



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E  
GEOFÍSICA**

**ROBSON RAFAEL DE OLIVEIRA**

**O BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA (RN-PB): REAVALIAÇÃO DE UM  
MAGMATISMO GRANÍTICO DE TIPO-A NO DOMÍNIO RIO PIRANHAS-  
SERIDÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL**

**Dissertação n° 245/PPGG**

**NATAL/RN**

**2020**

**ROBSON RAFAEL DE OLIVEIRA**

**O BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA (RN-PB): UM MAGMATISMO  
GRANÍTICO DE TIPO-A NO DOMÍNIO RIO PIRANHAS-SERIDÓ,  
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada 31 de janeiro de 2020  
ao Programa de Pós-graduação em  
Geodinâmica e Geofísica da Universidade  
Federal do Rio Grande do Norte, como  
requisito parcial à obtenção do título de Mestre  
em Geodinâmica e Geofísica com área de  
concentração em Geodinâmica.

Orientador: Prof. Dr. Frederico Castro Jobim  
Vilalva

Natal/RN  
2020

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN  
Sistema de Bibliotecas - SISBI  
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda – CCET

Oliveira, Robson Rafael de.

O Batólito Catolé do Rocha (RN-PB): reavaliação de um magmatismo granítico de tipo-A no Domínio Rio Piranhas Seridó, Província Borborema, NE do Brasil / Robson Rafael de Oliveira. - 2020.

136f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2020.

Orientador: Frederico Castro Jobim Vilalva.

1. Geoquímica - Dissertação. 2. Batólito Catolé do Rocha - Dissertação. 3. Granitos tipo-A - Dissertação. 4. Tipologia de granitos - Dissertação. 5. Província Borborema NE do Brasil - Dissertação. I. Vilalva, Frederico Castro Jobim. II. Título.

ROBSON RAFAEL DE OLIVEIRA

**O BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA (RN-PB): UM MAGMATISMO GRANÍTICO  
DE TIPO-A NO DOMÍNIO RIO PIRANHAS-SERIDÓ, PROVÍNCIA  
BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada 31 de janeiro de 2020 ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica com área de concentração em Geodinâmica.

Aprovada em: 31/01/2020

BANCA EXAMINADORA:

**PROF. DR. FREDERICO CASTRO JOBIM VILALVA**  
Presidente e orientador (PPGG-UFRN)

**PROF. DR. ZORANO SERGIO DE SOUZA**  
Membro interno (PPGG-UFRN)

**PROF. DRA. LUANA MOREIRA FLORISBAL**  
Membro externo (DGL-UFSC)

*Dedico este trabalho à minha mãe Rivaneide, à minha irmã Raissa, amigos e a todos aqueles que me incentivaram e me apoiaram em todos os momentos da realização desta pesquisa.*

## **Agradecimentos**

Após o término dessa dissertação deixo meus agradecimentos a todos que foram importantes para a concepção, desenvolvimento e finalização desse trabalho acadêmico.

Inicialmente, à força superior que rege nossas vidas e nos guia para a evolução espiritual.

Ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Departamento de Geologia da UFRN, pela infraestrutura e suporte.

Ao meu orientador Prof. Fred pela oportunidade, dedicação, pelas inúmeras orientações acadêmicas e pessoais compartilhadas, discussões e pela enorme paciência de me orientar ao longo desse período de aprendizagem científica. Tenho-o como referência na minha vida enquanto pesquisador.

Aos professores do PPGG/UFRN Marcos Antônio, Antônio Galindo e Zorano Sérgio, além da Prof. Luana Florisbal (UFSC) pelos conhecimentos, experiências e sugestões para a melhora dessa investigação. Além do pesquisador do Serviço Geológico do Brasil Vladimir Medeiros por ser pioneiro na área de estudo e por dar suporte em todos momentos.

Aos técnicos administrativos do Departamento de Geologia e do PPGG, em especial a Francisco Canindé e a Thales.

Ao Laboratório de Fluorescência de Raios X – NAP GeoAnalítica-USP e ao Laboratório de Caracterização Mineral-IFRN pelas análises químicas.

Ao Laboratório de Geoquímica, minha segunda casa, em especial à sua responsável Profa. Raquel e toda a equipe. Pude experimentar momentos ímpares nesse espaço, que foram edificantes academicamente e pessoalmente.

À minha família, em especial minha mãe Rivaneide e minha irmã Raissa pelo amor incondicional, paciência, incentivo e apoio durante toda minha vida.

A todos os meus amigos, em especial, Emerson, Alexandre Paixão, Wagner, Letícia, Karol Alves, Marília, Alana, Madson, Pâmela, Cláudia, Gian, Hélio, Mateus, Clarissa, Micael, Jonas, Shirley, Viviane e Genivan, os quais contribuíram no suporte técnico e principalmente no quesito humano. Suas palavras muito me confortaram e me instigaram a concluir a pesquisa.

E, por fim, a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para a conclusão da dissertação.

## RESUMO

O Batólito Catolé do Rocha (BCR) está inserido no contexto geológico da porção centro-norte da Província Borborema (NE Brasil), oeste do Domínio Rio Piranhas Seridó e é um importante representante do evento tectono-magmático que acometeu essa unidade geotectônica durante o Ciclo Brasileiro (ca. 571 ±3 Ma). O BCR é composto por sienogranitos a quartzosienitos de caráter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso, com razão A/CNK < 1,03 e coríndon normativo <0,3% nas fácies mais evoluídas, rochas básico-intermediárias e, de forma subordinada, diques e/ou bolsões de microgranitos. Todo o conjunto é intrusivo em rochas paleoproterozoicas do Complexo Caicó e da Suíte Poço da Cruz. O BCR tem sido considerado como integrante da suíte granítica cálcio-alcálica de alto K porfirítica nesta porção da Província Borborema, que engloba granitos com afinidades mais próximas aos de tipo-I. Contudo, são diversas as evidências litoquímicas que relacionam o BCR aos denominados granitos de tipo-A. Este trabalho apresenta uma revisão da geologia, petrografia, mineralogia e química (rocha-total e química mineral) do BCR visando melhor definir sua classificação química e tipológica. Os granitos do BCR apresentam afinidade álcali-cálcica a alcalina, caráter ferroano, com alta razão Fe/Mg, além de concentrações significativas de elementos litófilos de raio grande (LILE) e de alto potencial iônico (HFSE) e enriquecimento de terras-raras leves em relação aos pesados ( $15,53 < \text{LaN/YbN} < 67,37$ ) e anomalias negativas de Eu moderadamente pronunciadas ( $0,58 < \text{Eu/Eu}^* < 1,64$ ). Seus minerais máficos são enriquecidos em ferro, incluindo biotita anítica e anfibólios do tipo ferro-edenita e hastingsita. Em termos geoquímicos, os granitos do BCR são classificados como de tipo-A<sub>2</sub>, que apontam para fontes puramente crustais (crosta inferior), ou mantélicas com posterior contaminação/assimilação crustal em ambientes tectônicos extensionais (ambiente pós colisional ou pós-orogênico). Cálculos geotermobarométricos indicam temperaturas de cristalização entre ~750–950°C e pressões entre 4,6–6,3 kbar. Estimativas da fugacidade de oxigênio, obtidas a partir da composição química de anfibólios, biotita e zircão, indicam que o BCR se formou sob condições redutoras ( $-4 < \Delta_{\text{QFM}} < -1$ ). Desta forma, o BCR pode ainda ser interpretado como um batólito granítico do tipo-A<sub>2</sub> reduzido. Evidências químicas e distintas condições redox estimadas para os granitos e rochas básico-intermediárias do BCR sugerem que se tratam de magmas distintos, com misturas do tipo *mixing* e *mingling* locais. Um modelo petrogenético inferido para as fácies graníticas envolveria a fusão parcial de fonte enriquecida (metassomatizada) e diferenciação magmática controlada principalmente por processos de cristalização fracionada (CF). A predominância de CF para os granitos do BCR encontra evidências na petrografia (e.g. plagioclásio com zoneamento concêntrico) e em diagramas de multielementos que mostram anomalias bem pronunciadas de Ti, P e Sr, sugerindo fracionamento de ilmenita, apatita e plagioclásio e/ou hornblenda.

**Palavras-Chave:** Batólito Catolé do Rocha; granitos tipo-A; Geoquímica; Tipologia de Granitos; Província Borborema.

## ABSTRACT

The Catolé do Rocha Batholith (CRB) belongs to the geological context of the northern-central portion of Borborema Province (NE Brazil), to the west of the Rio Piranhas Seridó Domain, and is an important example of the tectono-magmatic event that affected this geotectonic unit during the Brasiliano Cycle (ca. 571 ±3 Ma). The CRB is composed of metaluminous to slightly peraluminous syenogranites to quartz syenites (granitic facies), basic-intermediate rocks and subordinate microgranitic dykes and / or pockets. These rocks intrude paleoproterozoic rocks of the Caicó Complex and Poço da Cruz Suite. The CRB has been considered a member of the porphyritic high-K calc-alkaline granitic suite in this part of the Borborema Province, that encompasses rocks with chemical affinities akin to the I-type granites. This work presents a review of the geology, petrography, mineralogy and chemistry (whole-rock and mineral chemistry) of the CRB, in order to better define its chemical and typological classification. The CRB granites present alkali-calcic to alkaline affinities, given by relatively high alkali contents relative to CaO. They also have ferroan character, with high Fe/Mg ratios, as well as significant concentrations of LIL and HFS elements, and relative enrichment of light over heavy rare earth elements. Their mafic minerals are Fe-enriched, including annitic biotite and ferro-edenite and hastingsite. Based on the geochemical characteristics, the CRB granites classify as post-collisional A<sub>2</sub>-type granites. Geothermobarometric calculations point to crystallization temperatures at ~750–950°C and pressures between 4.6–6.3 kbar. Oxygen fugacity estimates, obtained from the amphiboles, biotite and zircon chemical compositions, indicate that CRB was formed under reduced conditions ( $-4 < \Delta_{\text{QFM}} < -1$ ). Therefore, the CRB can also be interpreted as a reduced A<sub>2</sub>-type granite batholith. Chemical evidences and contrasting redox crystallization conditions for the CRB granites and basic-intermediate rocks suggest they represent distinct magma batches, with local mixing and mingling. An inferred petrogenetic model involve partial melting of a enriched (metasomatized) source and magmatic differentiation driven mainly by fractional crystallization processes (FC). The predominance of FC processes for the CRB granites is supported by petrographic evidences (e.g. concentrically zoned plagioclase) and by multielement diagrams showing pronounced troughs for Ti, P, and Sr, which suggest ilmenite, apatite, and plagioclase and/or hornblende fractionation.

**Keywords:** Catolé do Rocha Batholith; A-type granites; Geochemistry; Granite Typology; Borborema Province.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização da área de estudo. Com limites definidos por Medeiros et al. 2007.....20
- Figura 2:** Mapa de pontos dos locais visitados. Com limites definidos por Medeiros et al. 2007.....22
- Figura 3:** Segmentação do território brasileiro segundo Schobbenhaus et al. (1984), com a localização da área de estudo em vermelho. A Província Borborema corresponde a região de dobramentos Nordeste (1) e a Faixa Sergipana (2) (Almeida et al., 1981; Medeiros et al., 2008). .....36
- Figura 4:** Encarte tectônico regional do Batólito Catolé do Rocha. (A) Província Borborema e; (B) Porção setentrional da Província Borborema, na qual destaca o posicionamento da área de estudo dentro do Domínio Rio Piranhas Seridó. ....36
- Figura 5:** Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, NE da Província Borborema, com ênfase no magmatismo ediacarano a cambriano, exibindo ainda a localização (polígono de borda preta) do Batólito Catolé do Rocha .....40
- Figura 6:** Imagem Aster da área do BCR (linha avermelhada) representando o relevo. Os tons branco e vermelhos representam áreas com topografia mais elevada. Os rótulos 7A, 7B, 7C e 7D correspondem aos locais aproximados da figura 7. ....45
- Figura 7:** Aspectos mesoscópicos das fácies graníticas do BCR. (A) vista parcial das serras observadas com maior frequência na porção norte do BCR. Fotografia registrada nas proximidades do ponto RR-15 com vista para o norte; (B) vista parcial dos morrotes na porção central do BCR. Fotografia registrada nas proximidades do ponto RR-13 com vista para o norte; (C) afloramento do tipo lajedo na encosta de pequenos morrotes na porção central do BCR. Fotografia registrada no ponto RR-11; (D) afloramento do tipo blocos e matacão encontrado com frequência nas porções norte-nordeste do BCR. Fotografia registrada no ponto RR-07. ....46
- Figura 8:** Mapa simplificado exibindo a distribuição das fácies graníticas do BCR (tons avermelhados), máfica-intermediária (verde), coberturas sedimentares (creme), embasamento cristalino (branco), além das principais estruturas rúpteis e dúcteis. ....48
- Figura 9:** Aspectos mesoscópicos da fácies Sienogranito I (A) Aspectos macroscópico de biotita-anfibólio-sienogranítico leucocrático, com textura inequigranular de granulação média a grossa definida por grãos de feldspato alcalino (róseo), quartzo (cinza), com biotita e anfibólio (preto) intersticial com orientação NE-SW; (B) corpo ígneo zonado com textura fina no centro gradando para uma margem mais grossa, hololeucocrática, cortado por uma venulação rósea de direção ESSE-WNW; (C) enclave máfico intermediário decimétrico englobando fenocristais centimétricos de feldspato alcalino; (D) estrutura métrica de schlieren elipsoidal. Fotografias (A, B, C e D) retiradas do plano horizontal. ....50
- Figura 10:** Aspectos mesoscópicos da fácies Sienogranito II. (A) Aspectos macroscópico de biotita sienogranito leucocrático, com textura inequigranular de granulação média a grossa definida por grãos de feldspato alcalino (róseo a branco), quartzo (cinza), com biotita (preto) intersticial; (B) Zona de cisalhamento decimétrica promovendo rotação e orientação sinistral; (C) biotita sienogranito com enclaves máficos dioríticos em estruturas tipo mingling; (D) detalhe para orientação de enclave na mesma direção dos megacristais de feldspato alcalino. Fotografias (A e C) retiradas do plano horizontal e fotografias (B e D) na vertical.....51
- Figura 11:** Aspectos mesoscópicos da fácies Sienogranito III. (A) Aspectos macroscópico de biotita sienogranito holeucocrático, com textura inequigranular de granulação média a

grossa definida por grãos de feldspato potássico (róseo), quartzo (cinza), com biotita (preto) intersticial; (B) Detalhe para cristal de feldspato potássico bordado por plagioclásio no centro da fotografia; (C) sheet máfico concordante com a trama magmática; D) detalhe para schlieren elipsoidal em plano vertical, composto por biotita e opacos. Fotografias (B e C) retiradas do plano horizontal e fotografias (A e D) do plano vertical. ....	53
<b>Figura 12:</b> Aspectos mesoscópicos da fácies máfica-intermediária. (A) Aspectos macroscópico de diorito, mesocrático, com textura equigranular; (B) Enclave microgranular máfico apresentando fenocristais de feldspato alcalino capturados além de porções hibridizadas localmente; (C) enxames de enclaves máficos com orientação concordante com a dos fenocristais de feldspato alcalino (D) dique intermediário de direção NNW-SSE truncando a estrutura magmática (orientação de feldspato alcalino) do Sienogranito I. Fotografias (A, B e D) retiradas do plano horizontal e fotografia C do plano vertical. ....	54
<b>Figura 13:</b> Aspectos mesoscópicos dos microgranitos que cortam o BCR. (A) Aspectos macroscópico de biotita-monzogranito, leucocrático, com textura equigranular de granulação fina a média composta por feldspatos alcalinos e plagioclásio (branco), cinza (quartzo) e biotita (pontos pretos); (B) Biotita-monzogranito, leucocrático, com bolsão aplítico hololeucocrático. Fotografias (A e B) retiradas do plano horizontal .....	55
<b>Figura 14:</b> Classificação das rochas do BCR usando o diagrama modal QAP (Streckeisen, 1976). Sendo 3a- sienogranitos, 3b monzogranitos e 7*quartzo sienitos. ....	57
<b>Figura 15:</b> Aspectos texturais de fases félsicas do BCR. (A) cristal de feldspato alcalino com típica geminação em xadrez e lamelas de exsolução (pertita), registrado na fácies Sieno III. Nicóis cruzados; (B) feldspato alcalino (microclina) apresentando geminação e lamelas de exsolução (pertita) da fácies Sieno II. Fotomicrografia (A e B) a nicóis cruzados sob luz transmitida. Abreviações minerais: Kf: feldspato potássico; Pert: pertitas.....	58
<b>Figura 16:</b> Aspectos texturais de fases félsicas do BCR. (A) mirmequita bulbosa gerada entre um cristal de plagioclásio e microclina da Fácies Sienogranito III; (B) Cristal de plagioclásio apresentando macla polissintética e processo de saussuritização da Fácies Sienogranito II. Fotomicrografia (A e B) a nicóis cruzados sob luz transmitida. Abreviações minerais: Pl: plagioclásio; Kf: feldspato potássico; Bt: biotita; Mirm: mirmequita; Saus: saussuritização (saussurita). ....	59
<b>Figura 17:</b> Aspectos texturais de fases máficas do BCR. (A) cristal de anfibólio (hornblenda) com inclusões de opacos, apatita e interdigitação com as biotitas da Fácies Sienogranito I; (B) anfibólio esverdeado e processos de esfenetização de opacos da Fácies Sienogranito I. Fotomicrografia (A e B) a nicóis paralelos sob luz transmitida. Abreviações minerais: Opc: opacos; Anf: anfibólio; Apt: Apatita; Bt: biotita; Tit: titanita. ....	60
<b>Figura 18:</b> diagramas classificatórios para anfibólio do BCR. A) Leake et al. (1997); (B) Hawthorne et al. (2012).....	61
<b>Figura 19:</b> Diagrama de substituição catiônica para anfibólios de fácies graníticas e máfica intermediária do BCR - Substituição edenítica $Si^{4+} + [ ]_A \leftrightarrow [Al^{3+}]_T + [Na^+ + K^+]_A$ .....	62
<b>Figura 20:</b> Aspectos microscópicos da biotita do BCR. (A) palhetas de biotita com inclusões de opacos, titanita. Cristais da fácies Sieno I; (B) palheta de biotita com inclusão de zircão e leve envergamento de clivagem, além de presença e fluorita. Fotomicrografias com nicóis paralelos sob luz transmitida. Abreviação mineral: Anf: anfibólio; Bt: biotita; Tit: titanita; Zr: zircão; Flo: fluorita; Opc: opacos.....	63
<b>Figura 21:</b> Diagramas de classificação para a biotita do BCR. A) Deer et al. (1992); (B) Nachit et al. (2005). ....	64
<b>Figura 22:</b> Diagramas de substituição catiônica para biotita de fácies graníticas e máfica intermediária do BCR. A) Substituição simples $(Fe^{2+}, Mn) \leftrightarrow Mg^{2+}$ (cpfu). B) Substituição acoplada do $(Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+})^{VI} + 2(Al^{3+})^{IV} \leftrightarrow 2Si + [ ]^{VI}$ (cpfu) .....	64

<b>Figura 23:</b> Variações composicionais da biotita do BCR no diagrama binário $Al_{total}$ vs. Mg com limites de campos de Nachit et al. (2005).....	65
<b>Figura 24:</b> Aspectos microscópicos dos minerais acessórios do BCR. (A) zircão euédrico em amostra da fácies Sienogranito I; (B) cristal subédrico de allanita na Fácies Sienogranito I; (C) cristais euédricos de titanita primária com inclusões de apatita em amostra da Fácies Sienogranito II. (D) cristais de titanomagnetita e ilmenita bordejados por titanita (esfenitização). No detalhe superior direito: cristal euédrico de magnetita com processo de martitização nas bordas. Fotomicrografia (A) a nicóis cruzados; (B), (C) e (D) a nicóis paralelos sob luz transmitida (B e C) e refletida (D). Abreviações minerais: Pl: plagioclásio; Kf: feldspato potássico; Zrn: zircão; Anf: anfibólio; All: allanita; Ttn: titanita; Mgt: magnetita; Ilm: ilmenita. ....	66
<b>Figura 25:</b> Esquema geológico da porção setentrional da Província Borborema, mostrando os principais blocos tectônicos, zonas de cisalhamento e localização da área de estudo. DPS: Domínio Piranhas Seridó, DJB: Domínio Jaguaribeano e; DSJC: Domínio São José do Campestre; (B) Mapa geológico do Batólito Catolé do Rocha (modificado e atualizado de Medeiros et al., 2008 e Cunha et al., 2018).....	72
<b>Figura 26:</b> Feições de campo do Batólito Catolé do Rocha. (A) aspecto geral da Fácies Sienogranito I - biotita-anfibólio sienogranito leucocrático, de granulação grossa e textura inequigranular, com cristais de feldspato potássico (róseo), quartzo (cinza), biotita e anfibólio (preto) intersticial. Estes últimos seguem direção preferencial, definindo uma foliação (magmática?) incipiente; (B) aspecto típico da Fácies Sienogranito II – biotita sienogranito leucocrático, de granulação grossa e textura porfirítica, com megacristais de feldspato potássico (creme a branco) em matriz quartzo-feldspática com biotita ± anfibólio (cristais pretos) intersticiais. (C) aspecto geral da Fácies Sienogranito III – biotita sienogranito hololeucocrático, de granulação grossa e textura inequigranular, com feldspato potássico (róseo), quartzo (cinza), com biotita (preto) intersticial; (D) enclave máfico microgranular (linha tracejada em vermelho) com xenocristais de feldspato potássico hospedado na fácies Sieno I. Notar também porção híbrida mais máfica no sienogranitos, sugerindo processos de mistura de magmas (mixing); (E) enclaves máficos microgranulares circulares, com eixo paralelo à trama magmática da fácies Sienogranito I (linha amarela); (F) schlieren elipsoidal de dimensões métricas hospedado na fácies Sienogranito I. ....	73
<b>Figura 27:</b> Fotomicrografias representativas do Batólito Catolé do Rocha. Abreviações minerais são Qz: quartzo, Kf: Feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Bt: biotita, Hbl: hornblenda; Ttn: titanita; Opc: opacos; Mgt: titanomagnetita; Ilm: ilmenita; Mim: mirmequita. (A) cristais de quartzo e cordão de mirmequitas bordejando cristais de feldspato potássico, além de mirmequita bulbosa na fácies Sienogranito II; (B) placa de biotita com inclusões de zircão em contato com fluorita de aspecto intersticial na fácies Sienogranito III; (C) Cristais de minerais opacos bordejados por titanita secundária (esfenitização), em contato com hornblenda de aspecto intersticial em sienogranito da fácies Sienogranito I; (D) cristais de titanomagnetita e ilmenita bordejados por titanita (esfenitização) na fácies Sienogranito II. No detalhe superior direito: cristal euédrico de magnetita com processo de martitização nas bordas. Fotomicrografia (A) a nicóis cruzados; (B), (C) e (D) a nicóis paralelos sob luz transmitida (B e C) e refletida (D). ....	76
<b>Figura 28:</b> Diagramas binários com óxidos para o BCR. (A) $CaO/Al_2O_3$ vs. $Zr+Nb+Y+Ce$ ; (B) $Na_2O+K_2O/CaO$ vs. $Zr+Nb+Y+Ce$ (modificado de Whalen et al., 1987).....	78
<b>Figura 29:</b> Diagrama multi-elementos para o Batólito Catolé do Rocha. (A) Padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados aos valores do condrito de Boynton (1984); (B) Diagramas multielementares de elementos traços normalizado aos valores do condrito de Thompson (1982). A/C = Amostra/Condrito.....	78

**Figura 30:** Diagramas discriminantes de séries magmáticas para as rochas do BCR. (A)  $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$  (índice  $\text{Fe}^*$ ) versus  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001); (B) Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (índice MALI) versus  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001); (C)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Lameyre, 1987) com linha tracejada definida por Middlemost (1985); (D) diagrama Catiônico R1-R2 com campos de De La Roche (1980); (E)  $\text{SiO}_2$  versus  $\log_{10}(\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$  proposto por Rogers e Greenberg (1981); (F) Diagrama discriminante de granitos pós-colisionais com  $\text{SiO}_2 > 68\%$  em peso de Sylvester (1989). Dados para as suítes cálcio-alcalina de alto K porfirítica e alcalina compilados de Campos et al. (2000), Nascimento et al. (2015) e Souza et al. (2017). Análises referentes às rochas máficas-intermediárias do BCR são plotadas para comparação.

