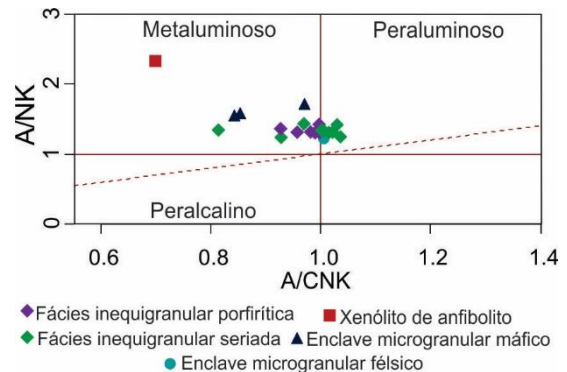


Figura 7. Diagrama A/CNK vs A/NK obtido com as proporções molares de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e CaO , elaborado por Shand (1943), utilizado para definir a saturação em alumina e álcalis em rochas.

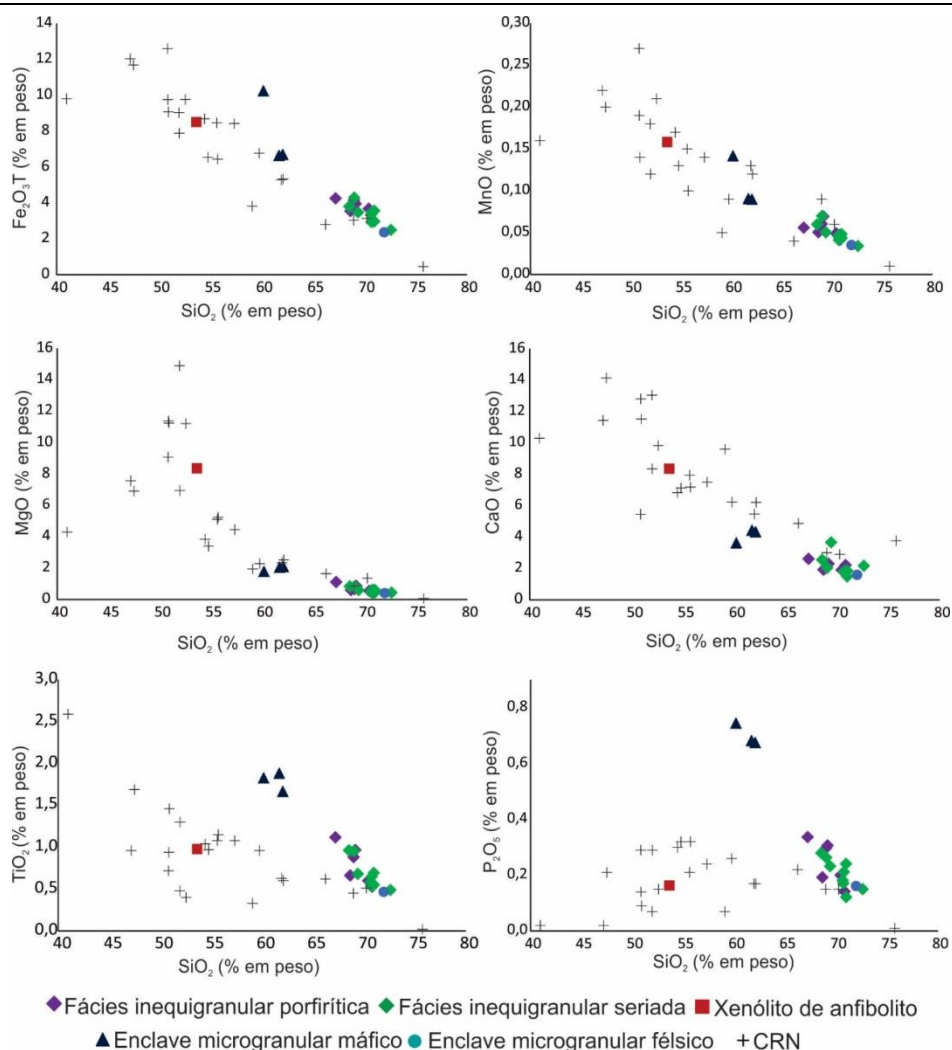


Figura 8. Diagramas bivariantes de elementos maiores para os óxidos Fe2O3T, MnO, MgO, CaO, TiO2 e P2O5, expressos em % em peso. Além das análises apresentadas neste trabalho, também são plotados dados do Complexo Rio Negro, compilados de Tupinambá (1999).

