




## Petrologia do Batólito Sítios Novos, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE do Brasil

*Petrology of Sítios Novos Batholith, Sergipano Orogenic System, Borborema Province, NE Brazil*

Maurício Almeida de Pinho Neto<sup>1,2</sup> , Maria de Lourdes da Silva Rosa<sup>1,2</sup> , Herbet Conceição<sup>1,2</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal de Sergipe - UFS, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias - PGAB, Avenida Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze, Cidade Universitária Professor José Aloísio de Campos, CEP 49100-000 – São Cristóvão, SE, BR (mauricio.geol@gmail.com; lrosa@ufs.br; herbet@ufs.br)

<sup>2</sup>Universidade Federal de Sergipe - UFS, Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral - LAPA, Galpão das Geociências, São Cristóvão, SE, BR

Recebido em 07 de dezembro de 2018; aceito em 09 de abril de 2019

### Resumo

O Batólito Sítios Novos (110 km<sup>2</sup>) é uma intrusão alongada na direção NE-SW, com idade de 631 ± 4 Ma, cuja forma concorda com a orientação regional, e se localiza na região sul do Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano. Esse batólito é constituído de monzogranitos leucocráticos com textura alotriomórfica equigranular e inequigranular, e ocasionalmente por diques pegmatíticos. Enclaves máficos são raros. A região sul do batólito é afetada por zona de cisalhamento regional, e os monzogranitos adquirem estruturas milonítica e gnáissica. Oligoclásio e albita são os plagioclásios presentes nesses granitos, e a microclina ocasionalmente é perthítica. A biotita é o mineral máfico dominante e a sua composição indica afinidade com suítes orogênicas (cálcio-alkalina e peraluminosa). Zircão, titanita, magnetita, ilmenita, apatita, torita, allanita e monazita ocorrem como minerais acessórios. Bastnaesita e barita ocupam frequentemente microfraturas nessas rochas. A geoquímica dos monzogranitos evidencia que são rochas fracionadas (SiO<sub>2</sub> > 68%), peraluminosas a metaluminosas, e alocam-se em diagramas geoquímicos no campo dos granitos do Tipo I. Os espectros dos elementos terras raras apresentam fracionamento moderado (15 < La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> < 70), com anomalia negativa em Eu sugestivo de fracionamento de plagioclásio. Em diagramas multielementares, as amostras desse batólito apresentam vales pronunciados em Nb, P, Ba e Ti, e picos mais ou menos acentuados em Th, Pb e Zr. Essa assinatura geoquímica é característica de magmas orogênicos. A fonte provável para os monzonitos estudados é uma crosta de composição tonalítica.

**Palavras-chave:** Monzogranito; Batólito Sítios Novos; Petrologia.

### Abstract

The Sítios Novos Batholith (110 km<sup>2</sup>) is an NE-SW elongated intrusion, with an age of 631 ± 4 Ma (which agrees with the regional orientation) and is located in the southern part of the Poço Redondo Domain, in the Sergipano Orogenic System. This batholith is constituted by leucocratic monzogranites with equigranular and unequigranular allotriomorphic texture, which occasionally present pegmatitic dikes. Mafic enclaves are rare. The batholith's southern region is affected by the regional shear zone and the monzogranites developing milonitic and gneissic structures. Oligoclase and albite are the plagioclase present in these granites and the microcline is occasionally perthitic. Biotite is the dominant mafic mineral and its composition indicates affinity with orogenic suites (calcic-alkaline and peraluminous). Zircon, titanite, magnetite, ilmenite, apatite, thorite, allanite and monazite occur as accessory minerals. Bastnaesite and barite often occupy microfractures in these rocks. The monzogranites' geochemistry shows that they are fractionated rocks (SiO<sub>2</sub> > 68%), peraluminous to metaluminous and are allocated in geochemical diagrams in the field of I-type granites. The REE spectra present moderate fractionation (15 < La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> < 70), with negative anomaly in Eu, indicating plagioclase fractionation. In multielementary diagrams, the samples of this batholith have pronounced valleys in Nb, P, Ba and Ti, and more or less accentuated peaks in Th, Pb and Zr. This geochemical signature is characteristic of orogenic magmas. These monzogranites have as probable source the partial melting of tonalitic crust.

**Keywords:** Monzogranites; Sítios Novos Batholith; Petrology.

## INTRODUÇÃO

A evolução geológica do Sistema Orogênico Sergipano (SOS), localizado no sul da Província Borborema (NE Brasil), foi marcada por um intenso magmatismo no Brasiliano (*e.g.*, Brito Neves et al., 1977). Os terrenos do SOS foram inicialmente interpretados como um geossinclinal (Humphrey e Allard, 1969; Santos e Silva Filho, 1975); posteriormente, como resultante de colagem de microplacas ou terrenos (Davison e Santos, 1989); como cinturão colisional, formado por inversão de uma margem passiva (D'el-Rey Silva, 1999); e, mais recentemente, Oliveira et al. (2010, 2017) propuseram a hipótese de que o SOS representa um exemplo completo do Ciclo de Wilson no Gondwana Oeste.

As rochas ígneas têm papel importante na compreensão dos orógenos (*e.g.*, Pitcher, 1997; Wilson, 2007), na formação da crosta continental, e o estudo dessas rochas contribui para o entendimento da cronologia dos eventos tectônicos que afetam a litosfera (Pitcher, 1997). Granitos cálcio-alcalinos e shoshoníticos são abundantes no Domínio Poço Redondo, formam diversos *stocks* e alguns batólitos alongados cujas colocações sofrem influência das zonas de cisalhamento limítrofes desse domínio (Carvalho, 2005; Sousa, 2018).

O Batólito Sítios Novos (BSN), objeto deste estudo, é intrusivo no sul do Domínio Poço Redondo e localiza-se na região limítrofe entre os domínios Macururé e Marancó. Os resultados de estudos petrográfico, mineraloquímico e geoquímico de rochas representativas desse batólito são apresentados e discutidos neste trabalho.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O SOS localiza-se no sul da Província Borborema (Figura 1A) e estrutura-se em faixas alongadas na direção NW-SE (*e.g.*, Davison e Santos, 1989; Santos et al., 1998; D'el-Rey Silva, 1999; Brito e Mendes, 2011; Mendes et al., 2011; Neves et al., 2016). Essas faixas representam domínios geológicos distintos e são nomeadas de Rio Coruripe, Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza-Barris e Estância (Figura 1A). Brito Neves et al. (2014) e Lima et al. (2019) descrevem e discutem em detalhe a presença de *basement inliers* no SOS, que correspondem aos domos gnáissico-migmatíticos de Itabaiana, Simão Dias e Jirau do Ponciano (Figura 1A).

O magmatismo ediacarano (635–541 Ma) do SOS ocorre em cinco dos seus domínios (Rio Coruripe, Canindé, Poço Redondo, Marancó e Macururé). Oliveira et al. (2017) sugerem que a zona de cisalhamento a sul do Domínio Poço Redondo (Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo — ZCBMJ) represente o limite norte da porção crustal do Cráton do São Francisco. Essa sutura, segundo Oliveira et al. (2017), separaria os terrenos alóctones do SOS, soldados durante

o Neoproterozoico (Poço Redondo, Marancó e Canindé), dos terrenos autóctones metassedimentares (Rio Coruripe, Macururé, Vaza Barris e Estância).

## Domínios geológicos do Sistema Orogênico Sergipano

O Domínio Rio Coruripe, localizado a NE no SOS (Figura 1A), é constituído de rochas supracrustais, complexos ígneos metamorfizados em médio a alto grau (Complexo Arapiraca), granitos mesoproterozoicos e neoproterozoicos (Brito e Mendes, 2011).

O Domínio Canindé, localizado a norte no SOS (Figura 1A), é formado pelo Complexo homônimo (rochas metassedimentares, metavulcânicas e sub-vulcânicas metamorfisadas na fácies xisto-verde a anfíbolito), pela Suite Intrusiva Canindé (gabros, noritos, troctólitos com ocorrências de Fe-Ti-V) e por granitos de composição variada (Santos et al., 1998). Esse domínio é interpretado como uma sequência rifte que foi posteriormente deformada e amalgamada ao Domínio Poço Redondo, ao sul (Oliveira et al., 2010).

O Domínio Poço Redondo (DPR) (Figuras 1A e 1B) representa uma faixa NW-SE com 900 km<sup>2</sup>, localizado entre os domínios Canindé, a norte, e Marancó, ao sul, sendo limitados por zonas de cisalhamento de expressão regional. O DPR é constituído do Complexo Migmatítico Poço Redondo e de granitos (Santos et al., 1988). Carvalho (2005) obteve idades U-Pb<sub>SHRIMP</sub> em cristais de zircão de 980 ± 4 Ma e 961 ± 38 Ma para as rochas gnáissico-migmatíticas, e interpreta essas idades como a de cristalização dos protólitos. O DPR é considerado as raízes de um arco Cariris Velhos que teria sido soerguido pela tectônica compressional brasileira (Carvalho, 2005).

O Domínio Marancó, localizado na porção norte-noroeste de Sergipe (Figura 1A), é constituído de sequência metavulcanossedimentar (Complexo Marancó), granitos tonianos e ediacaranos (Santos et al., 1998; Carvalho, 2005; Lima et al., 2017) e foi submetido a metamorfismo anfíbolítico (Santos et al., 1988; Oliveira et al., 2017). Idades U-Pb<sub>SHRIMP</sub> obtidas em zircão detrítico no Complexo Marancó indicam a idade máxima da sedimentação em torno de 960 Ma (Oliveira et al., 2010).

