

5 DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta as discussões integradas do mapeamento faciológico (dados de campo), petrografia, litogeoquímica e geologia isotópica do Granito Itaoca. São feitas comparações com dados litogeoquímicos e isotópicos de outras unidades da Faixa Ribeira e de outros representantes de magmatismo pós-colisional da literatura, para correlações entre séries magmáticas e possíveis fontes para geração do magma original.

5.1 Variações faciológicas vs mecanismos de intrusão

O mapeamento faciológico da Serra do Itaoca permitiu a identificação de três fácies ígneas distintas na unidade Granito Itaoca (GI), em uma escala de 1:20.000. Estas fácies foram individualizadas com base em critérios de campo, com base na definição de fácies petrográfica plutônica proposta por Ulbrich et al. (2001), que as define como a unidade litoestratigráfica de menor hierarquia que pode ser reconhecida e descrita, na amostra de mão e no campo, pelas características mineralógicas, texturais e estruturais. O fato de o GI ser um corpo mineralogicamente homogêneo fez com que o único critério utilizado para individualizar as fácies fosse a variação textural.

Com base nas fácies mapeadas, observa-se variação textural concêntrica ao longo da Serra do Itaoca, no qual a borda do corpo possui textura porfirítica, que gradativamente torna-se equigranular para o centro do corpo, como pode ser observado no mapa geológico anexo a esta dissertação.

As medidas de foliação de fluxo, de médio a alto ângulo que tendem a mergulhar para o centro da intrusão e sua distribuição aparentemente radial, indicam que o processo de colocação deste corpo intrusivo tenha sido pelo processo de *ballooning*, como descritos por Pons et al. (2006), Molyneux and Hutton, (2000) e diversos outros autores.

A variação textural em um mesmo corpo intrusivo é explicada por Vernon (1986) por oscilações nas taxas de nucleação (N) e de crescimento (G). O crescimento de fenocristais de K-feldspato pode ser atribuído à elevada taxa de crescimento, que ocorre em conjunto com uma baixa taxa de nucleação mineral em líquidos magmáticos subsaturados em H₂O, fazendo com que o crescimento dos cristais se concentre em poucos núcleos (Gill, 2014; Vernon,

1986). Outro fator que pode alterar as taxas de nucleação e crescimento é a variação na temperatura, pois quanto menor for a temperatura, maior será a taxa de nucleação, considerando que a saturação de H_2O no líquido permaneça constante.

Em condições normais de resfriamento de uma câmara magmática, em que não há variação na saturação de água, exista um único pulso magmático e a rocha encaixante seja mais fria que o magma, as bordas do corpo se resfriariam em uma taxa maior que a do centro, por trocar calor com a encaixante, fazendo com que a granulação da rocha fosse fina nas bordas e engrossasse em direção ao centro. No GI ocorre o contrário em relação à textura, bordas com textura porfirítica e matriz grossa e centro do corpo com textura equigranular e granulação fina.

Por não haverem evidências de campo de mais de um pulso magmático e considerando que as rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis estivessem mais frias que a câmara magmática no momento do alojamento do magma, uma vez que datam do Neoproterozoico (Tupinambá et al., 2007), o processo que deu origem à variação inversa de texturas no GI possivelmente foi a interação do magma com a encaixante, fazendo o mesmo perder H_2O e consequentemente tornar o magma das bordas subsaturado em H_2O , permitindo assim altas taxas de crescimento sem grandes variações de temperatura. Contudo, não é possível fazer tal afirmação, pois não há rochas encaixantes preservadas nas adjacências da Serra do Itaoca para análises de processos de alteração nas mesmas.

Apesar da variação textural das fácies ígneas que compõem o Granito Itaoca, a composição mineralógica é homogênea em todas as fácies, variando apenas a proporção modal das rochas analisadas, o que pode ter sido gerado por processos de diferenciação dentro da câmara magmática, dando origem aos quartzo monzonitos, monzogranitos e sienogranitos descritos nesta dissertação.

5.2 Diferenciação magmática

Na análise petrográfica é possível identificar que o principal processo de diferenciação magmática que atuou foi o de cristalização fracionada, interpretado a partir das texturas e relação de contatos e inclusões dos minerais na rocha. Ainda que diversos autores apontem para origens híbridas de suítes magmáticas pós-colisionais, não foram observadas evidências de campo e petrográficas que comprovassem essa mistura de magmas no Granito Itaoca.

Nenhuma das feições indicativas de mixing e mingling descritas por Hibbard (1981 e 1999) foram observadas, como por exemplo: complexos de veios em rede; intrusões sinuosas de rochas félsicas em rochas máficas; fenocristais de K-feldspato arredondados; cristais de apatita acicular inclusos em K-feldspato; cristais de quartzo poiquilíticos; cristais de biotita crescendo ao redor de cristais de quartzo; entre outras feições.

Embora a quantidade de amostras de xenólitos seja baixa, os mesmos foram divididos em três grupos distintos: surmicáceos, microgranulares máficos e anfibolito. Os xenólitos surmicáceos possuem dimensões centimétricas, são ricos em biotita, estão sempre alinhados seguindo a foliação de fluxo magmático do granito e aparentam ser resquício de fusão parcial de algo que possa ter dado origem ao Granito Itaoca e que não tenha sido assimilado pelo mesmo. Os enclaves microgranulares máficos possuem formas variadas, dimensões centimétricas a decimétricas, a biotita é o principal mineral máfico e podem estar parcial ou totalmente assimilados pelo magma granítico; estes enclaves são semelhantes às rochas de médio a alto potássio do complexo Rio Negro (Tupinambá et al., 2012). Por fim, o xenólito de anfibolito possui dimensão decamétrica, o contato com a rocha hospedeira é abrupto e sua composição mineralógica assemelha-se muito a das rochas de baixo a médio potássio do complexo Rio Negro descritas por Tupinambá et al. (2012). Todos esses xenólitos concentram-se nas bordas da Serra do Itaoca, não sendo encontrados na região central da mesma, aonde o granito é mais homogêneo.

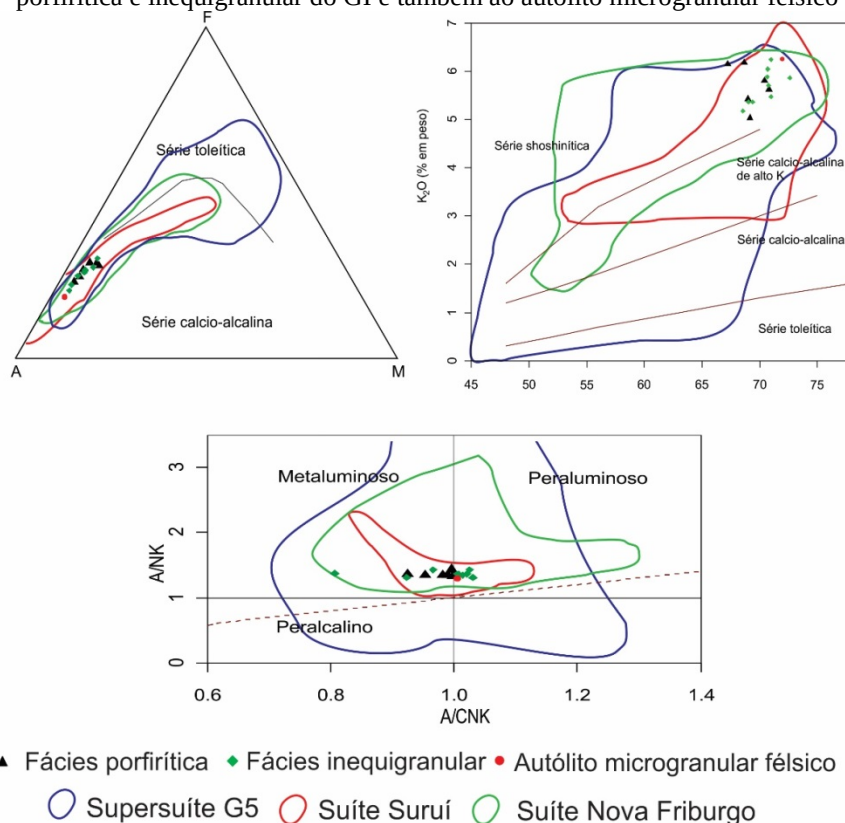
Ao comparar o Granito Itaoca (GI) com os demais granitos pós-colisionais da Faixa Ribeira (quadros 2 e 3, Capítulo 1, com respectivas referências), nota-se grande semelhança em sua composição mineralógica e textural, pois estes corpos possuem composições muito próximas à do Granito Itaoca e alguns deles também possuem textura porfirítica a megaporfirítica em suas fácies. Em relação à Faixa Araçuaí (quadro 4, Capítulo 1), o GI possui rochas muito semelhantes às porções félsicas dos complexos intrusivos pós-colisionais da supersuíte G5, contudo, nestes corpos também existem os componentes máficos cogenéticos, o que não é observado no granito Itaoca e também raramente observado nos demais corpos das suítes Suruí e Nova Friburgo.