Tabela 2. Dados litogeoquímicos de elementos maiores, expressos em % em peso, e minerais normativos, calculados pela Norma CIPW, das fácies do granito Itaoca e seus enclaves.

Fácies/ amostras	Fácies porfirítica						Fácies inequigranular								EMM			EMF		XA
	LAC-09A	LAC-11	ME-16A	ME-16B	ME-17A	ME-17B	LAC-02A	LAC-03A	LAC-03B	LAC-07	LAC-08	LAC-10A	ME-18	ME-19	ME-21	LAC-09C	ME-15A	ME-15B	LAC-10B	ME-12
SiO2	70,40	67,61	67,78	69,85	67,29	65,83	70,66	70,16	70,08	72,37	70,01	68,65	68,06	70,00	68,62	58,92	60,58	60,53	71,32	52,44
Al2O3	14,05	14,08	14,95	14,05	14,04	14,25	13,77	14,45	14,23	13,25	13,86	13,64	14,19	14,20	14,77	14,66	14,54	14,84	13,97	14,84
Fe2O3	3,68	3,87	3,51	2,96	4,05	4,17	3,55	2,92	3,31	2,49	3,46	3,44	4,24	2,93	3,81	10,04	6,55	6,53	2,35	8,33
MnO	0,05	0,07	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,07	0,04	0,06	0,14	0,09	0,09	0,04	0,16
MgO	0,55	0,85	0,60	0,45	0,65	1,09	0,60	0,43	0,48	0,44	0,62	0,60	0,83	0,45	0,84	1,76	2,05	2,02	0,41	8,18
CaO	1,90	2,24	1,90	2,18	1,99	2,56	1,84	1,78	1,78	2,16	1,81	3,62	2,01	1,47	2,55	3,55	4,23	4,35	1,58	8,18
Na2O	2,70	2,86	2,97	2,87	2,99	2,55	2,69	2,74	2,66	2,44	2,63	2,69	2,70	2,69	3,03	3,16	2,91	2,92	2,62	2,50
K2O	5,81	4,93	6,11	5,55	5,30	6,02	5,46	6,00	5,84	5,85	5,65	5,31	5,29	6,16	5,19	3,18	4,40	4,32	6,22	2,06
TiO2	0,60	0,95	0,65	0,52	0,86	1,10	0,69	0,53	0,58	0,49	0,64	0,67	0,94	0,54	0,97	1,79	1,63	1,85	0,46	0,96
P2O5	0,20	0,30	0,19	0,14	0,29	0,33	0,24	0,17	0,18	0,15	0,21	0,23	0,26	0,12	0,28	0,73	0,66	0,67	0,16	0,16
LOI	0,83	1,06	0,63	0,81	0,98	0,71	1,03	1,07	1,26	1,06	1,06	1,63	0,60	0,60	0,80	1,06	0,89	1,31	0,76	1,21
Total	100,80	98,82	99,35	99,41	98,50	98,65	100,60	100,30	100,40	100,70	100,00	100,50	99,19	99,21	100,90	98,99	98,54	99,43	99,88	99,02
Q	28,2	27,5	23,0	27,5	25,8	22,4	30,1	27,5	31,4	28,5	29,2	26,5	27,7	27,7	25,2	20,6	17,6	17,4	29,0	4,30
C	0,4	0,7	0,5	0,0	0,5	0,0	0,7	0,6	0,0	0,7	0,6	0,0	1,0	0,7	0,2	1,3	0,0	0,0	0,5	0,0
Or	34,3	29,8	36,6	33,3	32,1	36,3	32,4	35,8	34,7	34,8	33,7	31,7	31,7	36,9	30,6	19,2	26,7	26,0	37,1	12,5
Ab	22,8	24,8	25,5	24,6	26,0	22,0	22,8	23,4	20,7	22,7	22,5	23,0	23,2	23,1	25,6	27,3	25,2	25,2	22,3	21,7
Anr	8,1	9,3	8,3	9,2	8,2	9,9	7,6	7,8	7,9	7,7	7,7	9,6	8,4	6,6	10,8	13,1	13,9	14,9	6,8	23,7
Di	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,9
Wo	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hy	1,4	2,2	1,5	1,1	1,7	2,8	1,5	1,1	1,0	1,2	1,6	0,0	2,1	1,1	2,1	4,5	5,2	5,1	1,0	15,8
Il	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3
Hm	3,7	4,0	3,6	3,0	4,2	4,3	3,6	2,9	2,5	3,3	3,5	3,5	4,3	3,0	3,8	10,3	6,7	6,7	2,4	8,5
Tn	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,6	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	1,9	0,0	2,0
Ru	0,5	0,9	0,6	0,2	0,8	0,8	0,6	0,5	0,0	0,5	0,6	0,0	0,9	0,5	0,9	1,7	0,7	1,0	0,4	0,0
Ap	0,5	0,7	0,5	0,3	0,7	0,8	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,3	0,7	1,8	1,6	1,6	0,4	0,4
Soma	100,0	100,1	100,2	99,9	100,1	100,0	100,0	100,1	100,0	99,9	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,1

