

Petrologia do Stock Serra da Vaca, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano

Petrology of Serra da Vaca Stock, Poço Redondo Domain, Sergipano Orogenic System

Douglas Barreto de Oliveira¹ , Herbet Conceição¹ , Maria de Lourdes da Silva Rosa¹ 

¹Universidade Federal de Sergipe - UFS, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias - PGAB, Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, Avenida Marechal Rondon, s/n, Jardim Rosa Elze, CEP: 49100-000, São Cristóvão, SE, BR (dbogeo@gmail.com; herbet@academico.ufs.br; lrosa@academico.ufs.br)

Recebido em 13 de outubro de 2019; aceito em 10 de maio de 2021.

Resumo

O Stock Serra da Vaca (SSV, 19 km²) é alongado NE-SW e localiza-se no norte do Domínio Poço Redondo, no Sistema Orogênico Sergipano. A orientação desse stock trunca a foliação metamórfica regional NW-SE. O SSV é constituído por biotita granodioritos leucocráticos de cor cinza, textura equigranular fina a média e têm estrutura maciça. Sienogranitos e álcali-feldspato granito são presentes. Os minerais acessórios dessas rochas são epidoto, zircão, apatita e minerais opacos. O feldspato alcalino é peritítico. Andesina e oligoclásio dos granodioritos apresentam zonação normal, indicativa de cristalização fracionada. A biotita marrom é primária, tem razão Fe/(Fe + Mg) variando de 0,47–0,84 e exibe afinidade química com suítes cálcio-alcálicas. O epidoto primário (19,9 < %pistacita < 28,85) indica cristalização em condições relativamente oxidantes a pressão de 6 kbar (~25 km). Os dados geoquímicos indicam que as rochas do SSV são evoluídas (70% < SiO₂ < 77,5%), peraluminosas e magnesianas. A filiação magmática dos granodioritos é cálcio-alcálica de alto K, enquanto os sienogranitos apresentam afinidade shoshonítica. As razões (La/Yb)_N variam de 21–70 nos granodioritos, 40 no álcali-feldspato granito e 1,4–2,8 nos sienogranitos. As anomalias de Eu são pouco pronunciadas para a maioria das amostras (0,57 < Eu/Eu* < 0,94), à exceção do álcali-granito e dos sienogranitos, que exibem forte anomalia negativa em európio (0,16–0,30). Os dados químicos de elementos maiores sugerem que o magma SSV tenha se formado a partir de protólitos ígneos máficos e potássicos. As relações entre elementos-traço (e.g. Th, Ta, Hf, Y, Nb, Rb) indicam que esses granitos foram gerados em ambiente orogênico em período pós-tectônico. Sugere-se que os granodioritos do SSV pertençam à Suíte Intrusiva Coronel João Sá do Domínio Macururé, uma vez que apresentam assinatura geoquímica de magmas máficos potássicos, pós-colisionais e intrusivos em ambiente de arco vulcânico com assinatura de fluidos de subducção.

Palavras-chave: Stock Serra da Vaca; Granito Orogênico; Sergipe; Província Borborema.

Abstract

Serra da Vaca Stock (SSV, 19 km²) is elongated NE-SW, located in the North of Poço Redondo Domain, in the Sergipano Orogenic System. The orientation of this stock cut off the NW-SE regional metamorphic foliation. SVS is composed of biotite gray leucocratic granodiorites of gray color, fine to medium equigranular texture, of isotropic structure. Syenogranites and alkali-feldspar granite are present. The accessory minerals of these rocks are epidote, zircon, apatite, and opaque minerals. Alkaline feldspar is perthitic. Andesine and oligoclase of granodiorites have normal zonation, indicating fractional crystallization. Brown biotite is primary and has Fe/(Fe+Mg) ratio ranging from 0.47–0.84 and exhibits chemical affinity for calc-alkaline suites. The primary epidote (19.9 < %pistacite < 28.85) indicates crystallization under relatively oxidizing conditions at a pressure of 6 kbar (~25 km). Geochemical data indicate that SVS rocks are evolved (70% < SiO₂ < 77.5%), peraluminous and magnesian. The magmatic affiliation of granodiorites is high K calc-alkaline, whereas syenogranites, which are the most evolved, have shoshonitic affinity. The (La/Yb)_N ratios range from 21–70 of granodiorites, 40 in the alkali granite, and 1.4–2.8 in the sienogranites. Eu anomalies are poorly pronounced for most samples (0.57 < Eu/Eu* < 0.94), except for alkali-granite and syenogranites, which exhibit a strong europium negative anomaly (0.16–0.3). Data on trace elements suggest that SVS magma was formed from potassium mafic igneous protoliths. Relations between trace elements (e.g., Th, Ta, Hf, Y, Nb, Rb) indicate that these granites were generated in an orogenic environment in a post-tectonic period. SSV granodiorites are suggested to belong to the Coronel João Sá Intrusive Suite of the Macururé Domain, since they have a geochemical signature of potassic, post-collisional, and intrusive magmatic magmas in a volcanic arch, with the signature of subduction fluids.

Keywords: Serra da Vaca Stock; Orogenic Granite; Sergipe; Borborema Province.

INTRODUÇÃO

A Província Borborema (Almeida et al., 1977), localizada no Nordeste brasileiro, tem área de aproximadamente 450.000 km² e sua origem, segundo Van Schmus et al. (2008), é relacionada a eventos de convergência (ca. 600 Ma) de blocos do Oeste da África, do Congo-São Francisco e da Amazônia. Van Schmus et al. (2011) dividem a Província Borborema em três subprovíncias: norte, central e sul.

Na subprovíncia sul tem-se o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Sistema Orogênico Sergipano (SOS). Esse orógeno, anteriormente denominado de Faixa Sergipana, foi objeto de estudo de vários pesquisadores durante as décadas de 1960 e 1970 (e.g. Humphrey e Allard, 1967; Silva Filho et al., 1979) e em anos recentes (e.g. Oliveira et al., 2010, 2015, 2017; Conceição et al., 2017). Os resultados dessas pesquisas permitiram identificar que a evolução do SOS é de complexa história geológica (Oliveira et al., 2010, 2017) que resultou da formação da parte ocidental do supercontinente Gondwana.

O SOS é interpretado como um orógeno neoproterozoico resultante da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas há aproximadamente 600 Ma (Brito Neves et al., 1977; Oliveira et al., 2010, 2015). Bueno et al. (2009) argumentam, com base em datações U–Pb_{Shrimp} em granitos, que a orogenia que formou o SOS durou 57 Ma (628–571 Ma).

Uma feição importante no SOS é a presença de granitos ediacaranos (e.g. Long et al., 2005; Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2015; Conceição et al., 2017; Lisboa et al., 2019). O desenvolvimento de pesquisas recentes e sistemáticas em granitos do SOS (e.g. Conceição et al., 2016; Lisboa et al., 2019; Pinho Neto et al., 2019; Santos et al., 2019; Soares et al., 2018, 2019; Sousa et al., 2019) aportaram novas informações geológicas, petrográficas, mineraloquímicas e idades. Embora tenha-se avançado bastante, ainda existem várias intrusões graníticas carentes de dados sistemáticos de geologia, petrografia, mineraloquímica, geoquímica e geocronologia.

Este trabalho apresenta e discute os primeiros dados petrográficos, de química mineral e geoquímica das rochas que compõem o *Stock* Serra da Vaca (SSV), que é uma intrusão localizada no Domínio Poço Redondo (DPR), norte do SOS. Nesse contexto, comparam-se os dados obtidos do SSV com os de outros corpos graníticos do DPR, bem como de rochas migmatíticas encaixantes, de forma a se investigar a possibilidade de derivação do SSV a partir da fusão parcial desses migmatitos.

CONTEXTO REGIONAL

O SOS é formado por faixas que têm orientação ESE-WNW e não se limitam a Sergipe, mas ocorreram igualmente nos

estados de Alagoas e da Bahia (Figura 1; Brito Neves et al., 1977; Oliveira et al., 2017). As faixas que formam o SOS correspondem a terrenos com características geológicas distintas e são limitadas por zonas de cisalhamento (Davison e Santos, 1989). Esses domínios geológicos identificados por Davison e Santos (1989), Mendes et al. (2011) e Neves et al. (2016) foram nomeados de: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo, Canindé e Rio Coruripe.

Os domínios meridionais (Estância e Vaza-Barris) são formados por rochas metassedimentares fracamente deformadas a baixo grau metamórfico (Davison e Santos, 1989; Oliveira et al., 2010). O Domínio Macururé ocorre na porção central do SOS, compreende rochas metassedimentares, deformadas e submetidas às condições fácies anfibolito, e várias intrusões graníticas (e.g. Davison e Santos, 1989; Bueno et al., 2009; Conceição et al., 2016). O Domínio Marancó é composto por rochas vulcanossedimentares metamorfisadas nas fácies xisto verde e anfibolito bem como por granitos (Santos et al., 1988; Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2015). O Domínio Canindé é formado por rochas metavulcanossedimentares, complexos máfico-ultramáficos, diques máficos e félsicos (Davison e Santos, 1989; Oliveira et al., 2010). O Domínio Rio Coruripe, localizado na parte norte do SOS, é constituído por rochas supracrustais e granitos de composições variadas (Lima, 2013).

A área deste estudo localiza-se no DPR, porção norte do SOS (Figura 2). O DPR é o único subdomínio do SOS que tem migmatitos. A presença desses migmatitos foi utilizada por Santos et al. (1988) e Carvalho (2005) para inferir que o DPR representa o nível crustal mais profundo no SOS.

O DPR faz contato tectônico ao sul com o Domínio Marancó e ao norte com o Domínio Canindé pela Zona de Cisalhamento Macururé (Figura 2). Ele é composto pelo Complexo Migmatítico Poço Redondo e por várias intrusões graníticas (Santos et al., 1988; Davison e Santos, 1989; Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2015; Sousa et al., 2019; Pinho Neto et al., 2019).

Carvalho (2005) classifica os migmatitos do DPR como sendo granodioritos cálcio-alcálicos e os interpreta como a crosta de um arco magmático. Esse mesmo autor obteve idades variando de 960–980 Ma (U–Pb_{Shrimp} em zircão) para os paleossomas dos migmatitos e interpreta essas idades como o período de cristalização dos protólitos magmáticos. A idade T_{DM} de 1,48 associada a valores ϵ_{Nd} fracamente negativos e positivos dos migmatitos levaram Carvalho (2005) a interpretar que essas rochas são formadas no Mesoproterozoico a partir de protólito mantélico.

No DPR ocorrem intrusões graníticas ediacaranas com dimensões variadas (Santos et al., 1988; Davison e Santos, 1989; Carvalho, 2005; Oliveira et al., 2015; Sousa et al., 2019). Segundo Teixeira et al. (2014), no DPR ocorrem cinco das suítes intrusivas presentes no SOS: Sítios Novos, Serra do Catu, Coronel João Sá, Queimada Grande e Glória-Xingó 2.

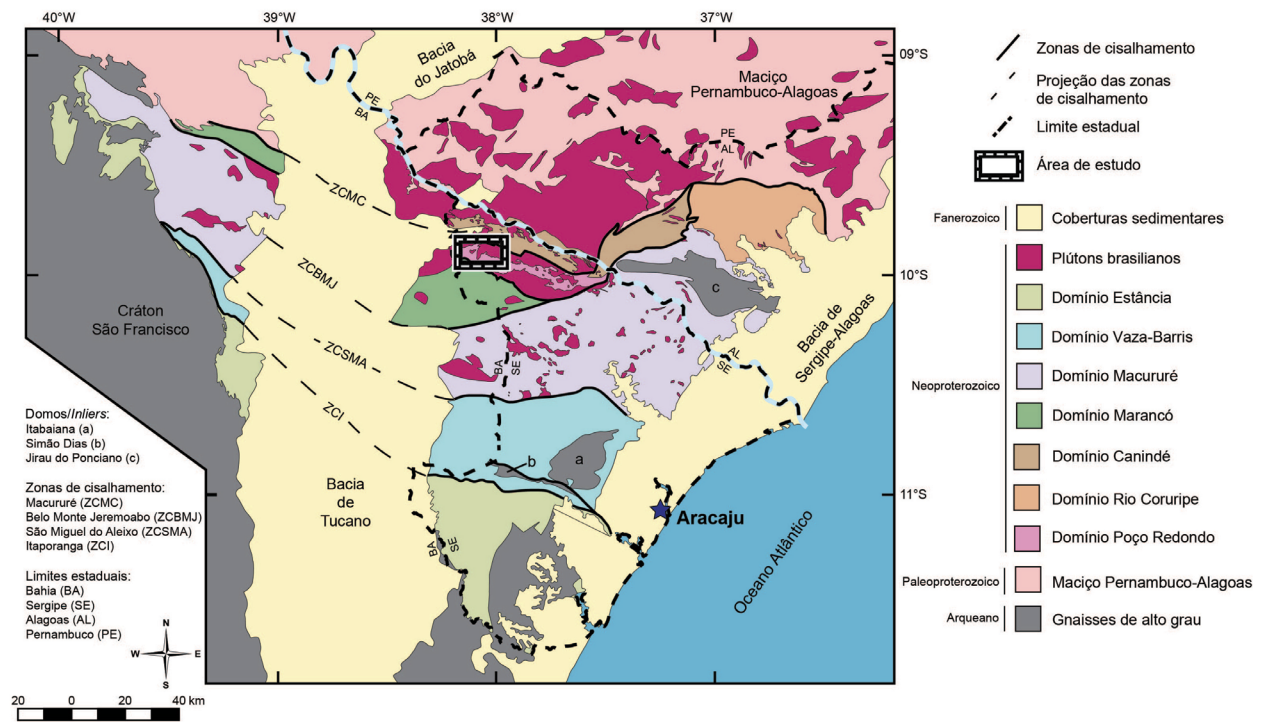


Figura 1. Esquema geológico da parte sul da Província Borborema, segundo a compilação elaborada por Pinho Neto et al. (2019).