A homogeneidade na mineralogia da rocha é reflexo de sua composição química, que também é homogênea, tanto em elementos maiores, quanto em traços e terras raras. Todas as amostras das duas fácies analisadas, juntamente com a amostra do autólito, são quimicamente classificadas como granitos e a variação dos teores de sílica destas rochas é muito baixa. Tal qual os demais corpos ígneos das suítes Suruí, Nova Friburgo e supersuíte G5, as rochas do

GI estão vinculadas à série cálcio-alkalina, com elevados teores de potássio e caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (figura 46).

Na correlação de SiO_2 vs K_2O as rochas do GI aparentam estar vinculadas à série shoshonítica (figura 46), o que é comum existir tal tipo de série subordinada ao magmatismo pós-colisional. Entretanto, não é possível afirmar que estas rochas pertençam à série shoshonítica por dois principais motivos: (a) De acordo com Nardi (1986) esta série relaciona uma associação de rochas ígneas com gênese comum, originada basicamente por processos de diferenciação magmática e segundo o autor, para que algum determinado granitoide seja classificado como membro desta série é necessário que existam os membros menos diferenciados oriundos do processo de diferenciação magmática, o que não ocorre no GI; (b) Existem características geoquímicas descritas por Nardi (1986) e Nardi (2016) que não são observadas nas rochas do GI, tais como enriquecimento em bário, estrôncio, rubídio e fósforo.

Figura 46 - Diagramas AFM de Irvine and Baragar (1971), SiO_2 vs K_2O aplicado a rochas da série subalkalina adaptado de Peccerillo and Taylor (1976) e A/CNK vs A/NK de Shand (1943), aplicados às fácies porfírica e inequigranular do GI e também ao autólito microgranular fêlsico



Notas: Os campos demarcados nos diagramas correspondem às suítes Suruí e Nova Friburgo e a supersuíte G5, com dados que foram compilados de diversos trabalhos anteriores a este e que são citados no item 1.2 desta dissertação

Fonte: Dados litogeoquímicos utilizados para comparação com o GI extraídos da literatura. As referências estão citadas nos quadros 2, 3 e 4 (Capítulo 1).

O comportamento dos elementos maiores e traços em diagramas de Harker é linear para a maioria dos elementos maiores e alguns traços, nas rochas do GI, indicando que o processo de cristalização fracionada foi o principal no processo de diferenciação magmática. Para os xenólitos encontrados nas rochas do GI essas correlações não permanecem, havendo padrões distintos entre os mesmos.

O comportamento dos elementos terras raras (ETR) é muito semelhante em todas as amostras analisadas das fácies do GI e de seu autólito, mantendo o mesmo padrão de evolução, sendo enriquecidos em terras raras leves e com anomalias negativas de európio, que podem estar associadas à retenção do mesmo na rocha fonte, ou então ao fracionamento dos cristais de plagioclásio no processo de cristalização fracionada. Ao analisar o padrão de ETR do xenólito de anfibólito, entendido como uma das possíveis fontes de fusão parcial que deram origem ao GI, não se observa anomalias de európio, fornecendo indícios de que as anomalias negativas registradas nas rochas do GI sejam por esse elemento ter ficado retido na rocha fonte do magma original. Os demais xenólitos apresentam padrões de ETR semelhantes ao dos granitos, com anomalias de európio mais acentuadas.

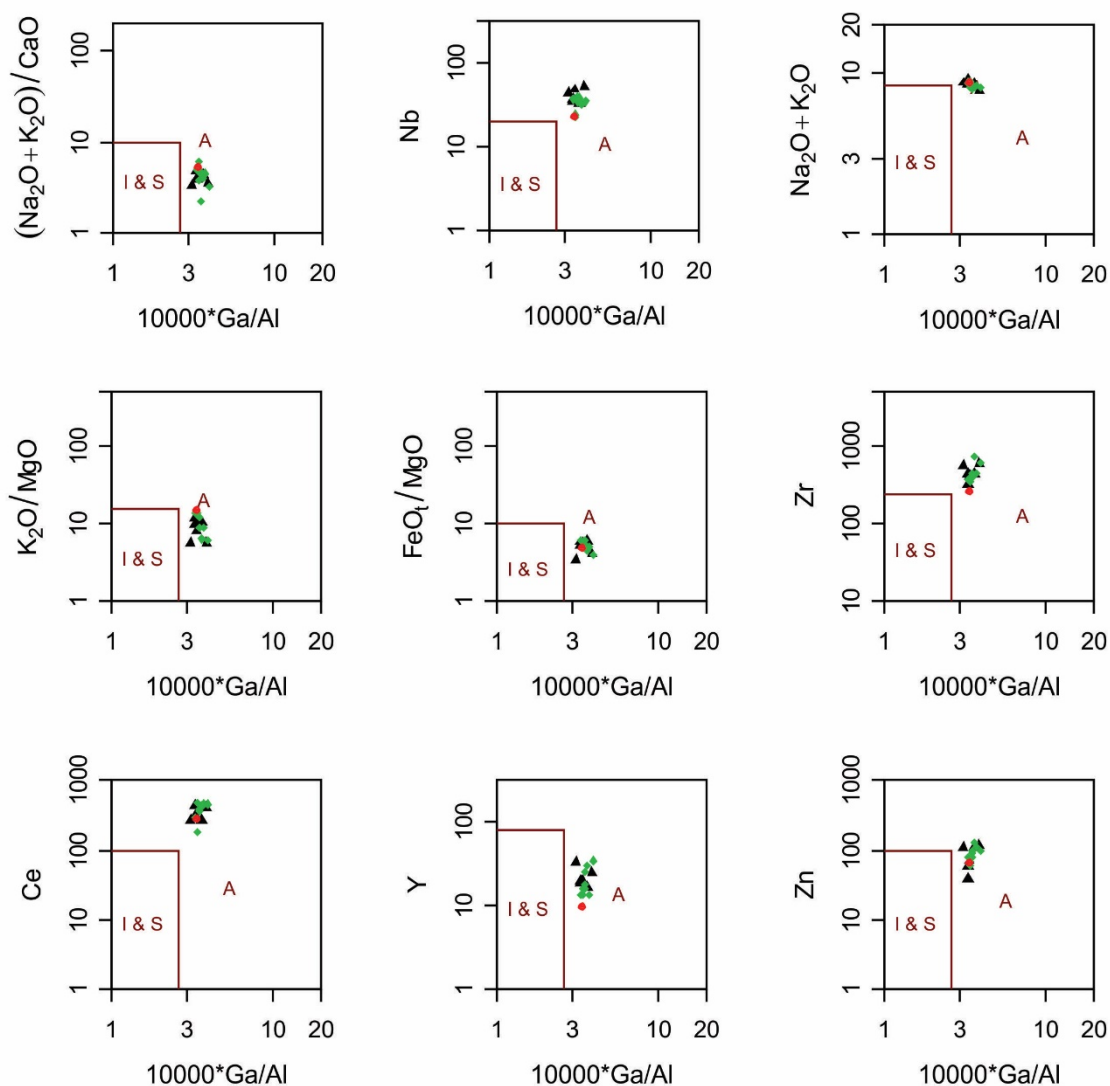
De acordo com Gill (2014), o caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (índice $A/CNK < 1,1$), atrelado à presença de diopsídio normativo e xenólitos máficos de aparência ígnea (enclaves microgranulares máficos) comum em granitos do tipo I. Essa classificação foi proposta por Chappell and White (1974) para distinguir os diferentes materiais fontes que passaram por fusão parcial para dar origem aos principais batólitos da zona orogênica da Tasmânia, no leste da Austrália. Todas essas características são encontradas nas fácies ígneas que compõem o GI e em seu autólito, contudo tal classificação não é adotada, pois características de granitos do tipo S e do tipo I também são observadas. Características de granito tipo S são menos comuns, havendo apenas a presença de córdon normativo nas rochas, sendo esta em pequenas quantidades, o que pode ser explicado por contaminação do magma com rochas da crosta, conferindo o caráter levemente peraluminoso a essas rochas e fazendo com que o córdon esteja presente na norma CIPW.