Legenda: Q = Quartzo; C = córdon; Or = ortoclásio; Ab = albita; Anr = anortita; Di = diopsídio; Wo = wollastonita; Hy = hiperstênio; Il = ilmenita; Hm = hematita; Tn = titanita; Ru = apatita.

Todos os diagramas apresentam correlações com tendências de empobrecimento dos óxidos Fe₂O₃T, MnO, MgO, CaO, TiO₂ e P₂O₅, conforme os teores de SiO₂ aumentam. O xenólito de anfibólito é o único que não apresenta este padrão, contudo, correlaciona-se com os padrões observados nas rochas do CRN.

A homogeneidade composicional é observada também nos elementos terras raras (ETR) (tabela 3), que apresentam o mesmo padrão evolutivo em todas as amostras analisadas, exceto no xenólito de anfibólito. O comportamento dos ETR pode ser observado no diagrama multielementar normalizado pelo condrito de Boynton (1984) (figura 9). Assim como nos diagramas bivariantes, também foram plotados dados de ETR de rochas do CRN (Tupinambá, 1999).

O conjunto de amostras que compreende as duas fácies mapeadas e os enclaves apresenta forte enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados e em todas as amostras nota-se anomalia negativa de európio (Eu). O xenólito de anfibólito apresenta comportamento semelhante às rochas do CRN.

O alto fracionamento dos ETR é evidenciado pela elevada razão LaN/YbN que varia de 39,5 a 173,8. Entre os ETR leves o fracionamento não é tão proeminente quanto no panorama geral, as razões LaN/SmN apresentam variações pouco significativas com razões entre 3,7 e 7,4. Para os ETR pesados as razões CeN/YbN refletem os padrões observados nas razões gerais, em que o grupo de amostras representado as fácies apresentam razões intermediárias a elevadas (34,2 a 139,4).

Tabela 3. Dados litogeoquímicos de elementos traços e terras raras, expressos em partes por milhão (ppm), e razões entre elementos terras raras normalizadas a partir do condrito de Boynton (1984), das fácies do granito Itaoca e seus enclaves.