.....84

**Figura 31:** Diagramas discriminantes de tipologia de granitos para as rochas do BCR. (A) Diagrama binário  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  vs  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  em peso (Whalen, 1987); (B) Diagrama binário  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  vs índice agpático ( $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$ , molar) (Whalen, 1987); (C) Diagrama binário  $\text{Nb}+\text{Y}$  vs  $\text{Gd}+\text{Yb}$  (ppm) (Whalen e Hidelbrand, 2019); (D) Diagrama binário  $\text{Fe}^*$  ( $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ , % em peso) vs. razão álcalis/alumina (% em peso) de Nardi e Bitencourt (2009); (E) Diagrama binário  $\text{Yb}/\text{Nb}$  vs.  $\text{Rb}/\text{Nb}$  de classificação de granitos de tipo-A (Eby, 1992); (F) Diagrama ternário  $5(\text{CaO}+\text{MgO})$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $5\text{Fe}_2\text{O}_3$  (% em peso) discriminante de granitos de tipo-A de Grebennikov (2014). Símbolos na Figura 27. ....85

**Figura 32:** Diagramas multi-elementos para zircão da fácies Sieno I do Batólito Catolé do Rocha. (A) Distribuição de elementos traços normalizados pelo condrito C1 de McDonough e Sun (1995); (B) Padrões de distribuição de elementos terras raras normalizados ao condrito C1 de McDonough e Sun (1995). ....86

**Figura 33:** Diagrama de  $\text{SiO}_2$  versus  $T_{\text{satZr}}$  para as fácies graníticas do BCR, com campo dos tipo-A de Eby (2011). Símbolos na Figura 30. ....91

**Figura 34:** Estimativas das condições redox para a cristalização do Batólito Catolé do Rocha. Os valores para a suíte máfica-intermediária são plotados a título de comparação. (A)  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  vs  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  de Dall’Agnol e Oliveira (2007); (B)  $\text{Al}^{\text{IV}}$  versus  $\text{fe}\#$  [ $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ] (cpfu) para anfibólio. Campos de Anderson e Smith (1995). (C)  $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$  (22 Oxigênios) versus  $\text{fe}\#$  para biotita comparado com granitos mesoproterozoicos da série-ilmenita e série-magnetita da Laurentia (Anderson et al., 2008), com estimativas de  $f_{\text{O}_2}$  relativa ao tampão QFM ( $P_{\text{H}_2\text{O}}=P_{\text{total}}$ ), baseado na calibração de Wones (1981); (D) Valores de  $f_{\text{O}_2}$  versus temperatura calculados a partir da composição de anfibólios (Ridolfi et al., 2010) e zircão (Smythe e Brenan, 2016) para amostra das fácies Sienogranito I e II do BCR. Tampões calculados para  $P \sim 6,0$  kbar: IW: ferro-wüstita; WM: wüstita-magnetita; QFM: quartzo-faialita-magnetita; NNO: níquel-bunsenita; TMQAI: titanita-magnetita-quartzo-anfibólio-ilmenita; MH: magnetita-ilmenita, calculados a partir de O’Neill (1988). Símbolos na Figura 30. ....93

**Figura 35:** Diagramas binários tipo Harker para elementos representativos do BCR e suíte máfica intermediária, considerando  $\text{SiO}_2$  (% em peso) como índice de diferenciação. Linhas tracejadas apresentam aproximações de trends com a diferenciação, sendo a linha tracejada laranja das suítes máficas-intermediárias e a linha verde das fácies graníticas do BCR. ....95

**Figura 36:** Diagramas bi-logarítmicos de elementos incompatíveis versus compatíveis, indicadores de processo de cristalização fracionada (CF) e fusão parcial (FP) (A) diagramas  $\text{Rb}$  versus  $\text{Ba}$ ; (B)  $\text{Rb}$  versus  $\text{Sr}$ . Linhas de CF e FP sugeridas por Cocherie (1986). ....96

**Figura 37:** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para o BCR. (A) Diagrama  $\text{Y}+\text{Nb}$  versus  $\text{Rb}$  (Pearce, 1996) e; (B) Diagrama  $\text{Y}$  versus  $\text{Nb}$  (rocha-total) de Pearce et al. (1984). ....99

**Figura 38:** Diagramas discriminantes de assinatura de área-fonte de Laurent et al. (2014). (A)  $\text{Nb}+\text{Zr}+\text{Y}$  versus  $\text{FeOt}+\text{MgO}$ (% peso); (B)  $\text{La}$  normalizado ao condrito de McDonough

e Sun (1995) versus FeO+MgO(% peso). Sendo UCC = crosta continental superior, LCC = crosta continental inferior, MORB = basaltos de dorsal meso-oceânica e OIB = basaltos de ilha oceânica (Rudnick e GaO, 2003). .....99

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Dados geocronológicos do magmatismo Ediacarano a Cambriano no RN. ....	40
<b>Tabela 2:</b> Teores máximos e mínimos de elementos maiores, menores e traços para as fácies graníticas do BCR (dados compilados de Medeiros et al., 2008, acrescidos de análises inéditas deste trabalho) e nas suítes magmáticas alcalina (ALK) e cálcio-alcalina de alto K porfírica (CALCKP) dos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre (dados compilados de Campos et al., 2000; Nascimento et al., 2015 e Souza et al., 2017). Sendo <ld = valores abaixo do limite de detecção dos equipamentos utilizados.....	79
<b>Tabela 3:</b> valores máximos e mínimos para elementos maiores e proporções catiônicas de anfibólio e biotita do Batólito Catolé do Rocha. ....	87
<b>Tabela 4:</b> Estimativas dos parâmetros intensivos de cristalização (P, T, $f_{O_2}$ ) do Batólito Catolé do Rocha. Geotermo-oxibarômetros = S92: Schmidt (1992); AS95: Anderson e Smith (1995); A97: Ague (1997); WH83: Watson e Harrison (1983); Watson e Harrison (1984); HB: Holland e Blundy (1994), FW 07: Ferry e Watson (2007); HW08: Hayden e Watson (2007); R10: Ridolfi et al. (2010); M15: Molina et al. (2015); W81: Wones (1981); SB16: Smythe e Brenan (2016).....	88
<b>Tabela 5:</b> Estimativa de cumulado para as fácies graníticas do BCR. Sendo Ap: Apatita, Ilm: Ilmenita, Mag: Magnetita, Or: Ortoclásio e Pl: Plagioclásio (Bytownita).....	96
<b>Tabela A- 1:</b> Informações sobre os afloramentos rochosos visitados no BCR. ....	127
<b>Tabela A- 2:</b> Elementos maiores, menores e traços para as fácies graníticas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Medeiros et al. (2008) e a fonte (2) deste trabalho. ....	128
<b>Tabela A- 3:</b> Elementos maiores, menores e traços para os diques e as rochas máficas intermediárias associadas as fácies graníticas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Medeiros et al. (2008) e a fonte (2) deste trabalho.....	130
<b>Tabela A- 4:</b> Dados de química mineral para cristais de anfibólio de rochas graníticas e associadas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Campos et al. (2016) e a fonte (2) deste trabalho. ....	132
<b>Tabela A- 5:</b> Dados de química mineral para cristais de biotita de rochas graníticas e associadas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Campos et al. (2016) e a fonte (2) deste trabalho. ....	134
<b>Tabela A- 6:</b> Dados de química mineral para cristais de feldspato de rochas graníticas e associadas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Campos et al. (2016) e a fonte (2) deste trabalho. ....	135

## LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

LA	Ablação a laser
Alc	Alcalina
AlcCh	Alcalina Charnoquítica
BCR	Batólito Catolé do Rocha
CalcAlc	Calcio-alkalina
CalcKEq	Cálcio-alkalina de alto K Equigranular
CalcKP	Cálcio-alkalina de alto K porfirítica
DZT	Domínio da Zona Transversal
DPS	Domínio Rio Piranhas Seridó
DJC	Domínio São José do Campestre
HFSE	Elementos de alto potencial iônico
LILE	Elementos Litófilos de Raio Grande
EDS	Espectroscopia por Energia Dispersiva
FRX	Fluorescência de Raios-X
<i>fO</i> <sub>2</sub>	Fugacidade de oxigênio
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
P	Pressão
PB	Província Borborema ou Paraíba
RN	Rio Grande do Norte
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
Shos	Shoshonítica
T	Temperatura

## SUMÁRIO

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO .....	17
1.1. Apresentação .....	17
1.2. Considerações Iniciais .....	17
1.3. Problemáticas e Objetivos.....	18
1.4. Localização da área de estudo e vias de acesso.....	19
1.5. Métodos e técnicas.....	20
1.5.1. Atividades de escritório .....	20
1.5.2. Atividades de campo.....	21
1.5.3. Descrição petrográfica .....	22
1.5.4. Litoquímica .....	23
1.5.5. Química Mineral.....	24
1.6. Estrutura da dissertação .....	25
CAPÍTULO II –FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	28
2.1. Considerações iniciais.....	28
2.1. Rocha da Série Cálcio-alcálicas de alto-K.....	29
2.2. Rocha da Série Alcalina.....	30
2.3. Tipologia de Granitos quanto à fonte .....	31
2.3.1. Granitos tipo-I .....	31
2.3.2. Granitos tipo-A.....	32
2.4. Classificação adotada para os granitos do Rio Grande do Norte .....	34
CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	35
3.1. Província Borborema (PB).....	35
3.2. Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS).....	37
3.2.1. Complexo Caicó .....	38
3.2.2. Suíte Poço da Cruz.....	38
3.3. Plutonismo Ediacarano na Província Borborema.....	39
3.3.1. Suíte shoshonítica (Shos) .....	41
3.3.2. Suíte Cálcio-alcálica de alto K porfirítica (CalcKP) .....	41
3.3.3. Suíte Alcalina (Alc) .....	42
CAPÍTULO IV - CONTEXTO GEOLÓGICO DO BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA .	44
4.1. Considerações iniciais.....	44
4.2. Caracterização mesoscópica e macroscópica do BCR .....	46
4.2.1. Fácies Sienogranito I .....	48
4.2.2. Fácies Sienogranito II .....	50

4.2.3. Fácies Sienogranito III.....	52
4.2.4. Suíte máfica-intermediária.....	53
4.2.5. Microgranitos.....	54
Capítulo V- ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS (TEXTURAI E QUIMISMO) DAS FÁCIES SIENOGANÍTICAS.....	56
5.1. Considerações iniciais.....	56
5.2. Fácies graníticas.....	56
5.2.1. Fases félsicas.....	57
5.2.1.1. Feldspato alcalino.....	57
5.2.1.2. Plagioclásio.....	58
5.2.1.3. Quartzo.....	59
5.2.2. Fases máficas.....	60
5.2.2.1. Anfibólios.....	60
5.2.2.2. Biotita.....	62
5.2.3. Fases acessórias.....	65
CAPÍTULO VI – ARTIGO CIENTÍFICO: “O Batólito Catolé do Rocha (RN-PB): um magmatismo granítico de tipo-A reduzido no Domínio Rio Piranhas-Seridó, Província Borborema, NE do Brasil”.....	67
RESUMO.....	68
ABSTRACT.....	68
INTRODUÇÃO.....	69
ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS E LOCAIS.....	70
MATERIAIS E MÉTODOS.....	74
ASPECTOS PETROGRÁFICOS DO BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA.....	75
ASPECTOS LITOQUÍMICOS DO BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA.....	76
DISCUSSÕES.....	81
A tipologia do Batólito Catolé do Rocha.....	81
A tipologia do Batólito Catolé do Rocha: evidências dos elementos traços em zircão ...	86
Condições de cristalização.....	87
Pressão.....	89
Temperatura.....	89
Fugacidade de Oxigênio.....	91
Diferenciação magmática.....	93
Inferências petrogenéticas e geotectônicas.....	97
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	100

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	101
CAPÍTULO viI- CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES .....	108
CAPÍTULO VIII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	111
ANEXOS.....	127
ANEXO A – TABELA DE AFLORAMENTOS .....	127
ANEXO B – TABELA DE DADOS LITOQUÍMICOS.....	128

## CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

---

### 1.1. Apresentação

A presente dissertação é um dos requisitos exigidos para a obtenção do título de mestre pelo Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). O estudo está enquadrado na linha de pesquisa “Evolução Litosférica e Processos Geodinâmicos” do PPGG.

### 1.2. Considerações Iniciais

O magmatismo granítico trata-se de um importante agente na geração e reciclagem da crosta continental e está intimamente relacionado aos processos geodinâmicos da Terra. Desta forma, possui papel importante na diferenciação da crosta, fazendo sua compreensão requisito fundamental para o estudo da história da Terra. Perante essa significância, sua gênese, classificação e evolução têm sido objeto de debate nas últimas décadas, os quais são endossados pelos avanços nas Ciências da Terra, nos instrumentos analíticos e pela quantidade de informação coletada ao longo do tempo em nível mundial (e.g. Gilluly, 1948; Hutton 1988, 1992; Pitcher, 1993; Young, 2003; Chen e Grapes, 2007).

A Província Borborema, importante unidade geotectônica do nordeste do Brasil, possui volumoso e extenso magmatismo granítico sin- a pós-orogênico formado no final do Ciclo Brasileiro, mais precisamente entre os períodos Ediacarano a Cambriano (Nascimento et al. 2015). Esta importante feição geológica tem sido amplamente estudada nas últimas décadas (e.g., Almeida et al., 1967; Brito Neves e Pessoa, 1974; Santos e Melo, 1978; Sial, 1987; Ferreira et al., 1998), permitindo traçar diferentes classificações e interpretações genéticas e evolutivas para a província.

No estado do Rio Grande do Norte, esse magmatismo granítico é representado por pouco mais de sessenta corpos com distintas características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas, além de apresentarem dimensões que variam de batólitos a *stocks* (Nascimento et al., 2000, 2008, 2015). Nascimento et al. (2015), com base na integração de critérios petrográficos, geoquímicos e geocronológicos agruparam este magmatismo em seis suítes distintas: Suíte Shoshonítica (Shos), Cálcio-alcálica de alto K porfirítica (CalcKP), Cálcio-alcálica de alto K Equigranular (CalcKEq), Cálcio-alcálica (CalcAlc), Alcalina (Alc) e

Alcalina Charnoquítica (AlcCh). Embora boa parte desses corpos já se encontre relativamente caracterizada, há ainda carência de estudos comparativos e integrados entre corpos de uma mesma suíte.

Diante do exposto acima, alguns trabalhos recentes são responsáveis por integrar dados litoquímicos e de química mineral antigos e inéditos e adotar outras classificações para se obter uma melhor compreensão do significado geodinâmico do magmatismo granítico no RN, assim como na Província Borborema (e.g. Campos et al., 2016; Dalan et al., 2019). Nesse contexto insere-se o Batólito Catolé do Rocha (BCR), objeto de estudo dessa dissertação.

### **1.3. Problemáticas e Objetivos**

O Batólito Catolé do Rocha, situado na porção oeste do Domínio Rio Grande do Norte, NE da Província Borborema, foi cartografado nos trabalhos de Vieira et al. (1980a, 1980b), Sá (1991), Jardim de Sá (1994), Jardim de Sá (1998), Cavalcante (1999), Ferreira e Santos (2000), Angelim et al. (2004), Medeiros et al. (2006) e Cunha et al. (2018). Os trabalhos mais relevantes de caracterização petrográfica, geocronológica e litoquímica estão disponibilizados em Medeiros et al. (2007) e Medeiros et al. (2008).

O corpo principal deste batólito é constituído por três fácies graníticas principais, diques e/ou bolsões de microgranitos subordinados e uma suíte máfica-intermediária composta por rochas dioríticas. Do ponto de vista geoquímico, as rochas dioríticas apresentam assinatura similar àquelas da Suíte Shoshonítica de Nascimento et al. (2015), enquanto as rochas graníticas apresentam assinatura de séries transicionais entre alcalina e cálcio-alcalina, similar à Suíte cálcio-alcalina de alto K porfirítica dos mesmos autores.

As rochas que formam este batólito, embora agrupadas na suíte cálcio-alcalina de alto K porfirítica – uma suíte que engloba rochas com afinidades químicas mais próximas aos granitos de tipo-I caledoniano – mostram uma maior afinidade alcalina (Medeiros et al. 2008), aproximando-se dos granitos de tipo-A. Adicionalmente, Campos et al. (2016) observou que as condições redox de formação do batólito em questão são mais reduzidas do que as tipicamente encontradas na suíte cálcio-alcalina de alto K porfirítica. Logo, as interpretações petrogenéticas necessitam de um refino e uma reanálise para melhor compreender o contexto geodinâmico em que foi colocado.

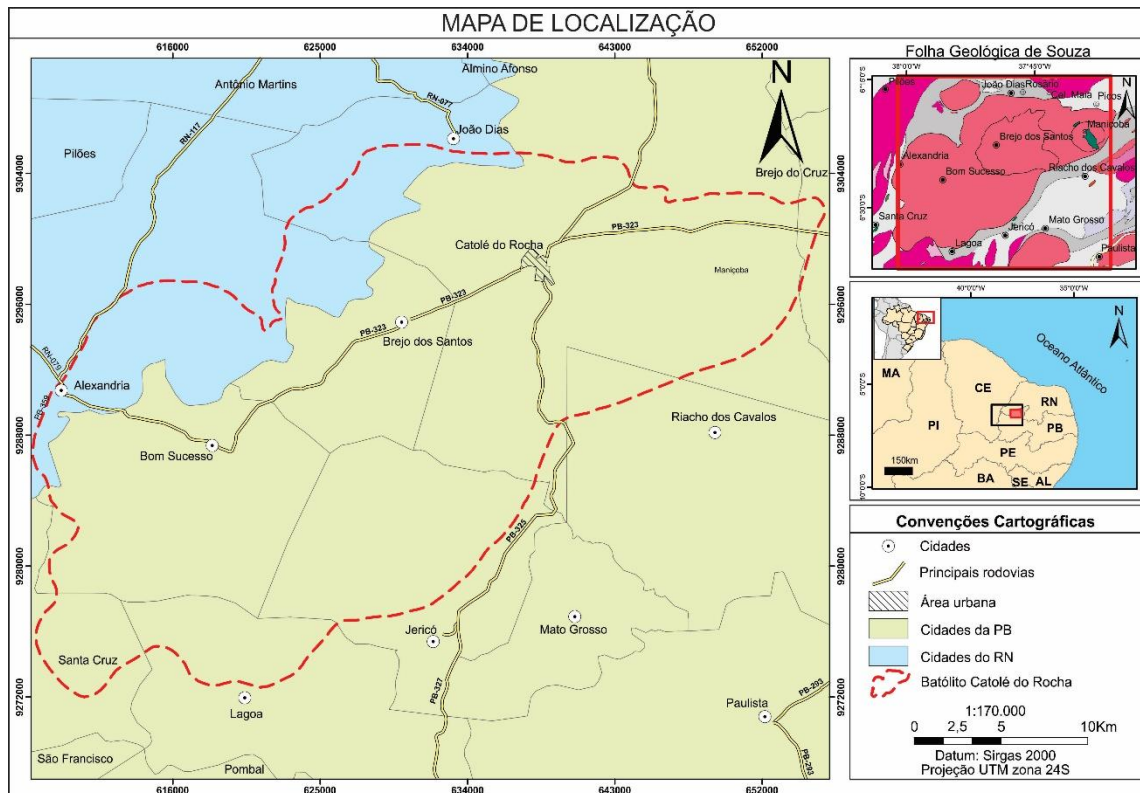
Perante o exposto, essa dissertação tem como objetivo central reavaliar a classificação do Batólito Catolé do Rocha dentro do conceito de tipologia de granitos. Além disso, pretende-se refinar os limites geológicos das fácies, complementar as informações petrográficas e litoquímicas de Medeiros et al. (2007, 2008), adicionar dados de química mineral e complementar os dados de cristalização obtidas por Campos et al. (2016).

#### **1.4. Localização da área de estudo e vias de acesso**

A área de estudo está localizada no nordeste do Brasil, abrangendo alguns municípios do estado da Paraíba e do Rio Grande do Norte (Figura 1). Mais especificamente, o BCR aflora entre as cidades de Catolé do Rocha/PB e Alexandria/RN. É composto por um corpo principal com área aflorante de mais de 700 km<sup>2</sup>, e por três corpos menores (*stocks*) satélites (Brejo do Cruz, Serra do Moleque e Serra da Boa Vista) (Medeiros et al., 2008). O objeto de estudo dessa dissertação será apenas o corpo principal.

O BCR dista aproximadamente 356 quilômetros de Natal/RN. Para o acesso, utilizou-se a BR-304 até Assú/RN, RN-233 até Triunfo Potiguar/RN, BR-226 até Patú/RN e RN-078/PB-325 até Catolé do Rocha/PB. Na área de estudo, foram utilizadas a PB-323 e PB-325, além de estradas carroçáveis (Figura 1).

**Figura 1:** Mapa de localização da área de estudo. Com limites definidos por Medeiros et al. 2007.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020)

## 1.5. Métodos e técnicas

Para a realização dessa dissertação foram efetuadas atividades de escritório, trabalhos de campo e atividades laboratoriais, com destaque para o processamento dos dados litoquímicos e de quimismo de fases minerais. Os métodos e técnicas utilizadas serão abordadas brevemente a seguir.

### 1.5.1. Atividades de escritório

Inicialmente, essa etapa consistiu em revisão bibliográfica, compilação e fichamento de dissertações, teses e artigos científicos sobre tipologia de granitos e sobre o contexto do corpo estudado na Província Borborema.

Posteriormente, foi montado um banco de dados geográfico através da aquisição das bases de dados do GEOBANK/CPRM, mais especificamente a Folha Sousa (SB.24-Z-A) na escala 1:250.000 (Medeiros et al. 2006), imagens do satélite Landsat 8 OLI/TIRS e

uma imagem SRTM-Shuttle Radar Topography Mission (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), as quais foram processadas no ER-Mapper® e ArcGIS®. Tais dados foram utilizados para reconhecimento de limites estratigráficos, identificação de estruturas tectônicas, definição dos pontos de visita e confecção dos mapas prévios.

Posteriormente, procedeu-se com o processamento de todos os dados químicos obtidos utilizando ambiente computacional (Excel, Geochemical Data Toolkit - GCDkit; Janoušek et al., 2006), confecção de gráficos e diagramas utilizando Excel e CorelDraw®, refinamento dos dados geográficos nos softwares de Geoprocessamento (ArcGIS 10.5), interpretações dos resultados e confecção dessa dissertação.

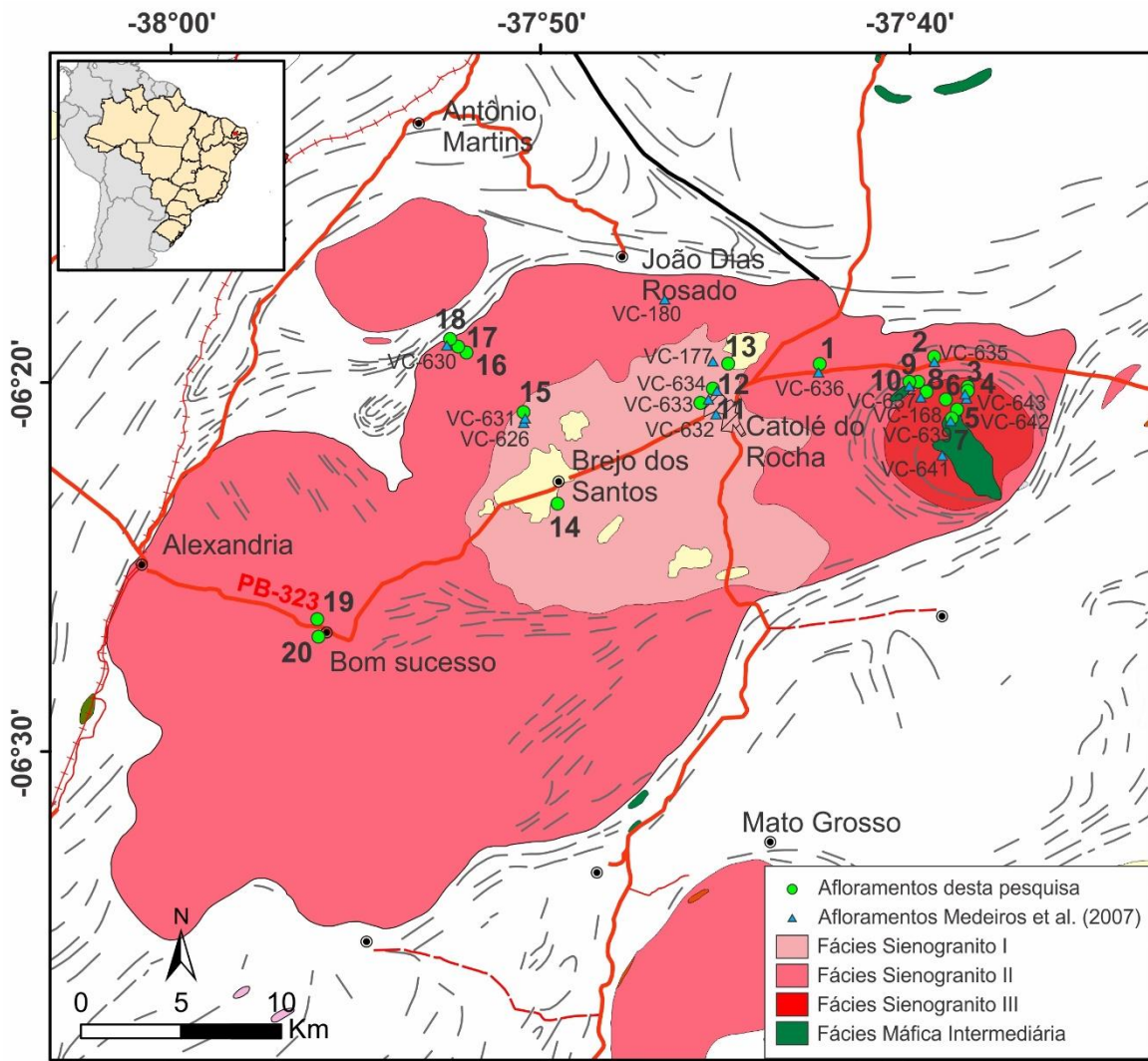
### 1.5.2. Atividades de campo

Realizadas durante uma visita de dois dias em dezembro/2017 concentrada no corpo principal. Dentre as atividades desenvolvidas, destacam-se a verificação e descrição mineralógica, petrográfica e estrutural das principais fácies graníticas aflorantes, relação de contatos com as encaixantes, bem como a coleta de amostras representativas para análises litoquímicas e petrografia.

No total, foram visitados vinte pontos, sendo a maioria áreas de matações *in loco*, lajedos de dimensões métricas, e, esporadicamente, blocos rolados. Desses afloramentos foram coletadas trinta e uma amostras, incluindo além das fácies graníticas os microgranitos e rochas máfico-intermediárias. (Tabela A-1; Figura 2)

Em relação à compartimentação das unidades litoestratigráficas, foi mantida a mesma quantidade de fácies descritas por Medeiros et al. (2007), havendo apenas a adequação de nomenclatura. Para as fácies graníticas, enquanto os autores supracitados utilizaram Fácies Brejo dos Santos, Alexandria e Maniçoba, essa dissertação adotou Sienogranito I, Sienogranito II e Sienogranito III, respectivamente. Manteve-se a nomenclatura para os microgranitos e os termos máfico-intermediários.

**Figura 2:** Mapa de pontos dos locais visitados. Com limites definidos por Medeiros et al. 2007.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020)

### 1.5.3. Descrição petrográfica

Em um primeiro momento, foram encaminhadas vinte e duas amostras para o Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) para confecção de seções delgadas. Posteriormente, foram preparados oito blocos de aproximadamente 1cm de aresta para a confecção de seções polidas.

Após a confecção, o estudo petrográfico das seções delgadas foi realizado em microscópio de luz transmitida Olympus BX-51 no Departamento de Geologia da UFRN,

de modo a serem destacadas as associações das fases minerais de cada fácies, aspectos texturais, sequência de cristalização, bem como eventos magmáticos e pós magmáticos. Já as seções polidas foram descritas em microscópio de luz refletida Lumen CX-40 também do Departamento de Geologia da UFRN, com o intuito de caracterizar as fases minerais opacas.

Nessa fase também foram selecionados cristais representativos das principais fases félsicas e máficas para caracterização em Microscópio Eletrônico de Varredura com Espectroscopia por Energia Dispersiva (MEV-EDS). Para tal, foi utilizado um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo VEGA3 da TESCAN, acoplado ao sistema de microanálise EDS modelo EDX-7000/8000 da *Oxford Instruments* instalado no Laboratório de Caracterização de Minerais e Materiais do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte – Campus Natal Central (LACAMM-IFRN/CNAT). As condições analíticas empregadas para análise foram de 20 kV para a voltagem de aceleração, 20 nA para corrente, 1 µm de diâmetro do feixe eletrônico, tempo médio de leitura de 50 s por ponto.