As altas razões de FeO/MgO , variando entre 3,8 e 6,9 e altas concentrações de elementos traços de alto potencial iônico observadas nas rochas do GI são descritas inicialmente por Loiselle and Wones (1979) como características de granitos de ambiente anorogênico, denominados “tipo A” (Gill, 2014). Estas características geoquímicas podem ser observadas nos diagramas de classificação propostos por Whalen (1987) (figura 47).

Chappell and White (2001) enfatizam que a separação de granitos em “tipo I” e “tipo S”, com base em critérios mineralógicos e geoquímicos é muito clara para rochas menos

diferenciadas, as quais estão mais próximas à composição da fonte do magma e à medida em que as rochas se tornam altamente diferenciadas as propriedades que os distinguem tendem a convergir. Posto isso, Frost et al. (2001) ressaltam que o maior problema na classificação alfabética de granitos é que a mesma parte do pressuposto que o magma que deu origem ao granito seja proveniente de uma fonte simples e que tal fonte pode ser facilmente identificada a partir de dados litogeoquímicos, quando na realidade magmas graníticos representam misturas magmáticas de fontes distintas (Frost et al., 2000). Deste modo a classificação alfabética torna-se inviável para este trabalho, considerando que existe sobreposição entre os campos dos granitos tipo I, S e A, pelo fato das rochas analisadas serem altamente diferenciadas (altos teores de sílica).

Figura 47 - Diagramas de classificação de granitos tipo I, S e A propostos por Whalen (1987), nos quais as fácies ígneas do GI e seu autólito plotam todas no campo dos granitos tipo A.



▲ Fácies porfirítica ◆ Fácies inequigranular ● Autólito microgranular félsico

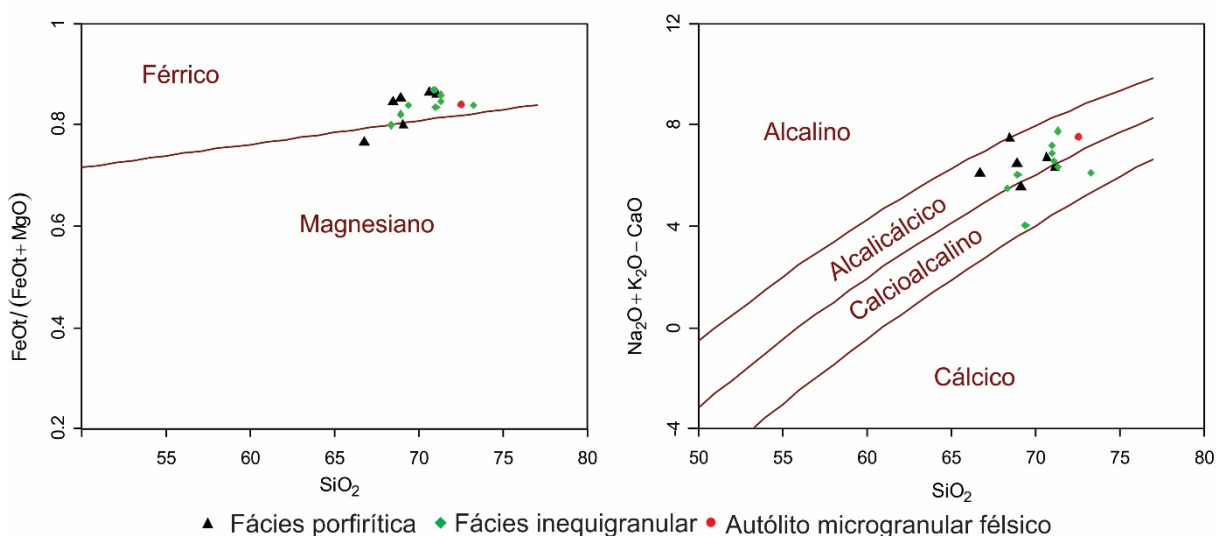
Fonte: Adaptado de Whalen (1987).

Utilizando classificações geoquímicas mais abrangentes propostas por Frost et al. (2001), o número de ferro (Fe^*) indica que as rochas do GI são férricas a levemente magnesianas (figura 49), o que indica que o magma original foi gerado por fusão parcial de rochas basálticas em ambientes redutores e a leve tendência magnesiana é atribuída à assimilação de rochas da crosta ao longo do processo de diferenciação do magma (Frost et al., 2001).

Com base nas variações nos teores de álcalis (e cálcio) as rochas do GI são classificadas como álcali-calcicas a calcio-alcálicas (figura 49). Frost et al. (2001) explicam

que a variação nesse índice pode ser causada tanto por composição da fonte do magma, quanto por processos de diferenciação do magma original. Os magmas tendem a se tornar enriquecidos em potássio à medida em que se afastam da zona de subducção e a tendência das rochas de cruzar as linhas que delimitam seus respectivos campos é entendida como mistura de magmas de fontes distintas durante o processo de diferenciação do magma ou de contaminação crustal (Frost et al., 2001). A partir destas classificações observa-se grande semelhança com granitos Caledoneanos (Frost et al, 2011)

Figura 48 - Diagramas de classificação geoquímica propostos por Frost et al. (2001) para granitoides, com base no número de ferro e na variação dos teores de álcalis e cálcio.