Fácies/ amostras	Fácies porfíritica						Fácies inequigranular								EMM			EMF	XA	
	LAC-09A	LAC-11	ME-16A	ME-16B	ME-17A	ME-17B	LAC-02A	LAC-03A	LAC-03B	LAC-07	LAC-08	LAC-10A	ME-18	ME-19	ME-21	LAC-09C	ME-15A	ME-15B	LAC-10B	ME-12
Ba	807	953	1152	897	889	1618	964	922	836	884	883	810	965	789	1008	702	1870	1830	387	816
Rb	329	328	332	307	315	282	277	302	298	296	314	290	354	343	338	403	228	253	104	307
Sr	178	183	249	221	203	407	229	197	198	191	204	201	178	160	222	132	625	609	305	203
U	11,2	5,9	5,9	5,8	3,4	4,4	5,2	5,7	10,7	2,3	9,3	6,5	5,8	8,1	10,2	19,3	4,1	5,5	5,5	1,9
Th	110	81,1	83,3	59,4	39,8	37,6	81,2	63,3	93,7	68,6	116	89,2	63,3	99,5	90,6	42,7	46	50,9	80,6	8,9
Zr	453	606	441	333	424	553	430	370	355	405	443	453	724	361	619	808	891	920	139	272
Y	16	25	19	18	20	33	18	13	13	16	13	25	30	16	34	35	27	35	10	22
Nb	33	50	37	34	47	43	40	36	24	40	32	34	38	22	34	59	35	36	9	23
Pb	32	32	27	26	23	27	29	32	32	29	34	32	27	32	28	15	20	18	10	30
Hf	12	16	10,4	8,3	10,2	11,5	10,5	9,8	9,6	10,9	11,5	11,5	15,7	9,4	15,3	18	18,1	19,6	7,7	3,3
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	70
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	20	< 20	550
V	23	37	26	20	36	52	26	17	19	20	27	25	34	18	36	83	99	99	18	195
Co	20	17	11	8	12	13	21	21	20	19	25	13	8	11	16	12	14	17	14	33
La	126	193	218	149	140	121	194	135	86,9	173	218	169	219	232	221	123	199	192	139	28,7
Ce	273	418	439	301	282	266	398	289	185	366	460	360	452	485	460	278	418	414	294	62
Pr	29,2	44,4	45,8	31,9	30,2	32,4	41,1	30,7	19,7	38,2	48,3	38,6	47,2	52,7	49,8	31,8	46,7	48,4	30,9	7,5
Nd	105	155	143	105	98,7	120	140	107	69	133	166	134	157	173	162	121	159	170	108	29,1
Sm	15	21	18,5	14,8	14,8	19,9	18,9	14,7	10	18,8	21,1	18	22,8	23,3	20,9	20,8	21,7	24	14,3	5,9
Eu	1,26	1,45	1,7	1,33	1,36	2,45	1,43	1,21	1,25	1,21	1,49	1,39	1,47	1,31	1,68	1,4	3,14	3,56	1,24	1,59
Gd	8,8	12,2	8,9	7,9	8,2	12,2	10,5	8,3	5,7	10,5	10,9	10,2	12,3	10,3	10,8	14,7	11,7	13,1	7,4	5,4
Tb	0,9	1,3	0,9	0,8	1	1,5	1,1	0,8	0,6	1,1	1	1,1	1,6	1	1,4	1,8	1,3	1,5	0,7	0,8
Dy	4	6,3	4	3,5	4,6	7,3	4,6	3,6	2,7	4,3	3,8	4,8	7,2	3,8	7	8,4	6,3	7,2	2,9	4,8
Ho	0,6	0,9	0,6	0,5	0,7	1,2	0,7	0,5	0,4	0,6	0,5	0,7	1,1	0,6	1,3	1,3	1,1	1,3	0,4	0,9
Er	1,4	2,3	1,6	1,4	1,8	3,2	1,5	1,1	1	1,3	1,2	1,7	2,6	1,4	3,4	3,1	2,8	3,3	0,9	2,4
Tm	0,17	0,3	0,18	0,16	0,21	0,39	0,18	0,14	0,13	0,15	0,15	0,22	0,32	0,17	0,43	0,38	0,35	0,41	0,11	0,36
Y	1	1,8	0,9	0,9	1,1	2,2	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	1,3	1,8	0,9	2,4	2,1	2,1	2,4	0,7	2,4
Lu	0,15	0,29	0,12	0,11	0,14	0,32	0,13	0,11	0,12	0,12	0,12	0,2	0,25	0,13	0,31	0,31	0,28	0,35	0,1	0,37
LaN/YbN	84.95	72.29	163.30	111.62	85.81	37.08	145.33	113.77	73.23	145.79	163.30	87.65	82.03	173.79	62.08	39.49	63.89	53.94	133.88	8.06
Eu/Eu*	0.34	0.28	0.41	0.38	0.38	0.48	0.31	0.33	0.51	0.26	0.30	0.31	0.27	0.26	0.34	0.24	0.60	0.61	0.37	0.86
LaN/SmN	5.28	5.78	7.41	6.33	5.95	3.82	6.46	5.78	5.47	5.79	6.50	5.91	6.04	6.26	6.65	3.72	5.77	5.03	6.11	3.06
CeN/YbN	70.62	60.07	126.17	86.51	66.31	31.27	114.39	93.44	59.82	118.34	132.21	71.63	64.95	139.39	49.58	34.24	51.49	44.62	108.64	6.68
CeN/SmN	4.39	4.80	5.73	4.91	4.60	3.23	5.08	4.74	4.46	4.70	5.26	4.83	4.78	5.02	5.31	3.23	4.65	4.16	4.96	2.54
EuN/YbN	3.58	2.29	5.37	4.20	3.52	3.17	4.52	4.30	4.44	4.30	4.71	3.04	2.32	4.14	1.99	1.90	4.25	4.22	5.04	1.88