#### 1.5.4. Litoquímica

O banco de dados litoquímicos contendo dezoito amostras representativas, sendo cinco das fácies Sienogranito I (VC177a, VC626, VC631, VC633, VC634), três da Sienogranito II (VC635, VC180, VC-168), três da Sienogranito III (VC641, VC642, VC643), três da suíte máficas intermediária (VC637, VC639, VC640) e três dos microgranitos (VC177b, VC632, VC636) foram compilados de Medeiros et al. (2008). Esses dados foram obtidos via ICP-ES (maiores e menores; erro analítico <2%) e ICP-MS (traços e terras raras; erros analíticos entre 5-10%) no *Bureau Veritas Acme Laboratories*, Canadá.

Este banco de dados foi completado com novas análises químicas (elementos maiores, menores e alguns traços) para seis amostras, sendo duas das fácies graníticas e quatro das rochas máfico-intermediárias. Essas análises foram feitas via Fluorescência de Raios-X (FRX) nos laboratórios do Núcleo de Apoio à Pesquisa (NAP) GeoAnalítica-USP, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O banco de dados químicos montado encontra-se na Tabela A-2 do Anexo B.

### 1.5.5. Química Mineral

Nas seções polidas foram selecionadas algumas fases minerais principais – anfibólio, biotita, feldspatos – e acessórias – opacos, zircão, apatita, allanita – para reconhecimento e caracterização semiquantitativa. Para tal, foi utilizado um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo VEGA3 da TESCAN, acoplado ao sistema de microanálise EDS modelo EDX-7000/8000 da *Oxford Instruments* instalado no Laboratório de Caracterização de Minerais e Materiais do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte – Campus Natal Central (LACAMM-IFRN/CNAT). As condições analíticas empregadas para análise foram de 20 kV para a voltagem de aceleração, 20 nA para corrente, 1  $\mu\text{m}$  de diâmetro do feixe eletrônico, tempo médio de leitura de 50 s por ponto.

Adicionalmente, foi confeccionada uma seção delgado-polida de amostra retirada do mesmo afloramento datado por Medeiros et al. (2007) e cuja química mineral é apresentada por Campos et al. (2016). Esta seção foi utilizada para quantificação de elementos traços em anfibólio, feldspatos, biotita e zircão por ablação a laser (*laser ablation* - LA) no laboratório de LA-ICP-MS do Instituto de Geociências da USP. Os experimentos de ablação a laser foram feitos com uma fluência de energia de  $3,6 \text{ J/cm}^2$ , frequência de repetição de 15 Hz e diâmetro do laser de 40  $\mu\text{m}$ . O tempo total de aquisição foi de 120 s (60 s para leitura do background e 60 s para amostra), com tempo de integração e dwell time de cerca de 1,6 e 25 ms, respectivamente. A ablação é seguida por 30s de washout time. Os materiais de referência NIST-SRM 610 e USGS BIR-1 foram usados como padrões externos. A redução dos dados, correção do drift do equipamento, tratamento e conversão das intensidades em concentrações (ppm) foram efetuadas com o programa Glitter (Van Achterbergh et al., 2001).

No tratamento dos dados de quimismo mineral foram produzidas as proporções catiônicas fórmulas estruturais das fases analisadas de acordo com padronizações estabelecidas na literatura (e.g. Deer et al., 2013). Para anfibólio e biotita, que possuem moléculas de água na sua composição que não são detectadas no EDS, foi necessário estimar os valores de  $\text{H}_2\text{O}$  de acordo com o método de Tindle e Webb (1990) antes dos cálculos. As tabelas referentes a química mineral dos minerais anfibólio, biotita e feldspatos encontram-se no Anexo B (Tabela A-3 a A-6).

## **1.6. Estrutura da dissertação**

Essa dissertação foi estruturada em oito capítulos, conforme brevemente listados e descritos a seguir:

**Capítulo I – Introdução:** apresenta a dissertação, contextualiza a problemática, expõe os objetivos e justificativas, localiza espacialmente a área de estudo, descreve os principais métodos e técnicas empregados.

**Capítulo II – Fundamentação teórica:** apresenta uma revisão sucinta sobre algumas classificações químicas e tipológicas de granitos e que são pertinentes à pesquisa.

**Capítulo III – Contexto Geológico Regional:** contém uma revisão bibliográfica sobre os principais trabalhos realizados na Província Borborema – definição, compartimentação e evolução. Além disso, localiza a área de estudo dentro dessa unidade geotectônica.

**Capítulo IV – Contexto Geológico do Batólito Catolé do Rocha (BCR):** apresenta a caracterização local do magmatismo estudado, que inclui os aspectos mesoscópicos e macroscópicos das unidades que compõem o batólito – critérios mineralógicos, petrográficos, texturais, estruturais observados em imagens de sensores remotos e em campo.

**Capítulo V – Aspectos Mineralógicos (texturais e quimismo) do Batólito Catolé do Rocha:** são apresentadas informações a nível microscópico e químico das fases félsicas e máficas de cada uma das fácies graníticas, dos microgranitos e da suíte máfica intermediária estudada. Destacam-se a identificação/caracterização mineralógica, textural, sequência de cristalização, identificação de eventos magmáticos e pós-magmáticos.

**Capítulo VI – artigo científico “O Batólito Catolé do Rocha (RN-PB): Um magmatismo granítico de tipo-A no Domínio Rio Piranhas-Seridó, Província Borborema, NE do Brasil”:** nesse capítulo é apresentado o artigo científico submetido à revista Geologia USP Série Científica com o intuito de concretizar a dissertação. Esse artigo faz um apanhado do Batólito Catolé do Rocha do ponto de vista geotectônico, petrográfico, geoquímico,

reclassifica o batólito à luz da tipologia de granitos, refina as condições de cristalização e apresenta algumas inferências petrogenéticas e evolutivas.

**Capítulo VII – Considerações finais e recomendações:** apresenta a integração de todos os resultados obtidos, destaca as principais conclusões, além de fornecer recomendações para o detalhamento em trabalhos futuros.

**Capítulo VIII – Referências Bibliográficas:** inclui todas as referências utilizadas para o desenvolvimento dessa dissertação

**Anexos:** inclui tabelas completas e informações complementares acerca da pesquisa.

## CAPÍTULO II – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

---

### 2.1. Considerações iniciais

O corpo de estudo aqui apresentado possui assinatura química transicional entre as séries alcalina a cálcio-alcalina, recebendo na literatura várias denominações (subalcalina, cálcio-alcalina de alto potássio, álcali-cálcica, transalcalina), além de ser enquadrado atualmente em uma suíte que é representado majoritariamente por granitos de tipo-I, sendo que, como será mostrado nesta dissertação, indícios químicos apontam que o Batólito Catolé do Rocha se aproxima dos granitos de tipo-A. Diante dessa conjuntura, será apresentada a seguir uma sucinta revisão bibliográfica a respeito das classificações químicas e tipológicas de granitoides.

Rochas graníticas ou granitoides são rochas ígneas plutônicas que geralmente contém quartzo (>20%), álcali-feldspato, plagioclásio e de forma subordinada micas, anfibólios e piroxênios. No diagrama modal quartzo (Q) – feldspato alcalino (A) – plagioclásio (P) de Streckeisen (1974), o termo refere-se a rochas que variam de álcali-feldspato granito a tonalito (Barbarin, 1999; Le Maitre, 2002; Nédélec e Bouchez, 2014). Essas rochas perfazem 86% do volume da crosta superior, além de estarem presentes na crosta continental inferior e localmente na crosta oceânica (plagiogranitos) (Wedepohl, 1991; Bonin et al., 2002; Bonin e Bébien, 2005, Bonin, 2007).

Read (1956) já apontava que há “granitos e granitos”. Isso se deve a diversidade de fontes (origem), processos magmáticos envolvidos, ambientes geotectônicos etc. Desde então, diversos petrólogos tem discutido uma melhor padronização das categorias aplicadas aos granitos para evitar interpretações equivocadas. Uma síntese dos principais sistemas de classificação dessas rochas é apresentada por Barbarin (1990; 1999) que propôs uma alternativa considerando critérios composicionais e genéticos.

Em contraste às classificações puramente descritivas de granitoides isolados, existem aquelas de cunho genético, que traçam relações entre as suítes de rochas graníticas e seu ambiente geotectônico. Seguindo esse última linha, Nardi et al. (2016) comenta que há duas linhas de categorização para as rochas graníticas, uma que enfatiza o protólito da fusão crustal que originou o granitoide (Chappell e White, 1974; Collins et al., 1982; Pitcher, 1983) e outra que leva em consideração a associação magmática em que os granitoides se

enquadram (Tauson e Koslov, 1972; Bonin, 1982; Lameyre e Bowden, 1982; Nardi e Bonin, 1991).

## 2.1. Rocha da Série Cálcio-alcálicas de alto-K

A series de rochas cálcio-alcálicas foi originalmente definida de forma quantitativa por Peacock (1934) através do “*álcali-lime index (ALI)*”, que resulta da superposição de dois *plots* do tipo Harker ( $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{CaO}$ ) na mesma escala. Essa operação resultou nas séries “alcálica” ( $\text{ALI} < 51\%$ ), “álcali-cálcica” ( $51\% < \text{ALI} < 56\%$ ), “cálcio-alcálica” ( $56\% < \text{ALI} < 61\%$ ) e “cálcica” ( $\text{ALI} > 61\%$ ).

A partir daí, o termo foi aplicado para suítes subalcálicas (basalto-andesito-dacitoriolito), suítes de rochas que contém andesito, rochas de arco de ilha, rochas com alta razão de elementos litófilos de raio grande (LILE) por elementos de alto potencial iônico (HFSE) e rochas com anomalias negativas de HFSE (*e.g.* Nb-Ta) normalizado ao manto primitivo (*cf.* Sheth et al., 2002). Posteriormente, foram diversos os autores que propuseram diagramas para individualizar esse grupo de rochas dos demais (*e.g.* Wright, 1969; Taylor, 1969; Irvine e Baragar, 1971; De La Roche, 1980; Rogers e Greenberg, 1981; Lameyre e Bowden, 1982; Debon e Le Forte, 1983; 1988; Rickwood, 1989; Frost et al., 2001; Le Maitre 2002; Nardi, 2016).

Lameyre e Bowden (1982) propuseram três trajetórias evolutivas para explicar a série cálcio-alcálica, as quais caracterizam rochas do tipo intermediárias de composições variando de trondhjemitos, granodioritos e monzonitos: baixo-K (cálcio-alcálica trondhjemítica), médio-K (cálcio-alcálica granodiorítica) e alto-K (cálcio-alcálica monzonítica), respectivamente.

Do ponto de vista litoquímico, os elementos Sr, Ba, Rb e Terras Raras Leves (La, Ce, Pr e Nd) mostram correlações positivas com o K; logo, enriquecimento da série de baixo para alto-K. Já elementos de elevado potencial iônico como Ti, P, Zr, Nb e Terras Raras pesadas, apesar de mostrarem tendência a leve enriquecimento relativo, mantêm valores abaixo daqueles encontrados em rochas de afinidade alcálica (Nardi et al. 2016).

Em termos geotectônicos, as associações cálcio-alcálicas caracterizam principalmente o magmatismo de arco em margens continentais ativas, sendo o aumento do conteúdo de K reflexo da evolução do arco. São também descritas, no que se refere aos

termos graníticos, ocorrência dessas associações em ambientes pós-colisionais (Harris et al., 1986; Liegeois, 1998; Bitencourt e Nardi, 2000)

## **2.2. Rocha da Série Alcalina**

O termo rocha alcalina foi inicialmente aplicado por Shand (1922) para definir rochas que possuem concentrações moleculares mais altas de álcalis (Na+K) quando comparado a Si e Al. Dessa forma, os feldspatos não são capazes de acomodar todos os álcalis, surgindo assim feldspatoídes, piroxênios e anfibólios sódicos, ou outras fases enriquecidas nesses elementos. Além disso, por conta dessa deficiência em sílica e ou alumina em relação aos álcalis, é comum feldspatoíde ou acmita normativos (Le Maitre, 2002).

Em quase todas as classificações, os granitoides alcalinos e peralcalinos são separados dos granitoides cálcio-alcalinos. Logo, os diagramas citados anteriormente para individualizar as rochas cálcio-alcalinas também são aplicados ao grupo das rochas alcalinas.

Tomando por base a razão molar de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  relativo ao  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , as rochas alcalinas podem ser subdivididas em metaluminosas [ $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) < \text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ] e peralcalinas [ $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3$ ]. Essa classificação se aplica às rochas sieníticas (insaturadas em sílica) e graníticas (saturadas em sílica) através do índice de alcalinidade (AI) e índice de saturação sílica-feldspatoíde (FSSI) (ver Frost e Frost, 2008; Marks et al., 2011).

Do ponto de vista litoquímico, essas rochas são enriquecidas em elementos litófilos de raio grande (LILE) tais como Na, K e Li, além dos elementos de alto potencial iônico (HFSE) tais como Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, U e Th, além dos ETR. Por consequência, importantes depósitos minerais desses elementos (minerais estratégicos) estão associados a intrusões alcalinas (Marks et al., 2011).

Evidências de magmatismo alcalino continental podem ser encontradas desde o arqueano até o tempo recente (e.g. Mitchell, 1976; Larsen et al., 1983), em todos os continentes e em bacias oceânicas. Os principais cenários geotectônicos desse magmatismo são os riftes continentais, magmatismo oceânico e intraplaca sem claro controle estrutural, além de zonas de subducção (Fitton e Upton, 1987).

### **2.3. Tipologia de Granitos quanto à fonte**

A identificação e separação de séries de granitoides em granitos tipos I, S, A e M deve-se principalmente à natureza da fonte do magma. Pioneiramente, Chappell e White (1974) segmentaram os granitos do Cinturões Dobrados Lachlan da Austrália em tipo-I e tipo-S, sendo respectivamente associados a fontes ígneas e metassedimentares. Pitcher (1983) subdividiu o tipo-I em “Cordilheirano”, representado em sua maioria por tonalitos de margens do tipo andino, e “Caledoniano” composto principalmente por granodioritos e granitos colocados em cenários pós-orogênicos. Os granitos tipo-A, termo introduzido por Loiselle e Wones (1979), compreende rochas geralmente alcalinas, derivadas de fontes anidras e colocadas em contexto anorogênico. Por fim, o termo “tipo-M” (White, 1979), atualmente em desuso, aplica-se para rochas quartzo-dioríticas que estão diretamente associadas a material mantélico ou de crosta oceânica subductada, em ambientes de arcos de ilha.

Convém mencionar os termos “Magnetita-Granitos” e “Ilmenita-Granitos”, aplicados por Ishihara (1977; 1981) para distinguir granitos japoneses apresentando evoluções magmáticas distintas sob condições de fugacidade de oxigênio contrastantes: ambientes oxidados, mais tipicamente extensionais vs. reduzidos, em geral colisionais.

#### **2.3.1. Granitos tipo-I**

Compreende todos granitos que possuem sua origem diretamente associada a fontes ígneas (infracrustais), os quais representam boa parte dos granitos crustais e que geralmente aparecem formando associações de batólitos (Chappell e White, 1984, 2001; Chappell e Stephens, 1988).

Petrograficamente incluem rochas de composição TTG (tonalito, trondjhemito, granodiorito) ou granodiorito-monzogranito-sienogranito. São metaluminosos a fracamente peraluminosos e apresentam empobrecimento moderado de Ba, Ti e P, Nb, Ta e ETR leves (Chappell e White, 1984). Tomando por base as subdivisões propostas por Frost et al. (2001), com base na razão  $Fe^*$  [ $Fe^* = \% \text{ peso } FeOT/(FeOT + MgO)$ ], os tipo-I são em sua maioria magnesianos, enquanto para o índice MALI ( $Na_2O+K_2O-CaO$ ) abrangem todas as séries da alcalina à cálcica.

Do ponto de vista tectônico, os tipo-I ocorrem associado a dois tipos de ambientes: (1) subducção em margens continentais ativas e; (2) extensões pós-colisionais em cinturões orogênicos intracontinentais. Chappell e Stephens (1988) propõem que alguns granitos tipo-I são resultantes do fracionamento de magmas intermediários (cálcio-alcálicas andesíticas), enquanto outros são oriundos de fusão parcial (anatexia) de fontes ígneas (Castro, 2019).

Diante desse contexto geotectônico, Pitcher (1983) subdivide os tipo-I em “I-cordilheirano” e “I-caledoniano”. O primeiro engloba aqueles que ocorrem num contexto tectônico de margem continental ativa, principalmente tonalitos além de granodioritos e granitos (*sensu stricto*) pertencentes à série-magnetita de Ishihara (1977) e que apresentam valores da razão  $A/CNK < 1,05$ . Por sua vez, o I-caledoniano está associado a ambientes intracontinentais pós-colisionais, colocados durante o soerguimento, extensão e tectônica transcorrente, representados por granodioritos a granitos cálcio-alcálicos, alcálicos e álcali-cálcicos, pertencentes à série-ilmenita de Ishihara (1977), com razão  $A/CNK \sim 1,0$ .

### 2.3.2. Granitos tipo-A

O termo foi apresentado por Loiselle e Wones (1979) para designar granitos e rochas félsicas associadas que ocorrem em zonas de rifte e blocos continentais estáveis, de natureza anorogênica, assinatura alcálica, formados sob baixas fugacidades de oxigênio e  $H_2O$  (anidros). Desde a sua definição inicial, diversos autores contribuíram para a caracterização geoquímica, isotópica e petrogenética das rochas que recebem essa tipologia, o que em parte também contribuiu para a confusão em torno desta classificação, de forma que aspectos relacionados a sua gênese e evolução ainda são motivo de intenso debate, haja vista também a variedade de ambientes em que podem ocorrer (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1990; Creaser et al. 1991; Bonin, 2007 Frost e Frost, 2011).

O magmatismo de tipo-A inclui rochas de características químicas, isotópicas e geotectônicas contrastantes. Compreendem granitos (*sensu stricto*) a sienitos, que possuem saturação em alumina variada (metaluminosos, peraluminosos e peralcalinos). São álcali-cálcicos, subalcalinos a alcálicos e possuem altas razões  $FeO_t/MgO$  em rocha total e em sua mineralogia máfica, conferindo comportamento “ferroano”. Os máficos principais são cálcicos nos tipos mais aluminosos (anfíbólios e biotita) até sódico-cálcicos e sódicos nas variedades peralcalinas a metaluminosas (clinopiroxênios, anfíbólios e biotita). Litoquimicamente são marcados por enriquecimento em álcalis, HFSE (Zr, Y, Nb, Ta e

ETRs) e LILE, e empobrecimento em Ca, Ba, Sr e Eu (cf. Whalen et al. 1987, Sylvester, 1989; Eby, 1990, 1992; Frost et al., 2001; Gualda, 2001; King et al., 2001; Bonin 2007; Eby, 2011; Frost e Frost, 2011; Grebennikov, 2014; Nédélec e Bouchez, 2015; Whalen e Hidelbrand 2019).

Eby (1990, 1992), com base nas assinatura contrastantes de Y/Nb e Yb/Ta, dividiu os tipo-A em dois grupos: A<sub>1</sub>, de similaridades químicas com basaltos oceânicos, vinculados a plumas mantélicas ou *hotspots* em ambiente de rifte intraplaca; e A<sub>2</sub>, que apresenta composição aproximada à média crustal e que estão associados à tectônica extensional (pós-colisionais). Uma discussão atualizada desta classificação é fornecida por Whalen e Hidelbrand (2019).

Magmas de tipo-A foram originalmente caracterizados como relativamente anidros e reduzidos, porém, diversos trabalhos experimentais têm apontado que também é possível serem formados em condições redutoras (Clemens et al., 1986; Anderson e Bender, 1989; King et al., 2001; Anderson e Morrison, 2005; Dall’Agnol e Oliveira, 2007; Vlach e Gualda, 2007). Dall’Agnol e Oliveira (2007) demonstraram que é possível discriminar a partir de parâmetros geoquímicos os granitos do tipo-A em “oxidados” e “reduzidos”, sendo o primeiro derivado de líquidos relativamente hidratados (H<sub>2</sub>O >4% em peso), originados a partir de fontes ígneas quartzo-feldspáticas, enquanto os reduzidos seriam derivados de fontes ígneas com componentes metassedimentares, ou fontes ígneas toleíticas diferenciadas.

A distinção geoquímica dos granitos tipo-A tem gerado diversos modelos petrogenéticos (e.g. Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1990; Turner et al., 1992; Eby, 2006, Martin, 2006; Boni, 2007, Dall’Agnol et al., 2012), dos quais destacam-se: (i) fracionamento de magmas basálticos tipo OIB derivados do manto; (ii) diferenciação de magmas toleíticos continentais com assimilação crustal; (iii) fusão parcial de rochas crustais empobrecidas por eventos prévios de fusão; e (iv) fusão de crosta metassomatizada por fluidos mantélicos, com fracionamento concomitante de magmas basálticos. Apesar das variadas teorias, a geração de magmas de tipo-A encontra-se principalmente associada a ambientes extensionais, pós-colisionais e/ou anorogênicos (cf. Bonin, 2007; Nédélec e Bouchez, 2015).

Para Bonin (2007), a diversidade dos granitos rotulados como tipo-A aponta para a existência de “granitos e granitos de tipo-A”. Dessa forma, Frost e Frost (2011) sugerem que o termo seja substituído por “granitos ferroanos”, já que é consenso entre os autores a

composição rica em ferro total dentre todas as classificações (cf. Frost et al., 2001). Nardi (2016) também sugere a substituição do termo, já que a terminologia distancia os granitos do seu contexto geológico, devendo assim ser embasada em séries magmáticas, com a série alcalina dividida em alcalina subsaturada em sílica, alcalina sódica saturada em sílica, shoshonítica ou alcalina potássica e ultrapotássica saturada em sílica. Neste contexto, os granitos tipo-A corresponderiam à série alcalina sódica saturada em sílica.

#### **2.4. Classificação adotada para os granitos do Rio Grande do Norte**

A área de estudo dessa dissertação está localizada na porção nordeste da Província Borborema (PB), que é uma unidade geotectônica marcada por expressivo e variado magmatismo granítico ediacarano a cambriano. Diversas são as propostas de classificação desses granitoides (e.g. Sial et al., 1986, Ferreira et al. 1998, Santos e Medeiros, 1999, Brito Neves et al. 2000; Angelim et al., 2006), as quais procuram individualizar suítes e/ou associações a partir de critérios geoquímicos, petrográficos, geocronológicos e isotópicos. De um modo geral, constam granitoides sin a tardi-colisionais, cálcio-alcalinos e álcali-cálcicos (tipo-I), além daqueles com características pós-colisional própria dos tipo-A. Em menores proporções, ocorrem também típicos granitos de tipo-S (peraluminosos) sintectônicos (Cabral Neto et al., 2019).

Nascimento et al. (2000, 2008, 2015), a partir de critérios petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, propuseram a classificação dos granitoides da porção nordeste da Província Borborema em seis suítes distintas nomeadas: Suíte Shoshonítica (Shos), Cálcio-alcalina de alto K porfirítica (CalcKP), Cálcio-alcalina de alto K Equigranular (CalcKEq), Cálcio-alcalina (CalcAlc), Alcalina (Alc) e Alcalina Charnoquítica (AlcCh). De acordo com esta classificação, o Batólito Catolé do Rocha encontra-se inserido na suíte CalcKP, que inclui corpos predominantemente de caráter magnésiano, que se aproximam da assinatura de granitos de tipo-I caledonianos (*sensu* Pitcher, 1983). Porém, assim como alguns outros corpos dessa suíte, observam-se algumas discrepâncias químicas, que aproximam o corpo estudado das características típicas de granitos de tipo-A. Dessa maneira, nos capítulos posteriores serão apresentadas evidências petrográficas e químicas que embasarão tal afirmação.

## CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

---

### 3.1. Província Borborema (PB)

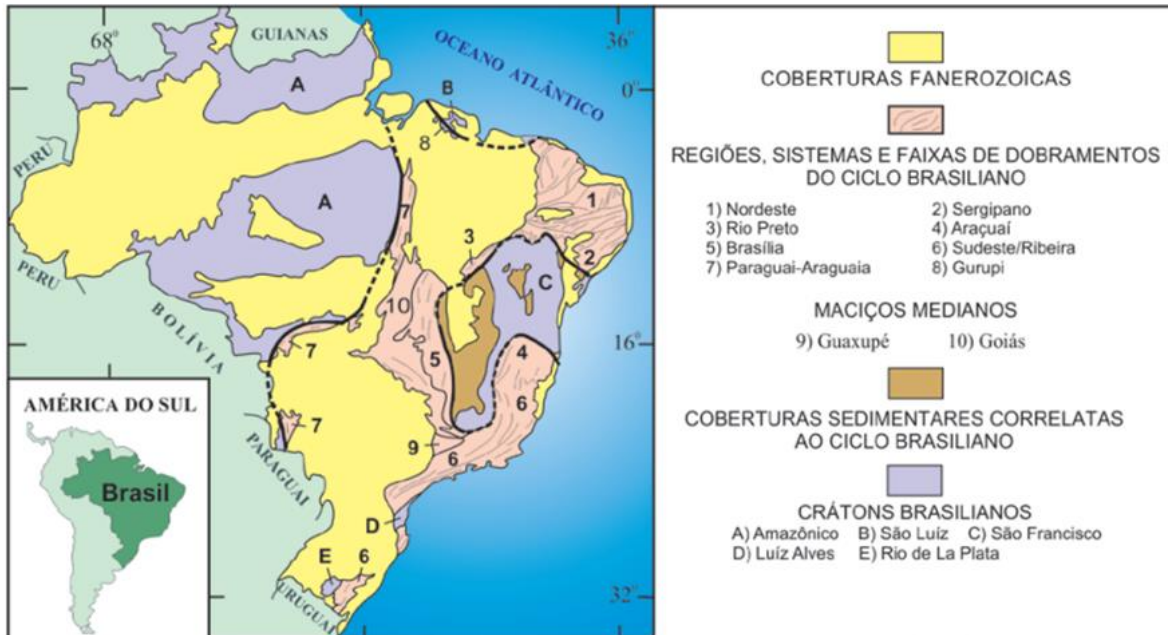
O Magmatismo Catolé do Rocha encontra-se inserido na porção centro-norte da Província Borborema, esta última definida por Almeida et al. (1981) como sendo uma extensa unidade geotectônica localizada no Nordeste Oriental do Brasil (Figura 3), que está limitada a norte e a leste pelas bacias costeiras fanerozoicas, a sul pelo Cráton do São Francisco e a oeste pela Bacia do Parnaíba.

O arcabouço tectônico da Província Borborema foi inicialmente descrito como sendo um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos configurados durante a Orogênese Brasileira (600Ma  $\pm$  50Ma) (Brito Neves, 1975; Almeida et al., 1977). Mais tarde, foi apresentada como resultado da ocorrência e superposição de várias orogêneses ao longo do tempo, sendo sua complexidade tectônica proveniente da aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes separados por grandes zonas de cisalhamento (Jardim de Sá et al., 1992; Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996; Santos et al., 2000). Em contrapartida, Neves (2003) e Neves et al. (2006) propõem a existência de faixas dobradas ensiálicas, cujos sedimentos neoproterozoicos depositados sobre o embasamento arqueano-paleoproterozoico, foram transformados na Orogênese Brasileira.