O Domínio Macururé localiza-se na porção central do SOS (Figura 1A), é limitado a norte pela ZCBMJ e a sul pela Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo. É o domínio com maior extensão areal no SOS e, de acordo com D'el-Rey Silva (1999), representa cunha turbidítica mesoproterozoica. Esse domínio é composto das rochas metassedimentares do Grupo Macururé (ardósias, filitos, mica xisto, quartzito, mármore e rochas calcio-siliciclásticas e metavulcânicas) e por cerca de 60 intrusões de idade ediacarana (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2015; Conceição et al., 2016; Conceição et al., 2017). O metamorfismo regional

é xisto verde e, próximo aos granitos, o metamorfismo de contato chega às condições da fácies hornblenda hornfels (Lobo, 2016).

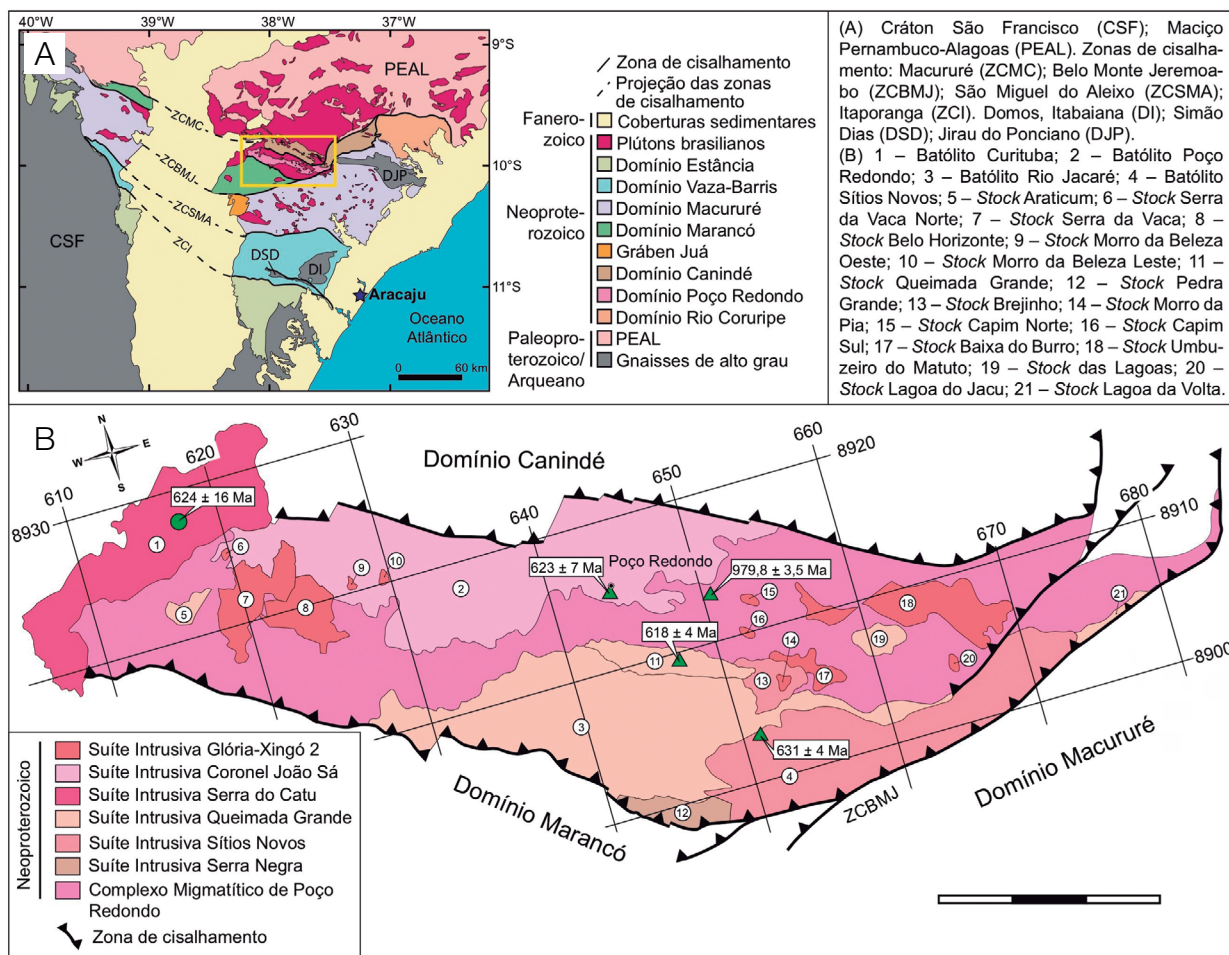
Os domínios Vaza Barris e Estância, localizados ao sul do SOS (Figura 1A), são essencialmente sedimentares e têm metamorfismo de muito baixo grau (D'el-Rey Silva, 1995).

### Granitogênese no Domínio Poço Redondo

Os migmatitos e as intrusões graníticas no Domínio Poço Redondo orientam-se a NW-SE (Figura 1B). Teixeira et al. (2014), ao elaborar a versão atual do mapa geológico de Sergipe, reuniram os granitos do SOS em suítes intrusivas, e seis destas estão presentes no Domínio Poço Redondo: Serra Negra, Sítios Novos, Queimada Grande, Serra do Catu, Poço Redondo e Glória-Xingó 2.

A Suíte Intrusiva Serra Negra, com idade de  $933 \pm 7$  Ma, é representada por um conjunto de faixas de granitos gnáissicos, cuja maior expressão encontra-se no Domínio Marancó e, subordinadamente, no DPR (Lima et al., 2017). Essa suíte, no DPR, é representada pelo *Stock* Pedra Grande, localizado na região Sudeste (Figura 1B). As rochas dessa suíte correspondem a Fe-biotita granitos gnáissicos com fluorita, que apresentam xenólitos de anfibolitos (Lima et al., 2017). Esses granitos correspondem ao magmatismo do Tipo A, ferroso e alcalino (Carvalho, 2005; Lima et al., 2017).

A Suíte Intrusiva Sítios Novos é representada, neste domínio, pelo batólito homônimo e pelo *Stock* Brejinho (Figura 1B). A idade de cristalização U-Pb<sub>SHRIMP</sub> do BSN é de  $631 \pm 4$  Ma (Oliveira et al., 2015). As rochas dessa suíte correspondem a biotita granitos leucocráticos, equigranulares com raros enclaves máficos. Teixeira et al. (2014)



**Figura 1.** (A) Esquema geológico do Sistema Orogênico Sergipano confeccionado a partir dos mapas geológicos elaborados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) para os estados da Bahia (Dalton de Souza et al., 2003), Sergipe (Teixeira et al., 2014), Alagoas (Mendes et al., 2015) e Pernambuco (Gomes, 2001); (B) mapa da granitogênese do Domínio Poço Redondo, segundo Teixeira et al. (2014). Idades de cristalização dos corpos graníticos obtidas pelo método U-Pb<sub>SHRIMP</sub> em zircão: triângulo verde (Oliveira et al., 2015) e círculo verde (Lima, 2016).

descrevem, nessa suíte, a presença de rochas alcalinas e cálcio-alcalinas metaluminosas a peraluminosas.

As rochas da Suíte Intrusiva Queimada Grande apresentam, segundo Oliveira et al. (2015), idades de cristalização de  $618 \pm 4$  Ma. No DPR, essa suíte é representada pelo Batólito Rio Jacaré e pelos *stocks* das Lagoas, Lagoa da Volta e Araticum (Figura 1B). As rochas dominantes são biotita granito e biotita granodiorito equigranulares ou localmente porfíricos. Nesses corpos, são abundantes enclaves máficos microgranulares, estruturas de fluxo magmático, e xenólitos de migmatitos.

A Suíte Intrusiva Coronel João Sá, no DPR, é representada pelo Batólito Poço Redondo, que tem idade de cristalização U-Pb<sub>SHRIMP</sub> de  $623 \pm 7$  Ma (Oliveira et al., 2015). Esse batólito é constituído de granitos cinza, equigranulares, e de forma subordinada, têm-se enclaves de dioritos. A deformação nesse batólito limita-se a estreitos corredores de cisalhamento.

A Suíte Intrusiva Serra do Catu, no DPR, é representada pelo Batólito Curitiba (Figura 1B). Lima (2016) apresenta a idade de cristalização  $617 \pm 7,4$  Ma (U-Pb<sub>SHRIMP</sub> em zircão). Esse batólito é constituído de hornblenda biotita quartzo sienito, biotita sienogranito, quartzo monzonito porfírico, apresentando fenocristais centimétricos (até 4 cm), zonados e poiquilíticos de feldspato alcalino. Os dados geoquímicos disponíveis (e.g.,

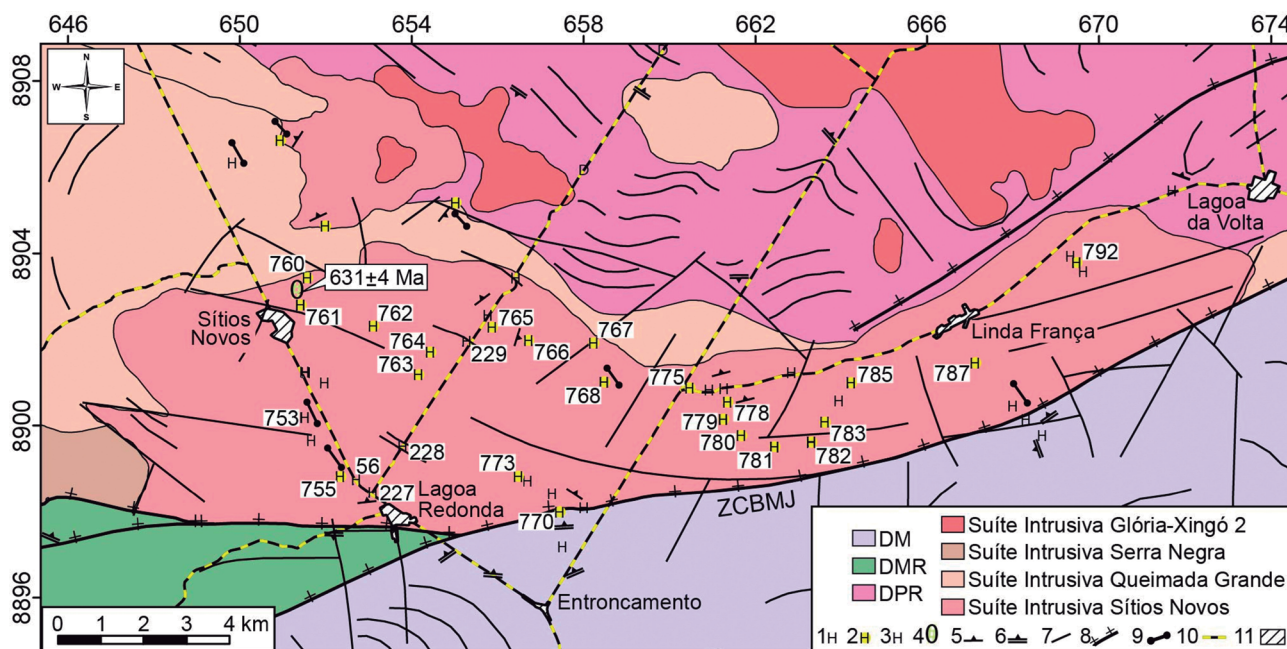
Gentil, 2013; Lima, 2016) caracterizaram esse magmatismo como shoshonítico.

A Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2, nesse domínio, é constituída de 12 *stocks* com formas diversas (Figura 1B). Esses corpos são formados por granitos equigranulares róseos. Os dados geoquímicos disponíveis indicam tratar-se de magmatismo metaluminoso a peraluminoso e cálcio-alcalino de alto potássio (Oliveira, 2016).

## GEOLOGIA LOCAL

O BSN aflora por 110 km<sup>2</sup>, exibe forma alongada na direção NE-SW (Figura 2). O BSN faz contatos a norte com o Batólito Rio Jacaré e com o Complexo Migmatítico Poço Redondo (Figura 2). A sul, o contato é tectônico com as rochas dos domínios Macururé, Marancó e com os granitos gnáissicos do *Stock* Pedra Grande (Figura 1B).

Os contatos com os granitos e os granodioritos do Batólito Rio Jacaré (Figura 2) e com o Complexo Migmatítico foram inferidos com auxílio de imagens. Eles coincidem, em parte, com o traçado curvo de drenagens. A presença de xenólitos de migmatito nos granitos do BSN indica o seu caráter intrusivo. No Batólito Rio Jacaré são abundantes enclaves máficos microgranulares, e os granitos têm textura porfírica. Essas feições contrastam com as das rochas equigranulares



ZCBMJ: Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo; DM: Domínio Macururé; DMR: Domínio Marancó; DPR: Domínio Poço Redondo.

**Figura 2.** Esquema geológico do Batólito Sítios Novos, modificado de Teixeira et al. (2014). Informações sobre os afloramentos: (1) visitados; (2) amostrados; (3) com análise química de rocha total; (4) local onde foi obtida a idade U-Pb<sub>SHRIMP</sub> em zircão, por Oliveira et al. (2015); (5) foliação magmática; (6) tectônica; (7) lineamentos; (8) zona de cisalhamento; (9) dique granítico; (10) rodovia estadual; (11) área urbana.



e pobres enclaves do BSN, o que permitiu a distinção entre as rochas desses dois batólitos em campo.

A sul, o BSN é afetado pela Zona de Cisalhamento Belo Monte Jeremoabo (Figura 2), e essa sutura coloca-o em contato tectônico com as rochas dos domínios Macururé e Marancó. Nas proximidades da zona de cisalhamento, as rochas do BSN apresentam estruturas gnáissica e milonítica.

Os granitos do BSN apresentam coloração rósea, granulação média a fina —ocasionalmente, tem-se granulação grossa (Figura 3A). Os afloramentos ocorrem como lajedos e estão bem distribuídos pelo batólito. Localmente, na parte norte do BSN, é possível observar foliação magmática que orienta cristais de biotita (Figura 3B) e *schlieren* biotíticos. Bolsões pegmatíticos graníticos foram identificados em vários afloramentos. Diques graníticos de cor branca, granulação fina e com orientação NW-SE são presentes, particularmente na parte central do BSN.

## MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo petrográfico foi realizado em 30 lâminas polidas — 27 delas correspondem às rochas dominantes do BSN e 3 são de diques. Neste estudo, utilizou-se microscópio petrográfico com luz transmitida e refletida. A composição modal dessas rochas foi estabelecida com base em estimativas visuais de dez campos por lâmina. Posteriormente, 18 dessas lâminas foram analisadas com microscópio eletrônico de varredura (MEV), com auxílio do detector de elétrons retroespalhados, objetivando investigar as texturas e descrever a presença de variações químicas em cristais. O MEV utilizado foi da marca Tescan®, modelo VEGA 3 LMU, do Laboratório de Microanálises do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS).

A identificação dos minerais acessórios, assim como a determinação da composição química pontual dos cristais de feldspatos, biotita e hornblenda, foi feita com espectrômetro por energia dispersiva (EDS), da marca Oxford Instruments®, modelo X-Act, com resolução de 125 eV. Utilizou-se o *software AZtec* versão 4.0 e a rotina Quant da *Oxford Instruments*® para tratamento dos dados obtidos. As condições analíticas utilizadas durante as análises foram aceleração potencial de 20 kV, corrente de 17 nA, feixe de elétrons com diâmetro de 0,4 µm e tempo de contagem médio de 30 segundos. A reprodutibilidade dos resultados foi verificada com as análises de padrões internacionais da ASTIMEX® (silicatos e óxidos).

Um total de 28 análises geoquímicas de rochas foram efetuadas neste estudo. As amostras tiveram seus elementos maiores dosados por fluorescência de raios X, pelo método do pó-prensado, utilizando-se o equipamento FRX-180 da Shimadzu do Laboratório de Geoquímica do CLGeo-UFS. A perda ao fogo foi obtida por calcinação da amostra a 1.000°C. Um total de 12 amostras tiveram os conteúdos de elementos traço dosados por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS), no laboratório comercial Geosol S.A.

## RESULTADOS

### Petrografia e química mineral

O BSN é constituído de monzogranitos leucocráticos a holo-leucocráticos (Figura 4). Essas rochas têm a biotita como o mineral máfico dominante. Hornblenda, titanita, magnetita, ilmenita, apatita e zircão são os minerais acessórios. Com o auxílio do EDS-MEV identificou-se os minerais acessórios com tamanhos inferiores a 0,1 mm: torita (ThSiO<sub>4</sub>), bastnaesita

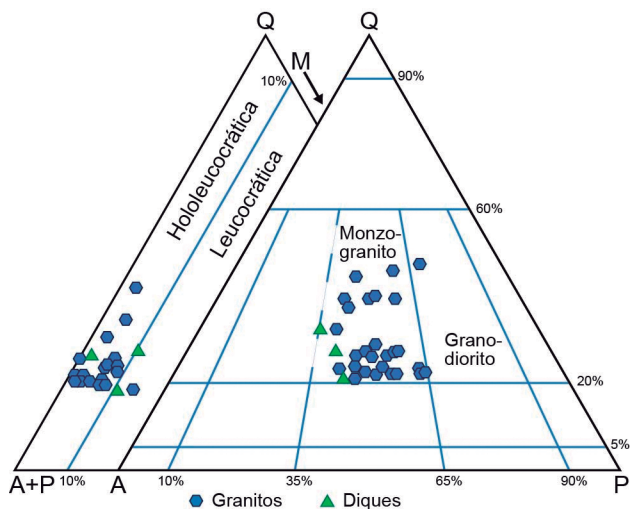


**Figura 3.** Fotografias com aspecto dos granitos do Batólito Sítios Novos. Observa-se nas duas imagens a orientação dos cristais de biotita (pontos pretos nas fotografias).

[(Ce,La)CO<sub>3</sub>F], calcita, fluorita, monazita [(Ce,La,Nd,Th)PO<sub>4</sub>], allanita [(La,Ce,Ca,Y)<sub>2</sub>(Al,Fe<sup>+2</sup>,Fe<sup>+3</sup>)<sub>3</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>(OH)] e barita (BaSO<sub>4</sub>).

Os cristais de plagioclásio correspondem a albita (An<sub>5-9</sub>) e oligoclásio (An<sub>12-22</sub>). Eles ocorrem com hábitos subédrico e anédrico, e dimensões variando de 0,1 a 2 mm. O contato desses cristais é curvo com microclina e quartzo, e reto com a biotita. Geminações albita e albita-Carlsbad são usualmente presentes. Outra característica dos cristais de plagioclásio desses granitos é a presença de zonas de alteração no centro, contrastando com a periferia (Figura 5A). Texturas antipertítica e mirmequítica estão presentes em cristais de várias rochas. Nas amostras localizadas próximas a zona de cisalhamento, os cristais de plagioclásio apresentam evidências de rotação, com trituração dos bordos e, em alguns deles, têm-se *kinks bands* nos planos de composição das geminações (Figura 5B). Inclui cristais de biotita euédrica e subédrica (< 0,3 mm), zircão e apatita euédricos (< 0,1 mm), titanita e ilmenita subédrica (< 0,2 mm).

Os cristais de microclina pertítica são subédricos e anédricos (Figuras 5C e 5D). As dimensões variam de 0,1 a 2,2 mm, e as geminações Carlsbad e Albita-Periclina (Figura 5D) são frequentes. Apresentam contatos retos e curvos com plagioclásio, quartzo, e retos com biotita. A exsolução tem forma de flâmulas ou gotas. As composições do hospedeiro e da exsolução correspondem a fases quase puras de ortoclásio (Or<sub>99-94</sub>Ab<sub>1-6</sub>) e albita (Ab<sub>92-99</sub>Or<sub>8-1</sub>), e refletindo o reequilíbrio pós-magmático. Identificou-se, nos cristais de feldspato alcalino, a presença de inclusões de biotita, apatita, titanita, ilmenita, magnetita e zircão.