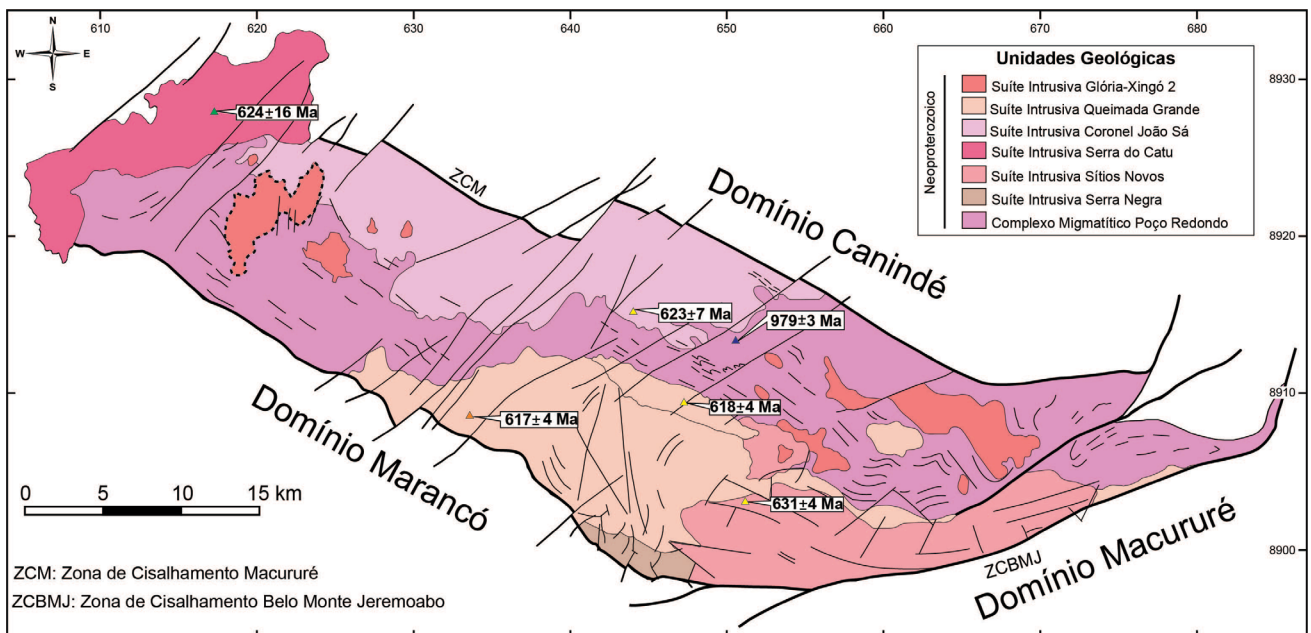


Figura 2. Esquema geológico do Domínio Poço Redondo segundo Teixeira et al. (2014). O Stock Serra da Vaca, objeto deste estudo, tem contorno destacado por linha tracejada. Apresenta-se o valor das idades absolutas U-Pb_{Shrimp} obtidas em cristais de zircão disponíveis na literatura para corpos das diferentes suítes intrusivas no Domínio Poço Redondo (Oliveira et al., 2015; Lima, 2016; Sousa et al., 2019). A idade do migmatito de 979 ± 3 Ma foi obtida por Carvalho (2005).

A maioria dos granitos dessas suítes (e.g. Queimada Grande, Sítios Novos, Coronel João Sá) segue a orientação regional NW-SE do DPR, sugerindo que a deformação regional influenciou o alojamento desses magmas (Figura 2). Os corpos da Suíte Glória-Xingó 2, diferentemente das demais suítes intrusivas, ocorrem como diques e estão relacionados às falhas tardias NE-SW do SOS (Santos et al., 1988; Carvalho, 2005). O Batólito Curitiba, entretanto, representante da Suíte Serra do Catu, trunca as zonas de cisalhamento NW-SE (Figura 2), indicando que a sua intrusão foi posterior à estruturação das zonas de cisalhamento.

Os dados geocronológicos (U-Pb_{shrimp}) disponíveis para o magmatismo no DPR (Oliveira et al., 2015; Lima, 2016; Sousa et al., 2019) evidenciam que esse plutonismo foi ativo durante 14 Ma (617–631 Ma), posicionando-se durante a fase pré-colisional no evento que formou o SOS (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2015, 2017).

O SVV, objeto deste estudo, é associado por Teixeira et al. (2014) ao magmatismo da Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2. Essa suíte é descrita como constituída por leucogranitos peraluminosos com muscovita ou biotita contendo granada ou turmalina. A realização de trabalhos em escala de detalhe em corpos dessa suíte (e.g. Gouveia, 2016; Oliveira, 2016) identificou que as rochas da Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2, no DPR, apresentam composições granodioríticas e monzograníticas e são desprovidas de granada ou turmalina, sendo a biotita o mineral máfico dominante. Os dados geoquímicos apresentados por Gouveia (2016) e Oliveira (2016) evidenciam que as rochas da Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2, no DPR, são fortemente evoluídas ($\text{SiO}_2 > 71\%$), peraluminosas e apresentam afinidades geoquímicas com as séries magmáticas cálcio-alcalina de alto K e shoshonítica, além de exibirem assinatura de granitos de arco vulcânico.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo, foram descritos 21 afloramentos nos quais coletaram-se 14 amostras representativas. As 14 rochas foram laminadas e as descrições microscópicas foram feitas com microscópios petrográfico (luz transmitida e refletida) e eletrônico de varredura (MEV), utilizando-se, neste último, o detector de elétrons retroespalhados (BSE = *Backscattered Electrons*).

A moda das rochas foi estabelecida com base na estimativa visual de 40 campos em cada lâmina. A nomenclatura das rochas seguiu as recomendações de Le Maitre et al. (2002). Após a petrografia, as lâminas foram metalizadas com ouro, para posterior análise com os detectores BSE no MEV. As análises químicas pontuais dos minerais foram obtidas com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da marca *Oxford Instruments*[®], modelo X-act, acoplado a um ao MEV (*Tescan*, modelo LMU), do Condomínio de

Laboratórios Multiusuários das Geociências da Universidade Federal de Sergipe (UFS).

As condições de operação do MEV neste estudo foram: aceleração de 20 kV, corrente de 17 nA, feixe de elétrons com diâmetro de 0,4 μm e tempo de contagem médio de 30 segundos. As correções utilizadas na quantificação dos dados químicos foi a ZAF (Z = número atômico, A = absorvância e F = fluorescência). A composição química pontual dos cristais foi obtida utilizando-se do *software Quant*, da *Oxford Instruments*[®]. As avaliações dos resultados químicos foram feitas com análises de padrões internacionais de minerais da Artimex (silicatos e óxidos). Os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais analisados foram realizados utilizando-se as recomendações de Deer et al. (1992).

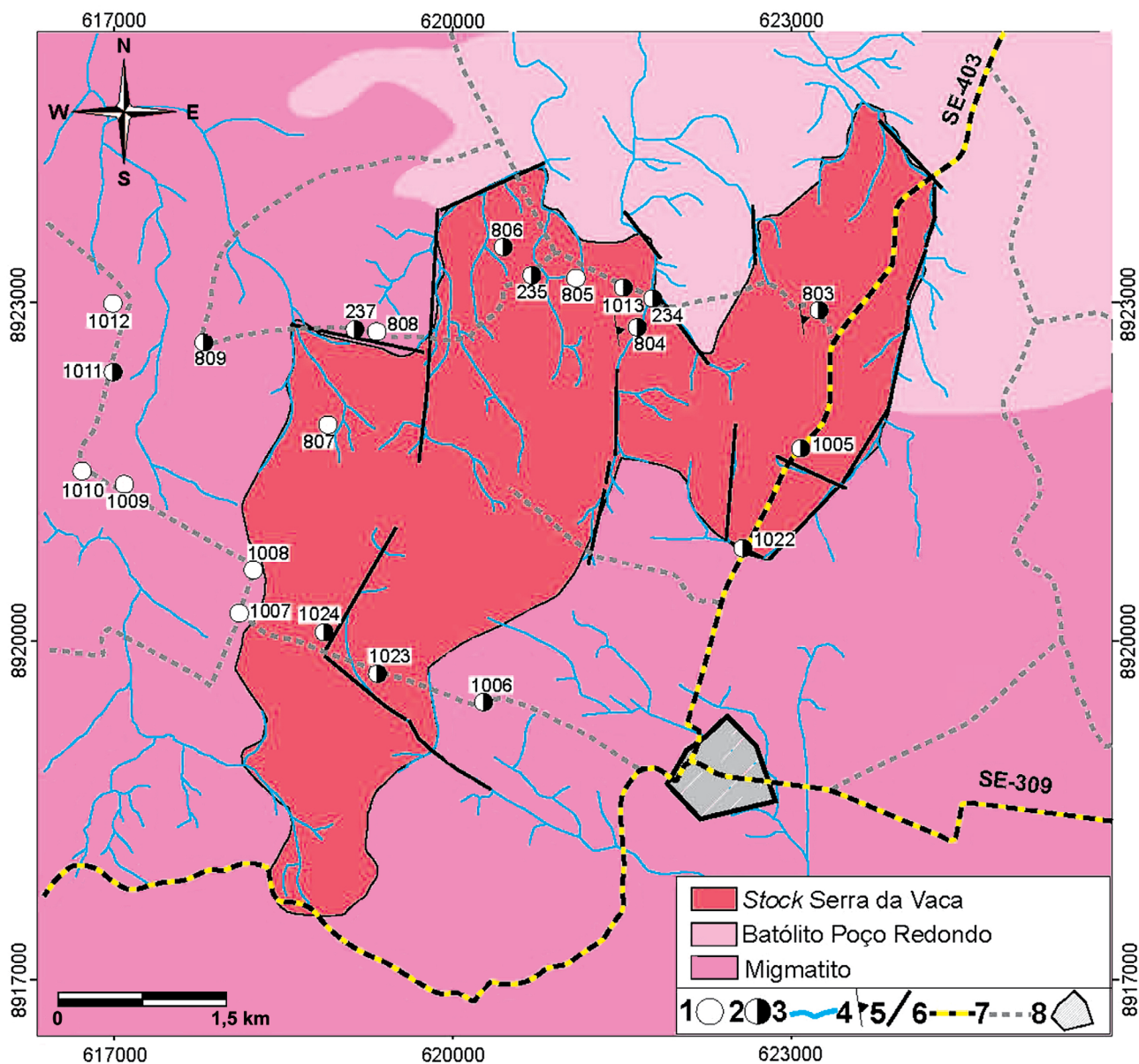
A preparação física das amostras de rocha para a realização das análises geoquímicas foi feita no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe. O peso das amostras utilizadas na preparação variou de 1–3 kg. A brita foi obtida com britador de mandíbula de marca Pavitest (I-4198), obtendo-se fragmentos de rocha com dimensões inferiores a 1,5 cm. Cerca de 200 g de brita foram obtidos por quartejamento para a confecção do pó. Obteve-se o pó, com granulação inferior a 200 *mesh*, utilizando-se moinho com panela de tungstênio da maraca Pavitest (I-4227).

As análises químicas dos elementos maiores foram obtidas no CLGeo-UFS por fluorescência de raios X, utilizando-se o equipamento Shimadzu 1800[®], pelo método do pó prensado, e a perda ao fogo foi obtida pela calcinação da amostra a 1.000°C. Os elementos-traço foram dosados unicamente nas rochas do SSV. As análises dos elementos-traço foram dosados por ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), após fusão multiácida das amostras, no laboratório comercial da Geosol S.A., em Minas Gerais.

GEOLOGIA LOCAL

Stock Serra da Vaca

O SSV (19 km²) é uma intrusão orientada NNE-SSW (Figura 3). O relevo, nessa região, é caracterizado pela presença de morros esparsos cujas cotas chegam a até 400 m. Os contatos com as rochas encaixantes são de difícil visualização em campo. Todavia, utilizando-se de fotografias aéreas, foi possível inferir os contatos com os terrenos do Complexo Migmatítico Poço Redondo, ao sul, oeste e leste, e com o Batólito Granítico Poço Redondo, ao nordeste (Figura 3). O caráter intrusivo do SSV foi inferido pela presença de xenólitos de migmatitos encaixantes (Figura 4A). As rochas do SSV têm cor clara (esbranquiçada e acinzentada) e granulação fina a média (Figura 4B). A textura dessas rochas é equigranular; contudo, em algumas amostras, tem-se textura inequigranular, com fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino. Por vezes,



1: ponto visitado; 2: ponto amostrado; 3: drenagens; 4: foliação; 5: fraturas/falhas; 6: rodovia estadual; 7: estrada vicinal; 8: Povoado Capim Grosso no município de Canindé de São Francisco, Sergipe.

Figura 3. Esquema geológico do Stock Serra da Vaca.

percebe-se a presença de foliação magmática orientada NNE-SSW, que é marcada pelo alinhamento dos cristais de biotita. Diques graníticos de granulação fina e coloração creme (Figura 4C) também ocorrem de forma esporádica.

Migmatitos

Os terrenos do Complexo Migmatítico Poço Redondo na área de estudo são constituídos, predominantemente, por diatexitos. Nessas rochas é possível observar estruturas nebulítica e

schlieren. O bandamento e a foliação do migmatito seguem o *trend* regional NW-SE. O leucossoma tem cor clara, granulação média a grossa, estrutura maciça e textura inequigranular. O paleossoma exibe cor cinza e tem textura inequigranular, com fenoblastos (0,9–6 cm) de feldspato alcalino dispostos de forma caótica e imersos em matriz de granulação média. Com frequência, têm-se enclaves (20 cm – 2 m) de anfibolitos e de gnaisses máficos bandados com foliação discordante daquela presente no migmatito (Figura 4D), o que indica rotação e uma complexa história deformacional.

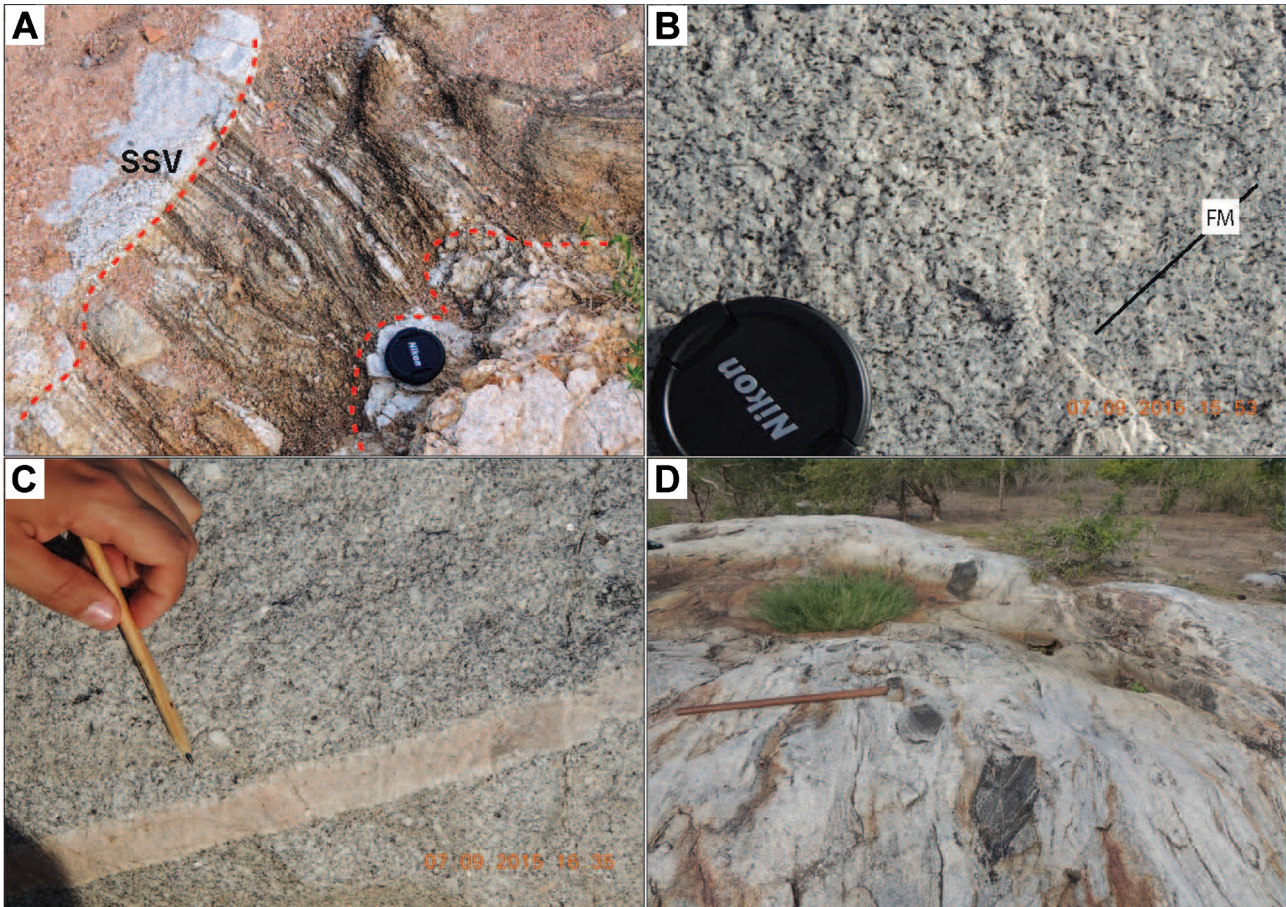


Figura 4. Imagens de afloramentos da região estudada. (A) Xenólito de migmatito (rocha bandada) em granito do Stock Serra da Vaca (SSV). (B) Granito de coloração acinzentada, textura equigranular e com foliação magmática (FM) marcada pelo alinhamento dos cristais de biotita (pontos e traços pretos). (C) Granito inequigranular cortado por dique granito de granulação fina e cor creme. (D) Aspecto da estrutura gnáissica geral observada em afloramentos de migmatitos do Complexo Migmatítico Poço Redondo; a rocha apresenta estrutura gnáissica, exibindo ainda feições nebulíticas e enclaves de gnaiss máfico bandado (centro da imagem) com foliação preexistente transposta pelo bandamento do migmatito encaixante.

PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

Os dados modais das rochas estudadas são apresentados na Tabela 1. As rochas do SSV correspondem, predominantemente, a biotita granodioritos (amostras 234, 235, 804, 806, 1005, 1013 e 1022). De forma subordinada, têm-se biotita álcali-feldspato granito (amostra 803) e sienogranitos (amostras 1023 e 1024; Figura 5).

Biotita granodiorito

Os biotita granodioritos ocorrem nas regiões centro-norte do SSV e predominam no SSV. Essas rochas apresentam coloração acinzentada a esbranquiçada, granulação fina a

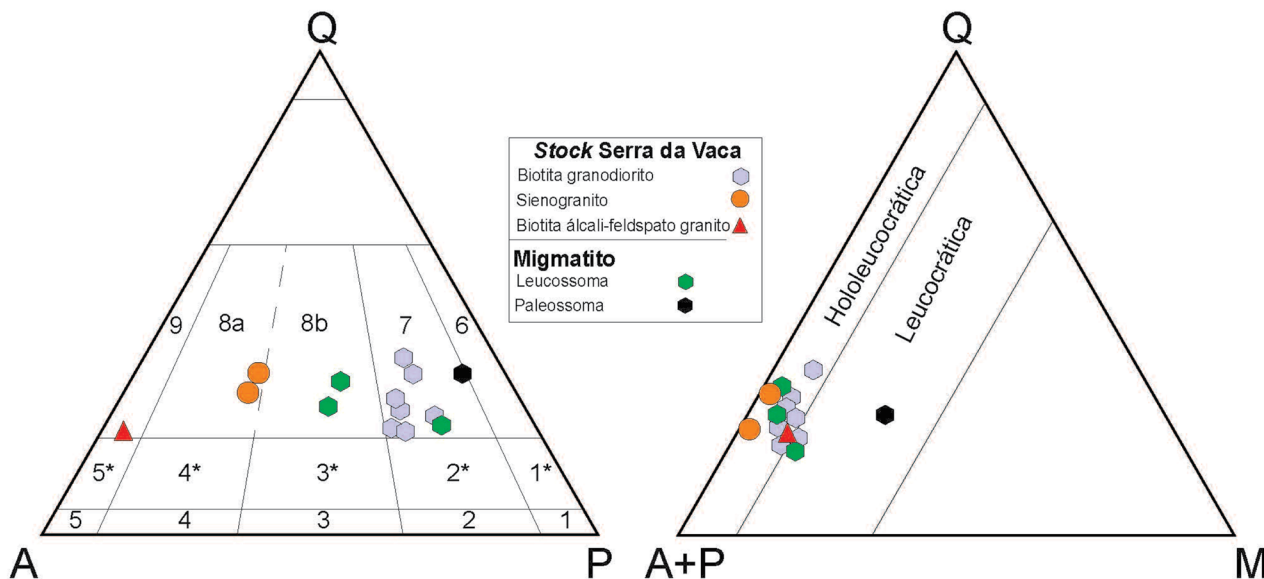
média, com textura hipidiomórfica equigranular (Figura 6A) e, ocasionalmente, inequigranular.

Os cristais de plagioclásio (Tabela 2; Figura 7A) dos biotita granodioritos correspondem a oligoclásio (An_{14-29}) e andesina (An_{30-49}). Esses cristais são subédricos, anédricos e têm tamanho em torno de 0,9 mm. Ocorrem geminados albita e albita-Carlsbad (Figura 6B), e com frequência exibem núcleos sericitizados e periferia sem alteração, sugerindo existência de zonação composicional. O tipo de zonação nos cristais de plagioclásio nas rochas do SSV é normal e é mais evidente nos granodioritos (Figura 7B). O plagioclásio inclui, com frequência, cristais de: quartzo; biotita; epídoto com núcleo de allanita e figuras de corrosão (Figura 6F); zircão e apatita.

Tabela 1. Resultados da análise modal dos granitos do Stock Serra da Vaca e de rochas migmatíticas do Complexo Migmatítico Poço Redondo.

Amostra	Stock Serra da Vaca										Migmatito			
	234	235	803	804	806	1005	1013	1022	1023	1024	237	809	1006	1011c
Nome da Rocha	Bt Grd	Bt Grd	Bt Al Gr	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Sgr	Sgr	Bt Mzg	Bt Grd	Bt Mzg	Bt Grd
Plagioclásio	47,4	43,0	5,0	49,0	45,0	53,5	45,5	46,1	22,1	21,3	36,0	51,1	36,0	45,0
Microclina	16,5	15,0	67,0	22,5	23,0	16,5	20,5	21,2	43,1	47,1	33,0	15,0	30,0	5,2
Quartzo	28,0	34,0	18,0	19,0	20,0	22,7	24,0	26,0	33,0	29	25,0	20,0	31,0	25,0
Biotita	5,4	5,8	8,9	8,5	11,0	5,5	7,5	5,1	1,3	1,4	5,1	11,2		23,0
Muscovita	1,5	0,9	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3		0,2	0,3	1,0		
Epidoto	0,6	0,8	0,2	0,2	0,1	0,3	0,9	0,4		0,2	0,2		0,3	0,3
Allanita	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2		0,1	0,1		0,1	0,1
M. Opacos	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,8	0,7	0,4	0,3	0,5	0,1	0,5	1,6	0,9
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Zircão	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Titanita	0,1		0,1		0,1		0,3	0,2					0,8	0,2
Pirita														0,1

Bt Grd: biotita granodiorito; Bt Mzg: biotita monzogranito; Sgr: sienogranito; Bt Al Gr: biotita álcali-feldspato granito.



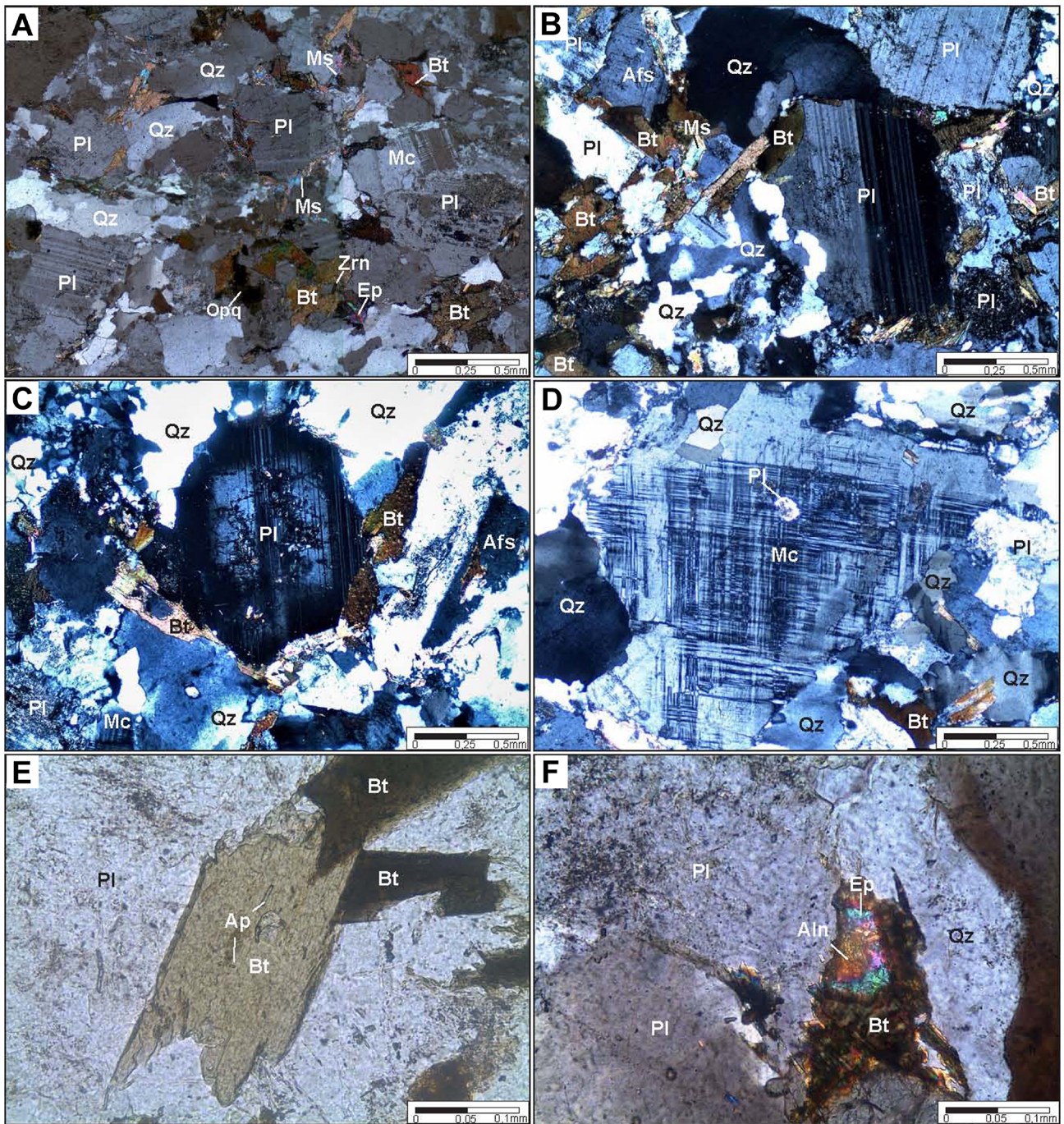
1: diorito; 2: monzodiorito; 3: monzonito; 4: sienito; 5: álcali-feldspato sienito; 6: tonalito; 7: granodiorito; 8a: sienogranito; 8b: monzogranito; 9: álcali-feldspato granito; *variedades de rochas com quartzo; Q: quartzo; A: feldspato alcalino; P: plagioclásio; M: minerais máficos.

Figura 5. Diagramas ternários QAP e Q(A + P)M para classificações de rochas plutônicas, segundo Streckeisen (1976), aplicado às rochas estudadas.

O feldspato alcalino é pertítico, geminado segundo a lei albíta-periclina, e, por vezes, percebem-se relíquias da geminação Carlsbad (Figura 6D). Os tamanhos variam de 0,5–10 mm, predominando cristais com 1 mm. É poiquilitico e inclui quartzo, biotita marrom, apatita, epidoto e zircão. As composições das fases exsolvidas são: potássica varia

de $Or_{83}Ab_{17}$ até $Or_{98}Ab_2$ e a sódica varia de $Or_{0,5}Ab_{98,2}An_{1,3}$ a $Or_0Ab_{100}An_0$ (Figura 7A).

O quartzo é anédrico e exibe extinção ondulante em forma de barra forte a moderada. Os tamanhos variam de 0,15–2,85 mm. Os contatos são curvilíneos a reentrantes com os demais cristais da rocha. Inclui cristais de zircão, apatita e biotita.



Qz: quartzo; Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Afs: feldspato alcalino; Bt: biotita; Ep: epidoto; Aln: allanita; Ms: muscovita; Opq: minerais opacos; Zrn: zircão; Ap: apatita.

Figura 6. Fotomicrografias de texturas das rochas do Stock Serra da Vaca. (A) Textura hipidiomórfica característica das rochas do Stock Serra da Vaca. (B) Cristal subédrico de plagioclásio exibindo geminação albita-Carlsbad. (C) Cristal subédrico de plagioclásio com geminação albita-Carlsbad e com extinção ondulante concêntrica, refletindo a zonação composicional. (D) Cristal de microclina anédrica, poiquilítica, incluindo plagioclásio, e com geminação em padrão albita-periclina. (E) Textura frequente dos cristais subédricos de biotita. (F) Cristal de epidoto subédrico com núcleo de allanita, parcialmente incluído em cristais de biotita. Imagens A, B, C, D, F foram obtidas a nicóis cruzados. Imagem E foi obtida a nicóis paralelos.

Tabela 2. Análises representativas por EDS-MEV de cristais de feldspato com fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios. Moléculas de ortoclásio (Or), albíta (Ab), anortita (An) e celsiana (Cn).