Desde a sua definição, a partir de dados litoestratigráficos, estruturais e geocronológicos, diversos modelos foram propostos para explicar a compartimentação e a evolução tectônica da PB (e.g., Jardim de Sá et al., 1992; Van Schmus et al., 1995; Santos 1996, 2000; Jardim de Sá et al., 1997; Santos et al., 1999; Dantas et al., 1998; Oliveira e Santos, 1999; Fetter et al., 2000; Oliveira et al., 2000; Delgado et al., 2003; Oliveira, 2008; Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

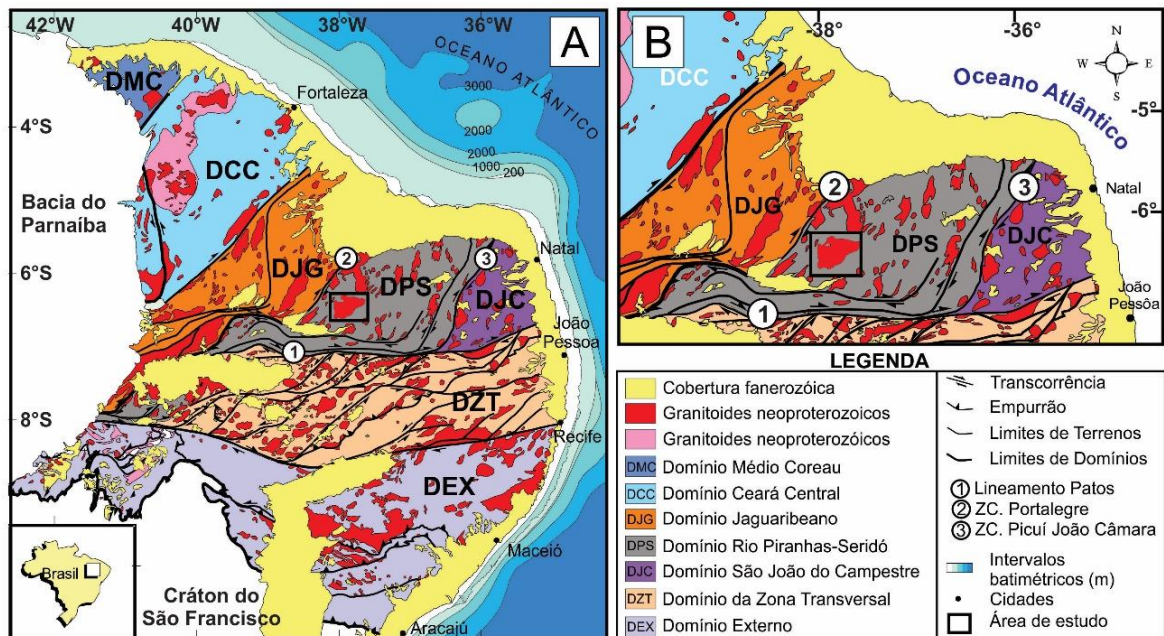
Essa dissertação irá adotar a compartimentação empregada por Medeiros et al. (2017), que reconhece sete domínios tectônicos para a PB, separados por grandes zonas de cisalhamento: Domínio Médio Coreaú (DMM), Domínio Ceará-Central (DCC), Domínio Jaguaribeano (DJG), Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS), Domínio São José do Campestre (DJC), Domínio da Zona Transversal (DZT) e Domínio Externo (DEX) (Figura 4A). Neste contexto, o Magmatismo Catolé do Rocha encontra-se inserido no Domínio Piranhas Seridó (Figura 4B).

**Figura 3:** Segmentação do território brasileiro segundo Schobbenhaus et al. (1984), com a localização da área de estudo em vermelho. A Província Borborema corresponde a região de dobramentos Nordeste (1) e a Faixa Sergipana (2) (Almeida et al., 1981; Medeiros et al., 2008).



Fonte: Medeiros et al. 2008

**Figura 4:** Encarte tectônico regional do Batólito Catolé do Rocha. (A) Província Borborema e; (B) Porção setentrional da Província Borborema, na qual destaca o posicionamento da área de estudo dentro do Domínio Rio Piranhas Seridó.



Fonte: adaptadas de Medeiros et al. 2008.

### 3.2. Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS)

O Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS) está localizado na porção centro-norte da Província Borborema. Limita-se ao norte pelas coberturas fanerozoicas da Bacia Potiguar, ao leste com o Domínio São José do Campestre (DJC) através da zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, ao sul com o Domínio da zona transversal (DZT) através do Lineamento Patos e ao oeste com o Domínio Jaguaribeano (DJG) através da Zona de cisalhamento Portalegre (Angelim et al., 2006). O Batólito Catolé do Rocha (BCR) encontra-se localizado na porção oeste desse domínio (Figura 4B).

O embasamento do DPS inclui metavulcanossedimentares, ortognaisses e migmatitos riacianos do Complexo Caicó, com idades U-Pb em zircão entre 2,1 – 2,25 Ga (Hackspacher et al., 1990; Legrand et al., 1991; Jardim de Sá, 1994; Souza et al., 2007; 2016; Hollanda et al., 2011; Medeiros et al., 2012) e ortognaisses e migmatitos siderianos do Complexo Arábia, com idades U-Pb em zircão de 2,46 Ga (Costa e Dantas, 2014; Costa et al., 2015). Este embasamento é sobreposto por rochas metassupracrustais neoproterozoicas do Grupo Seridó, constituído da base para o topo pelas formações Jucurutu (paragnaisses, mármore, calciossilicáticas e Formação Ferrífera Bandada), Equador (quartzitos e metaconglomerados) e Seridó (micaxistos) (Jardim de Sá e Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 2003; Hollanda et al., 2015).

Cortando essa sequência tem-se o extenso e volumoso plutonismo granítico *latu sensu*, de idade ediacarana a cambriana (Medeiros, 2004; Medeiros e Jardim de Sá, 2009; Nascimento et al., 2008, 2015). Verifica-se ainda a leste do domínio, diversos diques de pegmatito com idades U-Pb em columbita-tantalita entre  $514,9 \pm 1,1$  Ma e  $509,5 \pm 2,9$  Ma (Baumgartner et al., 2006). Os mesmos autores reportam idades U-Pb de monazita de granito peraluminoso de  $528 \pm 12$  Ma.

No interior deste domínio, mas não exclusivo ao mesmo, são observadas rochas vulcânicas cenozoicas (Basalto Rio Ceará-Mirim e Basalto Macau) e coberturas cenozoicas.

No âmbito regional, o BCR encontra-se encaixado em sua maioria nos litotipos do Complexo Caicó seguido pelos *augens* da Suíte Poço da Cruz, os quais são detalhados a seguir.

### 3.2.1. Complexo Caicó

Este complexo é formado por ortognaisses bandados, rochas metaplutônicas intrudidas em sequências vulcanossedimentares mais antigas, além de termos migmatizados (Jardim de Sá, 1984; Hackspacher et al., 1990; Jardim de Sá, 1994; Souza et al., 1993, Souza et al., 2007).

As principais subunidades do Caicó observadas como embasamento do BCR são, em termos de maior contribuição, as rochas metassupracrustais, porções indivisas e metaplutônicas. Na área de estudo, Medeiros et al. (2008) destacam que a sequência metassupracrustal inclui biotita gnaisses com anfibólio e gnaisses bandados, geralmente migmatizados, com intercalações de anfibolitos, rochas calcissilicáticas, metaultramáficas e, mais raramente, quartzitos. Já as unidades metaplutônicas são representadas por ortognaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos com textura granoblástica média a grossa, *augens* gnaisses, além de termos migmatíticos. Apresentam assinatura cálcio-alcalina, representando um magma juvenil extraído de uma fonte mantélica enriquecida (e.g. Souza et al. 2007; 2016).

Idades U-Pb em zircão entre 2,25 e 2,15 Ga são referidas na bibliografia a ortognaisses das regiões de Açu, São Vicente, Florânia, Santa Cruz e Caicó (RN) (Hackspacher et al., 1990; Legrand et al., 1991; Macedo et al., 1991; Dantas, 1992; Van Schmus et al., 1995, Souza et al., 2007). Valores de aproximadamente 2,2 Ga foram obtidos por Hollanda et al. (2007) e Hollanda et al. (2011), através do método U-Pb (SHRIMP), para os augen gnaisses da região de São Rafael (RN), São José do Seridó (RN) e Santana dos Matos (RN).

### 3.2.2. Suíte Poço da Cruz

O termo Suíte Poço da Cruz foi proposto por Ferreira (1998) para designar um grupo de rochas descritos em trabalhos prévios como granitoides G2 ou pertencentes ao Complexo Caicó (Jardim de Sá et al., 1981; Jardim de Sá, 1994). Incluem corpos granitoides de textura porfirítica formando intrusões tabulares ou batólitos.

Os litotipos mais comuns desta suíte são augen gnaisses com porfiroclastos centimétricos de feldspato, composição quartzo monzonítica a monzogranítica, com proporções variadas de biotita e anfibólio. Possuem assinatura cálcio-alcalina de alto K com

membros subalcalinos (Jardim de Sá, 1994). Ocorrem principalmente a sul do BCR ou após o complexo Caicó a oeste.

Dados geocronológicos para esta suíte apontam para o período Orosiano. Legrand et al. (1991) obtiveram idades de  $1934 \pm 12$  Ma através de datação de U-Pb em zircão de augen gnaisses da região de Angicos (RN). Adicionalmente, Jardim de Sá (1994), através de datação U-Pb de zircão de augen gnaisses a nordeste de Cerro Corá (RN), obteve  $1990 \pm 10$  Ma. Datações mais recentes pelo método de U-Pb em zircão (SHRIMP) no augen gnaisses da região de Serra Negra (RN), resultaram em uma idade de  $1742 \pm 9$  Ma (Hollanda et al., 2007).

### **3.3. Plutonismo Ediacarano na Província Borborema**

A configuração atual da Província Borborema, estabelecida durante a orogênese Brasileira, foi acompanhada pela geração de complexo sistema de zonas de cisalhamento e intensa atividade plutônica. Esta última aparece disseminada pela província como corpos de tamanhos diversos, com características geoquímicas, petrográficas e geocronológicas distintas, parâmetros esses que embasaram diversas propostas de classificação nas últimas décadas (e.g. Jardim de Sá et al., 1981; Ferreira et al., 1998; Angelim et al., 2006; ver também revisão em Nascimento et al., 2015 ).

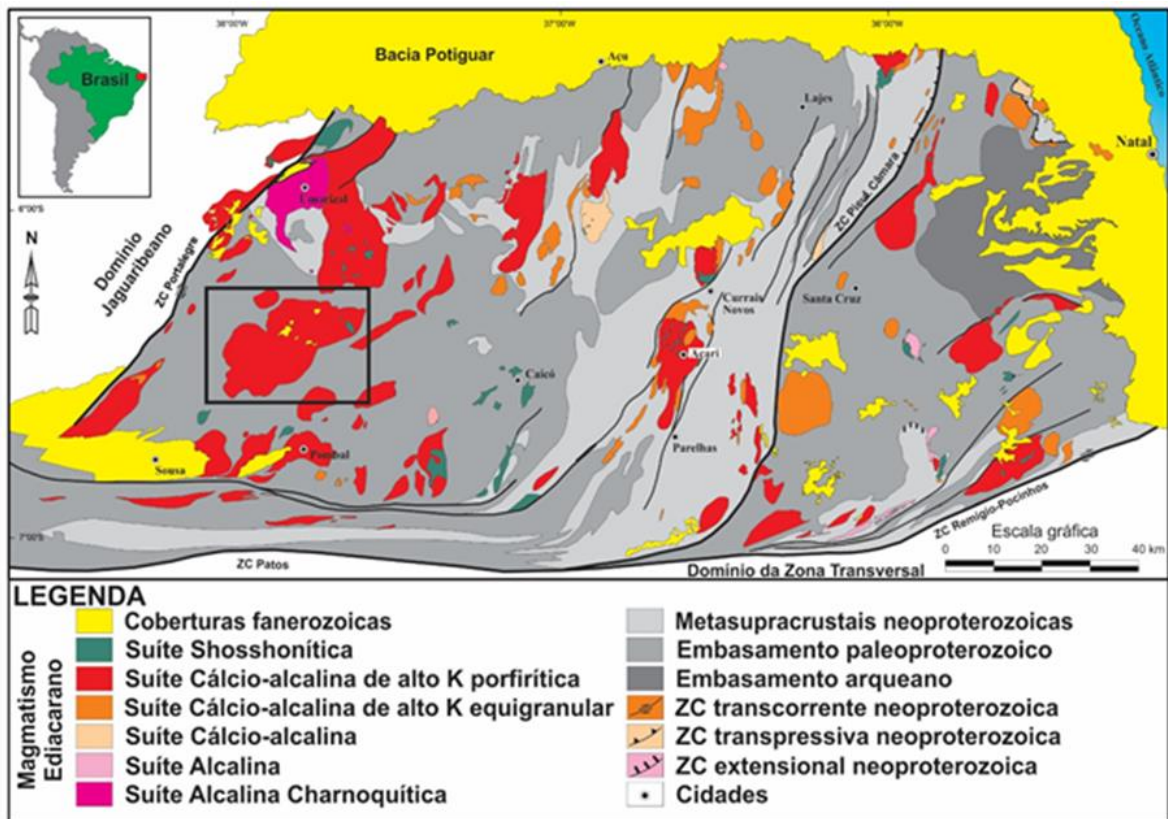
Mais recentemente, através da integração de dados geológicos de corpos plutônicos que afloram no estado do Rio Grande do Norte e em uma porção do norte da Paraíba, Nascimento et al. (2000, 2008, 2015) propuseram a divisão do magmatismo em seis suítes distintas: Suíte Shoshonítica (Shos), Cálcio-alcálica de alto K porfirítica (CalcKP), Cálcio-alcálica de alto K Equigranular (CalcKEq), Cálcio-alcálica (CalcAlc), Alcalina (Alc) e Alcalina Charnoquítica (AlcCh) (Figura 5). Essas suítes foram formadas na transição entre os períodos Ediacarano e o Cambriano (Tabela 1). O Batólito Catolé do Rocha insere-se atualmente na Suíte CalcKP de Nascimento et al. (2000, 2008, 2015), também designada suíte Itaporanga (Almeida et al., 1967; Angelim et al., 2006), porém se assemelha com alguns corpos da Suíte Alc, além de estar associada a rochas da Suíte Shos.

**Tabela 1:** Dados geocronológicos do magmatismo Ediacarano a Cambriano no RN.

Suíte	Idade U-Pb (Ma)		Idade Rb-Sr (Ma)		Idade Sm-Nd (Ma)	
	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo
Shos	599 ± 16 <sup>(1)</sup>	553 ± 10 <sup>(2)</sup>	587 ± 42 <sup>(3)</sup>		-	-
CalcKP	591 ± 4 <sup>(4)</sup>	544 ± 7 <sup>(3,5)</sup>	-	-	-	-
CalcKEq	628 ± 11 <sup>(1)</sup>	520 ± 10 <sup>(6)</sup>	-	-	-	-
CalcAlc	598 ± 5 <sup>(7)</sup>	-	-	-	-	-
Alc	597 ± 4 <sup>(8)</sup>	545 ± 8 <sup>(9)</sup>	529 ± 54 <sup>(10,11)</sup>	547 ± 47 <sup>(12)</sup>	578 ± 14 <sup>(10,13)</sup>	
AlcCh	601 ± 11 <sup>(14)</sup>	593 ± 5 <sup>(15)</sup>	545 ± 7 <sup>(16)</sup>		-	-

(1) Dantas (1997); (2) Souza et al. (2006); (3) Jardim de Sá (1994); (4) Archanjo et al. (2013); (5) Leterrier et al. (1994); (6) Beurlen et al. (2009); (7) Nascimento et al. (2018); (8) Souza et al. (2010); (9) Souza et al. (2016); (10) Nascimento et al. (2001); (11) Nascimento (1998); (12) Campos (1997); (13) Nascimento (2000); (14) Sá et al. (2013); (15) McReath et al. (2002); (16) Galindo et al. (1993).

**Figura 5:** Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, NE da Província Borborema, com ênfase no magmatismo ediacarano a cambriano, exibindo ainda a localização (polígono de borda preta) do Batólito Catolé do Rocha



Fonte: Modificado de Nascimento et al. 2015

### 3.3.1. Suíte shoshonítica (Shos)

Termo inicialmente aplicado no DPS e DSJC por Galindo et al. (1997), Ferreira et al. (1998) e sumarizado posteriormente em Nascimento et al. (2015). Distribuída de forma esparsa nesses domínios, ocorre como pequenos corpos isolados (Quixaba, São João do Sabugi, Casserengue, Riachão e Poço Verde) ou associados às suítes Cálcio-alcálica de alto K (Prado, Serra do Lima, Catolé do Rocha, São José de Espinharas, Acari, Totoró, Cardoso, Barcelona) e cálcio-alcálica (Serra da Garganta); neste último chegando a produzir feições de mistura mecânica (*mingling*) e hibridização (*mixing*).

Incluem principalmente gabros, dioritos, monzodioritos e quartzo monzonitos com textura fina a média, com porções grossas nos tipos gabróicos, equigranular ou inequigranular porfirítica. A mineralogia máfica é composta por hornblenda (ferro-edenita a hastingsita) e biotita (e.g., Campos et al., 2002). Os acessórios mais comuns são titanita, minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita), zircão e apatita. Os teores de SiO<sub>2</sub> variam entre 46,7 e 61,5%, enquanto Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,9 – 14,9%), MgO (0,4 – 11,9%), CaO (3,0 – 9,9%) e TiO<sub>2</sub> (0,5 – 3,1%) são altos. Em diagramas de variação do tipo Harker, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e TiO<sub>2</sub> apresentam correlação negativa com o SiO<sub>2</sub>. Tais rochas correspondem aos tipos menos diferenciados dentre as suítes propostas para o RN (Nascimento et al., 2000, 2008, 2015).

### 3.3.2. Suíte Cálcio-alcálica de alto K porfirítica (CalcKP)

A primeira versão do termo foi cunhada por Sial (1987) e atualmente encontra-se atualizada em Nascimento et al. (2015). Trata-se da suíte mais volumetricamente expressiva no extremo nordeste da Província Borborema. Incluem, dentre outros, os batólitos de Caraúbas, Tourão, Serra do Lima, Catolé do Rocha, Serra Branca, Serra João do Vale, São Rafael, Acari, Barcelona e Monte das Gameleiras.

Petrograficamente é representada por monzogranitos, granodioritos e quartzo monzonitos, em ordem de relevância. Possuem como minerais félsicos principais plagioclásio, microclina e quartzo e como máficos a biotita ± anfibólio (hornblenda hastingsítica a ferro-edenítica; Campos et al., 2016), além dos acessórios titanita, epidoto, zircão, apatita e opacos (magnetita e ilmenita). Texturalmente, é famosa por possuir textura porfirítica característica, referida na literatura regional como “dente de cavalo”, advinda da presença típica de grandes fenocristais de K-feldspato de até 15cm (cf. Galindo, 1988). Essa

suíte apresenta uma variação de SiO<sub>2</sub> entre 62,0 e 76,2%, teor de álcalis (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) entre 7,4 e 10,8%, razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O entre 0,8 e 2,1. Os diagramas de variação do tipo Harker exibem correlação negativa de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t), MgO, CaO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, enquanto SiO<sub>2</sub>, Ba, Sr e Zr têm comportamento compatível. O espectro de elementos terras raras varia de leve a fortemente fracionado, com um amplo intervalo da razão LaN/YbN= 13,1 a 162,8 e com anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* = 0,3 e 0,9). São metaluminosas a levemente peraluminosas, de caráter transicional entre os termos cálcio-alcalino e alcalino (Nascimento et al. 2015).

Campos et al. (2016) indicam que os plútons representativos dessa suíte foram colocados em profundidades que variam de 14-23 km de profundidade, sob pressões entre 3,8-7,5 kbar, temperaturas entre 701-776° C e condições de altas a moderadas *f*O<sub>2</sub>. Os autores apontam ainda para contrastes entre os plútons pertencentes aos domínios tectono-estruturais Rio Piranhas e Seridó e São José do Campestre.

### 3.3.3. Suíte Alcalina (Alc)

A suíte alcalina inclui pequenos corpos que se distribuem na porção sul do DSJC (Olho D'água, Serra do Boqueirão, Serra do Algodão, Caxexa e fácies alcalinas do Japi), além do plúton Serra Negra do Norte e stock Flores no DPS (Campos et al., 2000; Nascimento et al., 2008; Dalan et al., 2019 e referências por eles citadas).

Litologicamente, incluem álcali-feldspato granitos com quartzo, álcali-feldspato sienito e sienogranitos subordinados, de textura equigranular, por vezes com acamamento ígneo preservado. Como mineralogia principal inclui-se plagioclásio (albita), feldspato potássico e quartzo, além dos máficos egrina-augita/augita sódica e hedenbergita que podem se transformar em anfibólio (riebeckita). Os acessórios mais comuns são titanita, apatita, zircão, allanita, magnetita e ilmenita. O conteúdo de SiO<sub>2</sub> varia de 67,8 a 76,9%, com elevado conteúdo de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 8,0-11,7%), empobrecido em CaO (<1,5%) e MgO (0,5%). Os diagramas de variação do tipo Harker mostram correlação negativa para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t), CaO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, enquanto Rb, Zr Nb e Y definem correlações negativas. Um alto fracionamento de ETR pesados é observado (LaN/YbN = 4,1-17,3) quando comparado a outras suítes, além de anomalias positivas de Eu (Eu/Eu\* = 1,2-2,9).

Dalan et al. (2019) calculam pressões de colocação para esses plutões entre 3,0-5,3 kbar (~11-20 km em profundidade) e temperaturas de *liquidus* e *solidus* entre 818-917°C e

660-700 °C, respectivamente, além de condições oxidantes para a maioria dos corpos ( $+1,0 < \Delta QFM < +2,1$ ) ou levemente reduzidas ( $\Delta QFM \sim 0,0$ ). Os autores reforçam ainda as diferenças químicas entre os granitos alcalinos do RPS e JSC, já apontado para a suíte cálcio-alcalina de alto K porfirítica.

## **CAPÍTULO IV - CONTEXTO GEOLÓGICO DO BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA**

---

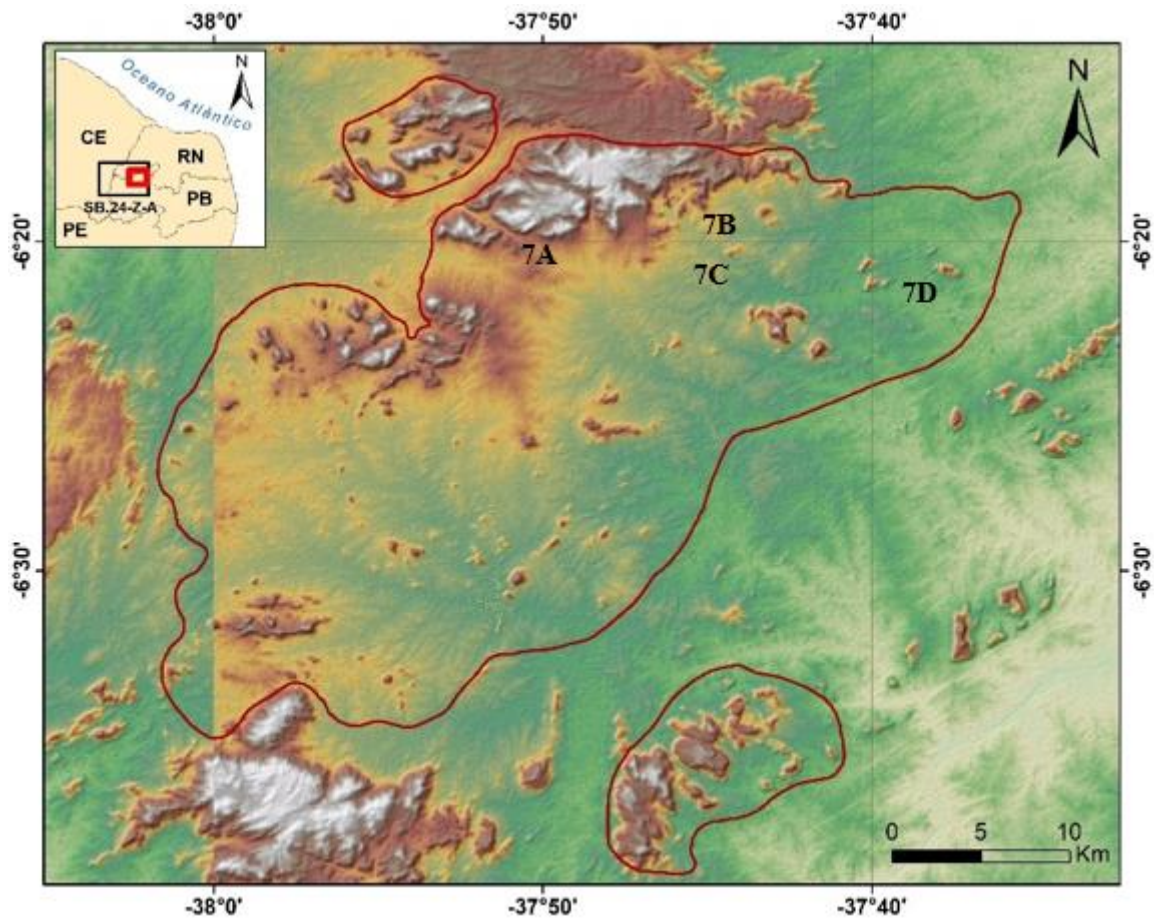
### **4.1. Considerações iniciais**

Os primeiros reconhecimentos geológicos da área onde aflora o magmatismo estudado foram realizados por Vieira et al. (1980a), através da Folha SB.24-Z-A-III – Catolé do Rocha na escala 1:100.000, e, Vieira et al. (1980b), através da Folha SB.24-Z-A-IV – Pombal na escala 1:100.000. Convém destacar ainda, haja vista sua notória dimensão, que o BCR também configurou citações nos trabalhos de Cavalcante (1998), Jardim de Sá (1998), Ferreira e Santos (2000) e Angelim et al. (2004). Neste último, o corpo foi caracterizado como pertencente à Suíte Intrusiva Itaporanga de Almeida et al. (1967).