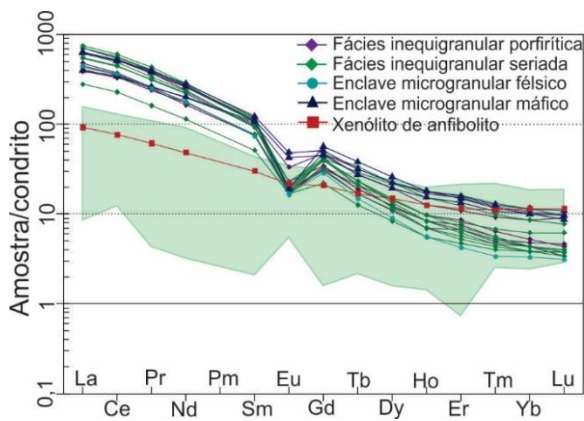


Figura 9. Diagrama de elementos terras raras, normalizados a partir do condrito de Boynton (1984), comparado com o padrão de elementos terras raras observado nas rochas do CRN (Tupinambá, 1999)

5. DISCUSSÕES

Com base no mapeamento faciológico realizado no Granito Itaoca e em suas características petrográficas e litogeoquímicas, são aqui discutidas questões como: a variação faciológica gradacional que o corpo apresenta; as características do magmatismo; a gênese desta unidade; e seu mecanismo de alojamento na crosta.

Apesar de terem sido individualizadas três fácies ígneas, a transição entre estas se dá de forma gradacional e concêntrica ao logo do corpo mapeado. Considerando que estas fácies apresentam relativa homogeneidade química e mineralógica e que não existem indícios de ocorrência de mais de um pulso de magma na câmara magmática, sugere-se que a variação faciológica seja produto da mudança gradativa na pressão de água no magma que foi alojado nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis.

A variação textural em um mesmo corpo magmático é associada por Vernon (1986) às oscilações nas taxas de nucleação (N) e crescimento (G) dos minerais que compõem a(s) rocha(s), que são controlados pelo sub-resfriamento (ΔT), que é diferença entre a temperatura "líquidus" (TL) e a temperatura efetiva de início da cristalização (TC) (Wernick, 2004).

A textura porfirítica tem sido interpretada, de maneira geral, como produto de uma história de cristalização em dois estágios, um com baixas taxas de nucleação e altas taxas de crescimento, outro com a situação inversa. Contudo, Wernick (2004) descreve quatro processos distintos que podem dar origem a tal textura. Destes, o que mais se aplica ao Granito Itaoca é a modificação da pressão de água original do magma.

Ao alojar-se nas rochas do Grupo São Fidélis o magma passa a desidratar as rochas encaixantes,

fazendo com que a água liberada migre para a câmara magmática, modificando a pressão de água original do magma de forma gradacional, das bordas para o centro do plúton, fazendo com que a pressão de água na borda seja maior que a pressão de água no centro (figura 8). O aumento da pressão de água no magma faz com que a temperatura líquidus do mesmo caia, devido à redução do ponto de fusão.

A figura 10, adaptada de Wernick (2004), apresenta curvas teóricas (esquemáticas) das taxas de nucleação e crescimento mineral de cristais de um determinado mineral formado a partir de um líquido de composição granítica. Nesta figura as linhas A, B e C representam respectivamente as fácies equigranular, inequigranular seriada e inequigranular porfirítica. A temperatura da câmara magmática, em que, teoricamente, há cristalização deste determinado mineral em todas as fácies é representada por T_N . Como a água é inserida na câmara magmática das bordas para o centro da mesma, a pressão de água na fácies inequigranular porfirítica será maior que na fácies inequigranular seriada, que será maior que na fácies equigranular.