	234	235	803	804	806	1005	1013	1022	1024																					
SiO ₂	61,0	61,5	63,9	57,8	60,8	63,6	65,3	66,9	66,0	60,7	61,3	66,4	55,5	58,5	61,1	59,3	60,6	63,2	60,9	62,4	64,1	63,7	64,9	64,0	63,3	64,6	63,7	63,3		
Al ₂ O ₃	25,1	24,6	23,0	27,6	24,9	19,1	22,1	20,6	18,9	25,0	24,9	21,3	28,6	26,5	24,8	25,9	24,9	19,7	25,0	23,8	19,0	23,0	22,4	18,7	23,4	22,5	19,0	23,4		
CaO	5,5	5,2	3,0	6,9	5,2		1,9	0,5		5,3	4,8	1,3	9,7	7,9	5,4	7,0	6,1		5,8	4,6		3,7	0,6		3,9	2,8		3,9		
Na ₂ O	8,4	8,6	10,0	7,8	9,1		0,4	10,8	11,8	0,6	8,7	9,0	11,0	6,2	7,0	8,4	7,5	8,0	0,7	8,3	9,0	0,8	9,6	10,8	0,4	9,3	10,0	0,5	9,3	
K ₂ O							15,6			14,6	0,3				0,2	0,2	0,4	0,4	14,8			15,7		1,3	16,3		0,2	16,1		
BaO							1,2												1,6			0,4			0,6			0,7		
Total	100,0	99,9	99,9	100,1	100,0	99,9	100,1	99,8	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	99,9	100,1	100,0	100,0	100,0	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,1	100,0	99,9		
Si	2,705	2,727	2,818	2,578	2,702	2,962	2,867	2,937	3,012	2,699	2,717	2,910	2,495	2,611	2,714	2,644	2,697	2,940	2,703	2,765	2,969	2,810	2,863	2,975	2,795	2,843	2,962	2,795		
Al	1,312	1,286	1,196	1,451	1,304	1,048	1,144	1,066	1,017	1,310	1,301	1,100	1,515	1,394	1,298	1,361	1,306	1,080	1,308	1,243	1,037	1,196	1,165	1,025	1,218	1,167	1,042	1,218		
Ca	0,261	0,247	0,142	0,330	0,248		0,089	0,024		0,253	0,228	0,061	0,467	0,378	0,257	0,334	0,291		0,276	0,218		0,175	0,028		0,185	0,132		0,185		
Na	0,722	0,739	0,855	0,675	0,784	0,036	0,920	1,005	0,053	0,750	0,773	0,935	0,540	0,606	0,723	0,648	0,690	0,063	0,714	0,773	0,072	0,821	0,924	0,036	0,796	0,853	0,045	0,796		
K							0,927			0,850	0,017				0,011	0,011	0,023	0,023	0,878			0,927		0,073	0,967		0,011	0,955		
Ba							0,022											0,029			0,007			0,011				0,013		
Total	5,000	5,000	5,011	5,034	5,038	4,995	5,020	5,032	4,931	5,029	5,019	5,007	5,018	5,000	5,004	5,011	5,007	4,991	5,001	5,000	5,012	5,002	5,053	5,014	4,994	5,006	5,017	4,994		
Membros finais																														
Or							94,1			94,1	1,7			1,1	1,1	2,3	2,3	90,5			92,1		7,1	95,4		1,1	94,3			
Ab	73,4	75,0	85,8	67,2	76,0	3,7	91,1	97,7	5,9	73,6	77,2	93,9	53,6	60,9	72,9	64,5	68,8	6,5	72,1	78,0	7,1	82,4	90,1	3,6	81,2	85,6	4,5	81,2		
An	26,6	25,0	14,2	32,8	24,0		8,9	2,3		24,8	22,8	6,1	46,4	38,0	25,9	33,3	29,0		27,9	22,0		17,6	2,8		18,8	13,2		18,8		
Cn							2,2												3,0			0,7		1,1				1,3		

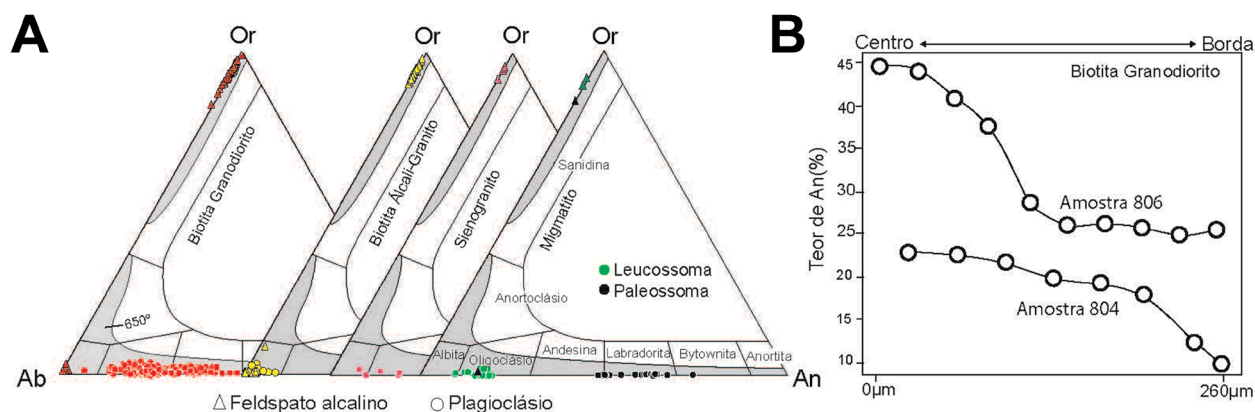


Figura 7. Diagramas químicos apresentado as composições dos cristais de plagioclásio e feldspato alcalino nas rochas estudadas. (A) Diagramas ternários Ortoclásio (Or) – Albíta (Ab) – Anortita (An) com os resultados da composição dos feldspatos obtidos para os diferentes tipos de rochas do Stock Serra da Vaca e do Complexo Migmatítico Poço Redondo. A área cinza nos diagramas corresponde as composições de feldspatos na temperatura de 650°C, segundo Fuhrman e Lindsay (1988). (B) Diagrama Teor de Anortita (%An) versus a distância centro-borda em cristais de plagioclásio de granodioritos.

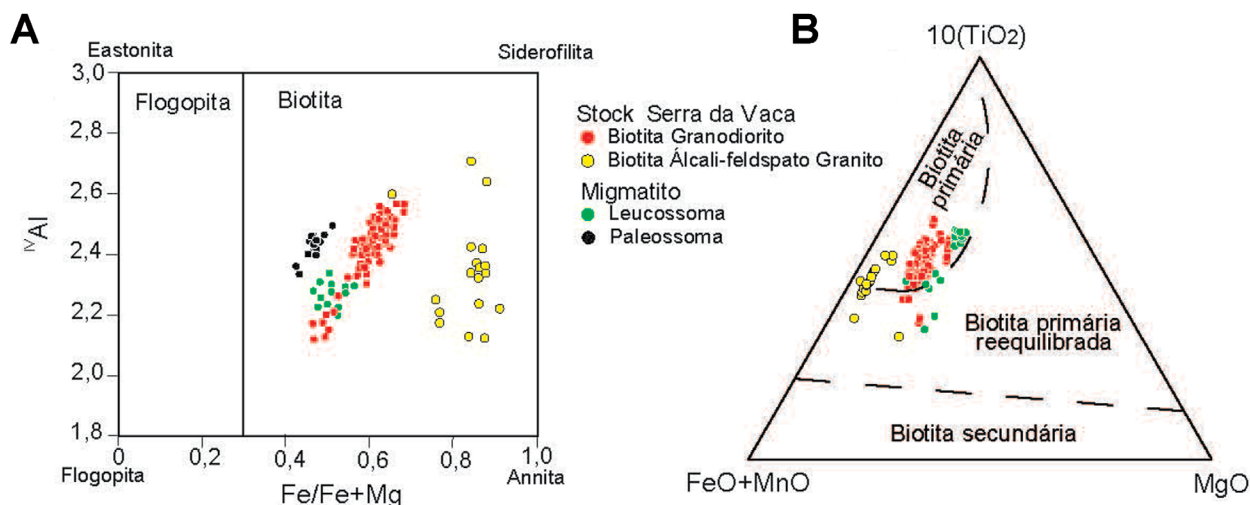
A biotita marrom é euédrica e subédrica (Figura 6E), com tamanhos que variam de 0,12–1,72 mm, predominando cristais com 0,45 mm. Exibe pleocroísmo em tons de marrom-escuro (~z’), marrom-claro (~y’) e amarelo (~x’). Os contatos são retos a irregulares com os demais minerais da rocha. Inclui, com frequência, apatita, zircão, epídoto zonado e com núcleo de allanita, bem como minerais opacos. Observa-se a presença de muscovita secundária (< 1,1 mm), clorita e minerais opacos posicionados ao longo dos planos de clivagem e fraturas. A biotita tem razão Fe/(Fe+Mg) variando entre 0,565 e 0,678 e valores de Al^{IV} (Tabela 3) que variam de 2,348–2,558 átomos por fórmula

unitária (apfu; Figura 8A). A maioria dos cristais de biotita apresenta composição magmática preservada, existindo igualmente cristais se alocam no campo da biotita primária reequilibrada (Figura 8B).

O epídoto ocorre em dois grupos distinguíveis por suas texturas distintas. O primeiro é formado por cristais euédricos e subédricos com tamanho médio de 0,2 mm e que têm, comumente, núcleo de allanita (Figura 6F). Esses cristais foram considerados magmáticos de cristalização precoce, anterior à dos feldspatos e biotita; adicionalmente, apresentam também texturas de embainhamento. Cristais com estas feições são interpretados como

Tabela 3. Análises químicas representativas obtidas com EDS-MEV de cristais de biotita do Stock Serra da Vaca. A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 oxigênios.

Lâmina	234	235	803	806	1005	1013	1022	809															
SiO ₂	36,7	36,9	36,3	35,8	34,9	34,5	36,2	38,8	36,4	37,2	35,9	36,7	35,7	36,1	36,2	36,3	34,9	34,8	35,5	35,8	38,4	37,9	39,0
TiO ₂	2,8	3,1	2,9	3,6	3,6	2,1	2,0	2,4	2,7	2,7	2,0	2,5	2,8	3,6	2,6	2,6	3,0	3,4	2,7	2,8	3,0	2,0	1,3
Al ₂ O ₃	17,1	17,6	17,7	16,8	16,2	21,4	20,1	20,1	16,5	17,7	16,8	16,8	17,1	17,1	16,6	17,6	16,5	16,5	16,8	16,8	19,0	18,4	17,8
FeO	21,8	21,2	20,9	23,3	24,5	26,8	27,3	22,2	22,7	20,7	24,0	22,8	22,9	22,1	22,8	21,8	23,6	24,4	22,9	22,8	16,8	19,0	18,8
MnO	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4
MgO	7,9	8,5	8,0	6,9	6,5	2,0	2,3	3,6	7,4	8,3	7,1	8,6	8,1	7,7	7,8	8,2	7,4	6,8	7,6	8,2	9,4	8,4	9,9
K ₂ O	9,4	8,5	9,5	9,5	9,9	8,9	7,7	8,6	9,7	8,9	9,8	8,4	9,2	9,2	9,5	8,5	9,2	9,8	9,7	9,1	8,9	9,3	8,4
F	0,4		0,7						0,4	0,3					0,4	0,6	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1
Cl	0,1		0,1	0,1				0,1			0,1	0,1			0,1	0,1	0,1	0,1					
Subtotal	96,6	96,1	96,4	95,9	96,0	96,1	96,0	96,1	96,1	96,1	95,9	96,0	96,2	96,1	96,0	96,5	96,5	96,5	95,9	96,2	96,2	95,4	95,6
O=F, Cl	-0,2		-0,3					0,0	-0,2	-0,1		0,0	0,0		-0,2	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	0,0	-0,1	-0,1	-0,1
Total	96,4	96,1	96,1	95,9	96,0	96,1	96,0	96,1	95,9	96,0	95,9	96,0	96,2	96,1	96,3	95,8	95,4	96,4	95,8	96,2	96,2	95,3	95,6
Si	5,598	5,571	5,551	5,521	5,459	5,363	5,593	5,829	5,621	5,634	5,575	5,595	5,488	5,523	5,575	5,556	5,453	5,424	5,508	5,509	5,671	5,690	5,789
Al ^{iv}	2,402	2,429	2,449	2,479	2,541	2,637	2,407	2,171	2,379	2,366	2,425	2,405	2,512	2,477	2,425	2,444	2,547	2,576	2,492	2,491	2,329	2,310	2,211
Al ^{vi}	0,673	0,700	0,736	0,575	0,447	1,289	1,248	1,383	0,628	0,791	0,649	0,616	0,584	0,605	0,591	0,726	0,490	0,462	0,579	0,555	0,979	0,950	0,898
Ti	0,320	0,349	0,331	0,423	0,429	0,247	0,234	0,271	0,312	0,307	0,235	0,286	0,322	0,409	0,300	0,298	0,349	0,394	0,313	0,322	0,331	0,228	0,150
Fe	2,782	2,681	2,677	3,008	3,199	3,486	3,524	2,787	2,927	2,630	3,116	2,915	2,949	2,825	2,944	2,790	3,082	3,183	2,976	2,940	2,075	2,385	2,337
Mn	0,062	0,037	0,037	0,038	0,051	0,050	0,037	0,038	0,025	0,038	0,012	0,037	0,037	0,063	0,063	0,050	0,063	0,063	0,063	0,063	0,048	0,037	0,048
Mg	1,791	1,925	1,817	1,589	1,520	0,468	0,531	0,817	1,702	1,866	1,644	1,965	1,847	1,752	1,786	1,862	1,720	1,586	1,753	1,871	2,071	1,868	2,189
K	1,832	1,647	1,854	1,869	1,970	1,772	1,514	1,656	1,911	1,727	1,939	1,625	1,807	1,799	1,867	1,668	1,834	1,949	1,918	1,790	1,682	1,782	1,582
OH ⁺	3,781	4,000	3,635	4,000	3,974	4,000	3,975	3,805	3,830	4,000	3,974	3,974	4,000	3,779	3,684	3,776	3,875	3,902	3,974	3,882	3,832	3,928	
F	0,193		0,339					0,195	0,144						0,195	0,291	0,197	0,099	0,098		0,093	0,142	0,047
Cl	0,026		0,026	0,026			0,025		0,026		0,026	0,026			0,026	0,026	0,026	0,026		0,026	0,025	0,025	0,025
Total	19,461	19,339	19,453	19,464	19,603	19,313	19,102	18,951	19,518	19,345	19,622	19,421	19,546	19,427	19,550	19,395	19,538	19,638	19,602	19,541	19,185	19,343	19,297

**Figura 8.** Diagramas utilizados para a classificação de cristais de biotita. (A) Diagrama Al^{IV} versus Fe/(Fe + Mg) para nomear cristais de mica marrom, segundo Speer (1984). (B) Diagrama triangular (10.TiO₂)-(FeO + MnO) = MgO, proposto por Nachit et al. (2005), para discriminação entre cristais de biotita primário, primário reequilibrado e secundário.

magmáticos por Zen e Hammarstrom (1984) e Sial (1990). O segundo grupo, com granulometria < 0,08 mm, é formado por cristais anédricos, subédricos e euédricos aciculares e está associado à saussutização do plagioclásio. As análises químicas dos cristais de epidoto apresentam conteúdo da molécula de pistacita ($Ps = [Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al] * 100$) variando de 19,9–28,8% (Tabela 4), sendo que os cristais do primeiro

grupo apresentaram os maiores conteúdos de pistacita. Segundo alguns autores (e.g. Tulloch, 1979; Johnston e Wyllie, 1988; Sial, 1990; Sial e Ferreira, 2016), o percentual de pistacita (Ps) no epidoto pode indicar origem magmática ou hidrotermal. Quando os cristais de epidoto apresentam teores de Ps variando de 24–29%, infere-se origem magmática. Por outro lado, quando os teores de

Tabela 4. Análises químicas representativas de cristais de epidoto obtidas por EDS-MEV de rochas do Stock Serra da Vaca. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base anidra em 25 oxigênios.