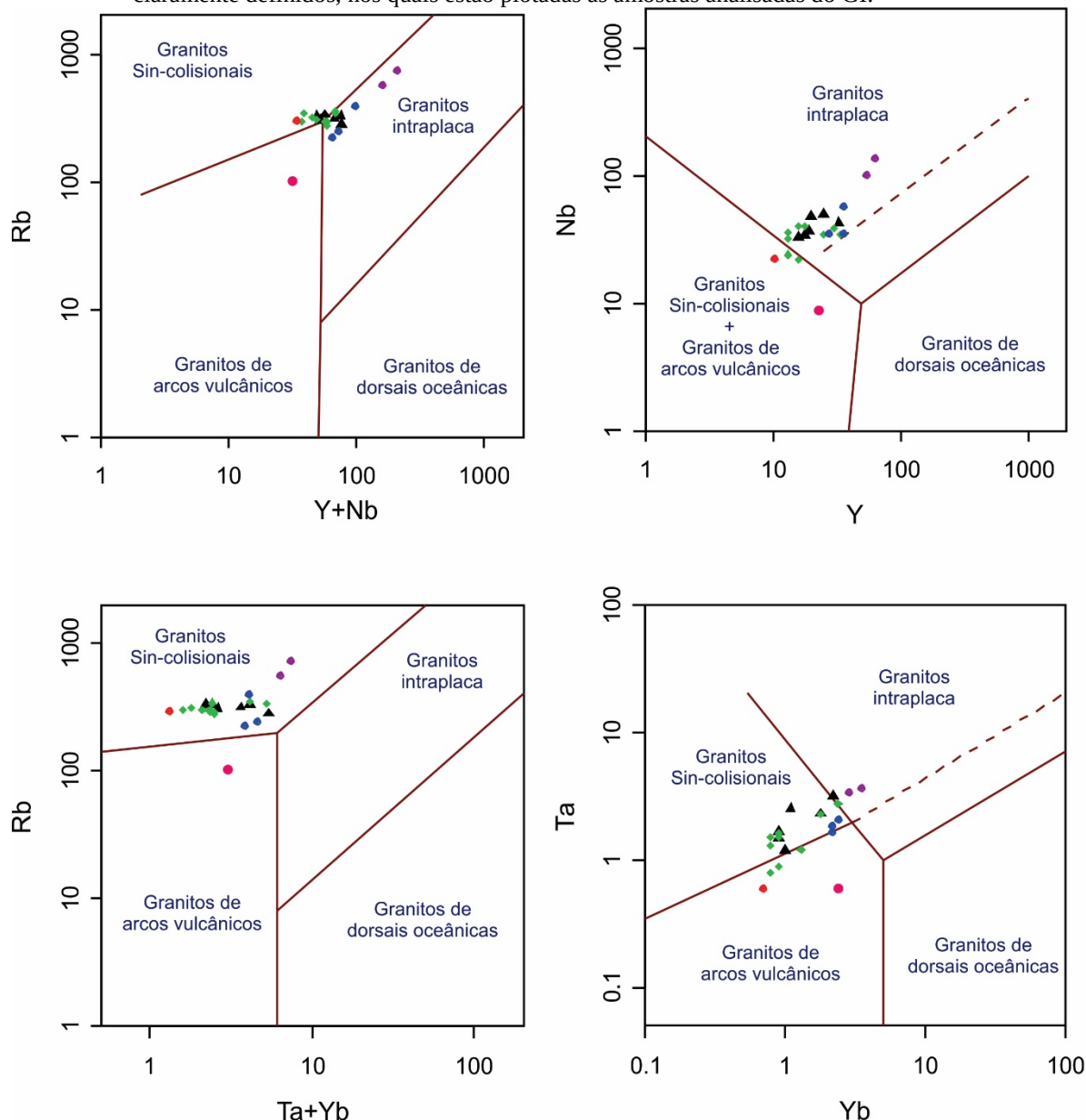


Fonte: Adaptado de Frost et al. (2001)

5.3 Fontes do magma

Apesar do ambiente tectônico de colocação do granito Itaoca ser óbvio, os diagramas discriminatórios concebidos por Pearce et al. (1984) fornecem importantes informações sobre o ambiente das rochas fonte dos magmas que deram origem ao mesmo. Três ambientes distintos são observados nestes diagramas (figura 49), sendo eles: sin-colisional, intraplaca e arco vulcânico. É importante salientar que as diferenças composicionais observadas nos diagramas de Pearce et al. (1984) possuem fortes relações com a composição da fonte e o histórico de diferenciação magmática, do que propriamente dito com o ambiente tectônico de colocação (Frost et al., 2001; Gill, 2014).

Figura 49 - Diagramas discriminantes concebidos por Pearce et al. (1984) exibindo campos de granitoides claramente definidos, nos quais estão plotadas as amostras analisadas do GI.

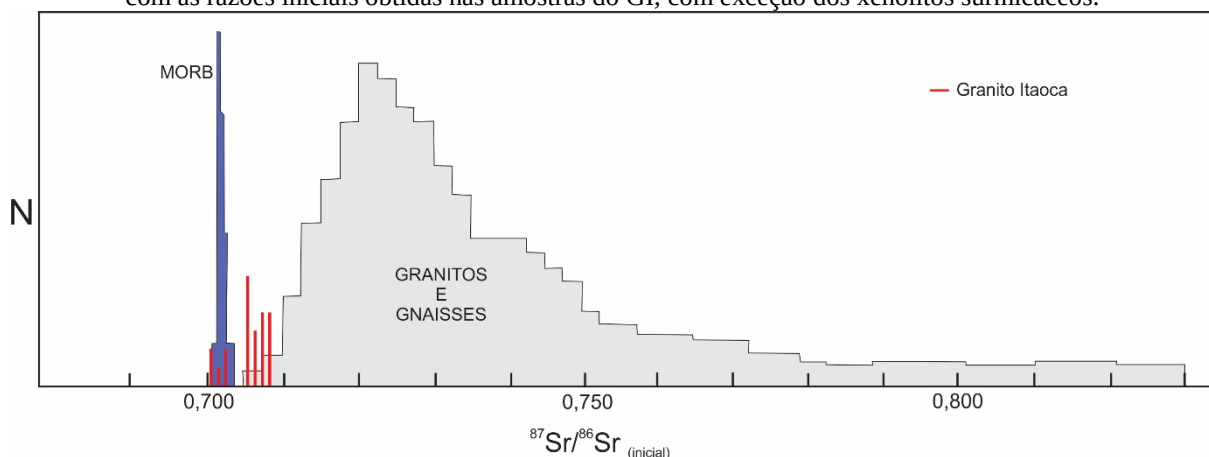


▲ Fácies porfírica ◆ Fácies inequigranular ● Autólito microgranular félsico
 ● Xenólito de Anfibólito ● Enclave microgranular máfico ● Xenólito surmicáceo

Fonte: Adaptado de Pearce et al. (1984).

As baixas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ calculadas para a idade de cristalização do GI, determinada por Neto et al. (2014), juntamente com os valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos sugerem contribuições mantélicas para a origem do granito Itaipua. As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ variam de 0.701 a 0.708, com exceção dos xenólitos surmicáceos, que apresentam razões anormalmente baixas. De acordo com Allègre (2008) e Faure (1986) essas razões são características de basaltos tipo MORB, havendo também pequena quantidade de granitos e gnaisses com essas razões, o que pode ser observado no histograma comparativo da figura 50.

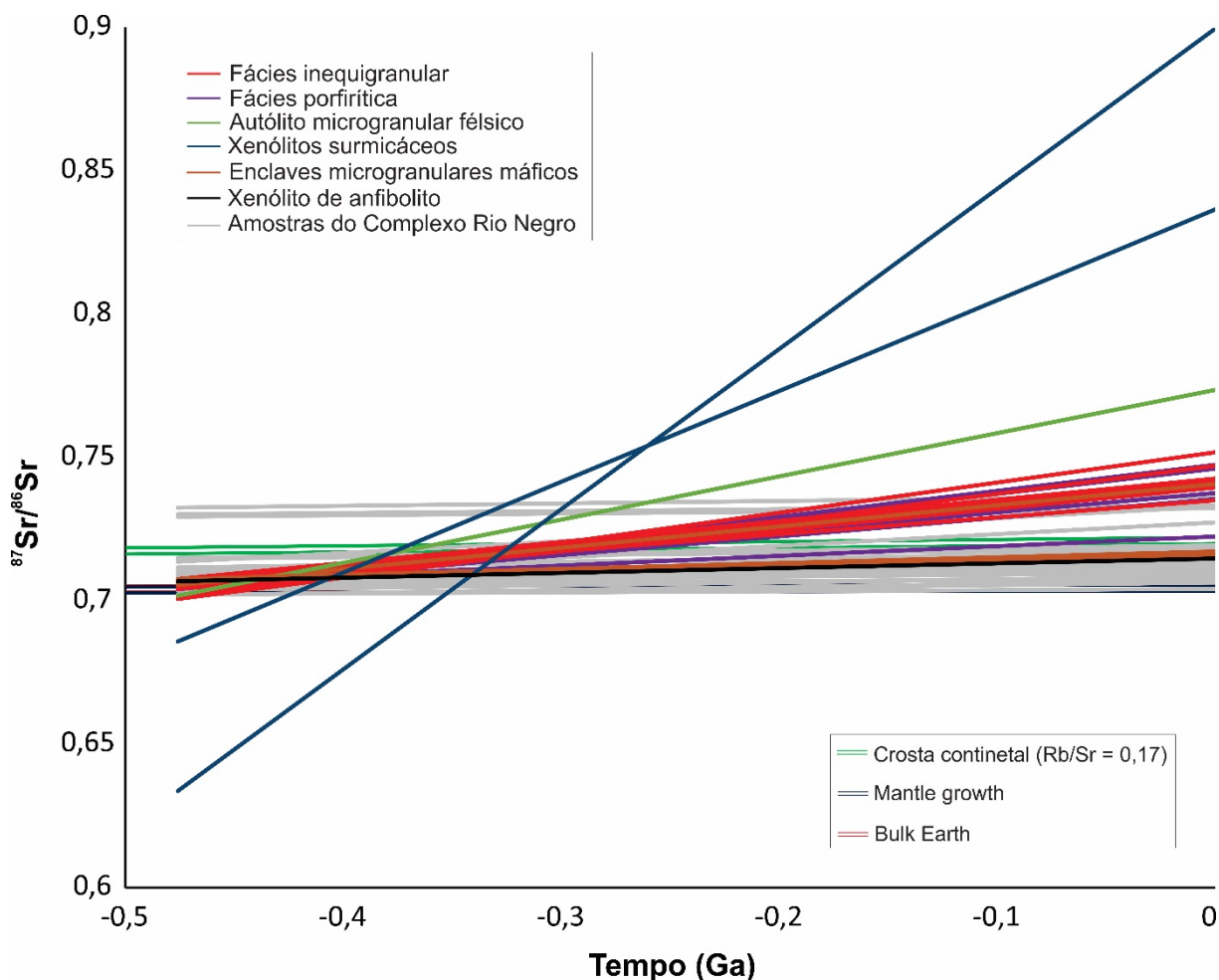
Figura 50 - Histograma de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com dados de basaltos tipo MORB, granitos e gnaisses, comparados com as razões iniciais obtidas nas amostras do GI, com exceção dos xenólitos surmicáceos.