**Figura 4.** Diagramas modais Q-A-P e Q-(A + P)-M de Streckeisen (1976), apresentando a distribuição da composição das rochas do Batólito Sítios Novos. Os hexágonos correspondem às rochas dominantes no batólito, e os triângulos, aos diques.

O quartzo é anédrico, ocorrendo estirado nas rochas deformadas e eventualmente exibe textura *ribbon* (Figura 5E). Os tamanhos variam de 0,09 a 1,9 mm. Os contatos são curvos a reentrantes com os outros minerais. Exibem ainda extinção ondulante forte em barra nas rochas gnaissificadas. Apresenta inclusões de cristais de apatita, zircão, biotita, magnetita, ilmenita, monazita e titanita.

A biotita possui coloração marrom, sendo subédrica e com pleocroísmo variando de marrom-escuro (z'), marrom (y') e amarelo (x'). Os tamanhos variam de 0,01 a 2,3 mm. Os contatos com outras fases são geralmente retos. Em algumas rochas, observa-se orientação preferencial. Em geral, a biotita ocorre associada a minerais opacos e titanita. Cristais de zircão, apatita, magnetita, ilmenita e monazita são inclusões frequentes. Nas rochas deformadas, a biotita exibe textura *micafish* (Figura 5F) e pode estar parcialmente substituída por muscovita, ou exibindo alteração para clorita e epidoto. A biotita desses granitos apresenta razão Fe/(Fe + Mg) variando entre 0,37 e 0,57 (Figura 6A) e valores do alumínio tetraédrico entre 2,2 e 2,6 átomos por fórmula unitária. Esses cristais posicionam-se no diagrama de Nachit et al. (2005), nos campos dos cristais magmático e magmático reequilibrado (Figura 6B). Esse comportamento reflete, provavelmente, o reequilíbrio dos cristais de biotita com perda de titânio associado às formações tardias de ilmenita, magnetita e titanita, que aparecem na clivagem e na periferia da biotita.

O anfibólio possui coloração verde e exibe hábitos subédrico e anédrico. Os contatos são retos com os feldspatos e quartzo e curvo com a biotita. Inclui cristais euédricos de apatita, zircão, e subédricos de minerais opacos. Os dados químicos permitiram classificá-los como Mg-hornblenda, Mg-hornblenda hastingsítica e ferri-edenita silicosa.

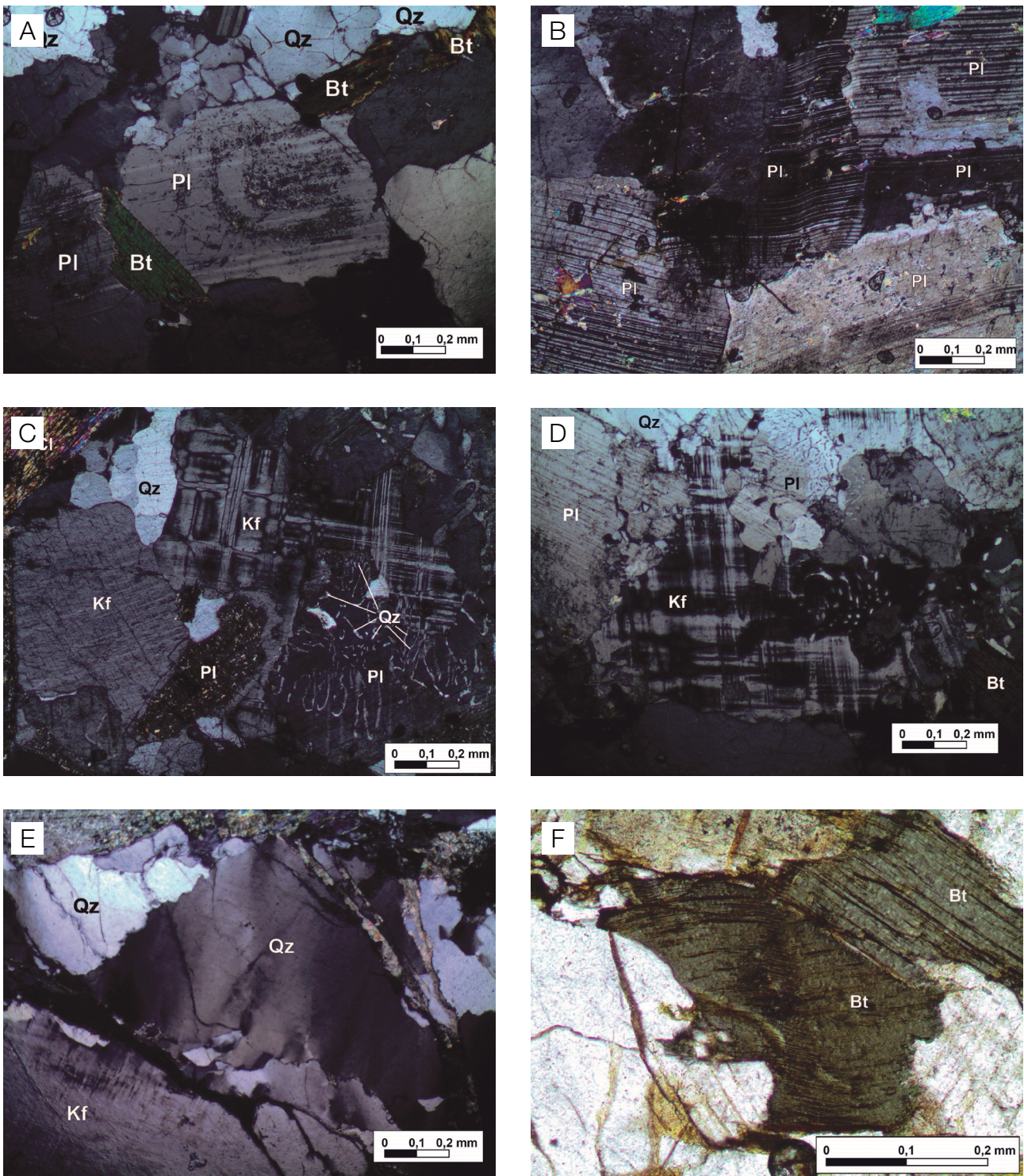
A titanita (0,1 a 1,1 mm) é euédrica, subédrica e anédrica. Mostra íntima associação com a biotita e os minerais opacos, sugerindo que ao menos parte da titanita se forme com desestabilizações desses minerais. Inclui, frequentemente, magnetita e ilmenita e, ocasionalmente, cristais de zircão e apatita.

Os minerais acessórios nessas rochas são: F-apatita subédrica e euédrica; ilmenita e magnetita como cristais isolados distribuídos nas rochas ou como exsolução; zircão com até 6% HfO<sub>2</sub>. A barita é abundante em microfraturas que estão presentes na maioria das rochas analisadas. Foram observados ainda cristais de bastnaesita e torita associados a allanita metamitizada.

## Geoquímica

Os resultados das 28 análises químicas dos elementos maiores e da norma CIPW dos granitos do BSN são apresentados na Tabela 1. As abundâncias dos elementos traços e de alguns parâmetros geoquímicos são listadas na Tabela 2.





Qz: quartzo; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Cl: clorita; Kf: feldspato potássico.

**Figura 5.** Fotomicrografias dos granitos estudados. (A) Cristais de plagioclásio apresentando zonação composicional marcada por alteração diferencial; (B) cristais de plagioclásio apresentando *kinks*; (C e D) cristais anédricos de k-feldspato com geminação Albita-Periclina bem desenvolvida e contatos curvos; (E) quartzo deformado com extinção ondulante bem marcada; (F) lamelas de biotita com textura *micafish*. Exceto a imagem F, que foi obtida somente com luz polarizada, as demais são imagens com luz polarizada e nicóis cruzados.

No diagrama multicatiônico R1-R2 de De la Roche et al. (1980), as rochas do BSN posicionam-se no campo dos granitos, com algumas amostras alocando-se no campo do álcali-granito (Figura 7A). Os diques apresentam composições de granito, e um deles, quartzo monzonito (SOS-753B).

Os granitos do BSN são essencialmente peraluminosos (Figura 7B), com algumas amostras com características de magmas metaluminosos, e os valores de A/CNK (razão molecular de  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ) variam de 0,9 a 1,1 (Tabela 1). Esses dados indicam que as rochas estudadas se situam no domínio dos granitos do Tipo I, segundo os critérios de Chappell e White (1992).

Os percentuais de  $SiO_2$  nos granitos estudados variam de 68 a 77%, e, na maioria deles, o  $SiO_2$  supera 72%. As amostras do BSN posicionam-se predominantemente no campo definido para granitos cálcio-alcálicos fortemente fracionados (Figura 7C).

Nos diagramas de Harker (Figura 8), observa-se que as amostras apresentam tendência de evolução marcada pelo decréscimo de  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  e  $P_2O_5$ , em relação ao aumento do  $SiO_2$ . Esse comportamento sugere que as rochas estudadas foram formadas a partir de processos de cristalização fracionada. A tendência de química presente, em diagramas de Harker, no BSN indica fracionamento das seguintes fases: biotita (decréscimos de  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ), minerais opacos (decréscimos de  $FeO$  e  $TiO_2$ ), além de plagioclásio e apatita (decréscimos de  $CaO$  e  $Al_2O_3$  e  $CaO$  e  $P_2O_5$ , respectivamente).