Lâmina	234			235			804			806			1005			1013			1022		
SiO ₂	38,4	39,4	40,8	37,4	38,9	39,9	41,2	41,9	42,5	42,8	39,6	40,2	38,9	39,3	39,0	39,6	39,5	39,6	40,5	41,6	
Al ₂ O ₃	26,6	25,9	24,8	23,4	24,9	26,0	25,2	26,6	26,1	25,6	25,0	26,7	23,8	24,9	24,8	24,7	25,4	24,0	24,9	24,5	
FeO	11,3	11,0	11,3	13,1	12,1	10,5	11,5	9,7	9,6	10,3	12,0	9,6	13,6	12,1	12,2	12,5	11,6	13,3	12,1	11,8	
CaO	23,7	23,8	23,1	26,0	24,1	23,6	22,2	21,8	21,7	21,3	23,4	23,5	23,6	23,4	23,6	23,2	23,5	23,2	22,5	21,2	
Total	100,0	100,1	100,0	99,9	100,0	100,0	100,1	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	99,90	99,70	99,60	100,00	100,00	100,10	100,00	99,10	
Si	5,88	6,01	6,21	5,83	5,97	6,07	6,24	6,30	6,38	6,42	6,05	6,10	6,00	6,03	6,00	6,06	6,04	6,07	6,16	6,31	
Al	4,80	4,67	4,45	4,30	4,51	4,67	4,50	4,71	4,62	4,53	4,51	4,77	4,32	4,51	4,50	4,45	4,57	4,33	4,47	4,38	
Fe ³⁺	1,45	1,40	1,44	1,71	1,55	1,34	1,46	1,22	1,21	1,29	1,53	1,22	1,75	1,55	1,57	1,60	1,48	1,70	1,54	1,50	
Ca	3,89	3,89	3,76	4,34	3,97	3,85	3,60	3,51	3,49	3,43	3,83	3,82	3,90	3,85	3,89	3,80	3,85	3,81	3,67	3,45	
H	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,000	1,000	1,000	
Total	17,00	16,96	16,85	17,17	17,00	16,93	16,79	16,74	16,70	16,67	16,93	16,91	16,97	16,94	16,96	16,91	16,94	16,91	16,84	16,63	
%Ps	23,2	23,2	24,4	28,4	25,6	22,3	24,5	20,6	20,7	22,2	25,4	20,3	28,8	25,6	25,9	26,4	24,5	28,2	25,6	25,5	

Ps são menores do que 24% e no intervalo de 36–48%, atribui-se origem hidrotermal. Desse modo, com base nos dados obtidos, os cristais de epidoto do SSV são magmáticos com alguns indivíduos hidrotermais.

Os minerais acessórios dessas rochas são: allanita (< 0,2 mm) subédrica, zonada e metamitizada; ilmenita; magnetita; titanita; zircão e apatita. O EDS possibilitou, ainda, identificar a presença dos seguintes minerais acessórios: torita, bastnäsita, calcita, fluorita e monazita. A torita, bastnäsita e calcita ocorrem associados à allanita, sendo provavelmente produto de sua alteração. A fluorita e a monazita são inclusões frequentes em biotita.

Biotita álcali-feldspato granito

A amostra 803 tem composição de biotita álcali-feldspato granito e ocorre na região nordeste do SSV. Essa rocha tem cor acinzentada, textura inequigranular e granulação fina a média, e a foliação magmática orienta cristais de biotita.

O plagioclásio é albita (An_{2,4}, Figura 7A), diferindo das outras rochas que compõem o SSV. Esses cristais apresentam formas subédrica e anédrica, bem como exibem geminação albita. Os tamanhos variam de 0,2–2 mm, predominando os de 0,8 mm. Os contatos são irregulares com os demais cristais da rocha. Por vezes, quando em contato com o feldspato potássico, nota-se a presença da textura mirmequítica. Incluem quartzo anédrico (< 0,2 mm), epidoto anédrico (< 0,2 mm), biotita subédrica (> 0,5 mm) e apatita euédrica (< 0,05 mm).

A microclina pertítica é subédrica e anédrica, bem como apresenta geminação albita-periclina com resquícios da Carlsbad. A granulação varia de 0,8–2 mm, predominando indivíduos com 1,2 mm. Os contatos são irregulares com os demais cristais da rocha. Observam-se inclusões de quartzo anédrico (< 0,15 mm), epidoto anédrico (< 0,2 mm), biotita subédrica (< 0,4 mm), apatita subédrica (< 0,05 mm) e albita (< 0,4 mm). As composições das fases exsolvidas na

microclina são: potássica Or_{91,3}Ab_{8,7}An_{0,0} até Or_{97,1}Ab_{2,9}An_{0,0} e sódica Ab₉₈Or₂An₀ até Ab₁₀₀Or₀An₀ (Figura 7).

Os cristais de quartzo são anédricos, com tamanhos variando de 0,2–1,66 mm, e predominam os cristais com 0,5 mm. É frequente a presença de extinção ondulante em barra. Os contatos são ameboides com outros cristais da rocha.

A biotita marrom (< 2 mm) subédrica exibe pleocroísmo marrom avermelhado a marrom amarelado. Os contatos são irregulares com albita, microclina e quartzo. Inclui zircão, minerais opacos e quartzo. As análises químicas desses cristais apresentam razões Fe/(Fe+Mg) variando de 0,77–0,91 (Figura 8A) e são superiores às de outros cristais de biotita do SSV. No diagrama de Nacht et al. (2005), esses cristais posicionam-se no campo da biotita primária (Figura 8B).

Sienogranitos

Os sienogranitos (amostras 1023 e 1024) localizam-se na região sul do SSV (Figura 3). Apresentam estrutura maciça, coloração rósea, textura equigranular e granulação fina a média.

A microclina pertítica é subédrica e anédrica, bem como apresenta geminação albita-periclina. Os tamanhos dos cristais variam de 0,3–2,0 mm, com o predomínio daqueles com 0,9 mm. Inclui frequentemente plagioclásio, quartzo e biotita. As composições das fases exsolvidas são: potássica (Or_{91,7-95,4}Ab_{8,3-4,6}An₀₋₀) e a sódica (Ab₁₀₀Or₀An₀; Figura 7A).

O plagioclásio nessas rochas é zonado e corresponde a albita (An₇₋₁₀) e oligoclásio (An₁₃₋₁₉; Figura 7). Os tamanhos variam de 0,2–2 mm, predominando cristais com 0,8 mm. Apresenta também geminação albita e inclusões de quartzo, epidoto zonado e com núcleo de allanita, bem como biotita.

Os cristais de biotita (< 0,4 mm) apresentam-se alterados para clorita e muscovita. Têm-se, associados, cristais anédricos de ilmenita e magnetita anédricas. O quartzo (0,1–1,9 mm) é anédrico e apresenta extinção ondulante por setor. O epidoto tem cor verde-clara e exibe forma anédrica.

Os tamanhos variam de 0,04–0,1 mm, com o predomínio dos cristais com 0,08 mm. Os cristais de zircão e apatita são eudrícos e seus tamanhos não ultrapassam 0,12 mm. Os cristais de magnetita e ilmenita (0,08–0,6 mm) são anédricos e ocorrem intimamente associados à desestabilização da mica marrom.

Migmatito

O leucossoma do migmatito apresenta composições de monzogranito (amostras 809 e 1006) a granodiorito (amostra 237) (Figura 5). Essas rochas têm granulação fina a média, com texturas inequigranular, porfiroblástica de matriz granoblástica. O plagioclásio é subdioblástico e corresponde ao oligoclásio ($An_{15,4-20}$; Figura 7A). A microclina ($Or_{84,2}Ab_{15,8} - Or_{90,8}Ab_{9,2}$) é subdioblástica e tem tamanhos menores do que 2,0 mm. A biotita marrom (Figura 8A) apresenta razões $Fe/(Fe+Mg)$ variando de 0,469 – 0,538 e valores de Al total de 3,1–3,5 apfu. Apresenta composições que se aloca no campo dos cristais primários na Figura 8B. Os minerais acessórios são: epidoto, zircão, apatita, rutilo e ilmenita e magnetita.

O paleossoma do migmatito estudado (amostra 1011C) corresponde a granodiorito leucocrático. Essa rocha tem granulação média, textura granoblástica e inequigranular. Os cristais de plagioclásio são subdioblásticos (0,3–6 mm), apresentam geminação albita e têm composições de andesina (An_{48-50}), labradorita (An_{51-67}) e bytownita (An_{74} ; Figura 7). Ocasionalmente, alguns cristais exibem *kink-bands* e em outros observam-se bordas recristalizadas. A microclina ($Or_{84-90}Ab_{16-10}$) é subdioblástica e geminada albita-periclina, por vezes as bordas apresentam-se recristalizadas. O quartzo é xenoblástico, tem tamanho entres intervalos de 0,1–2,1 mm e exibe extinção ondulante. A biotita marrom (0,1–2,8 mm), subdioblástica, ocorre orientada pela foliação metamórfica. Exibe razão $Fe/(Fe+Mg)$ variando de 0,42–0,51 e o conteúdo de Al_{total} variando de 2,8–3,1 apfu (Figura 8A). A mineralogia acessória do paleossoma é constituída por epidoto (< 0,4 mm), allanita (< 0,34 mm), titanita (< 0,9 mm), ilmenita (0,35 mm), pirita (0,1 mm), zircão (< 0,07 mm) e apatita (0,03 mm).

GEOQUÍMICA

Foram realizadas 13 análises químicas em rocha total em amostras representativas do SSV (10 amostras) e do migmatito (3 amostras). Os dados químicos obtidos estão apresentados na Tabela 5.

As rochas do SSV são evoluídas, com os conteúdos (em peso) de SiO_2 variando de 70,3–77,4%. Os biotita granodioritos são as rochas que apresentam os menores valores de sílica ($70 < \%SiO_2 < 74$), já o biotita álcali-granito e os

sienogranitos exibem os valores mais elevados ($75 < \%SiO_2 < 77,5\%$). As razões K_2O/Na_2O dessas rochas variam de 0,81–4,35, sendo que as amostras SOS-803 (biotita álcali-granito), 1023 e 1024 (sienogranitos) são as que exibem as maiores razões ($2,63 < K_2O/Na_2O < 4,35$).

No diagrama total de álcalis *versus* SiO_2 (Figura 9A), com os campos de Middlemost (1985), as rochas do SSV aloca-se no campo dos granitos. As rochas menos evoluídas do SSV exibem aumento do total de álcalis com o aumento do SiO_2 , sugerindo que a cristalização do feldspato alcalino é tardia. As amostras do migmatito posicionam-se nos campos do granodiorito (paleossoma) e do granito (leucossoma).

As rochas do SSV são peraluminosas ($1 < A/CNK < 1,1$). Os migmatitos apresentam-se metaluminosos (paleossoma) e peraluminosos (leucossoma). Essas rochas (SSV e migmatitos) aloca-se no domínio dos granitos do tipo-I de Chappell e White (1992), indicando fonte e protólito ígneos (Figura 9B).

A afinidade geoquímica das rochas estudadas é investigada de acordo com a correlação entre SiO_2 e K_2O proposta por Peccerillo e Taylor (1976). No diagrama apresentado na Figura 9C as rochas menos diferenciadas (granodioritos) se posicionam no campo delimitado para as suítes cálcio-alcalina de alto K_2O . As outras rochas (biotita álcali-granito e sienogranitos) posicionam-se no campo das suítes shoshoníticas. Observa-se ainda, nesse mesmo diagrama, que essas rochas do SSV exibem correlação positiva do K_2O com o aumento do SiO_2 , reforçando a hipótese de que a cristalização do feldspato alcalino é tardia.

Alguns autores, como, por exemplo Sylvester (1989), chamam a atenção para o fato de os granitos diferenciados ($SiO_2 > 68\%$) convergirem para mesma posição ao serem alocados em diagramas geoquímicos elaborados com os elementos maiores, existindo dificuldade em identificar a série magmática a que pertencem. Nesse sentido, Sylvester (1989) propõe o diagrama com razões entre elementos maiores para separar os tipos de granitos fracionados: cálcio-alcalinos altamente fracionados, cálcio-alcalino fortemente peraluminoso e alcalino (Figura 9D). As amostras dos granodioritos do SSV nesse diagrama aloca-se no campo cálcio-alcalino fortemente peraluminoso, já os sienogranitos (1024 e 1023), que correspondem às rochas mais evoluídas, posicionam-se no campo cálcio-alcalino fortemente diferenciado. A amostra 803 posiciona-se no campo alcalino.

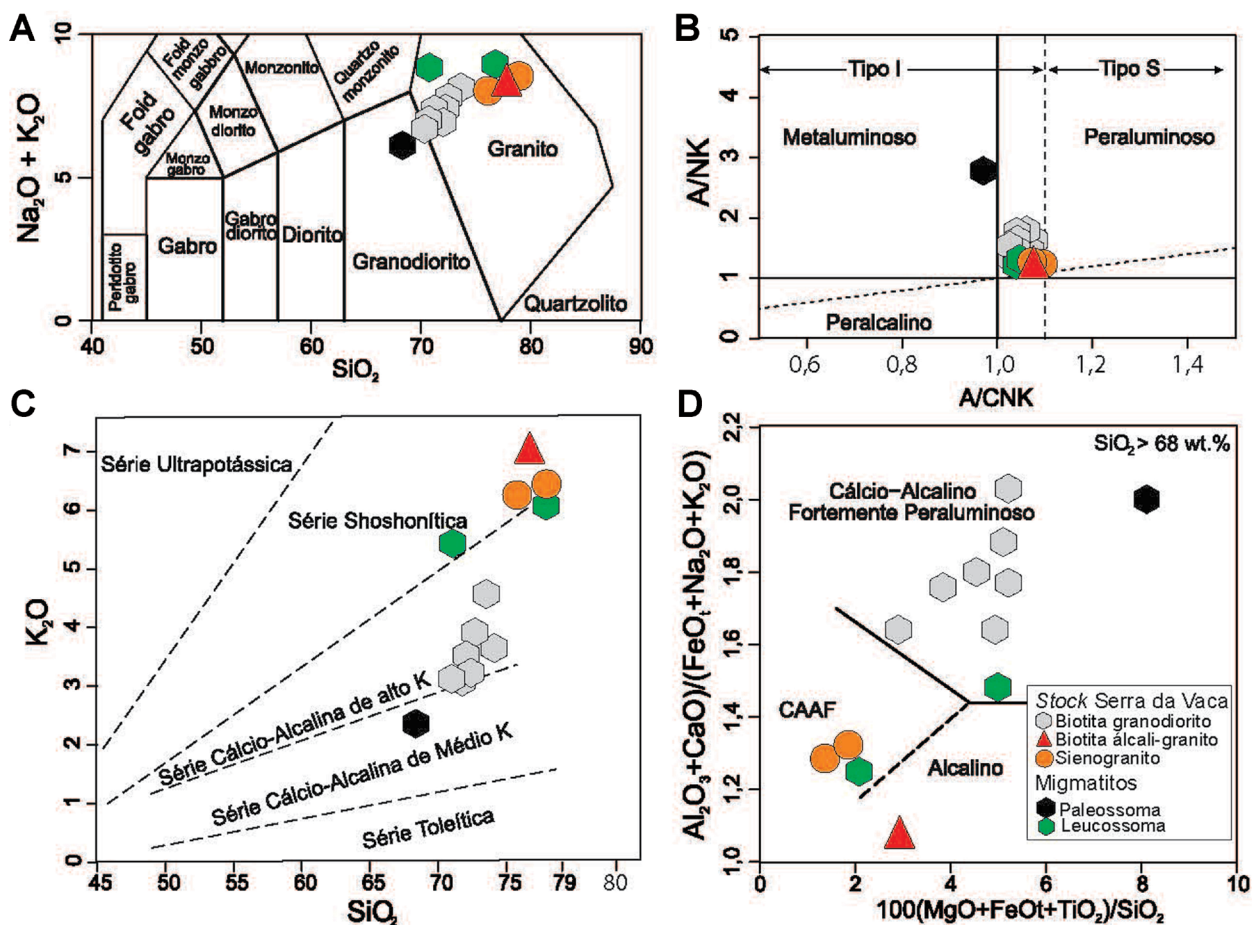
A maioria das amostras do SSV se posiciona, no diagrama de Frost et al. (2001), no campo magnésiano, o que é coerente com ambiência orogênica do SOS. As rochas mais evoluídas (803, 1023 e 1024) do SSV mostram assinaturas “ferroanas” (Figura 10A). No diagrama MALI (Frost et al., 2001), os granitos estudados abrangem dois campos: o cálcio-alcalino e o álcali-cálcico (Figura 10B).