Mesmo diante da sua expressividade, o corpo só foi denominado Batólito Catolé do Rocha (BCR) e estudado de forma minuciosa por Medeiros et al. (2006), através da elaboração da Folha SB.24-Z-A – Sousa na escala 1:250.000, sendo a nota explicativa lançada apenas em 2008. Os dados desse levantamento renderam as publicações de Medeiros et al. (2007) e Medeiros et al. (2008), que caracterizaram o BCR do ponto de vista petrográfico, geocronológico e litoquímico. Os artigos serviram para incluir o magmatismo nas suítes plutônicas de Nascimento et al. (2008, 2015). O trabalho mais recente que inclui o BCR é o de Campos et al. (2016), que fornecem algumas estimativas de pressão, temperatura e condições redox atuantes durante cristalização do corpo supracitado, bem como de outros corpos plutônicos da Suíte Cálcio-alcalina de Alto K Porfirítica no Rio Grande do Norte. Deve-se a esse trabalho a observação de quimismo mineral diferenciado e condições redox de cristalização discrepantes do BCR quando comparado aos demais plútons da classe que se encontra inserido.

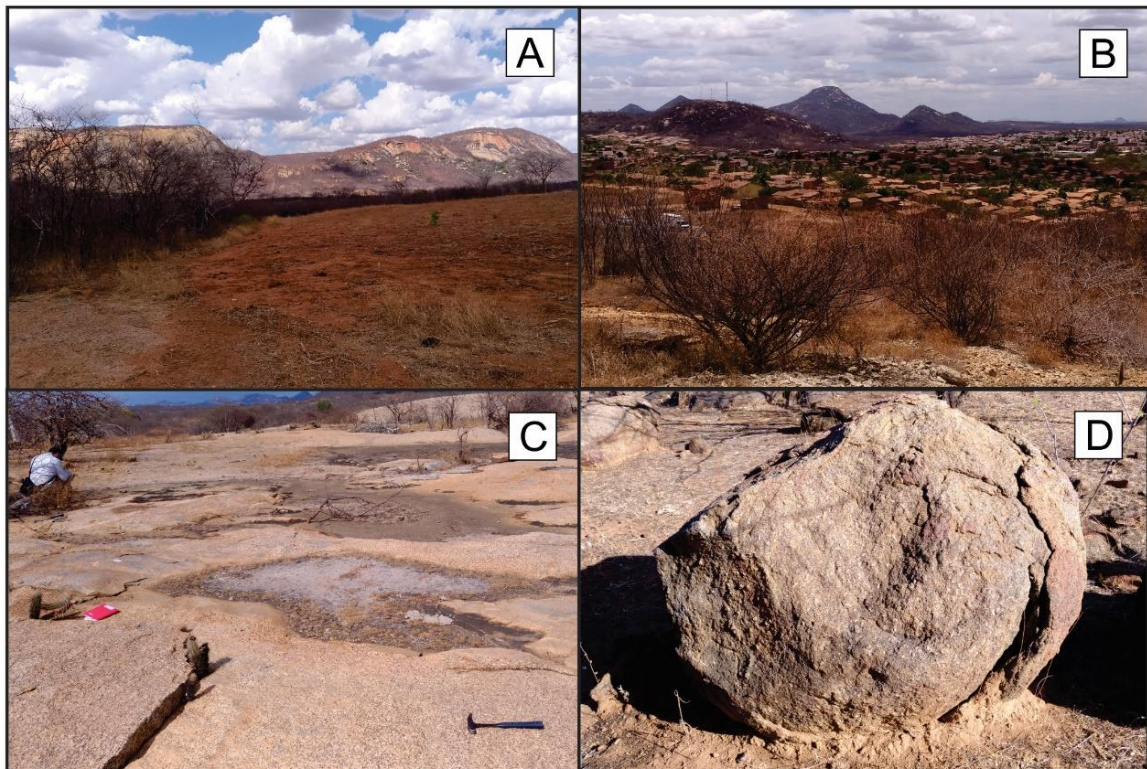
O relevo da área do BCR é representado por porções montanhosas que compõem o Planalto da Borborema (Figura 6 e 7A), principalmente na região fronteira entre a Paraíba e o Rio Grande do Norte, além de regiões de relevo planos a ondulados representado por pequenos serrotes nas porções sul e leste do corpo (Figura 7B). Em relação às principais exposições rochosas na área, citam-se pequenos lajedos (Figura 7C) das encostas de serrotes e serra e blocos e matacões que apresentam relativo grau de alteração intempérica (Figura 7D).

**Figura 6:** Imagem Aster da área do BCR (linha avermelhada) representando o relevo. Os tons branco e vermelhos representam áreas com topografia mais elevada. Os rótulos 7A, 7B, 7C e 7D correspondem aos locais aproximados da figura 7.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020)

**Figura 7:** Aspectos mesoscópicos das fácies graníticas do BCR. (A) vista parcial das serras observadas com maior frequência na porção norte do BCR. Fotografia registrada nas proximidades do ponto RR-15 com vista para o norte; (B) vista parcial dos morrotes na porção central do BCR. Fotografia registrada nas proximidades do ponto RR-13 com vista para o norte; (C) afloramento do tipo lajedo na encosta de pequenos morrotes na porção central do BCR. Fotografia registrada no ponto RR-11; (D) afloramento do tipo blocos e matacão encontrado com frequência nas porções norte-nordeste do BCR. Fotografia registrada no ponto RR-07.



Fonte: Elaborada pelo Autor (2020)

#### 4.2. Caracterização mesoscópica e macroscópica do BCR

O foco da dissertação não foi efetuar um mapeamento geológico do BCR, já que o magmatismo está devidamente cartografado em Cunha et al. (2018) e relatado em Medeiros et al. (2008). Mesmo assim, a partir da proposta de fácies de Medeiros et al. (2005, 2007), durante a visita de campo, foram observados, verificados e registrados os aspectos mineralógicos, petrográficos, estruturais e estratigráficos para cada uma das unidades.

O Batólito de Catolé do Rocha (BCR) é constituído por um plúton principal, que leva o nome do corpo, com extensão em superfície de mais de 900 Km<sup>2</sup> e por três corpos satélites menores (stocks) denominados Brejo do Cruz (PB), Serra do Moleque (PB) e Serra

da Boa Vista (RN). O conjunto secciona os gnaisses e migmatitos paleoproterozoicos do Complexo Caicó, os *augen* gnaisses paleoproterozoicos da Suíte Poço da Cruz e os paragnaisses neoproterozoicos da Formação Jucurutu. Este último foi atualizado por Cunha et al. (2018) e trata-se de uma faixa de direção NE – SW e que outrora foi classificado como sendo pertencente ao Complexo Caicó (Medeiros et al. 2005). O formato do batólito lembra uma elipse com eixo de direção nordeste-sudoeste (Figura 8) (Medeiros et al., 2008).

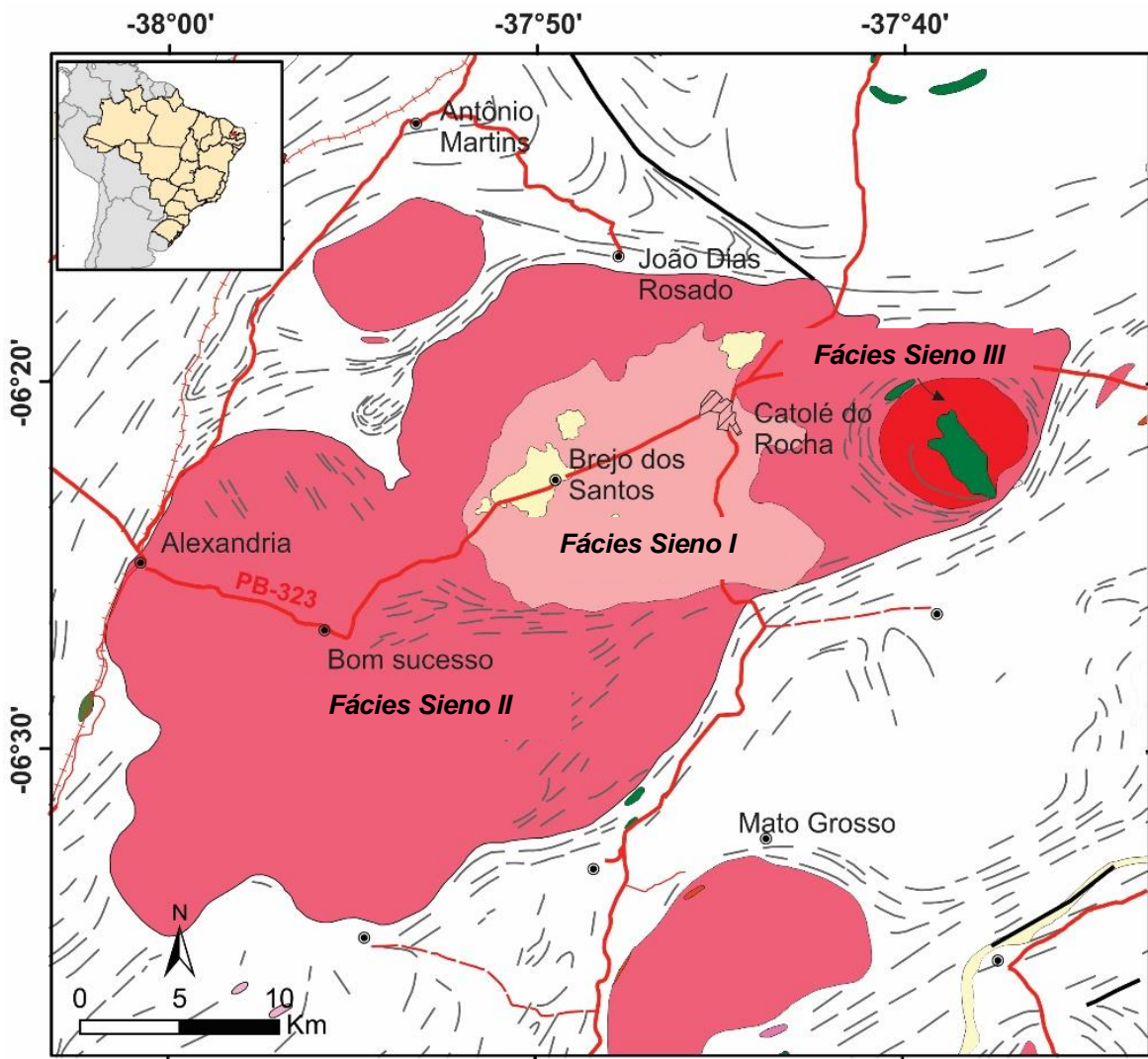
Em relação à parte estrutural, na porção E-S, o embasamento apresenta foliação marcante de direção NE-SW com mergulho forte a muito forte, variando para direção NW-SE na porção norte do corpo. Medeiros et al. (2008) apontam que na porção norte e sudeste são observadas feições da deformação transcorrente brasileira pós cristalização, evidenciadas por megacristais de K-feldspato estirados, além de minerais máficos e enclaves máfico-intermediários alinhados.

Do ponto de vista petrográfico, o plúton principal (objeto de estudo dessa dissertação) compreende, em sua maior parte, sienogranitos de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso que compõem as fácies graníticas, e de forma subordinada dioritos a quartzo dioritos metaluminosos que compõe a suíte máfica-intemediária aflorante na porção nordeste do corpo, além de diques e/ou bolsões de microgranitos peraluminosos tardios.

Medeiros et al. (2006), a partir de observações texturais mesoscópicas, composição/abundância da mineralogia máfica e acessória e caráter geoquímico individualizaram os sienogranitos em três fácies petrográficas/magmáticas distintas, designadas de Brejo dos Santos (porção central), Alexandria (principalmente na parte SW do batólito, mas também contornando a porção central do Brejo dos Santos e o Maniçoba no NW do batólito) e Maniçoba (forma concêntrica aflorante na porção nordeste do corpo). Como explicitado anteriormente, essa dissertação adota, respectivamente, as nomenclaturas Sienogranito I (abreviação Sieno I), Sienogranito II (abreviação Sieno II) e Sienogranito III (abreviação Sieno III; Figura 8).

Do ponto de vista geocronológico, Medeiros et al. (2007) obtiveram idade de  $571 \pm 3$  Ma a partir do método de U-Pb em cristais de zircão da fácies Sienogranito I.

**Figura 8:** Mapa simplificado exibindo a distribuição das fácies graníticas do BCR (tons avermelhados), máfica-intermediária (verde), coberturas sedimentares (creme), embasamento cristalino (branco), além das principais estruturas rúpteis e dúcteis.



Fonte: Medeiros et al. (2008)

#### 4.2.1. Fácies Sienogranito I

Essa fácies aflora na porção central do corpo, possui formato semicircular irregular e abrange cerca de 170 km<sup>2</sup>. Trata-se de uma área, em sua maioria com relevo ondulado, com pequenos corpos em forma de lajedo ou blocos.

Em geral, trata-se de biotita-anfibólio sienogranitos a quartzo sienitos, leucocráticos, de coloração branco-acinzentada a creme e granulação média a grossa (Figura 9A). Texturalmente, são representados por megacristais de até 3,0 cm de feldspato alcalino,

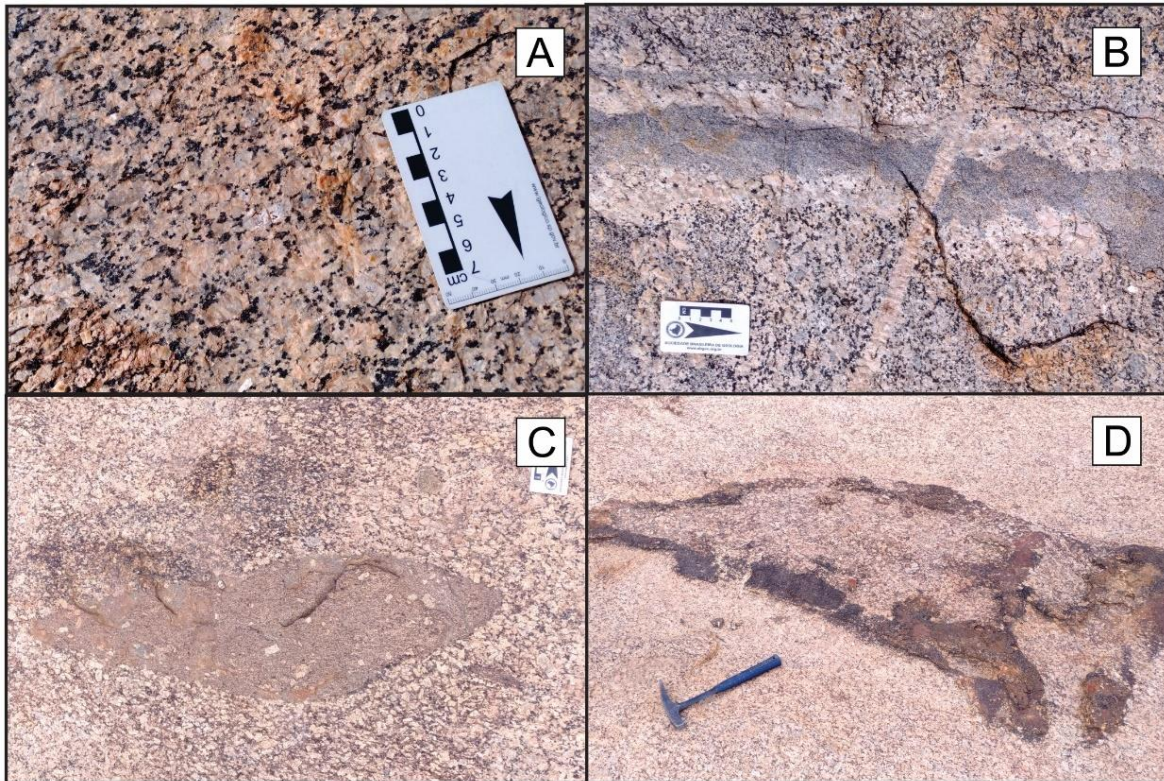
euédricos a subédricos, em matriz hipidiomórfica de granulação média com quartzo, plagioclásio, anfibólio, biotita e titanita intersticiais.

Em alguns afloramentos é possível observar estruturas de fluxo magmático através da orientação dos megacristais de feldspato alcalino, que estão associadas a colocação do corpo ou a zonas de cisalhamento locais. Veios graníticos com textura média a pegmatítica e diques basálticos centimétricos a decimétricos, representam fases tardias (Figura 9B). Em alguns locais, apresenta pequenas estruturas dúcteis.

Nessa fácies é abundante a presença de enclaves máficos microgranulares de composição diorítica, gerando, por vezes, feições de *mingling*. Possuem formatos arredondados planos ou lineares, dimensões centimétricas a decimétricas, contatos lobados e curvos. São compostos principalmente por biotita e anfibólio, além de megacristais de feldspato capturados (Figura 9C). Também é relativamente comum a formação de *schlierens* elipsoidais, os quais podem ser resultantes da interação mecânica e química entre magmas máficos e félsicos. Seus principais formatos são: i) segmentos elípticos de minerais máficos (biotita, anfibólio e opacos) e granulação fina, mantendo o núcleo sienogranítico com pouca ou nenhuma assimilação e; ii) Porções circulares com formato ameboide com núcleos mesocráticos indicando possível assimilação (Figura 9D).

Reitera-se que nessa fácies foi obtida a idade de  $571 \pm 3\text{Ma}$  (U-Pb em zircão; Medeiros et al., 2007), além de algumas estimativas dos parâmetros intensivos de cristalização (P, T e  $fO_2$ ; Campos et al., 2016).

**Figura 9:** Aspectos mesoscópicos da fácies Sienogranito I (A) Aspectos macroscópico de biotita-anfibólio-sienogranítico leucocrático, com textura inequigranular de granulação média a grossa definida por grãos de feldspato alcalino (róseo), quartzo (cinza), com biotita e anfibólio (preto) intersticial com orientação NE-SW; (B) corpo ígneo zonado com textura fina no centro gradando para uma margem mais grossa, hololeucocrática, cortado por uma venulação rósea de direção ESSE-WNW; (C) enclave máfico intermediário decimétrico englobando fenocristais centimétricos de feldspato alcalino; (D) estrutura métrica de schlieren elipsoidal. Fotografias (A, B, C e D) retiradas do plano horizontal.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

#### 4.2.2. Fácies Sienogranito II

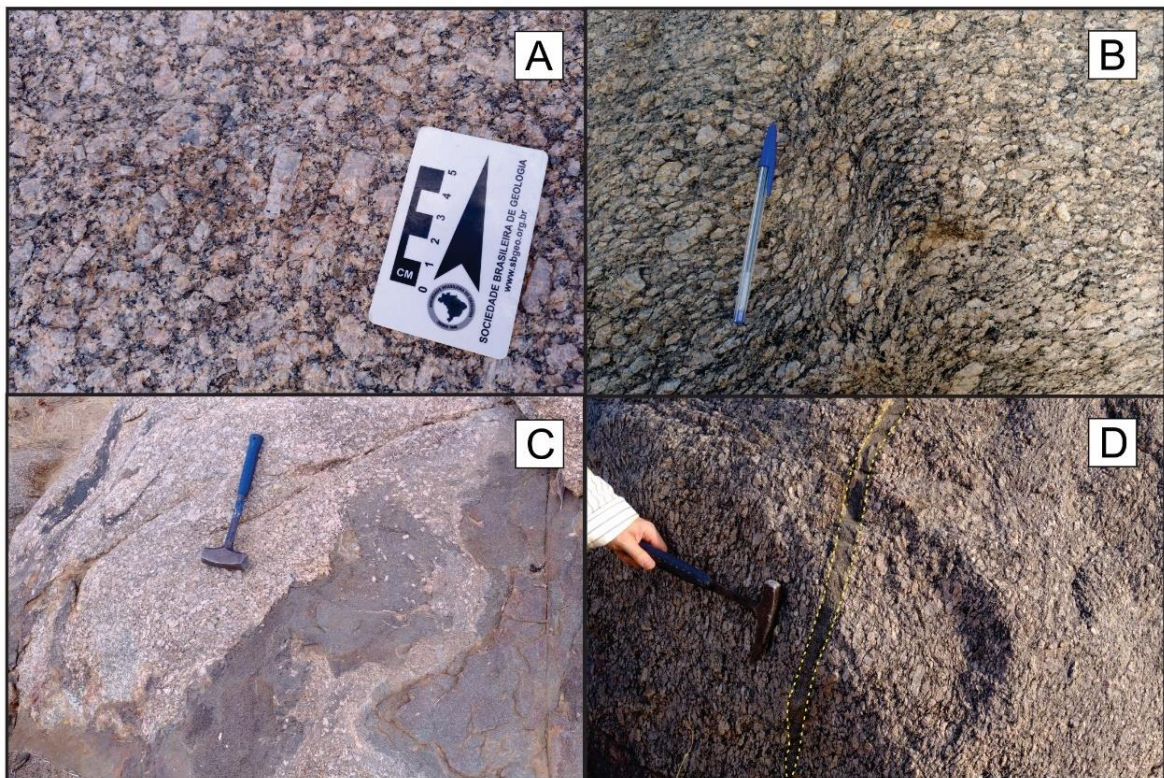
Essa fácies é a unidade dominante no BCR e aflora por cerca de 727 km<sup>2</sup> nas porções mais externas do batólito. Sobre ela desenvolve-se relevo ondulado, representado por morrotes e serras com elevações superiores a 500 m; este último mais expressivo na porção norte do corpo, onde corta o embasamento. Os principais afloramentos são blocos ou matacões e lajedos no sopé das serras.

Litologicamente, são semelhantes a fácies Sienogranito I, porém, com menor conteúdo modal de anfibólio. Texturalmente, são representados por megacristais de mais de 3,0 cm de feldspato alcalino, euédricos a subédricos, em matriz hipidiomórfica média com

quartzo, plagioclásio, anfibólio, biotita, titanita e opacos intersticiais (Figura 10A). Os afloramentos visitados apresentam expressiva alteração intempérica, principalmente sobre as fases mais máficas. Assim como na fácies anterior, observa-se estruturas de fluxo e pequenas estruturas dúcteis (Figura 10B). Veios graníticos centimétrico com textura grossa a pegmatítica e diques aplíticos cortam essa fácies em direções diversas.

Foram registrados enclaves microgranulares máficos de composição diorítica apresentando baixa assimilação quando comparada com a fácies anterior. Por vezes, observa-se captura de megacristais de feldspato alcalino (Figura 10C). Os enclaves são mesocráticos, apresentam granulação fina a média e texturas equigranulares. São compostos por biotita, anfibólio, plagioclásio e opacos intersticiais, estando em algumas porções alongados na mesma direção dos megacristais de feldspato alcalino (Figura 10D).

**Figura 10:** Aspectos mesoscópicos da fácies Sienogranito II. (A) Aspectos macroscópico de biotita sienogranito leucocrático, com textura inequigranular de granulação média a grossa definida por grãos de feldspato alcalino (róseo a branco), quartzo (cinza), com biotita (preto) intersticial; (B) Zona de cisalhamento decimétrica promovendo rotação e orientação sinistral; (C) biotita sienogranito com enclaves máficos dioríticos em estruturas tipo *mingling*; (D) detalhe para orientação de enclave na mesma direção dos megacristais de feldspato alcalino. Fotografias (A e C) retiradas do plano horizontal e fotografias (B e D) na vertical.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

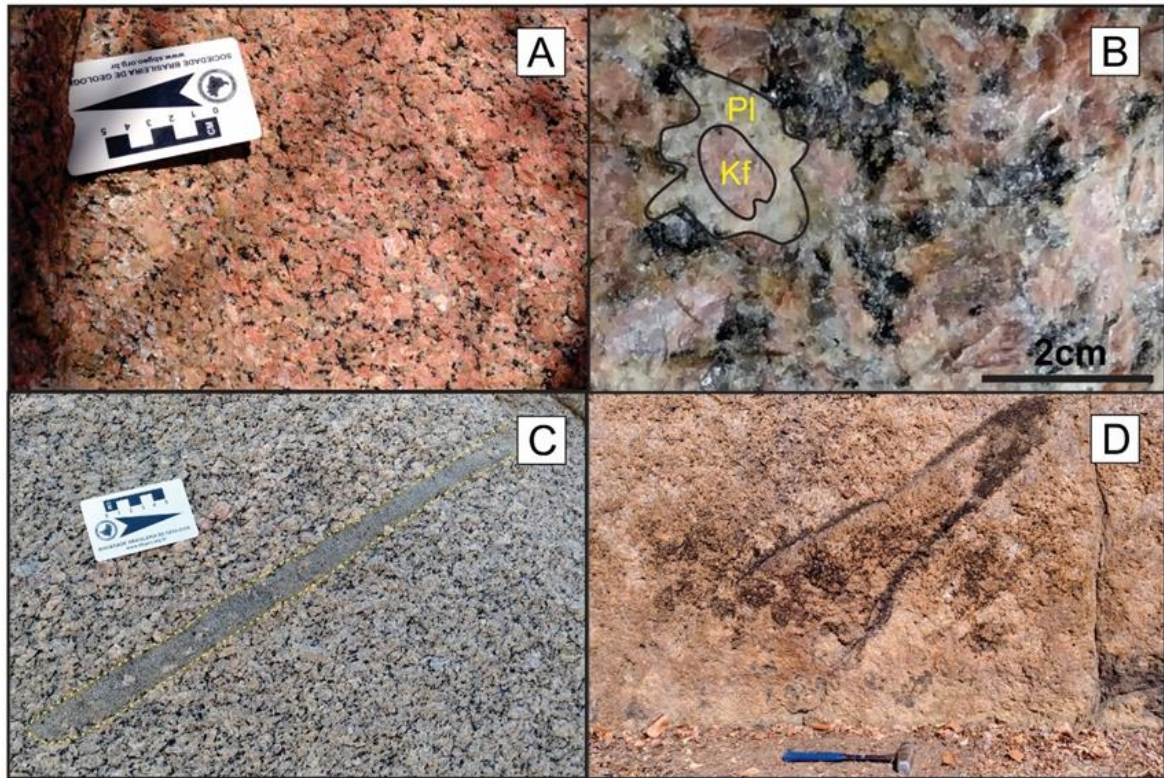
#### 4.2.3. Fácies Sienogranito III

Essa unidade aflora na porção extremo nordeste do BCR, apresenta formato circular e abrange cerca de 36 km<sup>2</sup>. Esse aspecto circular é observado em imagens de satélite através de lineamentos concêntricos. Em nível mesoscópico, ocorre sob o formato de blocos ou matacões, alguns exibindo esfoliação esferoidal.

Litologicamente é representada por biotita sienogranitos hololeucocráticos a leucocráticos, de coloração creme a cinza e granulação grossa (Figura 11A). Texturalmente, são representados por megacristais de até 3,0 cm de feldspato alcalino, euédricos a subédricos, em matriz hipidiomórfica de granulação média com quartzo, plagioclásio, biotita e magnetita intersticiais. Em algumas porções observam-se megacristais de feldspato alcalino bordejados por plagioclásio (Figura 11B).