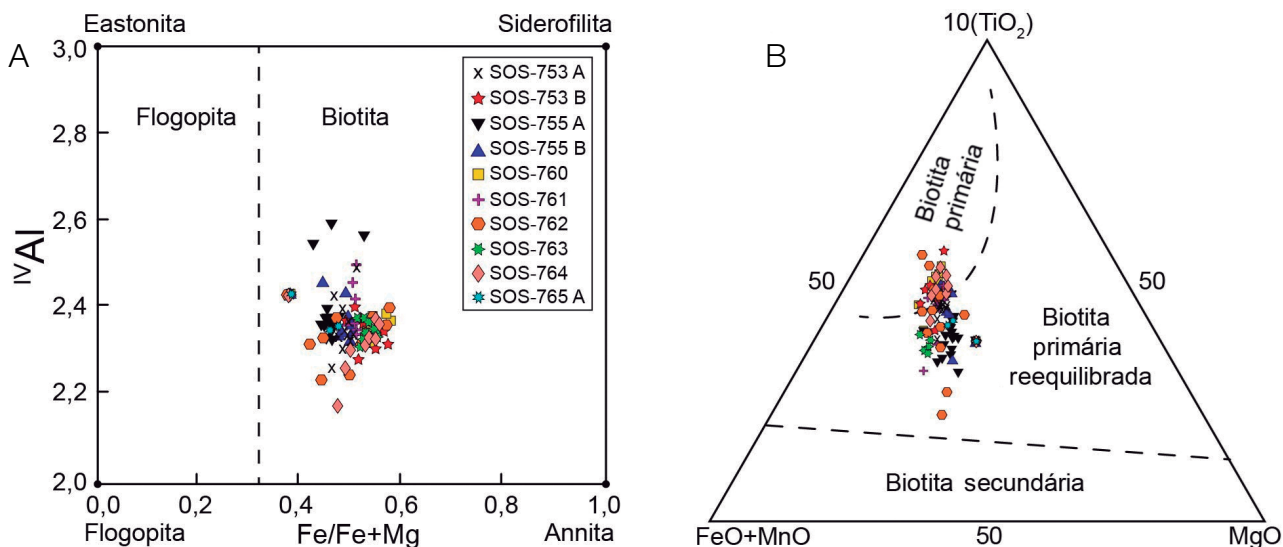
Os valores de elementos-traço, em ppm, nesses granitos situam-se entre: 99–578 Sr; 236–1.251 Ba; 162–284 Rb; 1–8,4 Y; até 0,6 Ta; 1–7 Nb; 50–305 Zr; 1–5 Hf; 1–7 U;

7–49 V; 1–5 Co; 2–15 Cs; até 6 Cu; 17–28 Ga; até 16 Ni; 1–7 Sn. A amostra SOS-770 difere das demais por apresentar elevados teores de Y (18,84), Nb (11,91), Th (19,4), em ppm.

As correlações lineares entre os ETR (La-Ce, Nd-Ce) sugerem que os granitos estudados sejam cogenéticos (Figura 9). Por outro lado, as correlações entre La e  $P_2O_5$  e  $TiO_2$  indicam controle da apatita e da titanita no fracionamento dos ETR (Figura 9). Os espectros dos ETR das rochas do BSN mostram bom paralelismo entre eles (Figura 10), reforçando as evidências de cogeneticidade das rochas. Esses granitos caracterizam-se por apresentarem enriquecimento moderado dos  $ETR_{leves}$  em relação aos  $ETR_{pesados}$   $15 < (La/Yb) < 70$ . Eles apresentam, predominantemente, anomalias negativas em Eu ( $0,7 < Eu/Eu^* < 1,1$ ), e a anomalia positiva é presente em duas amostras: SOS-229 ( $Eu/Eu^* = 1,31$ ) e SOS-779 ( $Eu/Eu^* = 1,47$ ). Anomalia negativa em Eu é descrita na literatura (e.g., Rollinson, 1993) como resultado da remoção do feldspato do magma, quando da cristalização fracionada, ou a retenção do feldspato na fonte, quando da fusão parcial.

## DISCUSSÃO

O BSN apresenta idade de  $631 \pm 4$  Ma (Oliveira et al., 2015) e tem forma alongada, que concorda com a orientação regional NW-SE do DPR. A forma apresentada pelo BSN levou a sugerir que a colocação desse batólito tenha sido controlada pela tectônica compressiva regional. A intrusão de granitos em regime compressivo, controlada por sistemas de cisalhamento, é usualmente associada ao desenvolvimento de tectônica do tipo *pull-apart* (Vigneresse, 1995),



**Figura 6.** Diagramas para classificação de cristais de biotita. (A) Quadrilátero Flogopita-Annita-Siderofilita-Eastonita para classificação da mica trioctáedrica (Speer, 1984); (B) diagrama discriminante de biotita primária, reequilibrada e secundária (Nachit et al., 2005).



e esse mecanismo tem sido proposto para a colocação de alguns granitos da Província Borborema (Silva et al., 2015), podendo ser o caso do BSN.

Predominam rochas que correspondem a monzogranitos leucocráticos que apresentam características mineralógicas (e.g., horblenda e biotita), feições petrográficas e geoquímicas

**Tabela 1.** Dados geoquímicos dos elementos maiores e composição normativa das rochas do Batólito Sítios Novos e dos diques. Elementos maiores expressos em % peso.

	FDS 228	SOS 762	FDS 227	FDS 56	SOS 775	SOS 787A	SOS 766	SOS 760	SOS 753A	SOS 761	SOS 773	FDS 229	SOS 785	SOS 778	SOS 765A
SiO <sub>2</sub>	69,74	70,46	70,50	71,85	72,23	72,36	72,44	72,54	73,48	73,56	74,25	74,36	74,37	74,67	75,06
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,41	0,26	0,23	0,39	0,38	0,30	0,24	0,26	0,24	0,15	0,14	0,19	0,23	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,60	15,52	15,32	14,58	14,69	15,14	15,17	14,59	13,96	14,78	14,60	13,81	14,23	14,09	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	2,50	1,94	1,87	1,41	1,38	1,91	1,69	2,17	1,62	1,26	1,40	1,74	1,71	1,01
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
MgO	0,61	0,80	0,49	0,51	0,48	0,49	0,48	0,51	0,61	0,41	0,37	0,19	0,17	0,35	0,23
CaO	1,12	1,95	1,18	1,46	1,25	1,02	1,18	1,03	1,03	1,19	1,04	0,75	0,28	0,50	1,02
Na <sub>2</sub> O	4,42	4,51	4,33	4,26	4,47	4,39	4,57	3,90	4,31	4,54	4,34	4,10	4,77	4,31	5,01
K <sub>2</sub> O	4,90	4,46	4,84	4,36	4,78	5,27	5,41	5,62	4,34	4,49	4,85	4,59	4,82	5,15	3,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	0,08	0,09	0,12	0,08	0,08	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04
LOI	0,70	0,60	0,80	0,60	1,43	1,14	0,58	0,37	1,06	0,47	0,90	0,50	0,78	0,77	0,62
Total	99,76	101,33	99,77	99,84	101,27	101,67	102,14	100,55	101,26	101,37	101,80	99,90	101,40	101,84	101,73
Quartzo	19,91	21,91	22,75	25,69	24,88	23,83	21,88	25,53	28,76	24,69	27,58	30,26	27,25	28,15	28,29
Plagioclásio	42,24	46,79	41,97	42,84	43,33	41,52	42,90	37,63	41,23	44,86	41,17	38,26	41,30	38,20	46,63
Ortoclásio	31,57	26,12	29,18	26,35	28,31	30,97	31,50	33,15	25,59	25,06	28,37	27,71	28,31	30,14	22,81
Coríndo	0,77		0,90	0,26	0,18	0,54		0,36	0,39	0,41	0,44	0,68	0,72	0,62	0,45
Hiperstênio	3,00	1,99	2,61	2,65	1,22	1,20	1,17	1,25	1,49	2,02	0,92	1,55	0,42	0,85	0,55
Rutilo		0,34			0,37	0,36	0,16	0,23	0,24	0,31	0,14		0,19	0,22	0,15
Ilmenita	0,65	0,09	0,49	0,44	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,11	0,02	0,27		0,02	0,02
Hematita	0,96	2,48	0,84	0,81	1,41	1,37	1,88	1,69	2,16	2,21	1,25	0,61	1,73	1,70	1,00
Apatita	0,25	0,21	0,19	0,21	0,28	0,19	0,19	0,14	0,09	0,35	0,12	0,09	0,07	0,12	0,09
Titanita		0,07					0,29								
Total	99,35	100,00	98,93	99,25	100,02	100,02	100,01	100,00	99,99	100,02	100,01	99,43	99,99	100,02	99,99
	SOS 755A	SOS 781	SOS 782	SOS 780	SOS 764	SOS 763	SOS 767	SOS 792	SOS 779	SOS 783A	Dique		SOS 755B	SOS 768	SOS 753B
SiO <sub>2</sub>	75,11	75,20	75,55	75,30	75,64	75,87	76,06	76,15	76,41	76,97			67,09	70,10	73,62
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,06	0,07	0,07	0,13	0,15	0,06	0,19	0,06	0,04			0,76	0,41	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,18	14,57	14,69	15,11	14,31	14,20	14,42	14,33	14,31	13,54			14,98	15,43	14,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,73	0,77	0,76	0,57	1,21	1,24	0,83	1,43	0,89	0,74			3,57	2,12	1,42
MnO	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01			0,01	0,00	0,01
MgO	0,54	0,06	0,09	0,07	0,23	0,21	0,13	0,20	0,07	0,05			0,97	0,58	0,29
CaO	1,03	0,31	0,34	0,27	0,89	0,71	0,63	0,37	0,29	1,18			1,73	2,05	0,82
Na <sub>2</sub> O	3,87	4,78	4,78	4,67	4,20	4,17	4,33	4,53	4,63	4,02			4,58	4,37	4,18
K <sub>2</sub> O	4,49	5,27	5,10	4,57	4,57	4,70	4,69	4,21	5,06	4,87			5,03	5,50	5,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01			0,28	0,09	0,06
LOI	0,48	0,63	0,61	0,56	0,34	0,57	0,56	0,79	0,70	1,28			0,98	0,54	0,69
Total	101,77	101,67	102,00	101,22	101,57	101,86	101,74	102,26	102,44	102,71			99,98	101,20	101,42
Quartzo	32,23	26,21	26,99	29,85	31,14	31,48	31,05	32,25	28,92	32,22			17,26	19,20	26,97
Plagioclásio	36,88	41,50	41,51	40,47	39,29	38,07	39,23	39,31	39,87	37,98			44,67	42,92	38,74
Ortoclásio	26,18	30,85	29,73	26,77	26,71	27,42	27,42	24,52	29,37	28,37			30,02	32,33	30,85
Coríndo	1,25	0,45	0,70	2,03	0,89	1,04	1,08	1,71	0,70						0,93
Diopsídio										0,27				1,49	
Hiperstênio	1,32	0,15	0,22	0,17	0,57	0,52	0,30	0,47	0,17				2,44	0,75	0,72
Rutilo	0,22	0,05	0,07	0,05	0,11	0,13	0,05	0,17	0,06				0,37		0,21
Ilmenita	0,04	0,02		0,04	0,04	0,02	0,02	0,04		0,02			0,02		0,02
Hematita	1,71	0,76	0,75	0,57	1,19	1,22	0,82	1,41	0,88	0,73			3,61	2,11	1,41
Apatita	0,16	0,02	0,02	0,05	0,07	0,09	0,02	0,09	0,02	0,02			0,65	0,21	0,14
Titanita										0,07			0,96	1,01	
Total	99,99	100,01	99,99	100,00	100,01	99,99	99,99	99,97	99,99	100,00			100,00	100,02	99,99