Os espectros dos elementos terras raras (ETR) dos granodioritos e do álcali-feldspato granito apresentam-se com

Tabela 5. Análises químicas de elementos maiores e traços das rochas do Stock Serra da Vaca, do Complexo Migmatítico de Poço Redondo e alguns parâmetros geoquímicos. LOI: perda ao fogo. Parâmetros geoquímicos: somatório dos elementos terras raras (ΣETR); razão entre La_N e Yb_N ($(\text{La}/\text{Yb})_N$); e $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = \text{Eu}_N/\sqrt{(\text{Sm}_N\text{Gd}_N)}$.

Amostra	Stock Serra da Vaca								Migmatitos				
	806	1005	804	234	235	1022	1013	803	1024	1023	1011C	237	1006
Nome da rocha	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Grd	Bt Al Gr	Sgr	Sgr	Bt Grd	Bt Grd	Bt Mzn
% peso													
SiO ₂	70,30	71,00	71,30	71,43	71,73	72,60	73,20	75,10	75,30	77,40	68,3	70,10	76,83
TiO ₂	0,38	0,35	0,33	0,37	0,31	0,19	0,31	0,18	0,09	0,05	0,4	0,25	0,12
Al ₂ O ₃	15,20	15,75	14,85	14,67	14,52	14,00	15,05	10,70	12,30	11,75	15,5	14,96	12,31
Fe ₂ O ₃	2,56	2,66	2,33	2,70	2,69	1,57	1,98	1,91	1,21	0,95	3,35	2,69	1,44
MnO	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,01	0,06	0,04	0,02
MgO	0,65	0,71	0,58	0,65	0,55	0,36	0,53	0,08	0,10	0,04	1,78	0,56	0,04
CaO	2,68	3,15	2,37	2,28	1,99	1,72	2,05	0,11	0,50	0,30	3,29	2,46	0,42
Na ₂ O	3,83	3,67	3,73	3,66	3,47	3,44	4,12	1,53	2,34	2,11	3,73	3,31	2,71
K ₂ O	3,09	3,02	3,54	3,21	3,92	4,57	3,64	6,65	6,16	6,32	2,28	5,45	6,11
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,11	0,12	0,10	0,08	0,12	0,01	0,02	< 0,01	0,13	0,12	0,01
LOI	0,56	0,61	0,43	0,60	0,40	0,74	0,64	0,41	0,46	0,56	0,51	0,5	0,24
Total	99,43	101,09	99,62	99,75	99,72	99,30	101,69	96,71	98,50	99,49	99,56	100,44	100,24
ppm													
Cr	< 10,0	10,0	< 10	10,0	10,0	< 10,0	10,0	< 10,0	< 10,0	< 10,0			
V	31,0	36,0	30,0	18,0	11,0	18,0	35	8,0	7,0	8,0			
Sn	2,0	1,0	2,0	2,0	2,0	1,0	2,0	1,0	< 1,0	< 1,0			
Ba	1.085	1.475	936	1.033	1.471	956	886	281	1.600	1.285			
Rb	101	75,8	108,5	114,60	110,8	133,50	111	149,50	164	151			
Sr	441	538	347	374,60	440,2	292	334	73,40	127	183			
Ga	22,6	20,9	22,80	20,10	18,20	19,70	25,40	24,0	16,70	15,10			
Zr	258	297	238	265,90	197,40	123,0	199	716	163	149			
Y	9,2	8,60	16,50	11,90	8,50	14,40	15,40	23,10	71,00	11,20			
Cs	2,65	1,47	4,49	5,0	2,60	1,42	1,42	1,95	3,64	1,56			
Nb	11,8	6,20	14,10	17,80	9,30	12,10	22,70	17,30	5,70	3,10			
U	0,57	0,76	1,36	1,50	0,80	1,73	0,49	0,92	2,44	2,29			
La	41,60	53,70	52,80	43,0	52,10	30,20	36,80	100,50	28,90	4,20			
Ce	86,90	112,50	120	88,40	104,10	62,70	84,50	234	100,50	22,70			
Pr	9,30	11,80	12,45	9,77	11,02	7,14	9,18	25,10	8,40	1,40			
Nd	34,30	41,70	45,10	34,70	39,50	26,30	33,30	90,80	33,70	5,60			
Sm	5,82	6,55	7,84	5,59	6,63	5,00	5,77	18,55	8,92	2,57			
Eu	1,34	1,53	1,23	1,12	1,39	0,86	1,19	0,82	0,94	0,63			
Gd	3,36	3,81	4,35	3,54	4,27	4,37	4,17	14,10	10,20	2,16			
Tb	0,42	0,46	0,64	0,47	0,46	0,57	0,56	1,79	1,73	0,43			
Dy	2,41	2,22	3,71	2,45	2,02	3,59	3,45	8,78	12,45	2,92			
Ho	0,30	0,32	0,64	0,47	0,32	0,69	0,58	1,22	2,78	0,60			
Er	0,86	0,89	1,89	1,16	0,61	1,86	1,52	2,66	7,64	2,03			
Tm	0,14	0,13	0,28	0,18	0,08	0,30	0,21	0,29	1,10	0,31			
Yb	0,64	0,84	1,65	1,29	0,50	1,74	1,13	1,70	6,93	1,94			
Lu	0,10	0,15	0,24	0,22	0,08	0,30	0,14	0,27	1,09	0,41			
Ta	0,60	0,30	1,20	0,70	0,70	0,70	0,90	0,70	0,60	0,50			
Hf	7,20	8,0	7,30	7,20	5,20	4,0	5,50	20,20	6,90	7,70			
Th	13,0	10,90	13,90	10,60	17,60	10,0	10,60	14,05	13,05	10,45			
ΣETR	187,49	236,6	252,82	192,36	223,08	145,62	182,5	500,58	225,28	47,9			
K ₂ O+Na ₂ O	6,92	6,69	7,27	6,87	7,39	8,01	7,76	8,18	8,50	8,43	6,11	8,76	8,82
K ₂ O/Na ₂ O	0,81	0,82	0,95	0,88	1,13	1,33	0,88	4,35	2,63	3,00	0,64	1,65	2,25
(La/Yb) _N	43,47	42,75	21,40	22,29	69,68	11,61	21,78	39,53	2,79	1,45			
Eu/Eu*	0,93	0,94	0,65	0,77	0,80	0,57	0,75	0,16	0,30	0,82			

Bt Grd: biotita granodiorito; Bt Mzn: biotita monzogranito; Sgr: sienogranito; Bt Al Gr: biotita álcali-granito.



CAAF: cálcio-alcalino altamente fracionado.

Figura 9. Diagramas geoquímicos aplicados às rochas estudadas. (A) Diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2) com campos definidos por Middlemost (1985). (B) Diagrama A/NK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$], de Maniar e Piccoli (1989), e com os campos dos granitos dos tipos I e S, segundo Chappell e White (1992). (C) Diagrama K_2O versus SiO_2 , de Peccerillo e Taylor (1976), modificado por Corriveau e Gorton (1993). (D) Diagrama $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus $[100(\text{MgO} + \text{FeOt} + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2]$, de Sylvester (1989), para classificação de granitos diferenciados ($\text{SiO}_2 > 69\%$).

padrões inclinados e marcados pelo enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados ($11 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 70$; Figura 11). Os sienogranitos, que representam as rochas mais evoluídas ($\text{SiO}_2 > 75\%$), exibem espectros distintos das outras rochas do SSV e se caracterizam por baixas razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$, com valores de 1,45 e 2,79 (Tabela 5). Os padrões da maioria das amostras são paralelos, sobretudo entre os granodioritos. Percebe-se que os padrões dos sienogranitos e do álcali-feldspato granito são bem distintos dos granodioritos, podendo indicar que essas rochas não são cogenéticas aos granodioritos ou sofreram processos de modificações posteriores. As anomalias de Eu são pouco pronunciadas para a maioria das amostras ($0,57 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,97$), à exceção das amostras 803 (biotita álcali-granito) e 1024 (sienogranito), que exibem forte anomalia negativa: 0,16 e 0,30, respectivamente.

Em diagramas multielementares (Figura 12), observa-se, em todas as amostras do SSV, o enriquecimento dos elementos LILE (K, Ba, Rb e Th) em comparação com os HFSE (Ta, Nb e Y). Essa característica é, segundo Fowler et al. (2008), feição típica de granitos cálcio-alcalinos (Figura 12). Ainda, é possível observar empobrecimentos relativos em Nb, Sr, P e Ti, sendo esses mais marcados nos termos mais evoluídos (álcali-feldspato granito e sienogranitos).

DISCUSSÃO

A orientação NE-SW do SVV é paralela ao conjunto de falhas presentes na região norte do DPR. Santos et al. (1988) e Carvalho (2005) propuseram que os granitos no DPR

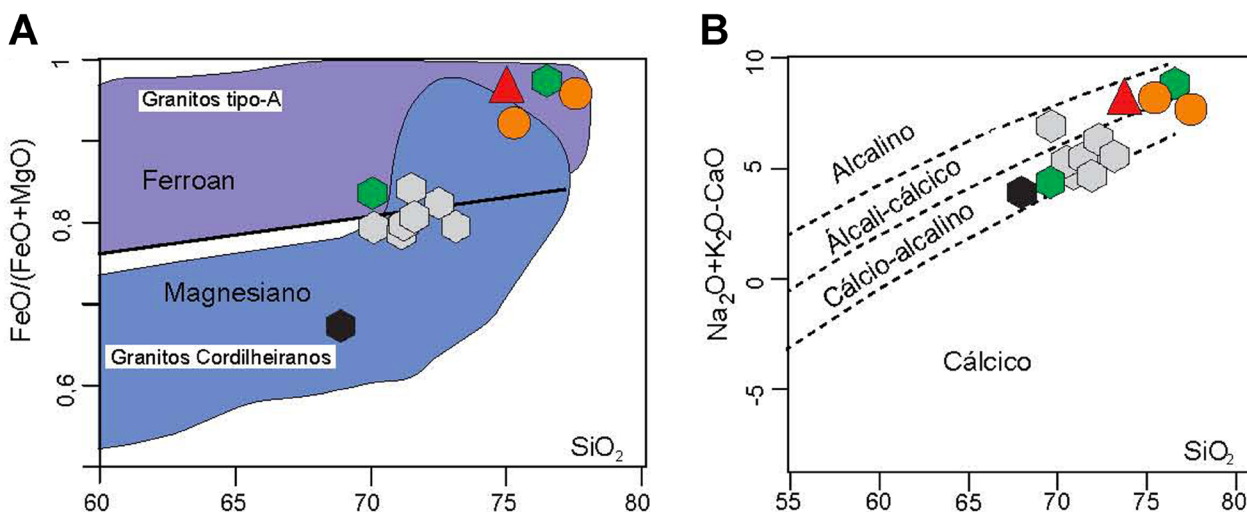


Figura 10. Diagramas geoquímicos de Frost et al. (2001). (A) Diagrama SiO_2 versus $FeO/(FeO + MgO)$ com os campos de associações magnesiana (granitos cordilheiranos) e ferroan (granitos do tipo A). (B) Diagrama SiO_2 versus Modified Alkali-lime Index [MALI = $Na_2O + K_2O - CaO$] com os campos de rochas, segundo Frost et al. (2001). Mesmos símbolos da Figura 9.

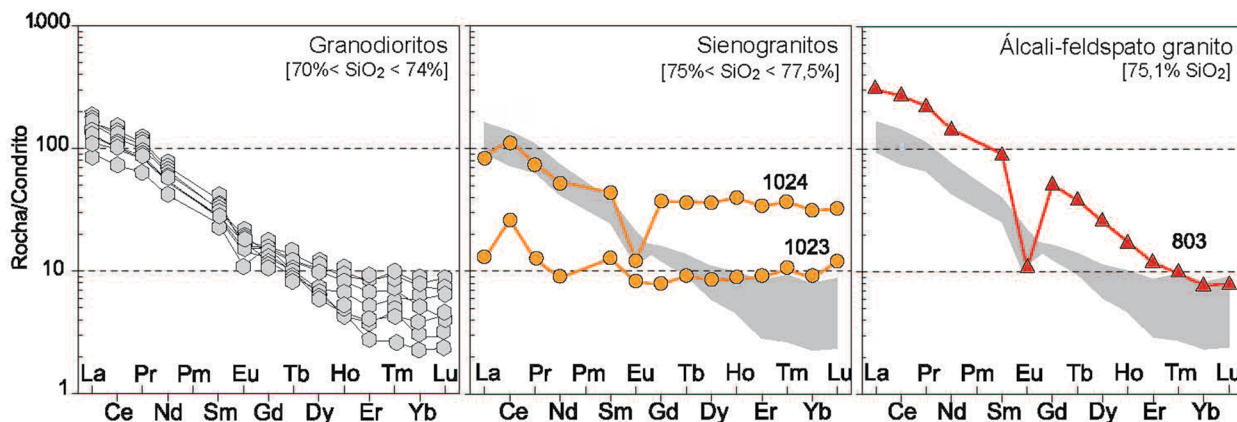


Figura 11. Diagramas com elementos terras raras, normalizados pelo condrito de Nakamura (1974), dos granitos do Stock Serra da Vaca. A área sombreada representa aquela ocupada pelos espectros dos biotita granodioritos para efeito de comparação.

com orientação NE-SW, como é o caso do SSV, refletem colocação condicionada às falhas em período pós-tectônico. A ausência da foliação regional (NW-SE) bem desenvolvida nos migmatitos nas rochas do SSV é a favor da hipótese de que a colocação desse stock seja posterior ao metamorfismo regional de médio grau.

Os dados modais das rochas estudadas do SSV evidenciam que esse stock é constituído essencialmente por granodioritos (região central), com ocorrências subordinadas sienogranitos (região sul) e álcali-feldspato granitos (região leste). Esses mesmos dados indicam afinidade cálcio-alcalina

e origem dos granodioritos a partir de fusão parcial de protólito ígneo (Figura 13A). Os sienogranitos e álcali-feldspato granito alocam-se no campo das rochas de tipo-A, enquanto os granodioritos assemelham-se aos granitos de tipo-I. A composição química dos cristais de biotita dos granodioritos indicam afinidade cálcio-alcalina (Figura 13B) das rochas. Os cristais de biotita do álcali-granito posicionam-se nos campos cálcio-alcalino e peraluminoso.