Fonte: Adaptado de Allègre (2008).

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são semelhantes a razões das rochas do Arco Magmático Rio Negro determinadas por Tupinambá et al. (2012) e recalculadas para a idade de cristalização do granito Itaoca. Apesar da evolução das razões serem distintas (figura 51), a semelhança nas razões iniciais sugere que o GI pode ter sido originado por processos de fusão parcial das rochas do Arco Magmático, no qual o sistema isotópico homogeniza e ambas as razões se tornam semelhantes, com evoluções distintas, que dependem diretamente dos teores totais de estrôncio e rubídio nas rochas.

Figura 51 - Diagrama de evolução das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, calculadas com base na idade de cristalização do GI.



Nota: Comparativamente, são plotadas razões da crosta continental média, manto evoluído, média da terra e razões de rochas do Complexo Rio Negro. As razões do Complexo Rio Negro foram extraídas de Tupinambá et al. (2012).

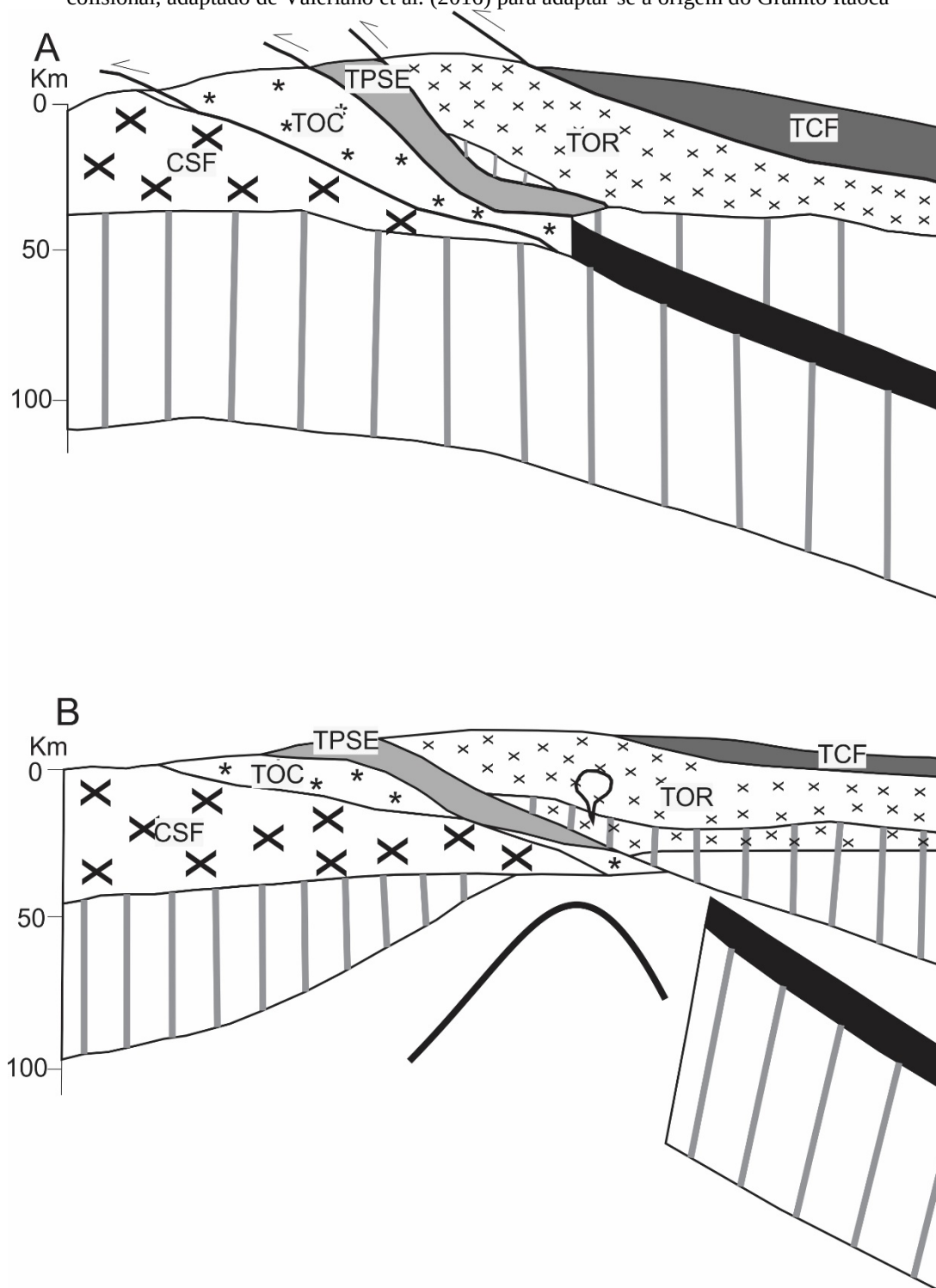
Fonte: O autor, 2016.

5.4 Modelo petrogenético hipotético

A partir da análise integrada dos dados o autor propõe um modelo para a origem do Granito Itaoca. A homogeneidade composicional, geoquímica e isotópica das rochas do GI sugere que o magma que deu origem a este granito seja proveniente predominantemente de uma única fonte, podendo haver contribuições em menor escala de fontes distintas. Contudo, a grande quantidade de xenólitos encontrados e algumas características geoquímicas, como por exemplo o caráter levemente peraluminoso, e idades T_{DM} muito mais velhas que a idade de cristalização, indicam que no processo de colocação desse corpo o magma tenha sido contaminado com rochas supracrustais, modificando assim sua composição original.

O autor acredita que o magmatismo do Granito Itaoca tenha sido gerado pela fusão parcial de rochas de alto a médio potássio do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá et al., 2012). Este magma teria sido contaminado pelas rocha metassedimentares do Grupo São Fidélis durante seu processo de colocação em níveis crustais mais rasos. Diante disso, adaptou-se o modelo proposto por Valeriano et al. (2016) no qual os autores propõem a contribuição direta de magmas derivados do manto para a origem dos corpos pós-colisionais da Faixa Ribeira (figura 53). Para o Granito Itaoca a fonte do magma parece ter sido essencialmente crustal, sendo este gerado majoritariamente pela fusão parcial das rochas do Arco Magmático Rio Negro (ARN), aquecido pela elevação do gradiente geotérmico causada o pela delaminação da crosta duplicada, e contaminado com rochas do Grupo São Fidélis. As assinaturas isotópicas de Sr tipicamente mantélicas ocorrem devido a homogeneização isotópica no momento do processo de fusão parcial das rochas do ARN, que no momento de geração do magma possuíam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,701 a 0,709 e os valores positivos de épsilon Nd indicam fonte crustal, a qual pode ser representada pelo ARN. Contudo, alguma contribuição diretamente mantélica não deve ser descartada para a origem deste granito, devido às suas características isotópicas indicarem tal contribuição, não sendo esta constatada em suas características mineralógicas e geoquímica.