típicas de granitos do Tipo I (Figura 11). As amostras estudadas posicionam-se igualmente nesse mesmo diagrama (Figura 11), nos campos definidos por Bowden et al. (1984) para as rochas das séries Granodiorítica (cálcio-alcálica de alto  $K_2O$ ) e Monzonítica (shoshonítica).

A composição de cristais de biotita magmáticos tem sido utilizada por alguns autores (e.g., Beane, 1974; Nachit et al., 1985; Abdel-Rahman, 1994) para inferir a natureza geoquímica do magma responsável por sua cristalização. Utilizando-se do diagrama de Nachit et al. (1985), os cristais de biotita estudados posicionam-se nos campos das fases formadas a partir da cristalização de magmas com afinidades com suítes cálcio-alcálicas e subalcálicas (shoshonítica)

(Figura 12). Esses mesmos cristais exibem evolução química marcada pelo decréscimo de titânio, mantendo a razão  $Mg/(Fe + Mn)$  constante (Figura 6B), indicando, provavelmente, reequilíbrio tardio.

Alguns dos granitos estudados têm Mg-hornblenda como importante fase máfica. Nessas rochas, esse mineral ocorre associado a epidoto, oligoclásio, microclina, minerais opacos (magnetita e ilmenita), titanita e quartzo. Essa paragênese, segundo Anderson e Smith (1995), permite que se utilize o alumínio total da hornblenda para inferir a pressão de sua cristalização. A temperatura de cristalização da hornblenda, obtida com geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Holland e Blundy (1994), variou de 680 a 730°C.

**Tabela 2.** Dados geoquímicos dos elementos traços das rochas do Batólito Sítios Novos e do dique.

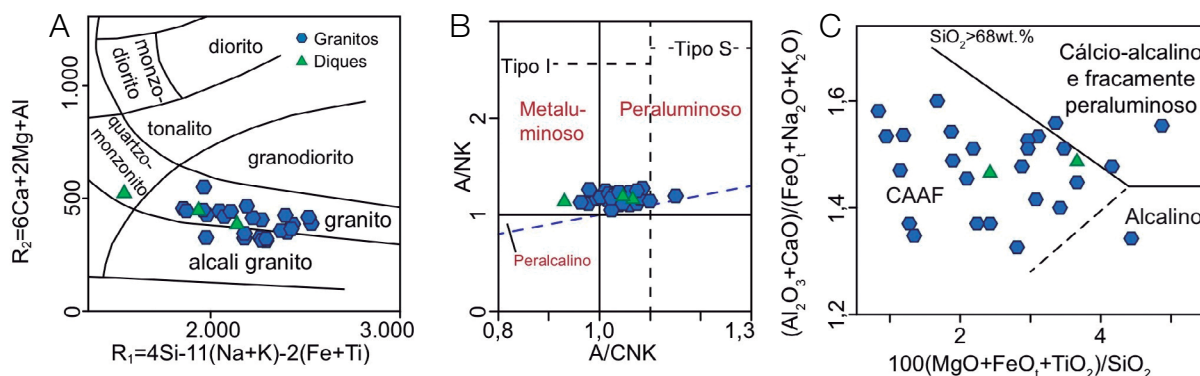
Amostras	FDS 228	FDS 227	SOS 753A	SOS 761	FDS 56	SOS 785	SOS 781	SOS 779	SOS 782	FDS 229	SOS 792	SOS 768
Ba	1.251	1.206	1.306	910	712	765	263	737	236	701	997	1.621
Cs	6,50	5,90	7,63	4,98	8,50	7,76	22,31	4,34	15,29	4,40	14,97	2,51
Ga	24,7	22,5	24,1	26,6	21,4	26,6	28,0	17,7	28,5	21,7	23,1	28,0
Hf	5,30	4,80	4,26	4,69	3,40	4,58	1,96	2,02	1,73	2,80	4,39	7,99
Rb	197,5	175,6	191,4	162,3	169,1	228,1	284,2	173,8	251,7	164,5	207,7	199,1
Nb	6,10	4,80	7,14	4,10	5,20	5,01	5,10	1,77	3,96	1,20	5,54	2,41
Sn	2,0	2,0	2,9	3,6	2,0	6,0	3,6	1,0	6,5	< 1	2,5	2,6
Sr	578,9	546,4	498,0	355,0	431,1	251,0	99,0	304,0	114,0	315,0	394,0	477,0
Ta	0,60	0,60	< 0,05	0,12	0,40	0,39	0,06	< 0,05	< 0,05	< 0,1	< 0,05	< 0,05
Th	14,2	16,5	7,3	14,6	12,1	30,4	8,0	4,6	8,7	16,5	19,2	80,1
U	3,90	6,60	2,18	3,51	3,40	6,32	4,20	1,49	3,13	3,80	3,57	7,07
V	18	13	7	7	20	21	49	13	27	< 8	24	33
W	< 0,5	< 0,5	2,8	1,7	< 0,5	5,0	1,0	0,7	1,5	1,0	0,8	1,4
Y	4,60	6,10	4,43	4,57	6,70	4,13	5,53	2,39	5,04	1,20	6,62	3,45
Zr	184,7	176,2	163,0	154,0	97,9	134,0	50,0	72,0	50,0	87,2	178,0	305,0
La	23,9	36,7	5,4	38,7	21,6	9,2	19,8	7,4	15,1	22,1	12,1	96,1
Ce	67,8	66,5	20,8	69,1	40,6	18,6	27,3	7,0	18,1	51,1	35,2	160,6
Pr	4,94	6,77	1,15	6,97	4,09	1,69	2,41	0,60	1,89	3,70	1,64	15,42
Nd	15,2	21,8	4,5	23,4	14,6	6,1	8,2	2,0	7,0	10,6	5,8	49,5
Sm	2,78	3,35	1,20	3,30	2,41	1,80	2,10	0,50	1,70	1,07	1,30	5,20
Eu	0,63	0,80	0,38	0,78	0,52	0,48	0,39	0,21	0,35	0,31	0,35	1,17
Gd	1,70	2,22	1,03	2,07	1,65	1,48	1,54	0,38	1,32	0,49	1,22	2,63
Tb	0,20	0,24	0,18	0,23	0,25	0,19	0,22	0,07	0,19	0,05	0,19	0,27
Dy	1,17	1,07	0,92	0,93	1,26	0,79	1,05	0,36	0,97	0,24	1,18	0,76
Ho	0,15	0,19	0,16	0,18	0,22	0,14	0,19	0,09	0,16	0,04	0,21	0,11
Er	0,39	0,49	0,54	0,42	0,63	0,45	0,54	0,24	0,58	0,11	0,62	0,33
Tm	0,07	0,09	0,09	0,06	0,09	< 0,05	0,09	< 0,05	0,08	< 0,01	0,10	< 0,05
Yb	0,51	0,52	0,60	0,40	0,62	0,40	0,60	0,20	0,50	0,21	0,80	0,30
Lu	0,06	0,10	0,05	< 0,05	0,09	< 0,05	0,07	< 0,05	< 0,05	0,02	0,08	< 0,05
Zn	50	47	55	52	36	35	25	29	25	22	32	71
Co	3,1	3,4	3,2	2,9	2,8	1,0	1,4	1,0	< 0,5	1,7	1,9	3,0
Cu	5,6	3,9	< 5	< 5	2,8	6,0	< 5	< 5	< 5	5,5	< 5	14,0
Mo	0,3	0,3	< 2	< 2	0,5	< 2	< 2	< 2	< 2	0,4	< 2	< 2
Ni	4,9	3,6	11,0	9,0	4,8	5,0	< 5	< 5	< 5	1,8	5,0	9,0
Tl	0,3	0,2	< 0,5	0,5	0,3	0,8	0,9	0,6	0,8	0,1	0,8	0,6

Aplicando-se o algoritmo de Anderson e Smith (1995), obteve-se pressão de cristalização da Mg-hornblenda no BSN variando de 3,5 a 5 kbar, indicando profundidade máxima de 18,5 km. Esse valor é inferior àqueles de 25 km encontrados para a cristalização no Batólito Rio Jacaré (Sousa, 2018), que se situa a norte do BSN.