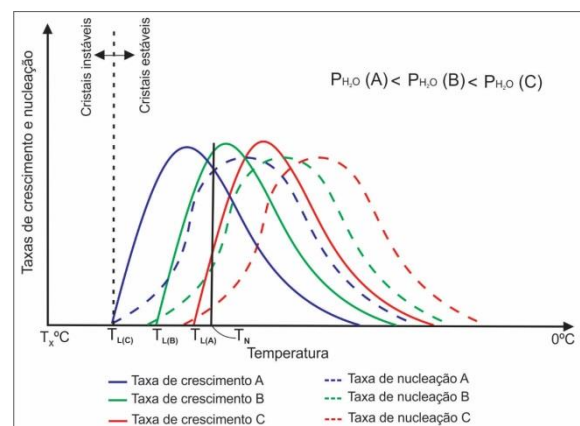


Figura 10. Curvas hipotéticas das taxas de nucleação e crescimento de um dado mineral em um magma de composição granítica em função do sub-resfriamento, utilizadas para explicar a variação faciológica no Granito Itaoca. Legenda: P_{H_2O} = pressão de água; T_x = temperatura inicial do magma primário ainda não cristalizado; $T_L(A)$ = temperatura líquidus da fácies inequigranular porfirítica após incremento de água; $T_L(B)$ = temperatura líquidus da fácies inequigranular seriada após incremento de água; $T_L(C)$ = temperatura líquidus da fácies equigranular após incremento de água; T_N = temperatura hipotética do magma em que todas as fácies atingem suas respectivas temperatura líquidus. Fonte: adaptado de Wernick (2004).

A temperatura líquidus mais próxima do magma primário é apresentada por $T_L(C)$, que corresponde à fácies equigranular. A introdução de água na câmara magmática faz com que essa temperatura tenda a diminuir, fazendo com que a temperatura líquidus de A seja maior que a de B, que é maior que a de C ($T_L(C) > T_L(B) > T_L(A)$). De acordo com Wernick (2004), para um sub-resfriamento baixo ($\Delta T = T_N -$

TL(A)) o número de núcleos de cristalização estáveis gerados é baixo, mantida a taxa de resfriamento estes poucos núcleos desenvolvem grandes cristais, formando os fenocristais da fácies inequigranular porfirítica. Em condições moderadas de sub-resfriamento ($\Delta T = T_N - T_L(B)$) a taxa de nucleação aumenta em proporções maiores que a taxa de crescimento, dando origem à fácies inequigranular seriada. Já em condições maiores de sub-resfriamento ($\Delta T = T_N - T_L(C)$) a taxa de nucleação aumenta ainda mais, contudo, a taxa de crescimento diminui, gerando muitos núcleos estáveis que crescem pouco, dando origem à fácies equigranular.

Ainda que diversos autores apontem para origens híbridas para as suítes magmáticas pós-colisionais, não foram observadas evidências de campo e petrográficas que indiquem bimodalidade neste magmatismo, nenhuma das feições indicativas de mixing e mingling descritas por Hibbard (1981 e 1999) foram observadas.

A homogeneidade na mineralogia das rochas é reflexo de sua composição química, que também é homogênea, tanto em elementos maiores, quanto em traços e terras raras. A pequena variação nos teores de sílica, associado às características petrográficas sugerem que o magma primário não tenha passado por processos de diferenciação que modificassem significativamente sua composição até o momento de sua cristalização.

O enriquecimento em ferro observado no diagrama de classificação, observado no diagrama da figura 6, indica que o magma tenha sido gerado em condições de altas temperaturas, em um ambiente anidro e em condições redutoras, conforme sugerem Frost *et al.* (2001). O alto índice de MALI (figura 7) é associado ao incremento de um componente mantélico no magma, sendo típico de suítes pós-colisionais (Frost *et al.*, 2001). O caráter metaluminoso das rochas é determinado predominantemente pela composição do protólito do magma e pela natureza do processo (Frost *et al.*, 2001).

Com base na análise integrada dos dados sugere-se que o magma que deu origem ao Granito Itaoca seja predominantemente originado pela fusão parcial de uma única fonte e que em seu processo de ascensão à câmara magmática possa ter assimilado parte das rochas encaixantes. O comportamento dos elementos terras raras sugere que a fonte para este magmatismo sejam as rochas do Complexo Rio Negro (CRN) (Tupinambá *et al.*, 1999), em que se observa enriquecimento de elementos terras raras leves e relativo empobrecimento de elementos terras raras pesados em relação às rochas do CRN. As fortes anomalias de európio também apontam para esta fonte, sendo

causadas pela retenção deste elemento nos minerais residuais da rocha fonte no processo de fusão parcial. O índice de componente mantélico dado pelo índice de MALI pode ser atribuído a própria fonte do magmatismo que deu origem ao CRN.

O conjunto de enclaves encontrados, com exceção do xenólito de anfibólito, apresenta as mesmas características petrográficas e litogeoquímicas que o granito, podendo ser interpretados como autólitos do mesmo. Já o xenólito de anfibólito apresenta todas as características geoquímicas das rochas do CRN, podendo ser uma porção carregada pelo magma para níveis crustais mais rasos.