Figura 52 - Evolução geodinâmica tardia da Faixa Ribeira Central e a possível origem do magmatismo pós colisional, adaptado de Valeriano et al. (2016) para adaptar-se à origem do Granito Itaoca



Nota: (A) Espessamento crustal gerado por dois eventos colisionais: colisão do Arco Magmático Rio Negro (580Ma) e acreção do Terreno Cabo Frio (520Ma). (B) Fim da subdução e quebra do slab, com consequente formação de magmas toleíticos gerados por fusão do manto sublitosférico e aquecimento da crosta, fundindo parcialmente as rochas e dando origem ao magmatismo granítico. Legenda: CSF = Cráton do São Francisco; TOC = Terreno Ocidental; TPSE = Terreno Paraíba do Sul-Embu; TOR = Terreno Oriental; TCF = Terreno Cabo Frio.

Fonte: Adaptado de Valeriano et al. (2016).

CONCLUSÕES

O Granito Itaoca faz parte do conjunto de corpos ígneos originados no estágio pós-colisional da Faixa Ribeira Central, com idade de cristalização de $476,4 \pm 1,8$ Ma (Neto et al., 2014), obtida pelo o método U-Pb ID-TIMS em monazita no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR-UERJ). Esta unidade está inserida na suíte Nova Friburgo (Valeriano et al., 2011).

A unidade estudada apresenta composição mineralógica homogênea, apesar de haverem variações modais e texturais nas rochas mapeadas. Foram individualizadas três fácies ígneas com base na variação textural, sendo elas: fácies porfirítica, fácies inequigranular e fácies equigranular. A variação entre as fácies é gradacional e dá-se de forma concêntrica da borda para o centro do corpo. As rochas que compõem essas fácies são quartzo monzonitos, monzogranitos e sienogranitos.

A composição química das rochas que compõem a unidade Granito Itaoca também é homogênea, sendo estas saturadas em sílica e pertencentes à série cálcio-acalina, com elevados teores de potássio. Com base no esquema de classificação proposta por Frost et al. (2001) o Granito Itaoca é descrito como metaluminoso a levemente peraluminoso, são rochas álcalicalcicas a calioalcalinas e férricas a levemente magnesianas.

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o parâmetro ϵ_{Nd} indicam fontes de magmas com de origem crustal, com possível contribuição mantélica direta, sendo estas razões semelhantes às razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas do Arco Magmático Rio Negro, calculadas para a idade de cristalização do GI. Portanto a origem do Granito Itaoca pode estar relacionada com a fusão parcial do Arco Magmático Rio Negro, uma vez que existem xenólitos no GI com características petrológicas semelhantes a esta fonte, e seu processo de diferenciação é basicamente de cristalização fracionada com assimilação de rochas supracrustais.

REFERÊNCIAS

ALKMIN, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; CRUZ, S.C.P. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, [S.l.], v.15, p. 25-43. 2007.

ALLÈGRE, C. J. Isotope Geology. **Cambridge**, second edition, New York. 512p. 2008.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton de São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v.7, p. 349-364. 1977.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 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 . 1973.

ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.A.; HEILBRON, M.; And TROUW, R. Geometric and kinematic analysis at the central tectonic boundary of the Ribeira belt, southeastern Brazil. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, Belo Horizonte, Anais, p. 32. 1998.

BAYER, B. P.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HORN, H. A. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Snata Angélica Pluton - na example. **Geological Rundschau**, Stuttgart, v. 76, p. 357-371. 1987.

BONGIOLO, E.; RENAC, C.; PIZA, P. A. T.; SCHMITT, R.. S.; MEXIAS, A. S. Origin of pegmatites and fluids at Ponta Negra (RJ, Brazil) during late- to post collisional stages of the Gondwana Assembly. **Lithos**, [S.l.], v. 240-243, p. 259-275. 2016.

BONIN, B.; AZZOUNI-SEKKAL, A.; BUSS, F.; FERRAG, S. Alkalic-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, [S.l.], v. 45, p. 45-70. 1998.

BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: HENDERSEN, P. (Ed.) *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: **Elsevier**. P. 63-114. 1984

CASTRO, H.M.; ROCHA, R.L.S.; SPERLING, E.V.; BALTAZAR, O.F. 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. 1984

CHAPPELL B. W.; WHITE A. J. R.; WILLIAMS I. S.; WYBORN D. & WYBORN, L. A. I. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and lowtemperature granites and their implications. **Australian Journal of Earth Sciences**, [S.l.], v. 47, p. 123–138. 2000.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granites types: 25 years later **Australian Journal of Earth Sciences.**, [S. l.], v. 48, p. 489-499. 2001.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granites types. **Par. Ged.**, [S. l.], v. 8, p. 173-174. 1974.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogeneses Supeposeés das le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v.3, p.1-22. 1973

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Projeto Aerogeofísico do Espírito Santo: Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetómetros e gamaespectrométricos. Vol: 1. 2010.

DE CAMPOS, C. P.; MEDEIROS, S. R.; MENDES, J. C.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DUSSIN, I.; LUDKA, I. P.; DANTAS, E. L. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v.68, p. 248-268. 2016.

DEPAOLO, D. J. Implication of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crust and the mantle. **Earth Planet. Sci. Lett.** V.43, p. 11-201. 1981.

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; MARQUES, R.A.; FIGUEIREIDO, E.; RIBEIRO, I.S.; MOUTA, F.M; SILVA, J.C.; MONTEIRO, A.C.; SILVA, R.R.T.; CHISPIM, J.S.; MOTOKI, A.; PORTO JR, R.; RAGATKI, D.; GERALDES, M. Mapa Geológico da Folha Itaperuna (1:100.000). In: Pronageo – Programa Nacional de Geologia – MCT/CPRM-UERJ. Livro em CD-ROM. Coordenação: Monica Heilbron. Edição: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 2012."

EIRADO SILVA, L.G.; FERNANDES, G.A.; DUARTE, B.P.; HEILBRON, M.; PIMENTEL, R.; CUELLAR, A. Mapa Geológico da Folha Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II), escala 1:100.000. PRONAGEO – Programa Geologia do BRASIL. **CPRM** – Serviço Geológico do Brasil. Brasília. 2007.

EIRADO SILVA, L.G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 36, p. 426-436. 2006.

FARIA, T. G. Caracterização petrográfica e geoquímica do complexo intrusivo de Mimoso do Sul (maciço Torre e Jacutinga), região sul do Espírito Santo. **Monografia**. Departamento de Geologia - UFES. Alegre - ES. 2013.

FAURE, G. Principles of Isotopic Geology. **John Wiley and Sons**, second edition, EUA. 589. 1986.

FERNANDES, G.A. Contribuição ao Entendimento Geológico do Terreno Oriental da Faixa Ribeira na Baía da Ilha Grande, litoral sul fluminense, RJ. **Dissertação de Mestrado**, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 138 p. 2000.

FONSECA, M. J. G. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo. Rio de Janeiro: **DNPM**. 141p. Escala 1:400.000. 1998.

FONTES, C. A, NETTO C, COSTA, M. R. A, BALTASAR O. F, SILVA S. L. Projeto Mimoso do Sul. Relatório interno. **CPRM/DNPM**, Brasília, p. 248. 1981.

FROST, B. R., FROST, C. D., HULSEBOSCH, T. P. & SWAPP, S. M. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Range, Wyoming. **Journal of Petrology** 41, 1759–1776. 2000

FROST, B. R.; ARCULUS, R. J.; BARNES, C.G.; COLLINS, W. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification of granitic rocks. **Journal of Petrology**, [S. l.], v. 42, p. 2033-2048. 2001

GERALDES, M. C.; Motoki, A. ; COSTA, A. ; MOTA, C. E. ; MOHRIAK, W. U. . Geochronology (Ar/Ar and K-Ar) of the South Atlantic post-break-up magmatism. **Geological Society Special Publication**, v. 369, p. 1-34, 2013.

GILL, R. Rochas e Processos Ígneos: um guia pratico. **Bookman**, Porto Alegre. 427p. 2014.