Assim como nas fácies anteriores, observam-se estruturas de fluxo magmático representadas pela orientação dos megacristais de feldspato alcalino. Também é característica a presença de enclaves microgranulares máficos de composição diorítica (com diferentes níveis de assimilação) por vezes orientados (Figura 11C). A abundância dos enclaves se dá pela proximidade da suíte máfica intermediária que aflora ao centro dessa fácies. Essa coexistência promove uma diversidade de termos assimilados nas proximidades. Inclusive, esses enclaves podem se apresentar sob a forma *schlierens* elipsoidais, embora em menor proporção que nas fácies Sienogranito I (Figura 11D).

**Figura 11:** Aspectos mesoscópicos da fácies Sienogranito III. (A) Aspecto macroscópico de biotita sienogranito holeucocrático, com textura inequigranular de granulação média a grossa definida por grãos de feldspato potássico (róseo), quartzo (cinza), com biotita (preto) intersticial; (B) Detalhe para cristal de feldspato potássico bordejado por plagioclásio no centro da fotografia; (C) *sheet máfico* concordante com a trama magamática; (D) detalhe para *schlieren* elipsoidal em plano vertical, composto por biotita e opacos. Fotografias (B e C) retiradas do plano horizontal e fotografias (A e D) do plano vertical.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

#### 4.2.4. Suíte máfica-intermediária

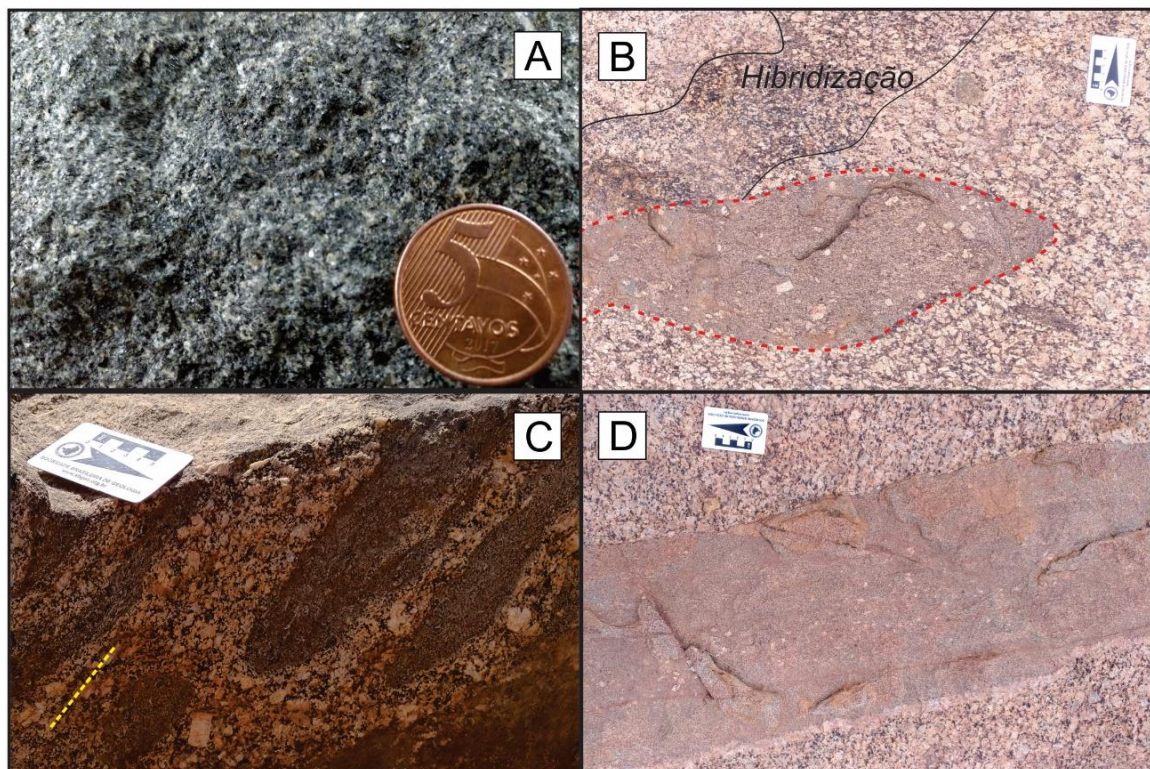
As rochas dessa suíte ocorrem como enclaves de tamanhos e formas diversas ao longo das três fácies e aflora de forma expressiva na porção central da fácies Sienogranito III.

Tratam-se de dioritos a quartzo dioritos (com raros termos gabroicos) mesocráticos a melanocráticos, de coloração cinza escuro a preto e granulação fina a média (Figura 12A). Mineralogicamente são representados por plagioclásio, feldspato alcalino, piroxênio, biotita, anfibólio e opacos (magnetita). Texturalmente são equigranulares e apresentam algumas vezes xenocristais de feldspato alcalino capturados das fácies sienograníticas (Figura 12B). Apresentam-se sob formas variadas ao longo das fácies graníticas, destacando-se os

circulares (Figura 12C) e diques (Figura 12D), por vezes com contatos gradacionais e feições de *mingling*.

Na fácies Sienogranito II foi identificado um bloco rolado de dimensões métricas, melanocrático, de coloração preta, composto essencialmente por biotita, megacristais de plagioclásio, allanita, apatita e magnetita (restituto?).

**Figura 12:** Aspectos mesoscópicos da fácies máfica-intermediária. (A) Aspectos macroscópico de diorito, mesocrático, com textura equigranular; (B) Enclave microgranular máfico apresentando fenocristais de feldspato alcalino capturados além de porções hibridizadas localmente; (C) enxames de enclaves máficos com orientação concordante com a dos fenocristais de feldspato alcalino (D) dique intermediário de direção NNW-SSE truncando a estrutura magmática (orientação de feldspato alcalino) do Sienogranito I. Fotografias (A, B e D) retiradas do plano horizontal e fotografia C do plano vertical.



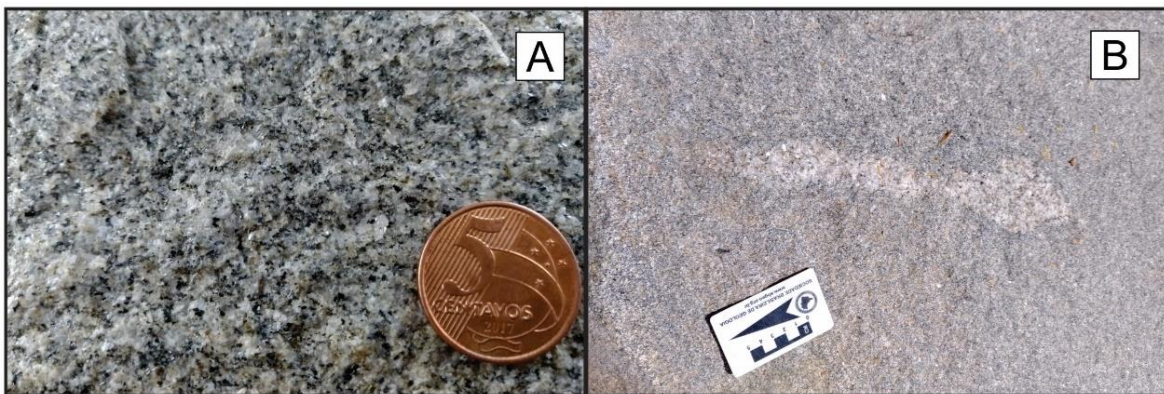
Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

#### 4.2.5. Microgranitos

Afloram subordinados às três fácies principais do BCR sob a forma de diques e/ou bolsões intrusivos nas fácies sienograníticas ou nas rochas do embasamento.

Tratam-se de biotita-sienogranitos a monzogranitos, leucocráticos, de coloração cinza a branco, granulação fina a média (Figura 13A). Apresentam-se equigranulares e possuem composição modal semelhantes àquelas encontradas nas fácies graníticas - compostos por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, titanita e opacos. Por vezes apresentam porções aplíticas (Figura 13B).

**Figura 13:** Aspectos mesoscópicos dos microgranitos que cortam o BCR. (A) Aspectos macroscópico de biotita-monzogranito, leucocrático, com textura equigranular de granulação fina a média composta por feldspatos alcalinos e plagioclásio (branco), cinza (quartzo) e biotita (pontos pretos); (B) Biotita-monzogranito, leucocrático, com bolsão aplítico hololeucocrático. Fotografias (A e B) retiradas do plano horizontal



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

## **CAPÍTULO V- ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS (TEXTURAS E QUIMISMO) DAS FÁCIES SIENOGRÁNICAS**

---

### **5.1. Considerações iniciais**

A seguir, serão enfatizadas as três fácies definidas para as suítes graníticas – Sienogranito I, II e III – através da descrição pormenorizada dos aspectos texturais e composicionais dos minerais félsicos e máficos principais e acessórios mais relevantes.

Esse diagnóstico só foi possível a partir da descrição petrográfica em microscópio de luz transmitida de vinte e duas seções delgadas, sendo seis da fácies Sienogranito I, quatro da Sienogranito II, quatro da Sienogranito III, duas dos microgranitos e seis das máficas intermediárias. Além disso, foi realizada descrição dos minerais opacos em microscópio de luz refletida de oito blocos polidos, sendo dois de cada fácies granítica e máfica intermediária. Para complementar a caracterização, foram realizadas leituras de MEV-EDS para o quimismo de alguns cristais das fácies granítica e da suíte de rochas máfica intermediárias. Com o intuito de comparação foram utilizados ainda os dados de química mineral de biotita (2) e anfibólio (2) obtidas por Campos et al. (2016).

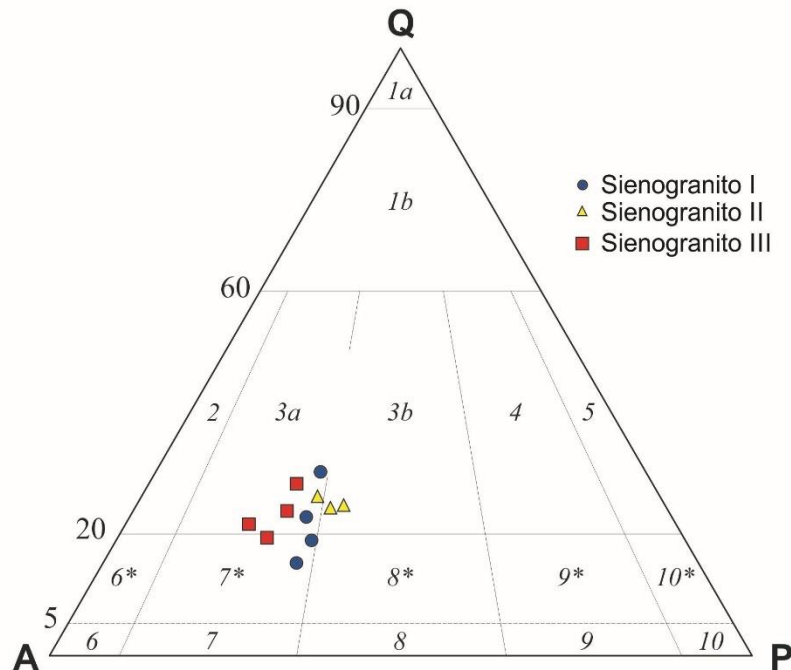
### **5.2. Fácies graníticas**

Em sua maioria, as rochas graníticas do BCR são holocristalinas, faneríticas inequigranulares e/ou porfíricas, hipidiomórficas, de granulação média a grossa, com megacristais de feldspato alcalino de até 3,0 cm. A assembleia mineral das fácies é similar, distinguindo-se nas proporções modais dos seus componentes, principalmente os máficos.

Feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo constituem as fases félsicas dominantes, enquanto o anfibólio é o máfico dominante da fácies Sienogranito I e biotita nas demais. Acessórios e traços incluem opacos, titanita, allanita, apatita, zircão e fluorita (de forma mais evidente na Sienogranito III). Clorita, titanita, mica branca e carbonato são as fases secundárias, oriundas das alterações de biotita e feldspatos.

No geral, classificam-se como sienogranitos a quartzo sienitos, leucocráticos (IC=6-18%), de coloração branca e acinzentada (Sienogranito I e II) a rosada (Sienogranito III), com teores variáveis de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, que normalmente somam mais de 85% da modal (Figura 14).

**Figura 14:** Classificação das rochas do BCR usando o diagrama modal QAP (Streckeisen, 1976). Sendo 3a- sienogranitos, 3b monzogranitos e 7\*quartzo sienitos.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

### 5.2.1. Fases félsicas

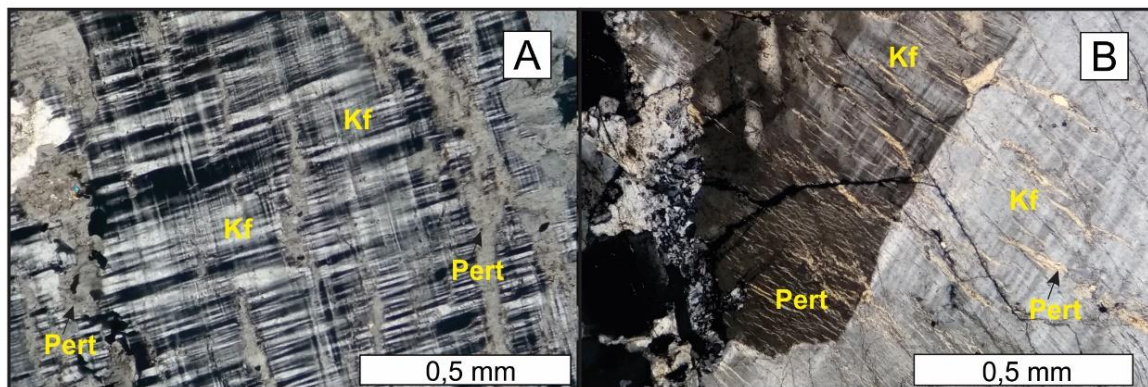
#### 5.2.1.1. Feldspato alcalino

O feldspato potássico é a fase mineral félsica dominante nas três fácies. Corresponde à microclina e é caracterizado pelo padrão de macla tartan (geminção albita vs periclínio), além de poucas maclas do tipo Carlsbad e maclas complexas (Figura 15A). Texturalmente apresenta-se de dois modos: (1) de forma predominante como megacristais subédricos a anédricos, de granulação entre 0,15 e 18mm e contornos retos a curvos; e (2) de forma subordinada como cristais subédricos a anédricos na matriz. Inclusões de biotita, plagioclásio, apatita, titanita, zircão e opacos são comuns.

É notável que os megacristais são frequentemente pertíticos, os quais apresentam lamelas de exsolução bem desenvolvidas sob a forma de fios, filetes e vênulas. Raramente os cristais apresentam-se mesopertíticos, com lamelas de exsolução do tipo *string* (cf. Smith, 1974) (Figura 15B). Em cristais da matriz é menos frequente a presença de albita exsolvida.

As análises semiquantitativas via EDS obtidas para cristais de feldspato potássico foram recalculadas para se obter as proporções catiônicas com base em 8 oxigênios (Deer et al., 2013). As composições são descritas essencialmente pelas moléculas de Or (K) e Ab (Na), haja vista que os conteúdos de Ca (molécula An) estão sempre abaixo dos limites de detecção do equipamento utilizado. A composição dos cristais analisados varia entre  $Ab_{11}Or_{89}$  e  $Ab_5Or_{95}$ , apresentando pequenas diferenças entre o núcleo e borda (Anexo B). No geral, as bordas mostram-se ligeiramente mais enriquecidas na molécula de Or (Sienogranito I – 95%; Sienogranito II – 89% Sienogranito III - 92-95%) quando comparadas aos núcleos (Sienogranito I – 100%; Sienogranito II – 89% Sienogranito III - 94-95%).

**Figura 15:** Aspectos texturais de fases félsicas do BCR. (A) cristal de feldspato alcalino com típica geminação em xadrez e lamelas de exsolução (pertita), registrado na fácies Sieno III. Nicóis cruzados; (B) feldspato alcalino (microclina) apresentando geminação e lamelas de exsolução (pertita) da fácies Sieno II. Fotomicrografia (A e B) a nicóis cruzados sob luz transmitida. Abreviações mineralais: Kf: feldspato potássico; Pert: pertitas.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

#### 5.2.1.2. Plagioclásio

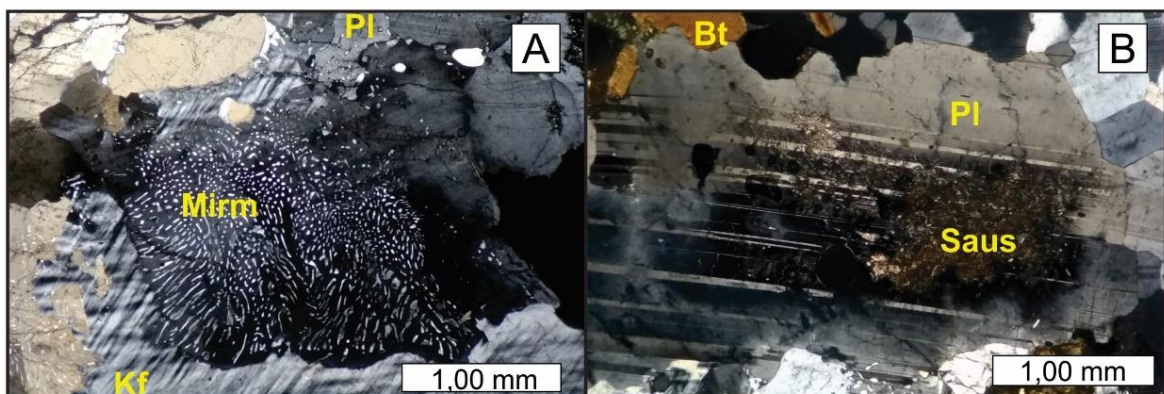
O plagioclásio das fácies estudadas ocorre em três modos texturais distintos. O plagioclásio I ocorre como cristais subédricos a anédricos, com granulação entre 0,15-10,0 mm, apresenta geminação polissintética, por vezes vergada, além de cristais zonados. O plagioclásio II forma cristais subédricos a anédricos, com granulação máxima de até 1,5 mm de diâmetro, de ocorrência mais frequente nos granitos da fácies Sienogranito II. Tratam-se de cristais límpidos, com geminação incipiente e bem desenvolvida, associados a grãos de quartzo e feldspato potássicos, podendo indicar possível recristalização. O plagioclásio III

trata-se daquele associado às microtexturas mirmequíticas do tipo bordas albíticas, bulbosas, de borda, e cordões de mirmequitas bulbosas, encontradas em todas as fácies estudadas (Figura 16A).

Os plagioclásios apresentam frequentemente processos de alteração que geram carbonato e mica branca (Figura 16B). Possuem inclusões de biotita, opacos, titanita e evidenciam algum processo de deformação pós-magmática, haja vista as geminações curvadas.

As composições encontradas (proporções catiônicas com base em 8 oxigênios) indicam que os plagioclásios do BCR correspondem, em sua maioria, a oligoclásio (An ~17%) com valores incipientes de FeO (0,27% peso) na fácies Sienogranito III. Nas rochas da fácies máfica-intermediária, as análises disponíveis apontam para valores de An entre 16 – 27%.

**Figura 16:** Aspectos texturais de fases félsicas do BCR. (A) mirmequita bulbosa gerada entre um cristal de plagioclásio e microclina da Fácies Sienogranito III; (B) Cristal de plagioclásio apresentando macla polissintética e processo de saussuritização da Fácies Sienogranito II. Fotomicrografia (A e B) a nicóis cruzados sob luz transmitida. Abreviações minerais: Pl: plagioclásio; Kf: feldspato potássico; Bt: biotita; Mirm: mirmequita; Saus: saussuritização (saussurita).



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

### 5.2.1.3. Quartzo

O quartzo, em geral, apresenta-se anédrico e com granulação variando de 0,15 a 4,0 mm. Exibe extinção ondulante nas fácies Sienogranito II e Sienogranito III e possui contatos retos a curvos com biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e anfibólio. Como foi citado anteriormente, em todas as fácies analisadas observam-se possíveis cristais recristalizados de quartzo, com extinção normal e contatos poligonizados. Ocorrem preenchendo

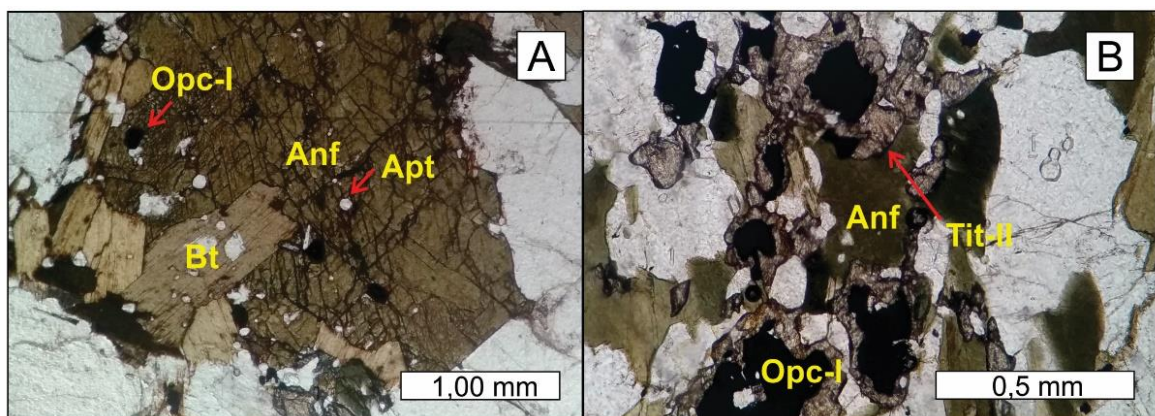
microfraturas ou contornando cristais maiores. Possui inclusões de plagioclásio, biotita, anfibólio, zircão, apatita.

## 5.2.2. Fases máficas

### 5.2.2.1. Anfibólios

Os anfibólios são os máficos dominantes da fácies Sienogranito I e aparecem de maneira discreta na Sienogranito II, bem como nas máficas-intermediárias. Apresentam-se como cristais subédricos a anédricos, isolados, ou em agregados por vezes intersticiais, com granulometria entre 0,06 a 1,10 mm. Possuem pleocroísmo que varia de castanho-esverdeado até verde-musgo. Estão inclusos nesses cristais a titanita, apatita, zircão e opacos (Figura 17A). Observa-se que alguns cristais de biotita estão interdigitados com os anfibólios, indicando possível substituição, além disso, ocorre nas proximidades o processo de esfenitização dos opacos (Figura 17B).

**Figura 17:** Aspectos texturais de fases máficas do BCR. (A) cristal de anfibólio (hornblenda) com inclusões de opacos, apatita e interdigitação com as biotitas da Fácies Sienogranito I; (B) anfibólio esverdeado e processos de esfenitização de opacos da Fácies Sienogranito I. Fotomicrografia (A e B) a nicois paralelos sob luz transmitida. Abreviações minerais: Opc: opacos; Anf: anfibólio; Apt: Apatita; Bt: biotita; Tit: titanita.

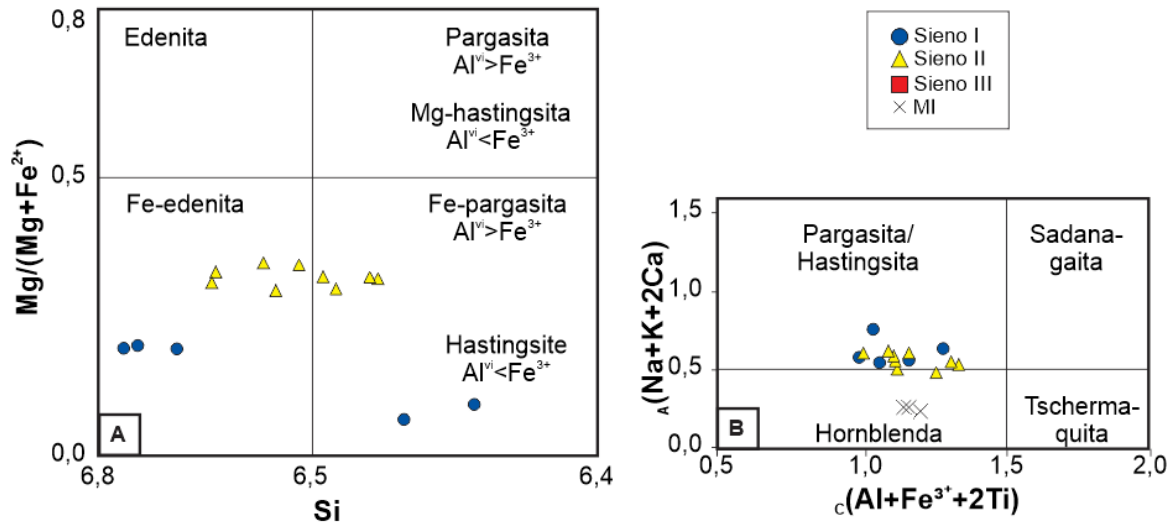


Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

Quimicamente, tratam-se de anfibólios cálcicos classificados segundo Leake et al. (1997) como ferro-pargasita, hastingsita a ferro-edenita (Figura 18A). Tomando-se por base a proposta classificatória mais recente da IMA (International Mineralogical Association),

apresentada por Hawthorne et al. (2012), classificam-se com os nomes raízes hornblenda (máfico-intermediária) e hastingsita a pargasita (Sienogranito I e II) (Figura 18B).

**Figura 18:** diagramas classificatórios para anfibólio do BCR. A) Leake et al. (1997); (B) Hawthorne et al. (2012).

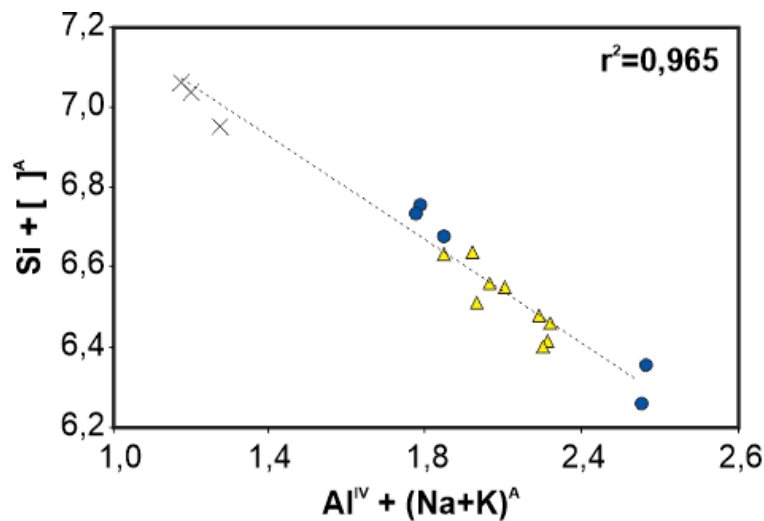


Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

Os anfibólios das duas fácies graníticas e das máficas-intermediárias apresentam relativa diferença. Na fácies Sienogranito I, os cristais apresentam valores de Mg entre 0,26-0,80 cátions por fórmula unitária (cpfu),  $Al_{total}$  entre 1,60-1,95 cpfu e  $fe\#$  ( $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ ) entre 0,81-0,92. Na fácies Sienogranito II, observa-se enriquecimento em Mg (1,15-1,34 cpfu), assim como  $Al_{total}$  (7,55-7,90 cpfu) e decréscimo do índice  $fe\#$  (0,71-0,75). Por fim, as rochas máficas-intermediárias apresentam valores mais elevados de Mg (1,88-2,02 cpfu),  $Al_{total}$  (1,71-1,78 cpfu) e baixos valores de  $fe\#$  (0,51-0,53).