Por fim, de acordo com Pons *et al.* (2006) e Molyneux and Hutton (2000) as foliações de fluxo de médio a alto ângulo que tendem a mergulhar para o centro da intrusão e sua distribuição aparentemente radial, sugerem que o processo de colocação deste corpo ígneo tenha sido pelo processo de *ballooning*. Contudo, tal hipótese não pode ser confirmada devido à ausência de afloramentos do Grupo São Fidélis na região para avaliar sua interação com a câmara magmática.

6. CONCLUSÕES

O Granito Itaoca faz parte do conjunto de corpos ígneos de idade Cambro-Ordoviciano originados no estágio pós-colisional da Faixa Ribeira Central. A unidade apresenta composição mineralógica homogênea, apesar de haverem variações modais e texturais nas rochas mapeadas. A variação faciológica é atribuída à desidratação das rochas encaixantes e conseqüentemente ao aumento da pressão de água no magma. O conjunto de rochas analisadas são essencialmente supersaturadas em sílica e apresentam forte enriquecimento em ferro, com exceção do xenólito de anfibólito, são álcálicas e apresentam caráter metaluminoso. As características de campo sugerem que o mecanismo de colocação do magma em níveis crustais mais rasos tenha sido o *ballooning*. E, por fim, o modelo petrogenético sugerido para esta unidade é de que o magma tenha sido gerado por fusão parcial das rochas do Complexo Rio Negro, e que possivelmente tenha sido contaminado por rochas supracrustais em seu processo de ascensão, não havendo processos de diferenciação que tenham modificado significativamente a composição do magma original durante tal processo.

7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPERJ (Proc. E-26/110.464/2010) pelo auxílio financeiro; à CAPES pela bolsa de estudos concedida durante o período do mestrado; a Larissa Lago, Amanda Lyra, Priscila

Amaral e Valtecir pela colaboração em trabalhos de campo e na preparação de amostras; e às equipes técnicas do LGPA e LAGIR (Faculdade de Geologia – UERJ).

8. BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: *The Ocean Basin and Margins* (Nairn & Stille, Eds.), Plenum, New York, v.1, p. 411-446.
- Bongiolo, E.; Renac, C.; Piza, P. A. T.; Schmitt, R. S.; Mexias, A. S. 2016. Origin of pegmatites and fluids at Ponta Negra (RJ, Brazil) during late- to post collisional stages of the Gondwana Assembly. *Lithos*, [S.I.], v. 240-243, p. 259-275.
- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: HENDERSEN, P. (Ed.) *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. P. 63-114.
- Castro, H.M.; Rocha, R.L.S.; Sperling, E.V.; Baltazar, O.F. 1984. Geologia das folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos Reis, Rio Mambucaba/ Campos de Cunha, Parati, Cunha, Pinciguaba e Juatinga – RJ. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, p. 2355-2367.
- Cordani, U.G.; Delhal, J.; Ledent, O. 1973. Orogeneses Supéposeés das le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, [S.I.], v.3, p.1-22.
- De Campos, C. P.; Medeiros, S. R.; Mendes, J. C.; Pedrosa-Soares, A. C.; Dussin, I.; Ludka, I. P.; Dantas, E. L. 2016. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.I.], v.68, p. 248-268.
- Frost, B. R.; Arculus, R. J.; Barnes, C.G.; Collins, W. J.; Ellis, D. J.; Frost, C. D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, [S. I.], v. 42, p. 2033-2048.
- Guimarães, M.T. 1999. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Complexo Granítico de Mangaratiba- Conceição de Jacareí, RJ. Dissertação de mestrado. Geoquímica - UFF. 155p.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tupinambá, M.; Almeida, J.; Valladares, C.; Heilbron, M.; Mohiak, W.; Milani, E. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the South-eastern Continental Margin of Brazil. In: *Geology & Geophysics of Continental Margin*. AGU Geophysical Monograph. Eds: W U Mohriak and M. Talwani Special Number of International Geophysical Association.
- Heilbron, M. & Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, [S.I.], v.125, p.87-112.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C.; Trow, R.A.J., Janasi, V.C. 2004. Brasiliano Belts in SE Brazil. *Journal of virtual explorer*, Volume 17, www.virtualexplorer.u
- Heilbron, M.; Tupinambá, M.; Valeriano, C. M.; Silva, L. G. E.; Melo, R. S.; Simonetti, A.; Pedrosa Soares, A. C.; Machado, N. 2013. The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research*, [S.I.], v.238, p. 158-175.
- Hibbard M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to mineralogy and petrology*, [S.I.], v. 76, p. 158-170.
- Hibbard M.J. 1999. Petrography to Petrogenesis. Department of Geological Sciences. Nevada, p.243-271.
- Janasi, V. C.; Guimarães, I. P.; Nardi, L. V. S. 2016. Preface to special issue: Granite magmatism in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, [S. I.], v. 68, p. 1-3.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Canadá, v.8, p. 523-548.
- Junho, M. C. B.; Weber-Diefenbach, K.; Penha, H. M. 1987. Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira mobile belt, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 4, p. 507-511.
- Junho, M.C.B. & Wiedemann, C.M. 1987. Petrografia comparativa de três complexos intrusivos da província granítica do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ/ES, Rio de Janeiro. Anais, 120-131.
- Le Maitre, R. W. *et al.* (Ed). 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge University. 193p.
- Ludka, I. P.; Mendes, J.; Penha, H.M., Belmonte, S. & Almeida, T. 2006. Considerações geoquímicas e idade U-Pb do Granito parati, sul do estado do Rio de Janeiro. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju. Anais, v.1, p.253.
- Mendes, J. C., Junho, M. B., Ghizi, A. 2002. Geology and Geochemistry of granitic and dioritic rocks of the São José do Ribeirão intrusive massif, mountain region of Rio de Janeiro State, Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 01-11.
- Molyneux, S. J.; Hutton, D. H. W. 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland. *Geological Society of America Bulletin*, [S. I.], v.112, p. 1543-1558.
- Neto, C. C. A.; Valeriano, C. M.; Passarelli, C. R.; Heilbron, M.; Lobato, M. 2014. Monazite ID-TIMS U-Pb geochronology in the LAGIR laboratory, Rio de Janeiro State University: protocols and first applications to the assembly of Gondwana supercontinent in SE-Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, [S.I.], v. 86, p. 171-186.
- O'Connor, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *Us Geological Survey Professional Paper B525*. USGS, P.79-84. 1965
- Pacheco, B. T. 2010. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas do Corpo de Conselheiro Paulino (Suíte Nova Friburgo) na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, RJ. Monografia, UERJ, 51p.
- Penha, H.M. 1989. Geologia dos corpos granitóides do litoral oeste do Estado do Rio de Janeiro. RJ. In: *Simp. Geol. Sudeste*, 1, Rio de Janeiro. Bol. Res., SBG, p.165-166.
- Pons, J.; Barbey, P.; Nachit, H.; Burg, J. P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: The Tercouate Laccolith (Marrocco). *Tectonophysics*, [S. I.], v. 413, p. 271-235.
- Schmitt, R. S.; Trow, R. A. J.; Van Schmun, W. R.; Pimentel, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, [S.I.], v. 133, p. 29-61.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons. New York.
- Silva, W.G.; Batista, J.J.; Thompson, R. 1978. Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci. Niterói, DRM/RJ.

- Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Andreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, Thomaz Filho (eds.), p. 287-310.
- Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221p.
- Tupinambá, M.; Teixeira, W.; Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio negro Complex in the Ribeira belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.30, p.7-11.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Nogueira, J.R.; Valladares, C.S.; Almeida, J.C.H.; Eirado, L.G.; Medeiros, S.R.; Almeida, C.G.; Miranda, A.; Ragatky, C.D.; Mendes, J.; Ludka, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. In: *Revista Geonomos*, [S.l.], v.15, p. 67-79.
- Tupinambá, M.; Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Porto Junior, R.; Dios, F. B.; Machado, N.; Silva, L. G. E.; Almeida, J. C. H. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, [S.l.], v. 21, p. 422-438.
- Ulbrich, H. H. G. J.; Vlach, S. R. F.; Janasi, V. A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v. 31, p. 163-172.
- Valeriano, C. M.; Tupinambá, M.; Simonetti, A.; Heilbron, M.; Almeida, J.C.H.; Eirado, L. G. 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v.32, p. 416-428.
- Valeriano, C. M.; Mendes, J. C.; Tupinambá, M.; Bongioio, E.; Heilbron, M.; Junho, M. C. B. 2016. Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, SE-Brazil: A case of terminal magmatism of a hot orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v. 68, p. 269-281.
- Wernick, E. 2004. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, São Paulo.