As composições das rochas do BSN permitiram associar esse plutonismo à série cálcio-alcálica de alto K. Nos diagramas de Frost et al. (2001), as rochas do BSN ocupam os

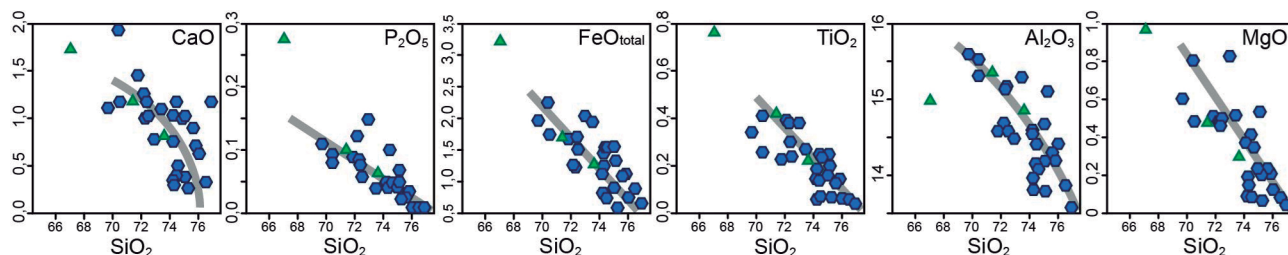
campos dos granitos magnesianos (Figura 13A) e os campos alcalino, álcali-cálcico e cálcio-alcálico (Figura 13B). Frost et al. (2001) descrevem que, quando as amostras de uma intrusão ígnea ocupam vários campos nesse diagrama, pode indicar que o magma gerador dessas rochas seja resultado de processo de mistura.

As rochas do BSN alocadas em diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), apresentam enriquecimento seletivo nos

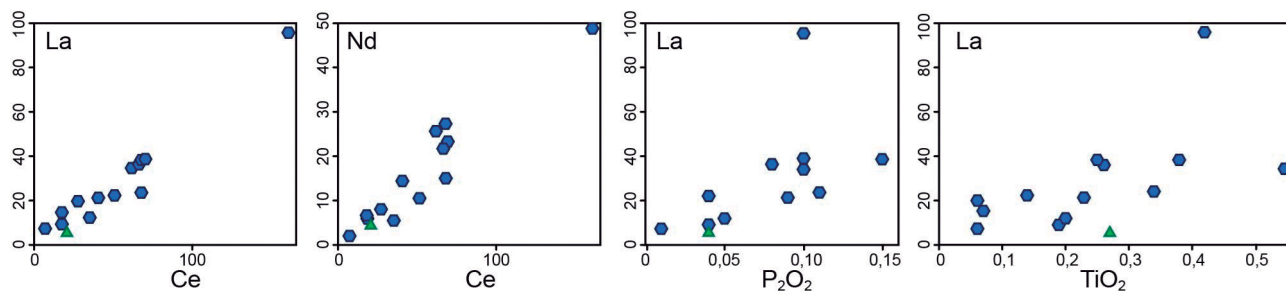


CAAF: granito cálcio-alcálico altamente fracionado.

**Figura 7.** Diagramas geoquímicos. (A) R1 versus R2 para classificação química de rochas plutônicas (De La Roche et al., 1980); (B) índices de peraluminosidade de Shand (1943), em diagrama de Maniar e Piccoli (1989), com campos para granitos tipo I e S, após Chappell e White (1992); (C) classificação química  $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO + Na_2O + K_2O)$  versus  $100(MgO + FeO + TiO_2)/SiO_2$  após Sylvester (1989).



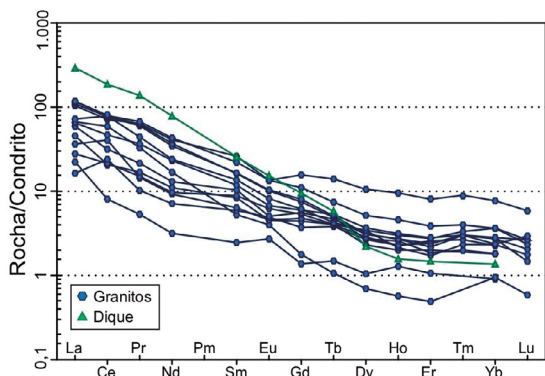
**Figura 8.** Diagramas binários do tipo Harker mostrando a variação dos óxidos para os elementos maiores versus o índice de diferenciação ( $SiO_2$ ). Os hexágonos correspondem às rochas dominantes no batólito, e os triângulos, aos diques. A curva cinza sugere a evolução das amostras do batólito estudado.



**Figura 9.** Diagramas binários (Ce-La; Ce-Nd;  $P_2O_5$ -La;  $TiO_2$ -La) aplicado às rochas graníticas estudadas. Os hexágonos correspondem às rochas dominantes no batólito, e os triângulos, aos diques.

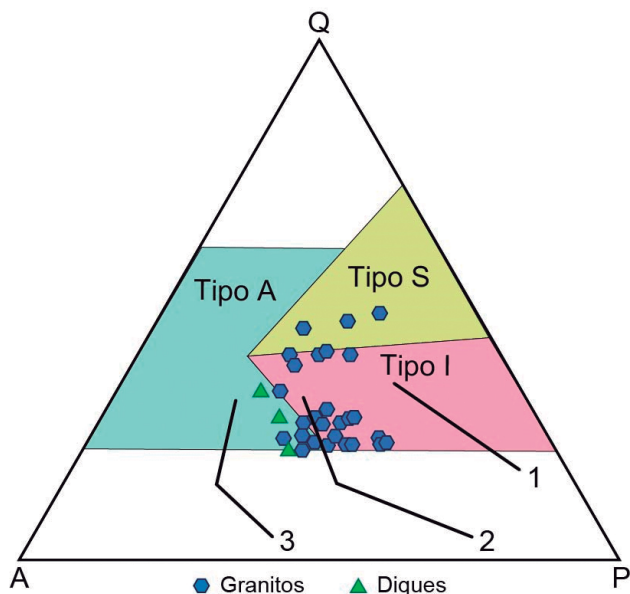
elementos-traço do lado esquerdo do diagrama (Rb, Ba, Th, U e  $ETR_{Leves}$ ) sobre os elementos-traço do lado direito (Y e  $ETR_{Pesados}$ ). Observam-se, ainda, nas curvas dessas rochas, vales pronunciados em Nb, P, Ba e Ti, e picos mais ou menos acentuados em Th, Pb e Zr (Figura 14). Os vales no Nb e Ti são característicos de rochas cristalizadas a partir

de magmas orogênicos gerados em arcos vulcânicos ou por fusão crosta continental (Pearce et al., 1984). Os picos em Th, Pb e Zr são igualmente característicos de magmas correlacionados à subducção (Rollinson, 1993; Wilson, 2007). O enriquecimento em Th, Pb e Zr em granitos é usualmente controlado pela composição da fonte, e os valores presentes

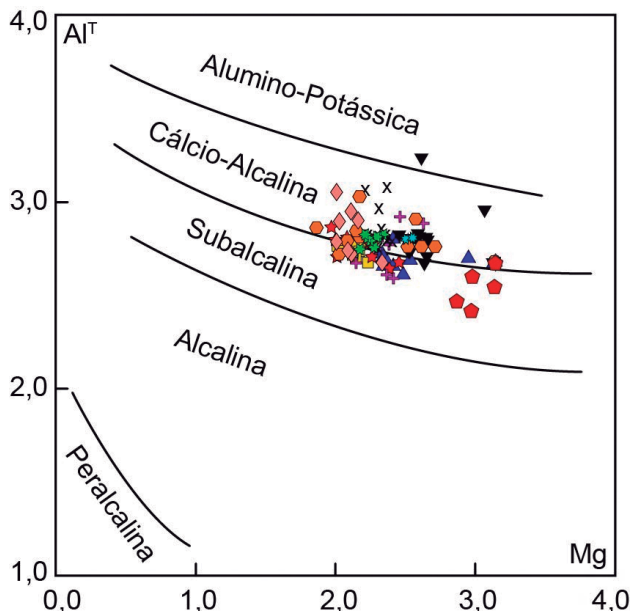


ETR: elementos terras raras.

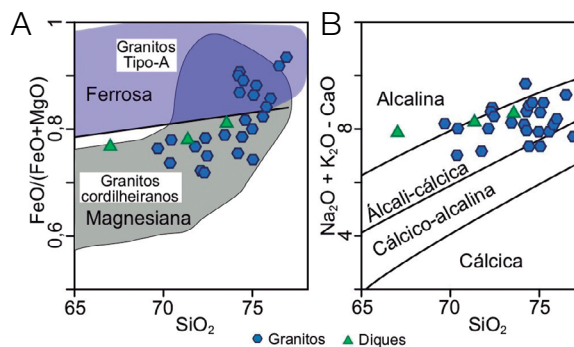
**Figura 10.** Diagrama com elementos terras raras para as rochas estudadas do Batólito Sítio Novos, normalizados pelos valores do condrito (Nakamura, 1974).



**Figura 11.** Diagrama modal Quartzo-Feldspato alcalino-Plagioclásio (QAP) com campos estabelecidos por Bowden et al. (1984) para diferentes tipos de granito: anorogênicos (Tipo A); formados por fusão de protólito metassedimentar (Tipo S) e formados a partir de protólito 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).



**Figura 12.** Diagrama  $Al^T$  versus Mg (a.p.f.u.) para discriminação de associações magmáticas alumino-potássica, cálcio-alcalina, subalcalina, alcalina e peralcalina (Nachit et al., 1985). Legenda dos pontos como a da Figura 6.