As variações composicionais observadas são satisfatoriamente modeladas pela substituição edenítica:  $Si^{4+} + [ ]_A \leftrightarrow [Al^{3+}]_T + [Na^+ + K^+]_A$  ( $r^2 \sim 0,965$ ), indicando incorporação do alumínio com o incremento da temperatura (Anderson e Smith, 1995) (Figura 19).

**Figura 19:** Diagrama de substituição catiônica para anfibólios de fácies graníticas e máfica intermediária do BCR - Substituição edenítica  $\text{Si}^{4+} + [\ ]_A \leftrightarrow [\text{Al}^{3+}]_T + [\text{Na}^+ + \text{K}^+]_A$



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

#### 5.2.2.2. Biotita

A biotita ocorre em todas as fácies graníticas, bem como nas rochas máfico-intermediárias. Corresponde ao máfico dominante nas fácies Sienogranito II e III. Forma palhetas euédricas a subédricas, alongadas, com granulometria de até 2,0 mm. O pleocroísmo varia de verde amarelado a vermelho acastanhado. Exibe contatos retos a serrilhados com as fases félsicas, anfibólio e titanita. São comuns as inclusões de minerais opacos, titanita, apatita e zircão (Figura 20A)

Muitas palhetas apresentam evidências de alteração hidrotermal, com a formação de titanita secundária, clorita, minerais opacos e fluorita. Além disso, é possível observar envergamento das palhetas em algumas lâminas (Figura 20B).

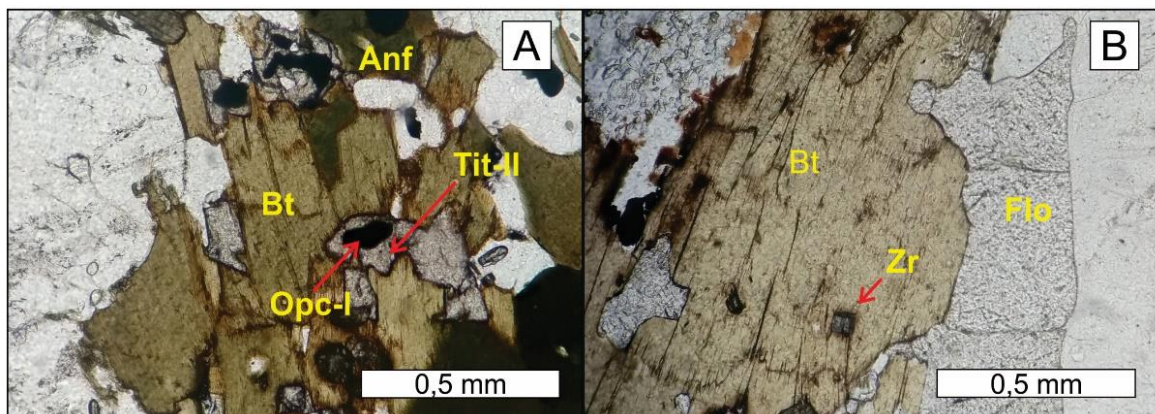
Análises químicas semiquantitativas foram feitas em cristais das fácies Sienogranito I, III e máfico-intermediária, com as proporções catiônicas calculadas com base em 22 oxigênios. A biotita da fácies Sienogranito I é a mais enriquecida em ferro, seguida pela Sienogranito III e pelas máficas intermediárias. No geral, a biotita das fácies graníticas classifica-se como annita (Figura 21A), com valores da razão  $\text{fe}\#$  ( $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ , proporções catiônicas) entre 0,80-0,92 para as fácies Sieno I e 0,65-0,67 para as fácies Sienogranito III. Nas rochas máficas-intermediárias, a biotita é mais magnesiânica, transicionais entre annita e flogopita, com  $\text{fe}\#$  entre 0,48 e 0,52.

No diagrama ternário  $10^*TiO_2-FeO+MnO-MgO$  (% em peso) com limites de campos propostos por Nachit et al. (2005), os cristais de biotita analisados correspondem principalmente a biotita primária (Figura 21B). Contudo, alguns cristais das fácies Sienogranito I e III apresentam-se ligeiramente no campo da biotita reequilibrada. Este fato pode corroborar com a presença de fluidos hidrotermais pós-magmáticos, principalmente na fácies Sienogranito III.

As variações composicionais observadas nos cristais de biotita analisados podem ser explicadas pelas pela substituição simples  $(Fe^{2+}, Mn) \leftrightarrow Mg^{2+}$  (Figura 22A), além da substituição acoplada  $(Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+})^{VI} + 2(Al^{3+})^{IV} \leftrightarrow 2Si^{4+} + [ ]^{VI}$  (Figura 22B). Stussi e Cuney (1996) mostram que essa última substituição constitui a principal em biotita de granitos cálcio-alcalinos e alcalinos.

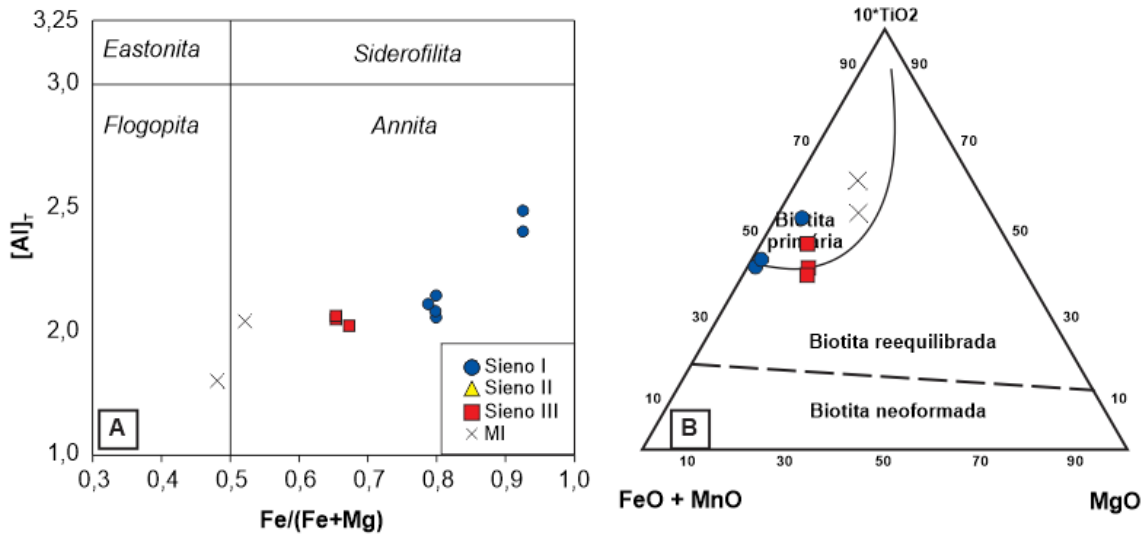
No diagrama catiônico proposto por Nachit et al. (1985), verifica-se que as composições da biotita apontam para afinidades subalcalinas a ligeiramente alcalinas das rochas do BCR (Figura 23).

**Figura 20:** Aspectos microscópicos da biotita do BCR. (A) palhetas de biotita com inclusões de opacos, titanita. Cristais da fácies Sieno I; (B) palheta de biotita com inclusão de zircão e leve envergamento de clivagem, além de presença e fluorita. Fotomicrografias com nicóis paralelos sob luz transmitida. Abreviação mineral: Anf: anfibólio; Bt: biotita; Tit: titanita; Zr: zircão; Flo: fluorita; Opc: opacos.



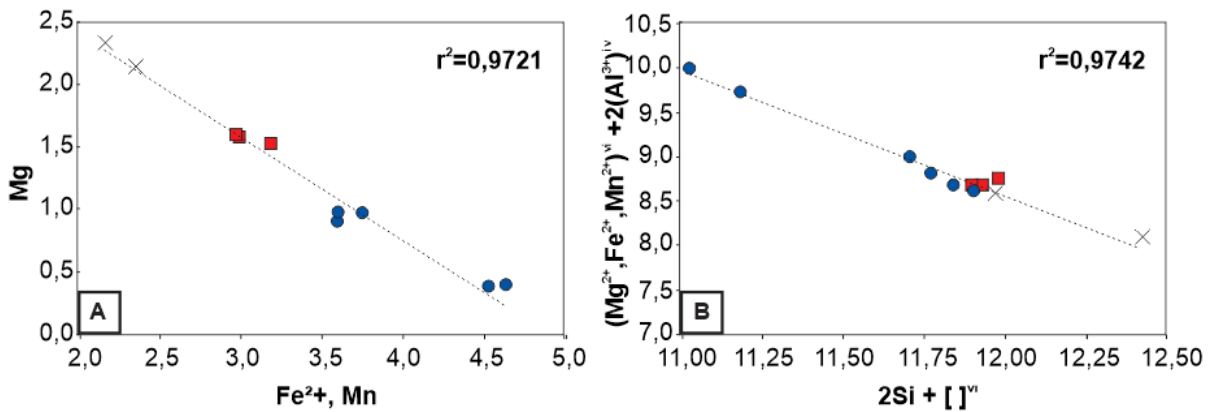
Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

**Figura 21:** Diagramas de classificação para a biotita do BCR. A) Deer et al. (1992); (B) Nachit et al. (2005).



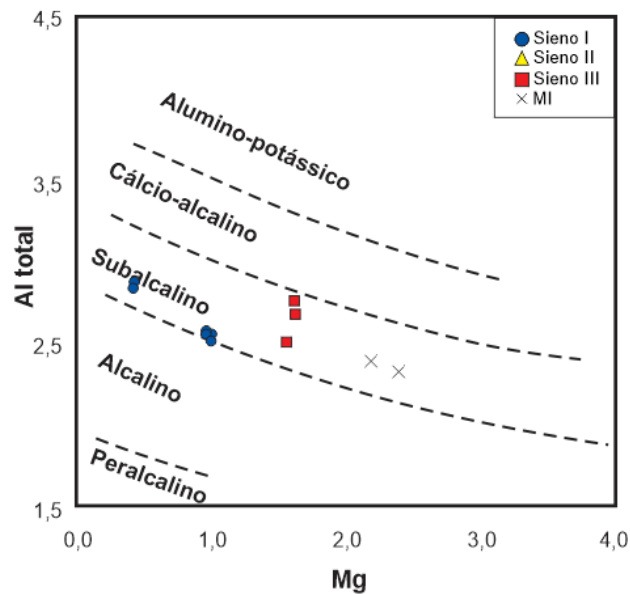
Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

**Figura 22:** Diagramas de substituição catiônica para biotita de fácies graníticas e máfica intermediária do BCR. A) Substituição simples ( $Fe^{2+}, Mn$ )  $\leftrightarrow$   $Mg^{2+}$  (cpfu). B) Substituição acoplada do  $(Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+})^{VI} + 2(Al^{3+})^{IV} \leftrightarrow 2Si + [ ]^{VI}$  (cpfu).



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

**Figura 23:** Variações composicionais da biotita do BCR no diagrama binário  $Al_{total}$  vs. Mg com limites de campos de Nachit et al. (2005).



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

### 5.2.3. Fases acessórias

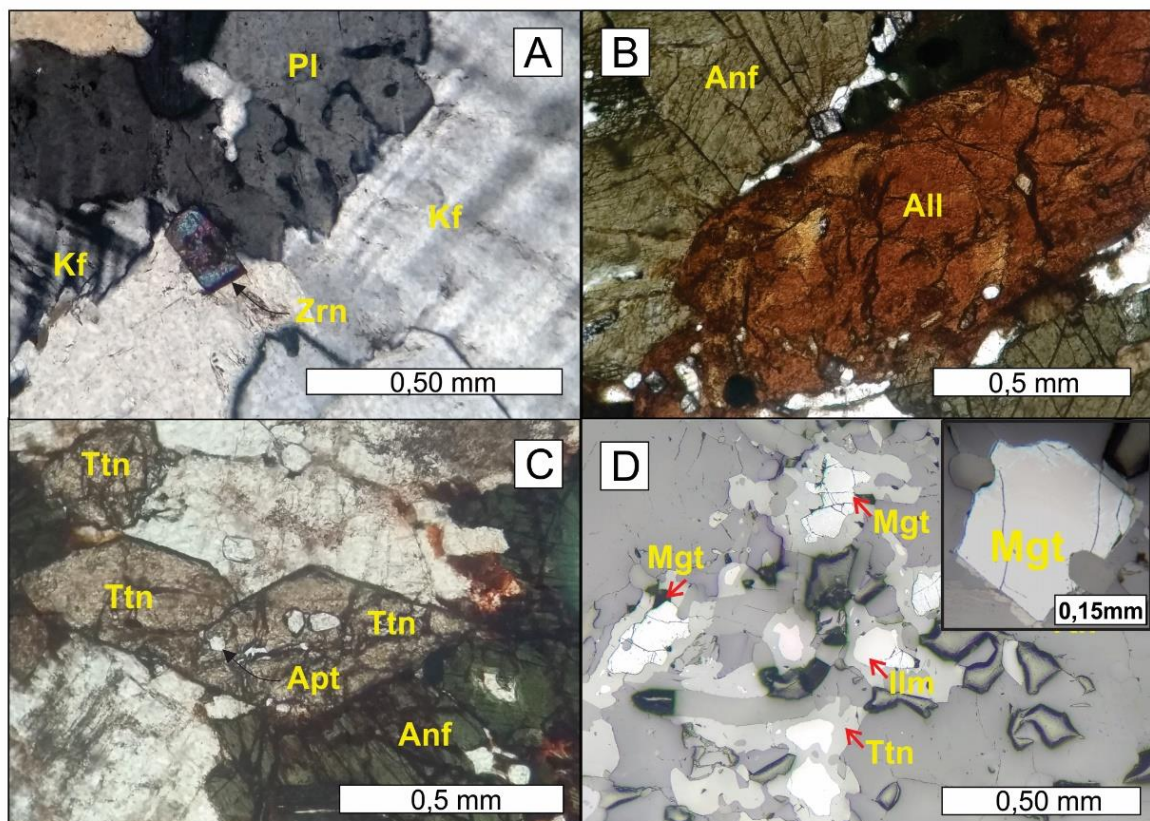
Dentre os acessórios, destacam-se zircão, apatita, opacos, titanita e allanita. O zircão forma cristais euédricos a subédricos com granulometria inferior a 0,10mm, inclusos em biotita, anfibólio e plagioclásio (Figura 24A). A allanita ocorre como grãos subédricos e apresentam relativa abundância na fácies Sienogranito II e III (Figura 24B). A titanita primária forma cristais acastanhados, euédricos a subédricos, de hábito losangular e granulometria <0,60 mm e apresenta inclusões de apatita, opacos e zircão (Figura 24C). A titanita secundária aparece como cristais anédricos que bordejam alguns dos cristais de opacos (óxidos de Fe-Ti). Os opacos I são cristais euédricos a subédricos de hábitos equidimensionais e granulometria inferior a 0,30 mm. Os opacos II são anédricos e estão associados à alteração da biotita e anfibólio.

Observações microscópicas sob luz refletida, bem como investigação textural e química em MEV-EDS revelam que os opacos correspondem a ilmenita e titanomagnetita. A titanomagnetita ocorre como grãos subédricos a anédricos e apresentam em alguns pontos o processo de martitização, bem como esfenitização (Figura 24D). Por sua vez, a ilmenita se apresenta em grãos anédricos, muitos dos quais já bordejados por titanita em processo de esfenitização.

De acordo com as relações texturais das fases minerais descritas, é possível inferir a seguinte sequência de cristalização: 1- cristalização precoce de zircão e apatita; 2- cristalização de allanita, titanita I e minerais opacos I; 3- cristalização de anfibólio, biotita, plagioclásio e opacos II; 4- cristalização de feldspato potássico e quartzo; 5- alteração hidrotermal com a precipitação das fases secundárias.

Os microgranitos possuem composição similar às fácies graníticas, com a ressalva do baixo conteúdo ou ausência de anfibólios. Além disso, possuem granulometria inferior a 1,1 mm.

**Figura 24:** Aspectos microscópicos dos minerais acessórios do BCR. (A) zircão euédrico em amostra da fácies Sienogranito I; (B) cristal subédrico de allanita na Fácies Sienogranito I; (C) cristais euédricos de titanita primária com inclusões de apatita em amostra da Fácies Sienogranito II. (D) cristais de titanomagnetita e ilmenita bordejados por titanita (esfenitização). No detalhe superior direito: cristal euédrico de magnetita com processo de martitização nas bordas. Fotomicrografia (A) a nicois cruzados; (B), (C) e (D) a nicois paralelos sob luz transmitida (B e C) e refletida (D). Abreviações minerais: Pl: plagioclásio; Kf: feldspato potássico; Zrn: zircão; Anf: anfibólio; All: allanita; Ttn: titanita; Mgt: magnetita; Ilm: ilmenita.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

## **CAPÍTULO VI – ARTIGO CIENTÍFICO: “O BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA (RN-PB): UM MAGMATISMO GRANÍTICO DE TIPO-A REDUZIDO NO DOMÍNIO RIO PIRANHAS-SERIDÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL”**

---

*The Catolé do Rocha Batholith (RN-PB): A reduced A-type granitic magmatism in the Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, NE of Brazil*

Granitos de tipo-A reduzido na Província Borborema

**Robson Rafael de Oliveira**<sup>1\*</sup>

(robson.oliveira@ifrn.edu.br)

**Frederico Castro Jobim Vilalva**<sup>1,2</sup>

(frederico@geologia.ufrn.br)

**Adriana Alves**<sup>3</sup>

(adriana.alves@usp.br)

**Vladimir Cruz de Medeiros**<sup>4</sup>

(vladimir.medeiros@cprm.gov.br)

**Clarissa de Aguiar Dalan**<sup>1</sup>

(clarissa.dalan@gmail.com)

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Avenida Senador Salgado Filho, 3000, Caixa Postal 1596, Bairro Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN.

\* Endereço atual: Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte, IFRN - Campus Avançado Parelhas. Rua Dr. Mauro Duarte José Clovis 59360000 - Parelhas, RN – Brasil. Telefone: (84) 40054115

<sup>2</sup>Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN.

<sup>3</sup>Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562. Cidade universitária, CEP 05508080, São Paulo, SP.

<sup>4</sup>Serviço Geológico do Brasil – CPRM, SUREGE-RE. Av. Sul, 2291, CEP 50770011, Recife, PE.

## RESUMO

O Batólito Catolé do Rocha (BCR) aflora na porção oeste do Domínio Rio Piranhas-Seridó da Província Borborema (NE do Brasil) e é um importante representante do plutonismo ediacarano-cambriano sin- a pós-colisional que acometeu esta região. Incluem sienogranitos e quartzo sienitos metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, rochas básico-intermediárias e, subordinadamente, diques e/ou bolsões de microgranitos, sendo o conjunto intrusivo no embasamento paleoproterozoico. Este batólito é tido como representante da suíte cálcio-alcalina de alto K porfirítica desse magmatismo, que inclui principalmente granitos de afinidade próxima aos tipo-I caledonianos. Contudo, são diversas as evidências litoquímicas que aproximam o BCR dos granitos de tipo-A. Este trabalho revisita a petrografia, mineralogia e química (rocha-total e química mineral) do BCR com vistas a refinar sua classificação química e tipológica, bem como suas condições de cristalização. Os granitos do BCR são álcali-cálcicos a alcalinos, possuem caráter ferroano, concentrações significativas de elementos litófilos de raio grande (LILE) e de alto potencial iônico (HFSE) e enriquecimento de terras-raras leves sobre pesados. Suas assinaturas químicas permitem classificá-los como granitos de tipo A<sub>2</sub> pós-colisionais. Estimativas geotermobarométricas apontam cristalização sob pressões de 4,6–6,3kbar (~16-24km de profundidade) e temperaturas de 950–750°C, em condições de baixa fugacidade de oxigênio ( $-4 < \Delta_{QFM} < -1$ ), correspondendo assim a granitos de tipo A<sub>2</sub> reduzidos. Evidências químicas e distintas condições redox estimadas para os granitos e rochas básico-intermediárias do BCR sugerem que se tratam de magmas distintos, com misturas do tipo mixing e mingling locais. Um modelo petrogenético inferido envolveria a fusão parcial de fonte enriquecida (metassomatizada) e diferenciação magmática controlada principalmente por processos de cristalização fracionada.

**Palavras-Chave:** Batólito Catolé do Rocha; Granitos tipo-A; Litoquímica; Condições de cristalização; Província Borborema.

## ABSTRACT

The Catolé do Rocha Batholith (CRB) crops out in the western portion of the Rio Piranhas Seridó Domain of the Borborema Province (NE Brazil) and is an important example of the ediacaran-cambrian, syn- to post-collisional magmatism that affected this region. It includes metaluminous to slightly peraluminous syenogranites and quartz syenites, basic-

intermediate rocks and minor microgranites dykes; the whole set intrusive in the Paleoproterozoic basement. This batholith has been interpreted as a member of the porphyritic high-K calc-alkaline suite of that magmatism, that mostly encompasses granites with chemical affinities akin to the Caledonian I-type granites. However, there are many lithochemical evidences that put the CRB closely related to the A-type granites. This work revisits the CRB petrography, mineralogy and chemistry (whole rock and mineral chemistry) in order to better define its chemical and typological classification, as well as the crystallization conditions. The CRB granites are alkali-calcic to alkaline, have ferroan character, significant concentrations of LILE and HFSE and relative enrichment of LREE over HREE. Their chemical signatures allow to classify them as post-collisional A<sub>2</sub>-type granites. Geothermobarometric estimates point to crystallization at pressures of 4.6–6.3 kbar (~16–24 km deep) and temperatures around 950–750 °C, under low oxygen fugacity conditions ( $-4 < \Delta_{\text{QFM}} < -1$ ), corresponding to reduced A<sub>2</sub>-type granites. Geochemical evidences and distinct redox crystallization conditions for the CRB granites and basic-intermediate rocks suggest they represent distinct magma batches, with local mixing and mingling features. The origin of the CRB seems to be related to enriched (metasomatized) sources, with evolution controlled mainly by fractional crystallization processes.

**Keywords:** Catolé do Rocha Batholith, A-type granites, Lithochemistry, Crystallization Conditions; Borborema Province

## INTRODUÇÃO

A Província Borborema, unidade geotectônica do nordeste do Brasil, apresenta como uma de suas características mais marcantes a ocorrência de um volumoso e extenso magmatismo granítico sin- a tardi-orogênico formado ao final do Ciclo Brasileiro (~580 Ma). No estado do Rio Grande do Norte e na porção norte da Paraíba, esse magmatismo é representado por pouco mais de oitenta plútons com características mineralógicas, petrográficas, litoquímicas, geocronológicas e isotópicas distintas, que permitem a individualização de seis suítes magmáticas, de acordo com a proposta de Nascimento et al. (2000, 2015); a saber: Shoshonítica, Cálcio-alcálica de alto K Porfirítica, Cálcio-alcálica de alto K Equigranular, Cálcio-alcálica, Alcalina e Alcalina Charnoquítica.

A suíte cálcio-alcálica de alto K porfirítica é a mais expressiva em termos de volume e área exposta, tendo o Batólito Catolé do Rocha como um dos seus maiores e principais

corpos. Este batólito situa-se próximo à cidade homônima na PB, no contexto geológico da porção oeste do Domínio Piranhas-Seridó da Província Borborema. É composto por um corpo sienogranítico principal com área aflorante de mais de 900 km<sup>2</sup> e por três stocks satélites. Rochas máfico-intermediárias, diques e/ou bolsões de microgranitos completam seu quadro litológico. Todo o conjunto é intrusivo no embasamento paleoproterozoico (Medeiros et al., 2007, 2008).

Como parte da suíte cálcio-alcalina de alto-K porfírica, o Batólito Catolé do Rocha aparece incluído em trabalhos de caracterização petrográfica e química geral dessa suíte, tais como Nascimento et al. (2015), Campos (2016) e Campos et al. (2016). Esses últimos autores chamam a atenção para o fato que, embora a suíte em questão apresente em geral assinaturas químicas que melhor se coadunam aos granitos de tipo-I pós-colisionais (tipo-I caledoniano *sensu* Pitcher, 1983; cf. Frost et al., 2001; Castro, 2019), formados em ambientes de cristalização oxidados, o Batólito Catolé do Rocha destoa do conjunto de dados por apresentar afinidade mais tipicamente alcalina, mais próximas àquelas encontradas em granitos de tipo-A (Whalen et al., 1987; Bonin, 2007), além de se cristalizar sob condições mais redutoras.

Neste âmbito, esse trabalho apresenta novos dados petrográficos, litoquímicos e de química mineral que se juntam àqueles já existentes para o Batólito Catolé do Rocha, visando sua reavaliação à luz da classificação tipológica de granitos e das suítes magmáticas de Nascimento et al. (2015). Este trabalho mostrará que o Batólito Catolé do Rocha deve ser classificado como um granito de tipo-A<sub>2</sub> “reduzido” da Suíte Alcalina de Nascimento et al. (2015; ver também atualização em Dalan et al., 2019). Adicionalmente, os parâmetros intensivos de cristalização (P, T,  $f_{O_2}$ ) do batólito serão também refinados. Como resultado final, espera-se contribuir para a melhor compreensão do plutonismo ediacarano-cambriano da Província Borborema.

## **ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS E LOCAIS**

A Província Borborema (Almeida et al., 1981) trata-se de uma extensa unidade geotectônica localizada na região Nordeste do Brasil e é resultante da aglutinação de grandes blocos alóctones de crosta durante eventos orogênicos (Jardim de Sá et al., 1992; Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996; Santos et al., 2000). Sua configuração atual comporta domínios tectônicos de idades e evoluções distintas e foi estabelecida durante o Ciclo Brasileiro (Caby

et al., 1991; Jardim de Sá, 1994; Vauchez et al., 1995; Souza et al. 2016), a qual foi acompanhada pela geração de importantes zonas de cisalhamento profundas e volumoso plutonismo com litologias essencialmente graníticas e assinaturas químicas diversas (Nascimento et al., 2000, 2008, 2015).