GUIMARÃES, M.T.- Geologia,Petrografia e Geoquímca do Complexo Granítico de Mangaratiba- Conceição de Jacareí, RJ. **Dissertação de mestrado**. Geoquímica - UFF. 155p. 1999.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, A. J.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, m. p. and Ries, A. C. (Ed). **Collision Tectonics. Geol. Soc. Am. Spec.** 19. 1986.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, [S.l.], v.125, p.87-112. 2003.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C.; TROW, R.A.J., JANASI, V.C. Brasiliano Belts in SE Brazil. **Journal of virtual explorer**, Volume 17, www.virtualexplorerer.au. 2004b.

HEILBRON, M.; EIRALDO, L.G.; ALMEIDA, J. C. H. Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Programa Geologia do Brasil, mapas geológicos estaduais. **CPRM**, Superintendência de Belo Horizonte. (no prelo).

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANSI, V.A. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto. V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves. B.B. (orgs). 2004a. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, São Paulo, 647p. 2004a.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C. M.; SILVA, L. G. E.; MELO, R. S.; SIMONETTI, A.; PEDROSA SOARES, A. C.; MACHADO, N. The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc -related unit at Ribeira belt. **Precambrian Research**, [S.l.], v.238, p. 158-175. 2013.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; MOHIAK, W.; MILANI, E.. 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. 2000.

HIBBARD M.J. Petrography to Petrogenesis. **Departament of Geological Sciences**. Nevada, p.243-271. 1999

HIBBARD M.J. The magma mixing origin of mantled feldspars. **Contributions to mineralogy and petrology**, [S.l.], v. 76, p. 158-170. 1981

IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, **Canadian Journal of Earth Sciences**, Canadá, v.8, p. 523-548. 1971.

JUNHO, M. C. B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; PENHA, H. M. 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, 1987.

JUNHO, M.C.B. & WIEDEMANN, C.M. 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. 1987.

LE MAITRE, R. W. et al. (Ed). A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Cambridge: **Cambridge University**. 193p. 1989.

LIÉGEOIS, J. P. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on post-collisional magmatism. **Lithos**, [S.l.], v.45, p. xv - xvii. (1998).

LOISELLE, M. C. & WONES, D. S. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geological Society of America**, Abstracts with Programs, v.11, p.468. 1979.

LUDKA, I. P., MENDES, J., PENHA, H.M., BELMONTE, S. & ALMEIDA, T. 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. 2006.

LUDKA, I.P. Geologia, petrografia e geoquímica do Complexo intrusivo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Es. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 1991.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALES, S. R.; SCHEMINI, C.A.; SANTOS NETO, A. S.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, I.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. F. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. Geologia. **RADAMBRASIL**, v.32. 1983.

MACHADO, M. F.; SILVA, S. F. Geodiversidades do estado de Minas Gerais. Escala 1:2.500.000. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da geodiversidade. **CPRM**, Superintendência de Belo Horizonte. 2010.

MEDEIROS S.R., WIEDEMANN-LEONARDOS C.M, VRIEND S. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v.30, p. 30-34. 2000.

MEDEIROS, J. D. Caracterização petrográfica e litogeoquímica do batólito Forno Grande, Castelo, Espírito Santo. **Monografia**. Departamento de Geologia - UFES. Alegre - ES. 2013.

MENDES J.C., WIEDEMANN, C.M. AND MCREATH, I. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the V6rzea Alegre massif, State of Espfrito Santo, southeastern Brazil. **Rev. Brasil. Geociências**, [S.l.], v. 29, p. 47-54. 1999.

MENDES, J. C., JUNHO, M. B., GHIZI, A. 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. 2002.

MENDES, J. C., MEDEIROS, S. R.; CHAVES, E. A. Assinatura isotópica de Sr e Nd do magmatismo cálcio-alcálico de alto-K na Faixa Ribeira central: o exemplo do Granito São Pedro em Lumiar, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v.41, p.408-419. 2011.

MENESES P. R.; PARADELLA W. R. Síntese Geológica Preliminar as Parte Sul do Estado do Espírito Santo. Instituto de Pesquisas Espaciais. **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico**. São José dos Campos - São Paulo. 1978.

MOLYNEUX, S. J.; HUTTON, D. H. W. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland. **Geological Society of America Bulletin**, [S. l.], v.112, p. 1543-1558. 2000.

MURAD, A. Resumo de Geologia, Petrografia e Geoquímica (Elementos maiores, menores e alguns traços) do Maciço Intrusivo de Conceição de Muqui – ES. Disponível em: <http://ppegeo-local.igc.usp.br/pdf/anigeo/v16/v16a167.pdf>. Acessado em: 25 fev 2014.1992.

NARDI, L. V. S. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. **Pesquisas em geociências**, Porto Alegre, RS, v. 43, p. 85-99. 2016.

NARDI, L.V.S. 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. **Revista Brasileira de Geociências** [S.l.], v. 10, p.3-16.

NETO, C. C. A.; VALERIANO, C. M.; PASSARELLI, C. R.; HEILBRON, M.; LOBATO, M. 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.l.], v. 86, p. 171-186. 2014.

NETO, C.C.A., VALERIANO, C.M. Vaz, G.S., Medeiros, S.R, Ragatky. Composição isotópica do Sr no padrão NBS987 obtida por TIMS no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos - LAGIR, da Faculdade de Geologia da UERJ. **Anais do XI Simpósio de Geologia do Sudeste**, Soc.Bras.Geologia, C.D-ROM, p. 21. 2009.

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.

OFFMAN R.A. & WEBER-DIEFENBACH K. Two zoned complexes in the Iconha region, Espírito Santo, Brazil: A geochemical characterization of an intrusive series. **Zbl.Geol.Paläont.** Teil I. v. 5/6, p.903–916. 1989.

PACHECO, B. T. 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. 2010.

PEARCE, P. O.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, [S. l.], v. 25, p. 956-983. 1984.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, [S. l.], v. 58, p. 63-81. 1976

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., ALKMIN F.F., SILVA L.C., BABINSKI M., CORDANI U., CASTAÑEDA C. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, [S.l.], v.15, p. 1-16. 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CASTEÑEDA, C.; QUIROGA, G.; GRADIM, C.; BELÉM, J.; RONCATO, J.; NOVO, T.; DIAS, P.; GRADIM, D.; MEDEIROS, S.; JACOBHSON, T.; BABINSKI, M.; VIEIRA, T. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. **Geonomos**, [S.l.], v. 14, p. 97-111. 2006.

PENHA, H. M. Geologia do Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 56, n. 3, p. 355. 1984.

PENHA, H.M. 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. 1989.

PONS, J.; BARBEY, P.; NACHIT, H.; BURG, J. P. Development of igneous layering during growth of pluton: The Tercouate Laccolith (Marrocco). **Tectonophysics**, [S. l.], v. 413, p. 271-235. 2006.

PORTO JR, R. Petrogênese das Rochas do Maciço da Pedra Branca. Rio de Janeiro, RJ. **Tese de Doutorado**, IG-UFRJ , Rio de Janeiro.229p. 2004.

PORTO JR, R.; VALENTE, S. C. As rochas granitóides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnáissicas da região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. **Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém, Pará v.3, p.1066-1074. 1988.

POTRATZ, G. L. Mapeamento faciológico do complexo intrusivo de Várzea Alegre na escala de 1:50.000. **Monografia**. Departamento de Geologia - UFES. P - 161. 2014.

PUGET, A.J.P. & PENHA, H.M. Granitos da região de Ipiranga, RJ. Considerações geoquímicas e petrológicas. In: **SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 31, Balneário de Camboriú. Anais, v.4, p. 2215-2230. 1980.

RAMOS, M. A. B.; CARVALHO, L. M. Geodiversidade do estado da Bahia. Programa Geologia do Brasil, levantamento da geodiversidade. **CPRM**. Salvador - Brasil. 2010.

RIBEIRO, R. Estudo geológico e geoquímico preliminar do granito Silva Jardim, Rio de Janeiro. **Monografia** (Graduação em Geologia)- Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; LOURO, V. H. A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no levantamento geológico. **Terra didática**, [S. l.], v. 10, p. 29-51. 2013.