Nos granodioritos do SSV, o plagioclásio apresenta zonação química normal (Figura 7B) e tem composições variando de andesina até oligoclásio (Figura 7A). Essas feições são

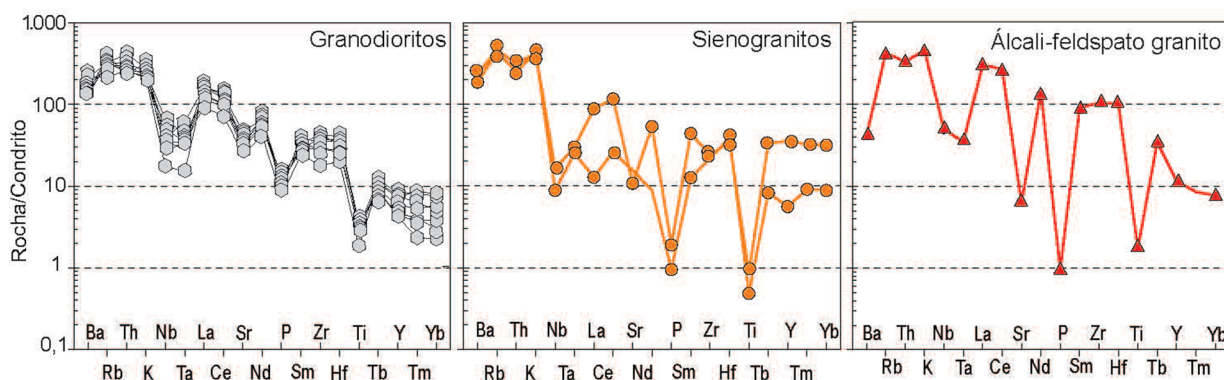


Figura 12. Diagramas multielementar de distribuição de elementos-traço para os granitos do Stock Serra da Vaca, normalizados pelos valores do condrito de Thompson (1982).

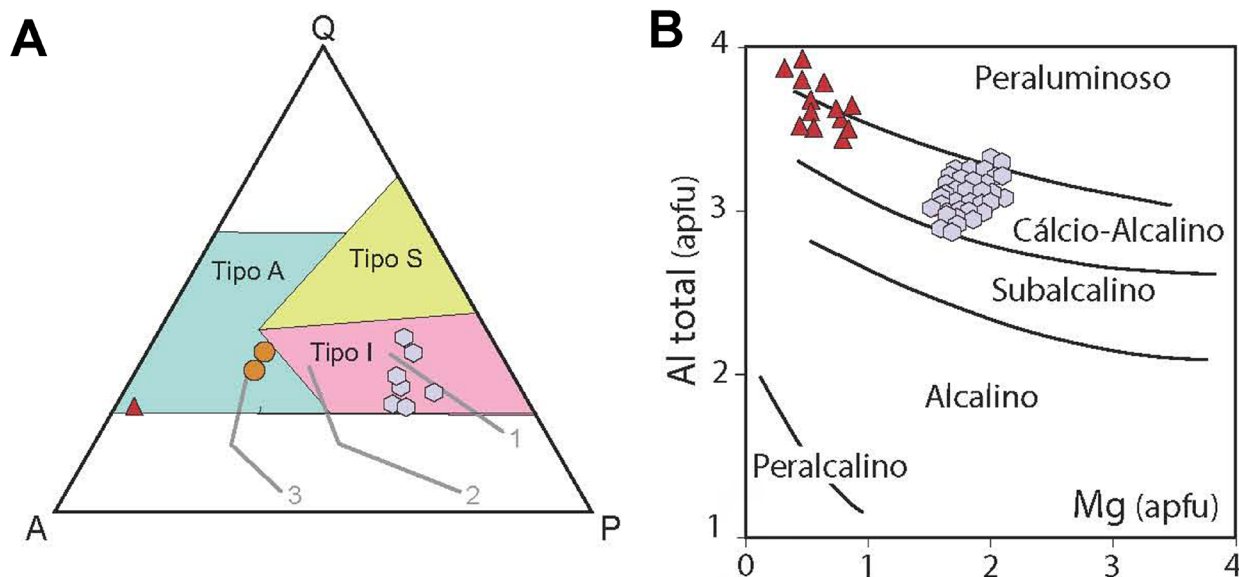


Figura 13. (A) Diagrama modal QAP com campos estabelecidos por Bowden *et al.* (1984) para granitos: anorogênicos (Tipo A) e formados por fusão de protólito metassedimentar (Tipo S) e ígneo (Tipo I). As retas no diagrama correspondem às evoluções das séries ígneas propostas por Lameyre e Bowden (1982): 1 - Cálcio-Alcalina de médio K (Tonalítica); 2 - Cálcio-Alcalina de alto K (Granodiorítica); 3 - Shoshonítica (Monzonítica). (B) Diagrama Mg versus Al_{total} de Nachit *et al.* (1985), para inferência da afinidade peraluminosa, cálcio-alcálica, subalcalina, alcalina e peralcalina, aplicado aos cristais de biotita das rochas do Stock Serra da Vaca. Mesmos símbolos da Figura 9.

indicativas, para vários autores (e.g. Loomis, 1982; Galindo *et al.*, 2012), de evolução magmática controlada pelo processo de cristalização fracionada. Observou-se boa correlação negativa entre o SiO_2 e outros óxidos (Figura 14) no SSV, o que sugere o fracionamento de plagioclásio (CaO , Na_2O , Al_2O_3), minerais opacos (FeO , TiO_2), epidoto (CaO , FeO , Al_2O_3), apatita (CaO , P_2O_5) e biotita (TiO_2 , Al_2O_3 , MgO).

A presença de anomalias negativas em Sr, Ti e P, nos diagramas multielementares (Figura 12), reforça a hipótese de fracionamento de plagioclásio, biotita/minerais opacos e apatita, respectivamente. Já a correlação positiva do K_2O com o SiO_2 sugere cristalização tardia do feldspato alcalino. O posicionamento dos sienogranitos e álcali-feldspato granito deslocados da tendência evolucionar nos diagramas do

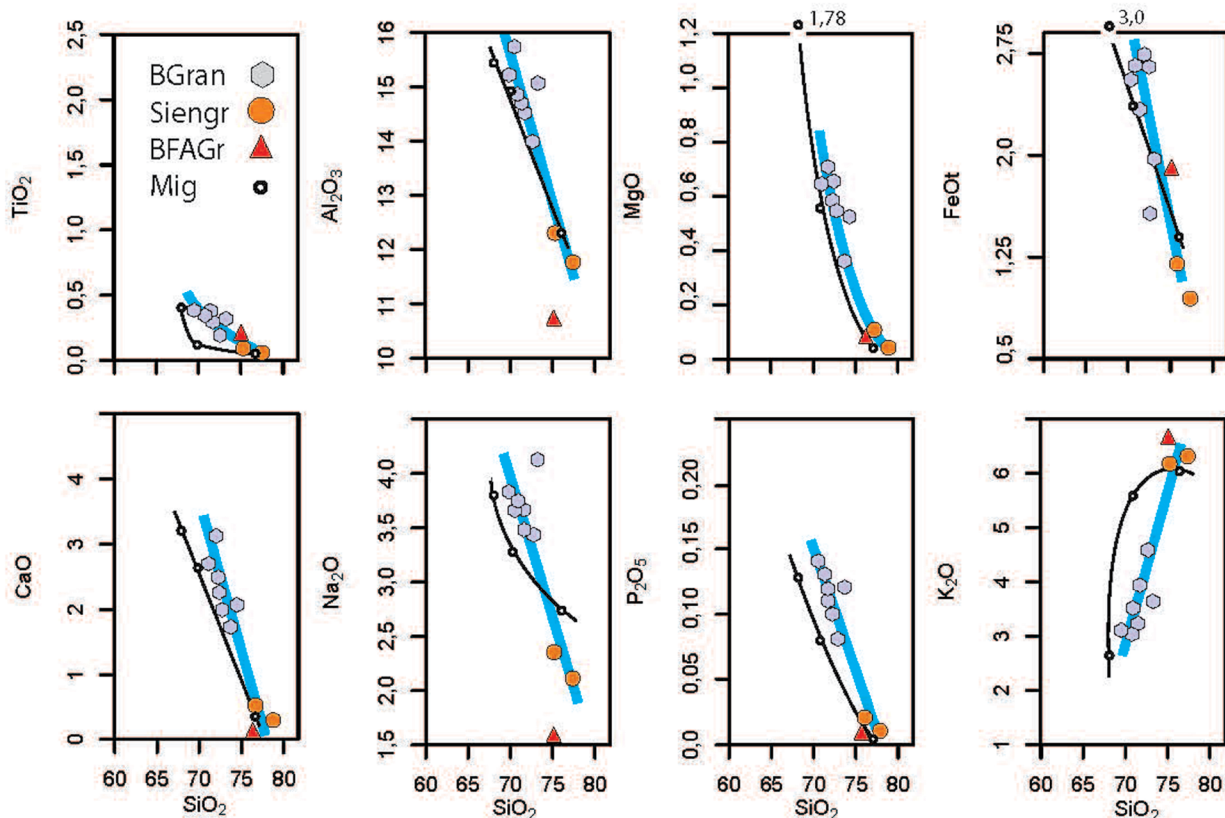


Figura 14. Diagramas de Harker aplicados aos granitos do Stock Serra da Vaca. Biotita granodiorito (BGran), sienogranito (Siengr), Biotita álcali-feldspato granito (BFAGr) e migmatito (Mig). A linha na cor azul indica a evolução das rochas do Stock Serra da Vaca, e a em preto, dos migmatitos.

tipo Harker pode indicar que essas rochas não representam produto da cristalização do magma granodiorítico.

Ao se comparar as evoluções químicas dos elementos maiores entre as rochas do SSV e os migmatitos (Figura 14), percebe-se que, com o aumento do SiO_2 , TiO_2 , FeOt , Na_2O , P_2O_5 e K_2O mostram comportamentos diferentes. As evoluções distintas entre os dois conjuntos de rochas sugerem que o magma do SSV não se originou dos migmatitos.

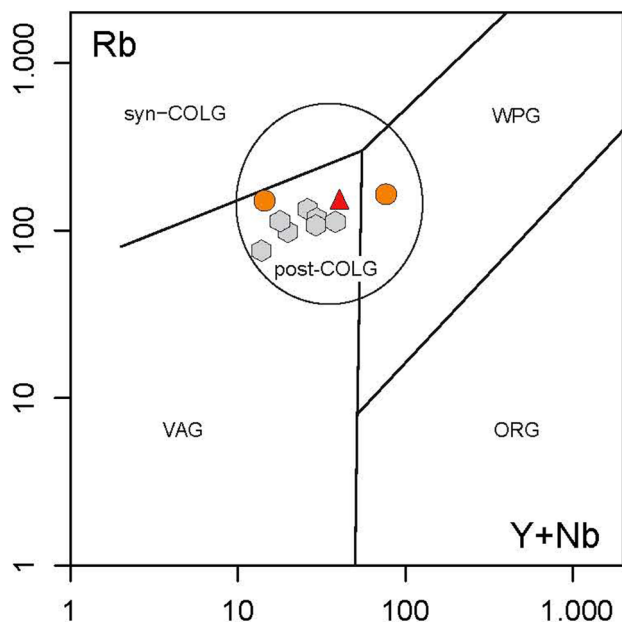
A presença de epidoto magmático nos granodioritos do SSV indica cristalização desse mineral a pressões da ordem de 6 kbar, conforme sugerido em trabalhos experimentais (e.g. Naney, 1983; Zen e Hammarstrom, 1984; Schmidt e Thompson, 1996). Essas pressões equivalem a cerca de 25 km de profundidade. Pressões próximas a essas são descritas em outras regiões da Província Borborema para alojamento de granitos cálcio-alcálicos com epidoto primário (Ferreira et al., 2011; Brasilino et al., 2011; Sial e Ferreira, 2016). Rochas similares com epidoto magmático foram identificadas nas suítes intrusivas Queimada Grande (Sousa et al., 2019) e Sítios Novos (Pinho Neto et al., 2019) no DPR. Segundo Brandon et al. (1996), para preservar cristais de epidoto formados a profundidades elevadas, é necessário

que o magma ascenda relativamente rápido, para que o epidoto não seja reabsorvido pelo *melt*.

A associação allanita-epidoto, presente nos granodioritos do SSV, sugere cristalização em condições relativamente oxidantes para diversos autores (e.g. Frost, 1991; Schmidt e Thompson, 1996; Ferreira et al., 2011; Galindo et al., 2012). Condições oxidantes são igualmente responsáveis pela estabilidade da associação titanita-magnetita-quartzo (Wones, 1989) presente nas rochas estudadas. A ausência de pronunciadas anomalias negativas em Eu nos granodioritos pode refletir a presença dessas condições oxidantes. Pois, segundo Hanson (1980), alta fugacidade de oxigênio faz com que o Eu^{+2} oxide para Eu^{+3} , e esse íon não tem tamanho para ser alojado na estrutura do plagioclásio, substituindo o cálcio. Por outro lado, a presença de importante anomalia negativa de Eu no álcali-granito (803) e no sienogranito (1023) pode indicar diminuição das condições de oxidação ou que essas rochas não tenham sido formadas pelo magma responsável pela formação dos granodioritos do SSV.

O caráter pós-tectônico do SSV inferido a partir de geologia e petrografia encontra suporte nos elementos-traço Rb

(75–164 ppm), Y (8–71 ppm) e Nb (3–22 ppm, Figura 15). A relação entre esses mesmos elementos indica que o magmatismo SSV tem assinatura de ambiente de arco vulcânico. As relações entre os conteúdos de Th, Ta e Hf indicam que as rochas do SSV correspondem a produto de magmatismo



WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos de cadeias oceânicas; syn-COLG: granitos sin-colisionais; VAG: granitos de arco-vulcânico; post-COLG: granitos pós-colisionais.

Figura 15. Diagrama Rb versus Y + Nb de ambiência tectônica, após Pearce et al. (1984) e Pearce (1996). Mesmos símbolos da Figura 9.

de margem continental ativa (Figura 16A). O enriquecimento em Th em relação ao Ta (Figura 16B) reflete, segundo Gorton e Schandl (2000), a assinatura de fluidos ricos em Th, característicos de magmas formados em zonas de subducção. Os vales de Ti, Ta e Nb presentes nos diagramas multielementares reforçam essa hipótese (Figura 12).

Os dados petrográficos, mineraloquímicos e geoquímicos sobre o SSV permitem avaliar a sua filiação com a Suíte Intrusiva Glória Xingó 2, como proposto por Teixeira et al. (2014). De acordo com Santos et al. (1998) e Teixeira et al. (2014), os granitos dessa suíte representam o plutonismo mais jovem do DPR, o qual ocorre essencialmente na forma de diques e pequenos *stocks*, constituídos por granitos róseos a cinza, granulação fina a média, maciços, classificados como leucogranitos (mais comuns), biotita granitos, muscovita granitos e turmalina-moscovita granitos. Ou seja, têm mineralogia característica de granitos formados a partir da fusão parcial de rochas metassedimentares: granitos tipo S (Chappell e White, 2001). A petrografia dos granodioritos do SSV corresponde a granitos cujo máfico é a biotita, sendo ausente mineralogia peraluminosa. Os dados obtidos sugerem que os granodioritos do SSV pertençam à Suíte Intrusiva Coronel João Sá definida por Teixeira et al. (2014): se caracteriza por reunir granodioritos, dioritos e granitos equigranulares de cor cinza, com poucos autólitos máficos, de natureza magnésiana, cálcio-alcálica de alto K, metaluminosa a peraluminosa, com assinatura de tipo-I, como aparece na Figura 17.