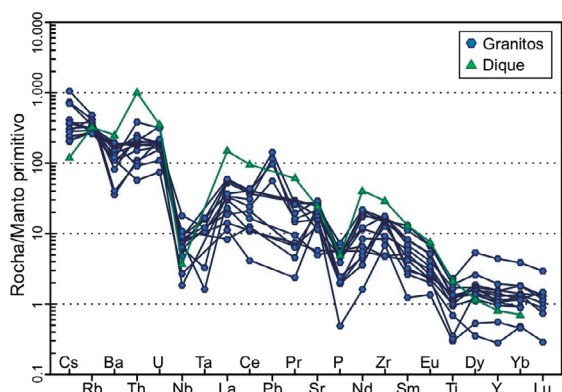
**Figura 13.** (A) Diagrama  $FeO/(FeO + MgO)$  versus  $SiO_2$  com os campos que representam as séries magmáticas magnésiana e ferrosa, segundo Frost et al. (2001); (B) diagrama  $Na_2O + K_2O - CaO$  (MALI) versus  $SiO_2$  (%wt) mostrando os campos de variação composicional das séries magmáticas alcalina, álcali-cálcica, cálcioalcalina e cálcica (Frost et al., 2001).



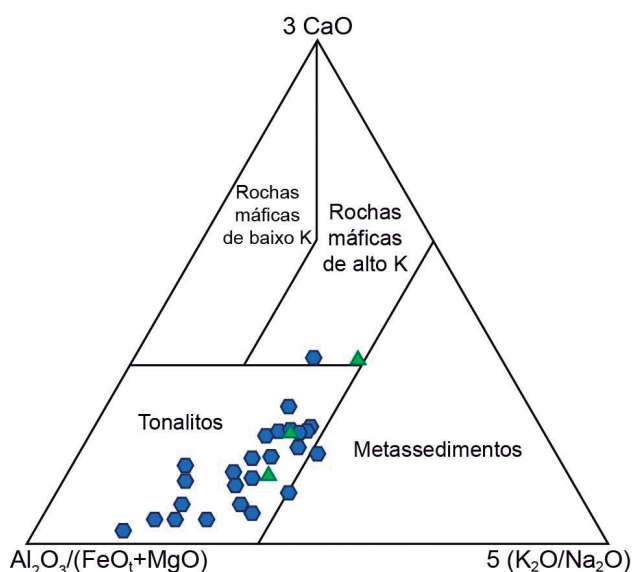
no BSN são, segundo Wilson (2007), compatíveis com fonte crustal. As proporções entre  $\text{CaO}$ ,  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(*\text{FeO} + \text{MgO})]$  e  $[5*(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]$  indicam, segundo Laurent et al. (2014), fonte de natureza tonalítica para o BSN (Figura 15).

## CONCLUSÕES

O BSN é corpo ígneo com 110 km<sup>2</sup> de área, intrusivo na porção sul do Domínio Poço Redondo, e tem forma alongada na direção NE-SW.



**Figura 14.** Diagrama multielementar de distribuição de elementos traços para as rochas estudadas do Batólito Sítios Novos, normalizados pelos valores do manto primitivo (McDonough e Sun, 1995).



**Figura 15.** Diagrama ternário  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$ ;  $3\text{CaO}$ ;  $5(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ , com campos que representam composição de magmas derivados de um range de fontes potenciais, após Laurent et al. (2014).

Monzogranitos leucocráticos com biotita dominam no BSN. Essas rochas têm coloração clara (rósea a cinza), texturas inequigranular a equigranular, e granulação média. A deformação provocada pela zona de cisalhamento se expressa nas rochas do BSN pelo desenvolvimento de textura milonítica e, ao microscópio, pela deformação em *kink bands* em cristais de feldspato, biotita e pela extinção ondulante nos cristais de quartzo.

Os cristais de feldspatos apresentam zonação normal, sugerindo que a cristalização fracionada seja processo atuante na formação das rochas do BSN. A composição da biotita magmática evidencia que esse mineral se cristalizou a partir de magma cálcio-alcálico.

Os dados químicos de rocha total permitiram caracterizar esse granito como do Tipo I, essencialmente peraluminoso diferenciado e com afinidade cálcio-alcálica. A evolução geoquímica apresentada por essas rochas indica que elas podem ter sido formadas por cristalização fracionada de um magma crustal de fonte com composição tonalítica.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), Código de Financiamento 001. Os autores agradecem à coordenação da CAPES, a concessão de bolsa de Mestrado ao primeiro autor (Maurício Almeida de Pinho Neto); ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), o suporte financeiro para alcançar os objetivos do trabalho (processos 384713/2015-7, 405387/2016-4, 310391/2017-2, 311008/2017-8); e ao Programa de Apoio a Núcleos de Excelência/Fundação de Apoio à Pesquisa e à Inovação Tecnológica/CNPq (PRONEX/FAPITEC/CNPq) (019.203.02538/2009-7). Este trabalho é parte da dissertação de Mestrado do primeiro autor, que foi realizado no Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral da Universidade Federal de Sergipe (LAPA-UFS). Os autores agradecem aos professores Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho e Dr. Carlos Dinges Marques de Sá as sugestões que enriqueceram o trabalho; e aos revisores anônimos da *Revista Geologia USP. Série Científica*.

## REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahman, A. F. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Anderson, J., Smith, D. (1995). The effects of temperature and  $f\text{O}_2$  on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>

- Beane, R. E. (1974). Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(2), 241-256. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.2.241>
- 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)
- Brito, M. F. L., Mendes, V. A. (2011). Compartimentação Tectônica da Folha Arapiraca. *13<sup>th</sup> Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Resumo expandido. Campinas.
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Pimentel, M. M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. *Brasilian Journal of Geology*, 44(3), 493-518. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>
- 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: UNICAMP.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1992). I- and S-types granites in Lachlan Fold Belt. In: P. E. Brown; B. W. Chappell, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* (v. 83, 1-26). Estados Unidos: Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE272-p1>
- Conceição, J. A., Conceição, H., Lisboa, V. A. C., Silva, C. C., Pereira, F. S., Rosa, M. L. S. (2017). Origem da mistura de magmas para o magmatismo granítico sin-colisional, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil. *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. *Brasilian Journal of Geology*, 46(1), 63-77. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150044>
- Dalton de Souza, J., Kosin, M., Melo, R. C., Santos, R. A., Teixeira, L. R., Sampaio, A. R., Guimarães, J. T., Vieira Bento, R., Borges, V. P., Martins, A. A. M., Arcaño, J. B., Loureiro, H. S. C., Angelim, L. A. A. (2003). *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Ministério de Minas e Energia/CPRM e Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/CBPM.
- 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)
- De La Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- D'el-Rey Silva, L. J. H. (1995). Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 315-332.
- D'el-Rey Silva, L. J. H. (1999). Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(5), 453-470. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00034-6)
- Frost, B., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., Frost, C. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gentil, T. F. C. (2013). *Petrologia e Geoquímica do Batólito Shoshonítico Serra do Brejo no Domínio Poço Redondo, Faixa Sergipana (Sul da Província Borborema)*. Dissertação (Mestrado). Aracaju: Universidade Federal de Sergipe.
- Gomes, H. A. (2001). *Mapa Geológico do Estado do Pernambuco*. Escala 1:500.000. Recife: Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia/CPRM.
- Holland, T., Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Humphrey, F. L., Allard, G. O. (1969). Geologia da área do Domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá: um elemento tectônico recém-reconhecido no escudo brasileiro. In: PETROBRAS, CENPES. *Divisão de Documentação Técnica e Patentes Petrobrás*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES.

- 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>
- Lima, D. (2016). *Caracterização petrológica e geoquímica do Pluton Curitiba, Domínio Poço Redondo-Marancó, Cinturão Sergipano*. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Lima, H. M., Pimentel, M. M., Lira Santos, L. C. M., Dantas, E. L. (2019). Isotopic and geochemical characterization of the metavolcano-sedimentary rocks of the Jirau do Ponciano Dome: a structural window to a Paleoproterozoic continental arc root within the Southern Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 54-69. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.002>
- Lima, R., Rosa, M., Conceição, H. (2017). Petrografia e química mineral do Batólito Serra Negra, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Lobo, A. F. B. (2016). *Petrografia e Mineraloquímica das Rochas Cálcio-Silicáticas do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano*. Monografia (Graduação). São Cristóvão: Departamento de Geologia – UFS.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 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)
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- 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. *XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Resumo expandido. Campinas: SBG.
- Mendes, V. A., Lima, M. A. B., Moraes, D. M. F. (2015). *Mapa de Recursos Minerais do Estado de Alagoas*. Escala 1:250.000. Recife: Programa Geologia do Brasil-PGB/CPRM.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H., Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 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 chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, Paris, 301(11), 813-818.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica 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)
- 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 Brazil): 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 (Monografia). Aracaju: Universidade Federal de Sergipe.
- Oliveira, E. P., Bueno, J. B., McNaughton, N., Silva Filho, A. F., Nascimento, R. S., Donatti-Filho, J. P. (2015). Age, composition, and source of continental arc- and syncollision 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, D. B. (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 (13, 241-254). Cham: Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_13)
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace elements 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>
- Pitcher, W. S. (1997). *The Nature and Origin of Granite*. Londres: Chapman & Hall.

- Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Inglaterra: Longman Scientific and Technical.
- Santos, E. J., Silva Filho, M. A. (1975). Ensaio interpretativo sobre a evolução da geossinclinal de Propriá. *Mineração e Metalurgia*, 39, 3-22.
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (1998). *Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe*. Salvador: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- Santos, R. A., Menezes Filho, N. R., Souza, J. D. (1988). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional – (Folha SC.24-Z-A-III Carira)*. Estados de Sergipe e Bahia: DNPM/CPRM. 124 p.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. Nova York: John Wiley e Sons.
- Silva, T. R., Ferreira, V. P., Lima, M. M. C., Sial, A. N., Silva, J. M. R. (2015). Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco-Alagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 64(Parte 1), 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.002>
- Sousa, C. S. (2018). *Petrologia e geocronologia do Batólito Rio Jacaré, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. In: S. W. Bailey (Ed.), *Reviews in Mineralogy* (13, 299-356). Blacksburg: Mineralogical Society of America.
- 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.
- 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.
- Vigneresse, J. L. (1995). Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249(3-4), 173-186. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00004-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00004-7)
- Wilson, M. (2007). *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Holanda: Springer.