SCHMITT, R. S.; TROW, R. A. J.; VAN SCHMUNS, W. R.; PIMENTEL, M. M. 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.l.], v. 133, p. 29-61. 2004.

SHAND, S. J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. **John Wiley & Sons**. New York. 1943.

SILVA, W.G.; BATISTA, J.J.; THOMPSON, R. Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci. Niterói, **DRM/RJ**. 1978

SOLLNER, F, LAMMERER, B. AND WIEDEMANN-LEONARDOS, C. Dating the Ribeira Mobile Belt in Brazil. **Zeit. Angw. Geol.**, Sonderheft, SH1, p. 245-255. 2000.

STRECKEISEN. Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the Systemics of Igneous Rocks: **Geotimes**, October, p. 26-30. 1973.

SUN, S.; MADONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D.; NORRY, M. J. (Ed) Magmatism in the ocean basins: **Geological Society of London Special Publication**, [S. l.], v. 42, p. 313-345. 1989.

TANAKA, T., TOGASHI, S., KAMIOCA, H. JNd-1: a Neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla Neodymium. **Chemical Geology** [S.l.], v.168, p. 279-281. 2000.

TORRES, L. F. Petrografia e geoquímica de plútons zonados do Sul do Espírito Santo. **Monografia**. Departamento de Geologia - UFES. Alegre - ES. 2013.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R.. 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. 2000.

TULLER M.P. Texto explicativo da Folha SE.24-Y-C-VI. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:100.000. **CPRM**. 1993.

TUPINAMBÁ, M. 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. 1999.

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. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. In: **Revista Geonomos**, [S.l.], v.15, p. 67-79. 2007.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; PORTO JUNIOR, R.; DIOS, F. B.; MACHADO, N.; SILVA, L. G. E.; ALMEIDA, J. C. H. 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. 2012.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. 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. 2000.

ULBRICH, H. H. G. J.; VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 31, p. 163-172. 2001.

VALERIANO, C. M.; MENDES, J. C.; TUPINAMBÁ, M.; BONGIOLO, E.; HEILBRON, M.; JUNHO, M. C. B. 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. 2016.

VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRALDO, L. G. 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. 2011.

VALERIANO, C. M.; VAZ, G. S.; MEDEIROS, S. R.; NETO, C .C. A.; RAGATKY, C .D.; GERALDES, M. C. The Neodymium isotope composition of the JNdi-1 oxide referente material: results from the LAGIR Laboratory, Rio de Janeiro. **Proceedings of the VI South American Symposium on Isotope Geology**, San Carlos de Bariloche - Argentina (CD-ROM), pp. 1-2. 2008.

VALERIANO, C.M., MEDEIROS, S.R., VAZ, G.S., NETO, C.C.A. Sm-Nd isotope dilution TIMS analyses of BCR-1, AGV-1 and G-2 USGS rock reference materials: first results from the LAGIR laboratory. In: **Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil**, IGc-USP, CPGeo –Centro de Pesquisas Geocronológicas, CD-ROM. 2009.

VERNON, R. H. Kfeldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. **Earth-Science Reviews**, [S. l.], v. 23, p. 1-63. 1986.

VIEIRA, V. S. Mapa geológico do estado do Espírito Santo. Escala 1:400.000. Programa Geologia do Brasil, mapas geológicos estaduais. **CPRM**, Superintendência de Belo Horizonte. 2014.

WHALEN, J. B.; CURRFFI, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contrib. Mineral Petrol.** [S. l.], v. 95, p. 407-419. 1987.

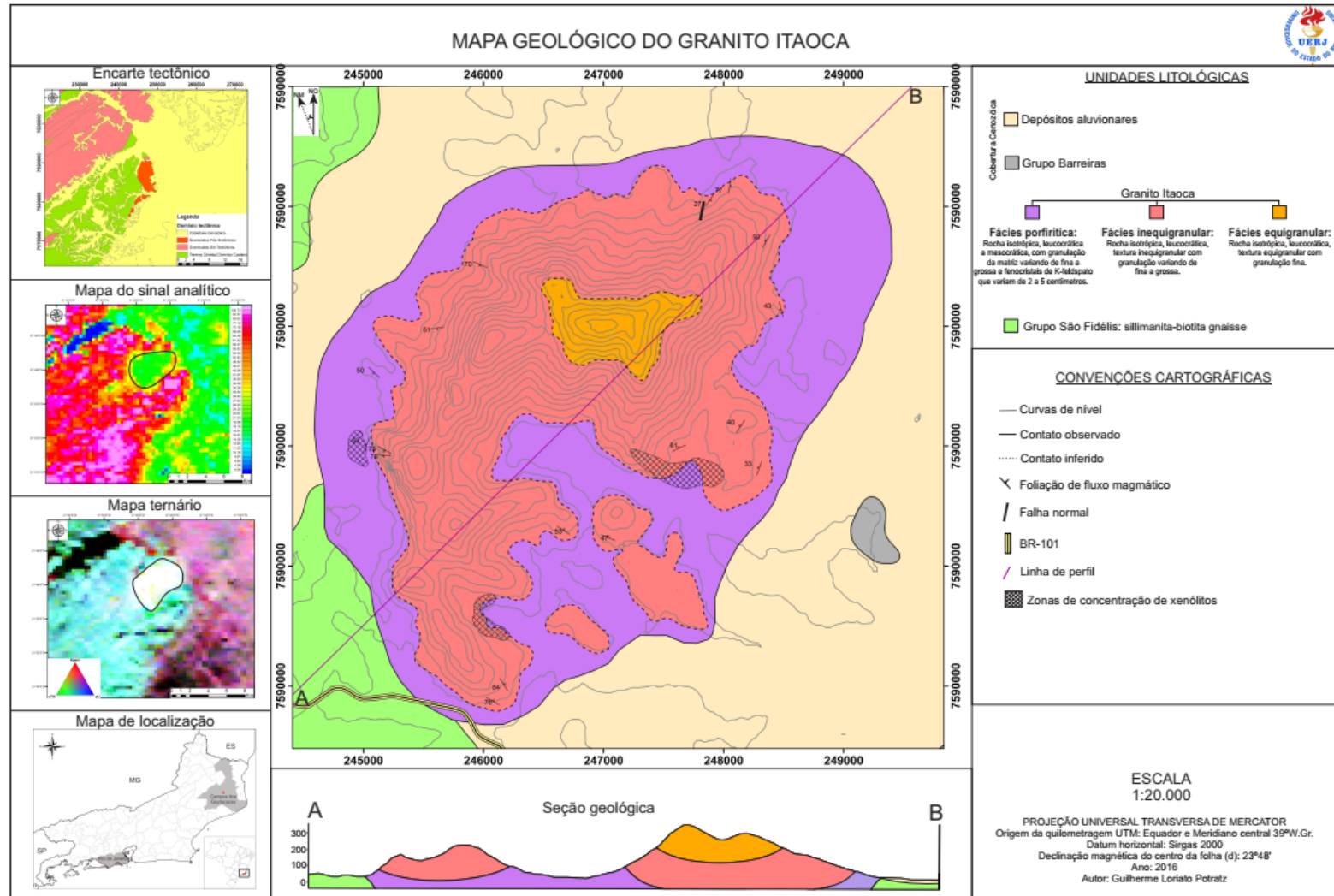
WIEDEMANN C. M & LAMMERER B. Evidências do Caráter Ígneo estratiforme do Complexo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Es. In: **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, [S.l.], v. 55, 326. 1983.

WIEDEMANN C. M, LUDKA I. P. Contribuição á Geologia e Petrografia do Complexo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Espírito Santo. In: 33° **Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro, p. 2.723- 2.737. 1984.

WIEDEMANN-LEONARDOS C.M., LUDKA I.P., MEDEIROS S.R, MENDES J.C., MOURA J.C. Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí –Ribeira. **Geonomos**, [S.l.], v.8, p. 25-38. 2000.

WINTER, J.D. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. **Pearson**, United States of America. second edition, p 383-391. 2010.

ANEXO A – Mapa Geológico do Granito Itaoca



ANEXO B – Mapa de pontos de campo