As rochas do SSV correspondem a granodioritos cálcio-alcálicos, que, segundo Barbarin (1999), resultam de magmatismo com contribuições mantélica e crustal. A inferência

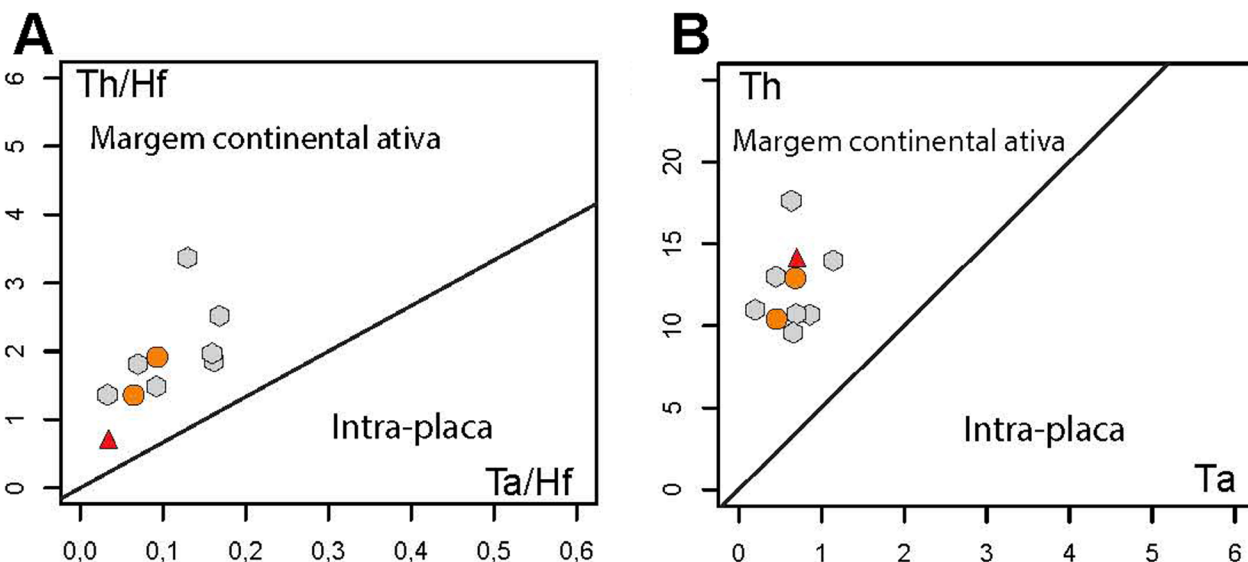


Figura 16. Diagramas de ambiência tectônica, após Gorton e Schandl (2000), aplicados aos granitos do SSV. (A) diagrama Th/Hf versus Ta/Hf. (B) diagrama Th versus Ta. Mesmos símbolos da Figura 9.

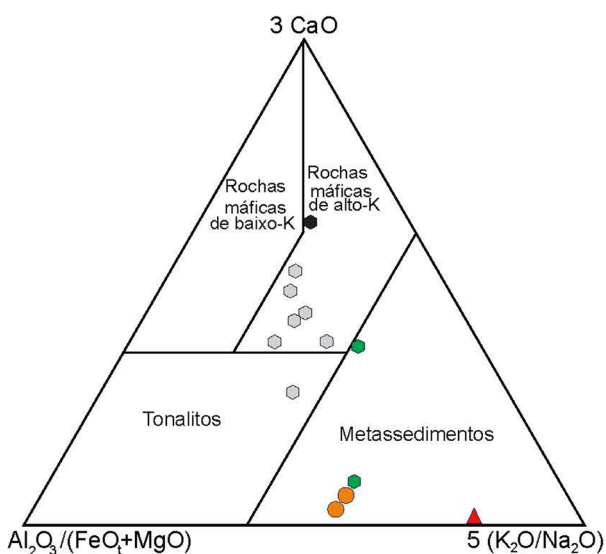


Figura 17. Diagrama ternário $Al_2O_3/(FeO + MgO)$, $3CaO$, $5(K_2O/Na_2O)$ com campos que representam composições de magmas derivados de variadas fontes, após Laurent et al. (2014). Mesmos símbolos da Figura 9.

sobre a provável fonte para as rochas do SSV é feita utilizando-se dados geoquímicos, e esses indicam que os granodioritos podem ter sido formados por rochas máficas de alto K (Figura 17). Nesse mesmo diagrama, as fontes para os sienogranitos e migmatito são indicadas como rochas metassedimentares.

CONCLUSÕES

O SSV, com 19 km², é uma intrusão alongada na direção NE-SW, localizada na região NW do DPR, no SOS. Atribui-se, com base nos dados obtidos, que esse *stock* tem colocação controlada pelas falhas e posiciona-se em período pós-tectônico.

O estudo petrográfico identificou no SSV a presença dominante de biotita granodioritos (centro) e, de forma subordinada, de sienogranito (sul) e álcali-granito (leste). As texturas ígneas preservadas suportam cristalização pós-tectônica. A variação de composição do plagioclásio (andesina-oligoclásio) e a zonação normal sugerem que a evolução do magma granodiorítico se processou por cristalização fracionada. Os dados químicos suportam essa hipótese. Os sienogranitos e o álcali-feldspato granito aparentemente não correspondem a produtos fracionados dessa cristalização fracionada.

A presença de epidoto magmático e a paragênese titanita-magnetita-quartzo indicam início da cristalização a profundidades da ordem de 25 km, sob condições relativamente

oxidantes. As fracas anomalias em Eu nos granodioritos suportam essa hipótese.

Os dados obtidos para o SSV revelaram que esse *stock* não apresenta as características descritas para o magmatismo da Suíte Glória-Xingo 2, de gênese essencialmente crustal. Os dados obtidos sugerem que os granodioritos do SSV pertençam à Suíte Intrusiva Coronel João Sá, que é bem representada no Domínio Macururé. Nesse contexto, o magma cálcio-alcálico, responsável pela geração dos granodioritos do SSV, apresenta assinatura geoquímica de magmas oriundos de fontes máficas de alto K₂O, pós-colisional e intrusivos em arco vulcânico com assinatura de fluidos da subducção.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) - 001. O autor D.B. de Oliveira agradece à CAPES, por sua bolsa de mestrado. Os autores externam igualmente agradecimento ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro que permitiu a realização desta pesquisa (processos: 384713/2015-7, 405387/2016-4, 310391/2017-2, 311008/2017-8). Este trabalho é parte da dissertação de mestrado do primeiro autor que foi realizada no Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (LAPA-UFS). Gostaríamos igualmente de agradecer as contribuições dos revisores da revista.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio Geologia do Nordeste. *Atas...*, p. 363-391. Campina Grande: SBG.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Bowden, P., Batchelor, R. A., Chappell, B. W., Didier, J., Lameyre, J. (1984). Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1-3), 1-11. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(84\)90029-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(84)90029-3)
- Brandon, A. D., Creaser, R. A., Chacko, T. (1996). Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271(5257), 1845-1848. <https://doi.org/10.1126/Science.271.5257.1845>

- Brasilino, R. G., Sial, A. N., Ferreira, V. P., Pimentel, M. M. (2011). Bulk rock and mineral chemistries and ascent rates of high-K calc-alkalic epidote-bearing magmas, Northeastern Brazil. *Lithos*, 127(3-4), 441-454. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.017>
- Brito Neves, B. B., Sial, A. N., Albuquerque, J. P. T. (1977). Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2), 102-114.
- Bueno, J. F., Oliveira, E. P., McNaughton, N., Laux, J. H. (2009). U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, 15(1), 86-97. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.06.003>
- Carvalho, M. J. (2005). *Evolução Tectônica do Domínio Marancó – Poço Redondo: Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Campinas: Universidade Estadual de Campinas.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transaction of Royal Society Edinburg: Earth Sciences*, 83(1-2), 1-26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Conceição, H., Rosa, M. L. S., Conceição, J. A., Lisboa, V. A. C., Pereira, F. S., Teles, D. S., Fernandes, D. M., Sousa, E. S., Cruz, J. W. S., Rezende, H. J. C., Oliveira, I. R., Souza, J. M. D. S., Oliveira, I. L. (2017). Magmatismos no Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: estado de conhecimento. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Conceição, J. A., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2016). Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 63-77. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150044>
- Corriveau, L., Gorton, M. P. (1993). Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 113, 262-279. <https://doi.org/10.1007/BF00283233>
- Davison, I., Santos, R. A. (1989). Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45(4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90068-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90068-5)
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-Forming Mineral*. 2. ed. Harlow: Longman Scientific and Technical.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N., Pimentel, M. M., Armstrong, R., Spicuzza, M., Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F. (2011). Contrasting sources and P-T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brazil: O, Sr, and Nd Isotopes. *Lithos*, 121(1-4), 189-201. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.002>
- Fowler, M. B., Kocks, H., Darbyshire, D. P. F., Greenwood, P. B. (2008). Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, 105(1-2), 129-148. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.03.003>
- Frost, R. B. (1991). Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: D. H. Lindsley (Ed.). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance* (v. 25, p. 1-10). Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.11.2033>
- Fuhrman, M. L., Lindsley, D. H. (1988). Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73(3-4), 201-215.
- Galindo, A. C., Silva, F. C. A., Souza, Z. S. (2012). Química mineral de leucomicrogranitos neoproterozoicos do Domínio Rio Grande do Norte. *Geochimica Brasiliensis*, 26(1), 19-28.
- Gorton, M. P., Schandl, E. S. (2000). From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. *Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065-1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>
- Gouveia, S. G. (2016). *Contribuição à petrografia e geoquímica do Stock Umbuzeiro do Matuto, Sistema Orogênico Sergipano*. Trabalho de Conclusão de Curso. São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe – UFS.
- Hanson, G. N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8, 371-405. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.002103>

- Humphrey, L., Allard, G. O. (1967). O Geossinclinal de Propriá – província tectônica do pré-cambriano posterior, recém descoberta no escudo brasileiro. *Boletim Técnico da Petrobras*, 10(3-4), 409-430.
- Johnston, A. D., Wyllie, P. J. (1988). Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nuk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 35-46. <https://doi.org/10.1007/BF00399438>
- Lameyre, J., Bowden, P. (1982). Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2), 169-186. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208-235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schimid, R., Sorensen, H., Woolley, A. R. (2002). *Igneous Rocks – A classification and glossary of terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences-Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2. ed. Nova York: Cambridge University Press.
- Lima, D. R. (2016). *Caracterização petrológica e geoquímica do Plúton Curitiba, Domínio Poço Redondo-Marancó, Cinturão Sergipano*. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Lima, M. M. C. (2013). *Caracterização geoquímica, isotópica e geotectônica dos Complexos Araticum e Arapiraca, Faixa Sergipana, Alagoas, Nordeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Lisboa, V. A. C., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Fernandes, D. M. (2019). The onset of post-collisional magmatism in the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: the Glória Norte Stock. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 173-188. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.005>
- Long, L. E., Castellana, C. H., Sial, A. N. (2005). Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, 46(2), 255-273. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh070>
- Loomis, T. P. (1982). Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and Oscillatory zoning in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 219-229. <https://doi.org/10.1007/BF00371299>
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Mendes, V. A., Brito, M. F. L., Santos, C. A. (2011). Zona de cisalhamento contracional de Palmeira dos Índios. Um possível testemunho do evento Cariris Velhos na Província Borborema. In: *XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Resumo expandido. Campinas.
- Middlemost, E. A. K. (1985). *Magma and Magmatic Rocks: an Introduction to Igneous Petrology*. Londres e Nova York: Longman, p. 253-257.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H., Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., Carron, J. P. (1985). Composition chimiquedes biotites et typologie magmatiquedes granitoides. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 301, 813-818.
- Nakamura, N. (1974). Determination of RRE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Naney, M. T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Sciences*, 283(10), 993-1033. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.10.993>
- Neves, S. P., Silva, J. M. R., Bruguier, O. (2016). The transition zone between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano belt (Borborema Province, NE Brasil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 266-278. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.09.010>
- Oliveira, D. B. (2016). *Aspectos Geológicos, Petrográficos e Geoquímicos do Stock Serra da Vaca, Sistema Orogênico Sergipano*. Trabalho de Conclusão de Curso. São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.

- Oliveira, E. P., Bueno, J. F., McNaughton, N. J., Silva Filho, A. F., Nascimento, R. S., Donatti-Filho, J. P. (2015). Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 257-280. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.003>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Bueno, J. F., Nascimento, R. S., Carvalho, M. J., Araújo, M. N. C. (2017). The Sergipano Belt. In: M. Heilbron, U. Cordani, F. Alkmim (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Reviews. Cham: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_13
- Pearce, J. A. (1996). Source and settings of Granites rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1996/v19i4/005>
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution Mineralogy Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pinho Neto, M. A., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia do Batólito Sítios Novos, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 135-150. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-152469>
- Santos, I. S., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Marinho, M. M. (2019). Magmatismos shoshonítico e cálcio-alcalino de alto potássio (615 Ma) na porção leste do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: *Stocks Propriá*, Amparo do São Francisco e Fazenda Alvorada. *Geologia USP. Série Científica*, 19(1), 99-116. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-141362>
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (1998). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe*. Escala 1:250.000. Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Sergipe. Salvador: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE.
- Santos, R. A., Menezes Filho, N. R., Souza, J. D. (1988). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala 1:100.00 (Folha SC.24-X-C-VI Piranhas)*. Sergipe, Alagoas e Bahia: DNPM/CPRM, 154 p.
- Schmidt, M. W., Thompson, A. B. (1996). Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in Magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81(3-4), 462-474. <https://doi.org/10.2138/am-1996-3-420>
- Sial, A. N. (1990). Epidote-bearing calc-alkaline granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4), 88-100.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P. (2016). Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajéu terrane, northeastern Brazil: Forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 113-133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.005>
- Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Santos, R. A., Leal, R. A., Santana, A. C., Filho, P. A. B. (1979). *Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento - Alagoas, Sergipe e Bahia: Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris*. Brasília: DNPM/CPRM.
- Soares, H. S., Sousa, C. S., Conceição, H., Rosa, M. L. S. (2018). Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica dos *Stocks* Santa Maria e Monte Pedral, Domínio Canindé, Sistema Orogênico Sergipano. *Scientia Plena*, 14(1), 1-12. <https://doi.org/10.14808/sci.plena.2018.015301>
- Soares, H. S., Sousa, C. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia dos *Stocks* Santa Maria, Monte Pedral, Bom Jardim, Boa Esperança e Niterói, Suíte Intrusiva Serra do Catu, Estado de Sergipe, NE Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(4), 63-84. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-156598>
- Sousa, C. S., Soares, H. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia e geocronologia do Batólito Rio Jacaré, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 171-194. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-152494>
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. In: S. W. Bailey (ed.). *Reviews in Mineralogy* (v. 13, p. 299-356). Blacksburg: Mineralogical Society of America. <https://doi.org/10.1515/9781501508820-013>

- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sylvester, P. J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97(3), 261-280. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30068745>. Acesso em: 7 maio 2021.
- Teixeira, L. R., Lima, E. S., Neves, J. P., Santos, R. A., Santiago, R. C., Melo, R. C. (2014). *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Sergipe*. Escala 1:250.000. Aracaju: CPRM-CODISE.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Tulloch, A. J. (1979). Secondary Ca–Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(2), 105-117. <https://doi.org/10.1007/BF00371854>
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic Links between the Borborema Province NE Brazil and the Central African Fold Belt. *Geological Society London Special Publication*, 294, 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8), 744-749.
- Zen, E.-A., Hammarstrom, J. M. (1984). Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12(9), 515-518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<515:MEAIPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<515:MEAIPS>2.0.CO;2)