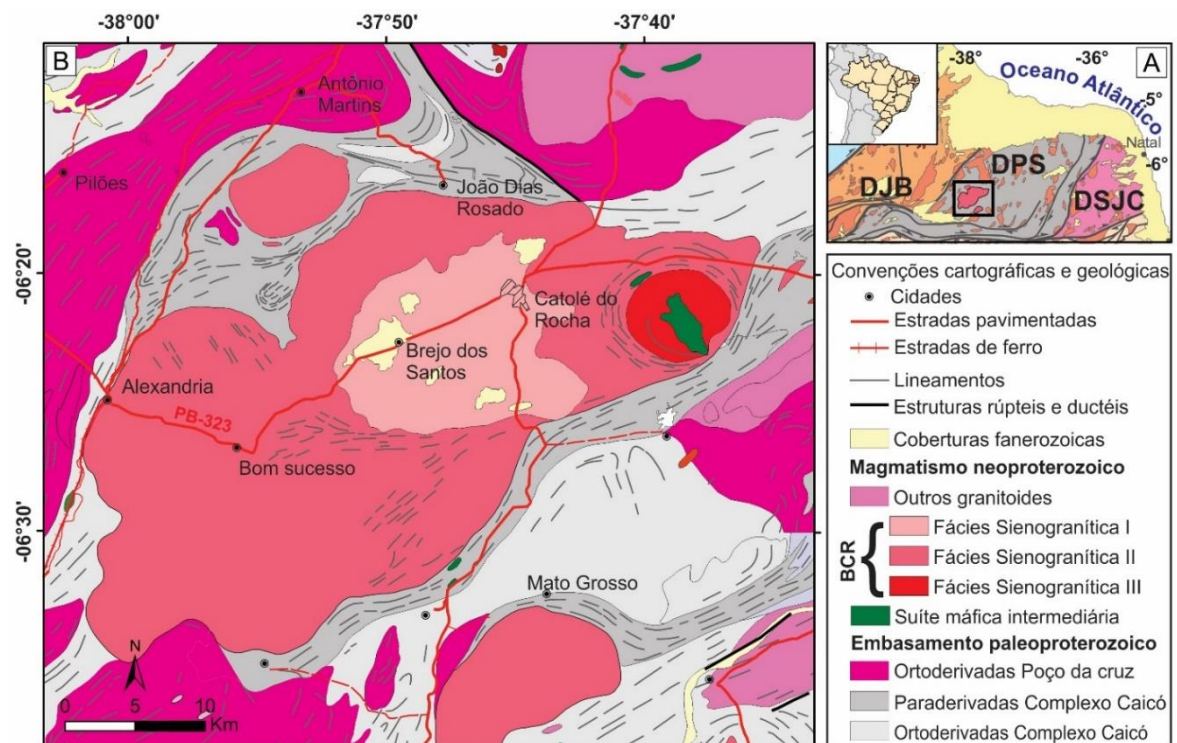
Em sua porção mais setentrional, a Província Borborema é segmentada em três domínios tectono-estruturais denominados São José do Campestre (a leste), Rio Piranhas-Seridó (parte central) e Jaguaribeano (a oeste) (Figura 25A). O Batólito Catolé do Rocha (BCR) encontra-se inserido no setor oeste do Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS), entre as latitudes  $6^{\circ}14'59,61''\text{S}$  e  $6^{\circ}40'8,03''\text{S}$  e longitude  $38^{\circ}1'51,82''\text{W}$  e  $37^{\circ}35'19,52''\text{W}$ , intrusivo no embasamento paleoproterozoico que compreende sequências metassupracrustais seccionadas por maciços metaplutônicos do Complexo Caicó e da suíte Poço da Cruz, com idades entre 2,25 – 2,17 Ga (Jardim de Sá, 1994; Angelim et al., 2006; Medeiros et al. 2008; Hollanda et al., 2011; Souza et al., 2007; 2016) (Figura 25B). O BCR é composto por um corpo principal com área aflorante  $>900\text{ km}^2$  e por três *stocks* satélites. Os litotipos principais são sienogranitos e quartzo sienitos, rochas básico-intermediárias e, de forma subordinada, diques e/ou bolsões de microgranitos. Os sienogranitos foram datados em  $571 \pm 3\text{ Ma}$  (U-Pb em zircão) por Medeiros et al. (2007). Do ponto de vista estrutural, o batólito está em superfície próximo a duas grandes zonas de cisalhamento: Lineamento Patos e Zona de Cisalhamento Portalegre; em profundidade, Gonçalves (2009) identificou através de métodos geofísicos uma grande estrutura nucleada na base da crosta cortando a região do batólito (Lineamento Caicó-Bom Jesus).

Este trabalho tem foco no corpo principal do BCR, cujas rochas serão agrupadas em três fácies petrográficas distintas: Sienogranito I (porção central), Sienogranito II (porção externa do batólito) e Sienogranito III (de forma concêntrica, aflorante na porção nordeste do corpo) (Figura 25B). Estas correspondem, respectivamente, às fácies Brejo dos Santos, Alexandria e Maniçoba de Medeiros et al. (2007, 2008). A fácies Sienogranito I inclui biotita-anfibólio sienogranitos e quartzo sienitos leucocráticos, de granulação média a grossa, textura inequigranular a porfirítica, com fenocristais de microclina de até 3cm (Figura 26A). A fácies Sienogranito II se assemelha à Sienogranito I, porém com menores quantidades de anfibólio e fenocristais de microclina ligeiramente maiores (Figura 26B). Já a fácies Sienogranito III compreende biotita sienogranitos hololeucocráticos a leucocráticos, de granulação grossa e textura inequigranular (Figura 26C).

Em todas as fácies é comum a presença de enclaves microgranulares máficos de composição diorítica, com formas elipsoidais, circulares ou globulares (feições tipo *mingling*; Figuras 26D e 26E), porções de mistura (*mixing*)/hibridização (Figura 26D) e *schlierens* elipsoidais (Figura 26F). Um maior volume de rochas máficas a intermediárias ocorre na porção central da fácies Sienogranito III (Figura 25B).

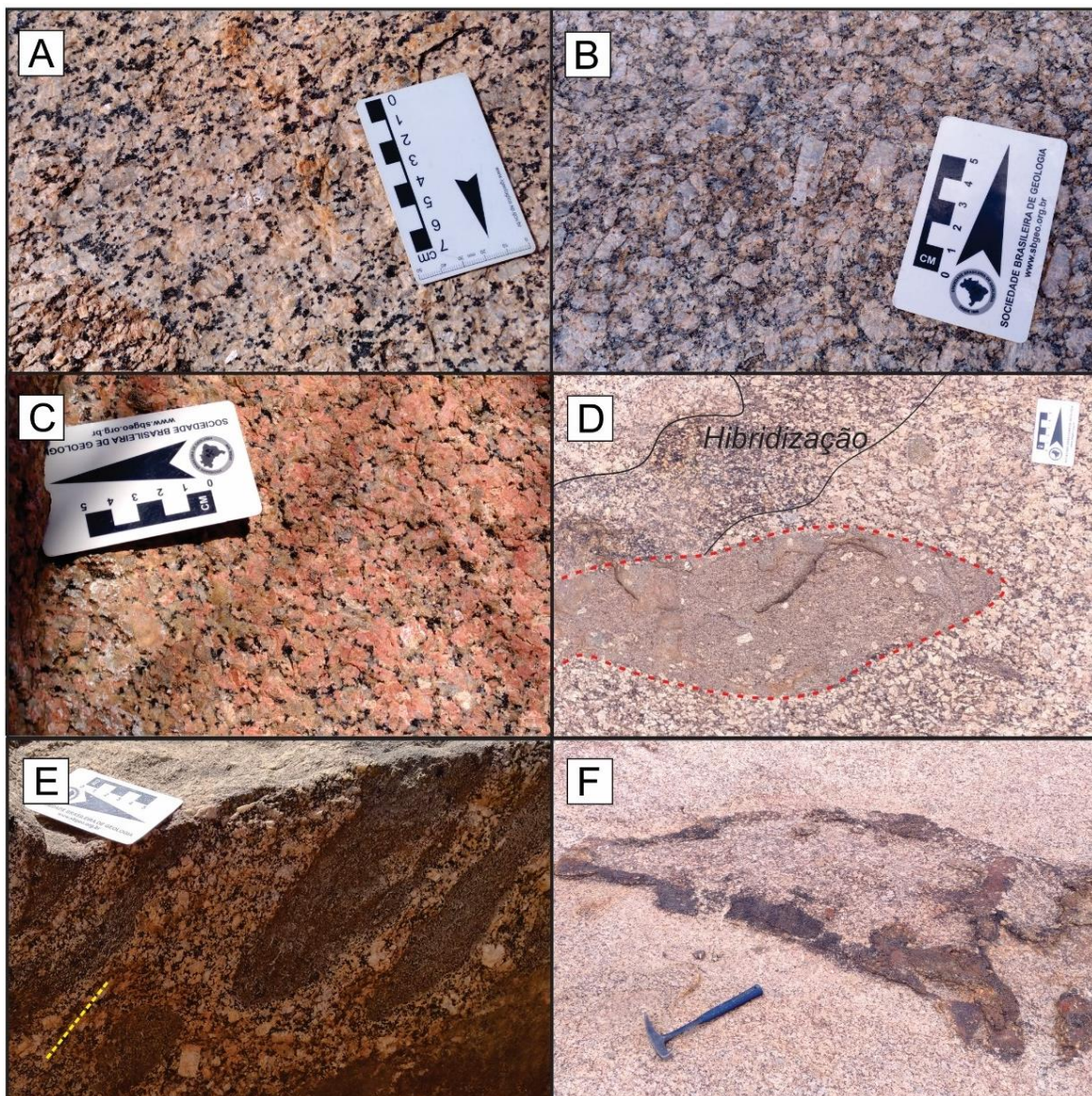
As porções norte e sudeste do corpo, que estão próximas à borda do corpo, apresentam cristais e fenocristais de feldspato potássico orientados, estirados e sigmoidais (deformação sin a pós-tectônica), enquanto a trama pré-tectônica é representada pela estrutura circular da fácies Sienogranito III e pelo alinhamento de minerais máficos, fenocristais euédricos de feldspato potássico e enclaves.

**Figura 25:** Esquema geológico da porção setentrional da Província Borborema, mostrando os principais blocos tectônicos, zonas de cisalhamento e localização da área de estudo. DPS: Domínio Piranhas Seridó, DJB: Domínio Jaguaribeano e; DSJC: Domínio São José do Campestre; (B) Mapa geológico do Batólito Catolé do Rocha (modificado e atualizado de Medeiros et al., 2008 e Cunha et al., 2018).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Figura 26:** Feições de campo do Batólito Catolé do Rocha. (A) aspecto geral da Fácies Sienogranito I - biotita-anfibólio sienogranito leucocrático, de granulação grossa e textura inequigranular, com cristais de feldspato potássico (róseo), quartzo (cinza), biotita e anfibólio (preto) intersticial. Estes últimos seguem direção preferencial, definindo uma foliação (magmática?) incipiente; (B) aspecto típico da Fácies Sienogranito II – biotita sienogranito leucocrático, de granulação grossa e textura porfirítica, com megacristais de feldspato potássico (creme a branco) em matriz quartzo-feldspática com biotita ± anfibólio (cristais pretos) intersticiais. (C) aspecto geral da Fácies Sienogranito III – biotita sienogranito hololeucocrático, de granulação grossa e textura inequigranular, com feldspato potássico (róseo), quartzo (cinza), com biotita (preto) intersticial; (D) enclave máfico microgranular (linha tracejada em vermelho) com xenocristais de feldspato potássico hospedado na fácies Sieno I. Notar também porção híbrida mais máfica no sienogranitos, sugerindo processos de mistura de magmas (mixing); (E) enclaves máficos microgranulares circulares, com eixo paralelo à trama magmática da fácies Sienogranito I (linha amarela); (F) schlieren elipsoidal de dimensões métricas hospedado na fácies Sienogranito I.



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

## MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo petrográfico e textural do BCR foi feito a partir da descrição ao microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida de seções delgado-polidas de amostras representativas das fácies graníticas, máfica-intermediária e dos microgranitos. As descrições foram conduzidas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Para a caracterização litogeoquímica, foram realizadas análises químicas de rocha-total (elementos maiores, menores e alguns traços) para seis amostras, sendo duas das fácies graníticas e quatro das rochas máfico-intermediárias do BCR. Essas análises foram feitas via Fluorescência de Raios X (FRX) nos laboratórios do Núcleo de Apoio à Pesquisa (NAP) GeoAnalítica-USP, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (rotinas analíticas descritas em Mori et al., 1999). Estas análises juntaram-se ao banco de dados compilados de Medeiros et al. (2006; 2008) para dezoito amostras dos granitos.

Microanálises semiquantitativas *in situ* em cristais de anfibólio ( $n = 12$ ) e biotita ( $n = 7$ ) foram obtidas para estimativas geotermobarométricas, de forma a completar o banco de dados de química mineral apresentado e discutido por Campos et al. (2016). As análises foram obtidas com o sistema de microanálise EDS modelo EDX-7000/8000 (Oxford Instruments), acoplado ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo VEGA3 (TESCAN) do Laboratório de Caracterização de Minerais e Materiais do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte – Campus Natal Central (LACAMM-IFRN/CNAT). As condições analíticas empregadas foram de 20 kV para a voltagem de aceleração, 20 nA para corrente, 1  $\mu\text{m}$  de diâmetro do feixe eletrônico, com tempo médio de leitura de 50 s por ponto.

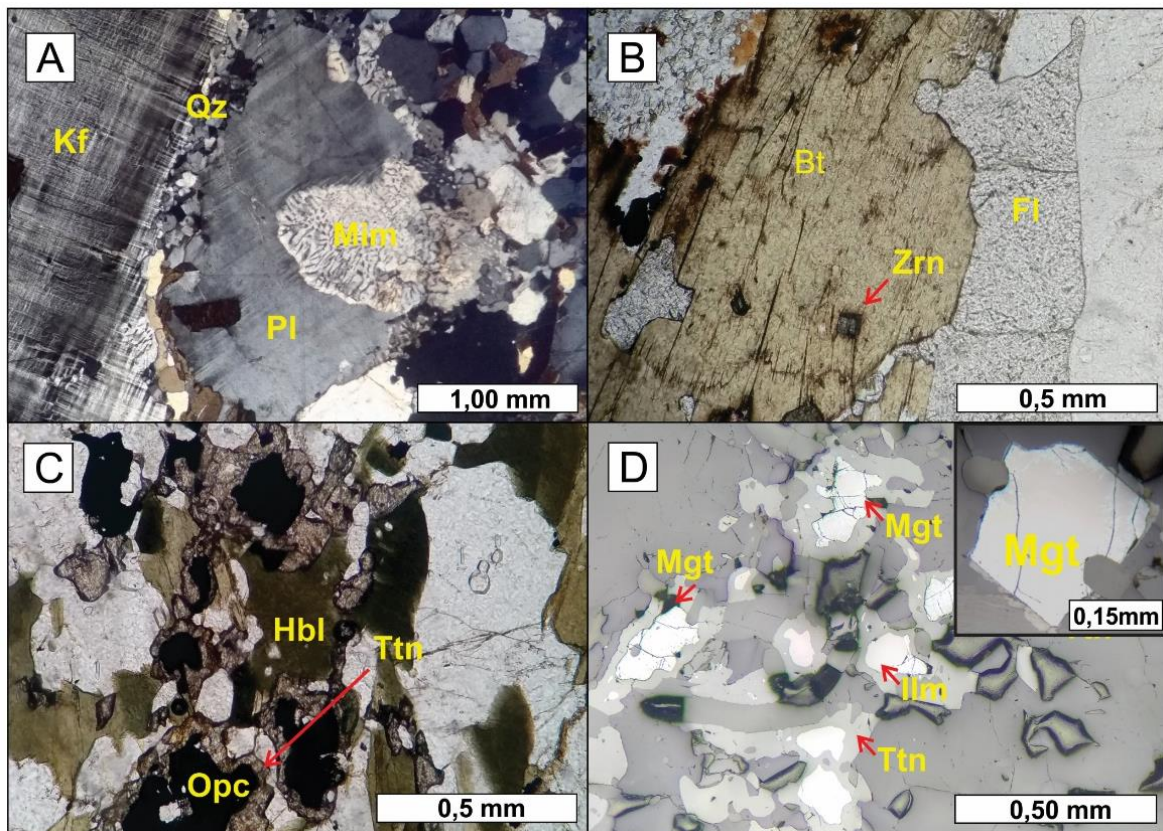
Adicionalmente, cristais de zircão e titanita ( $n = 2$ ) de uma amostra da fácies Sieno I tiveram seus elementos traços quantificados por ablação a laser (*laser ablation* - LA) no laboratório de LA-ICP-MS do NAP GeoAnalítica-USP, também para estimativas termobarométricas e das condições redox de cristalização. Os experimentos de ablação foram feitos com uma fluência de energia de 3,6 J/cm<sup>2</sup>, frequência de repetição de 15 Hz e diâmetro do laser de 40  $\mu\text{m}$ . O tempo total de aquisição foi de 120s, com tempo de integração e dwell time de cerca de 1,6 e 25 ms, respectivamente. Os materiais de referência NIST-SRM 610 e USGS BIR-1G foram usados como padrões externos, e os teores médios (% peso) de CaO (titanita) e SiO<sub>2</sub> (zircão), obtidos para a mesma amostra via EDS, foram

utilizados como padrão interno. A redução dos dados foi feita com o programa Glitter (van Achterbergh et al., 2001).

## **ASPECTOS PETROGRÁFICOS DO BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA**

O Batólito Catolé do Rocha (BCR) é formado essencialmente por sienogranitos, além de quartzo sienitos subordinados. São rochas holo- a leucocráticas, de granulação média a grossa e textura inequigranular a porfirítica; neste último caso com megacristais de feldspato potássico de até 3cm. A assembleia mineral das três fácies graníticas é similar, distinguindo-se nas proporções modais dos seus minerais essenciais. A fácies Sienogranito I contém microclina (40-48% modal), oligoclásio ( $An_{-22}$ ; 20-23%) e quartzo (12-25%). Os máficos principais são biotita (3-6%) e hornblenda (hastingsita e ferro-edenita; 7-11%). A fácies Sienogranito II é composta por microclina (35-40%), oligoclásio ( $An_{-23}$ ; 19-25%) e quartzo (18-20%), com hornblenda (ferro-pargasita, hastingsita e ferro-edenita; 4-6%) e biotita (6-8%) como fases máficas predominantes). Por fim, a fácies Sienogranito III constitui-se de microclina (44-56%), oligoclásio sódico ( $An_{-17}$ ; 15-20%), quartzo (15-25%) e biotita (7-10%) como máfico essencial. Em todos os casos, os minerais acessórios incluem titanita (1-4%), minerais opacos (ilmenita  $\pm$  titanomagnetita; 1-2%; Figuras 27C e 27D) e fluorita (2%), além de raros cristais de apatita, zircão e allanita. Clorita, titanita secundária, mica branca e carbonato são fases pós-magmáticas/hidrotermais. A microclina é sempre pertítica ou mesopertítica e mirmequitas bulbosas são relativamente comuns (Figura 27A). Evidências de deformação superimposta incluem cristais e megacristais de microclina estirados/sigmoidais, recristalização de quartzo no contato entre feldspatos (Figura 27A) e extinção ondulante no quartzo. Hornblenda e biotita podem aparecer orientados definindo uma foliação (magmática?) incipiente (Figura 27B).

**Figura 27:** Fotomicrografias representativas do Batólito Catolé do Rocha. Abreviações minerais são Qz: quartzo, Kf: Feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Bt: biotita, Hbl: hornblenda; Ttn: titanita; Opc: opacos; Mgt: titanomagnetita; Ilm: ilmenita; Mim: mirmequita. (A) cristais de quartzo e cordão de mirmequitas bordejando cristais de feldspato potássico, além de mirmequita bulbosa na fácies Sienogranito II; (B) placa de biotita com inclusões de zircão em contato com fluorita de aspecto intersticial na fácies Sienogranito III; (C) Cristais de minerais opacos bordejados por titanita secundária (esfenitização), em contato com hornblenda de aspecto intersticial em sienogranito da fácies Sienogranito I; (D) cristais de titanomagnetita e ilmenita bordejados por titanita (esfenitização) na fácies Sienogranito II. No detalhe superior direito: cristal euédrico de magnetita com processo de martitização nas bordas. Fotomicrografia (A) a nicóis cruzados; (B), (C) e (D) a nicóis paralelos sob luz transmitida (B e C) e refletida (D).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

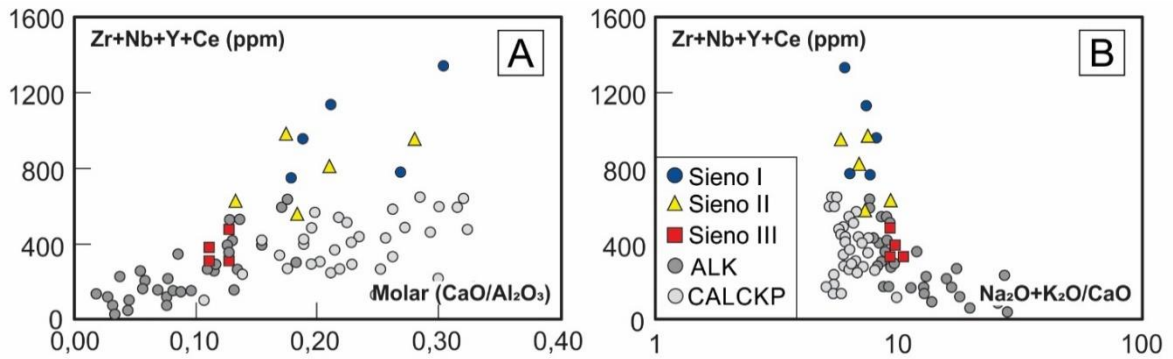
## ASPECTOS LITOQUÍMICOS DO BATÓLITO CATOLÉ DO ROCHA

Os intervalos de variação para elementos maiores, menores e traços do Batólito Catolé do Rocha (BCR) são apresentados na Tabela 1, juntamente com os intervalos composicionais das suítes alcalina (ALK) e cálcio-alcalinas de alto K porfírica (CALCKP) do magmatismo ediacarano-cambriano nos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do

Campestre da Província Borborema, para fins de comparação (dados compilados de Campos et al., 2000; Nascimento et al., 2015 e Souza et al., 2017).

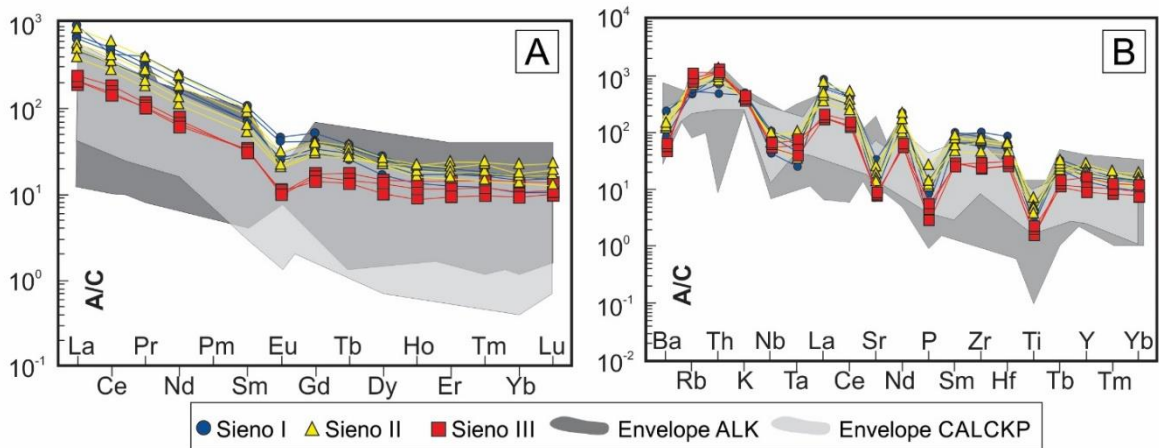
Uma discussão detalhada da litoquímica das rochas graníticas e máfico-intermediárias do BCR é apresentada por Medeiros et al. (2008). Destacam-se a seguir os principais pontos que servirão de base para as discussões subseqüentes. Em linhas gerais, as rochas graníticas do BCR apresentam SiO<sub>2</sub> variando de 62,4 a 75,1% (em peso), enriquecimento relativo em álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 8,3 – 10,6%) em relação ao CaO (0,8-2,8%), alta razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (1,6-2,0%), altos valores de FeOt (1,7-5,3%) e empobrecimento relativo em MgO (<0,9%) e TiO<sub>2</sub> (<0,75% em peso). Adicionalmente, o BCR é caracterizado por um enriquecimento relativo nos elementos de alto potencial iônico (HFSE) e terras-raras. Há diferenças composicionais entre as fácies graníticas do plúton. Em especial o teor de álcalis totais, FeOt, CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diminuem da fácies Sienogranito I para a Sienogranito III (Tabela 1). Quando confrontados com o intervalo composicional das suítes ALK e CALCKP, nota-se que os valores apresentados para o BCR destoam dos valores da suíte CALCKP, em especial em relação aos álcalis, Ca, Mg, Fe (i.e. índice Fe\* = FeOt/FeOt+MgO; Frost et al., 2001) e elementos HFSE (Tabela 2). Neste sentido, aproximam-se das composições encontradas na suíte ALK, tal como demonstram as Figuras 28 e 29. Ademais, os granitos do BCR possuem caráter essencialmente metaluminoso (A/CNK entre 0,91-1,03 e A/NK 1,13-1,27), enriquecimento dos terras-raras leves em relação aos pesados (15,53 < La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> < 67,37), anomalia negativa de Eu moderadamente pronunciada (0,58 < Eu/Eu\* < 1,64, onde Eu\* = (Gd\*Yb)<sup>1/2</sup>), além de anomalias negativa de Sr, P, Ti e Nb-Ta em diagramas de multielementos normalizados ao condrito (Figura 29). Especialmente em relação aos padrões de terras-raras, o BCR difere-se da maioria dos corpos da suíte ALK que se mostram relativamente mais empobrecidos em terras-raras (especialmente os pesados) e com anomalias francamente positivas de Eu (cf. Nascimento et al., 2015 e referências por eles citadas), com exceção do stock Flores desta suíte (Souza et al., 2017), este quimicamente muito similar ao BCR.

**Figura 28:** Diagramas binários com óxidos para o BCR. (A)  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y}+\text{Ce}$ ; (B)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$  vs.  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y}+\text{Ce}$  (modificado de Whalen et al., 1987).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Figura 29:** Diagrama multi-elementos para o Batólito Catolé do Rocha. (A) Padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados aos valores do condrito de Boynton (1984); (B) Diagramas multielementares de elementos traços normalizado aos valores do condrito de Thompson (1982). A/C = Amostra/Condrito



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Tabela 2:** Teores máximos e mínimos de elementos maiores, menores e traços para as fácies graníticas do BCR (dados compilados de Medeiros et al., 2008, acrescidos de análises inéditas deste trabalho) e nas suítes magmáticas alcalina (ALK) e cálcio-alcalina de alto K porfirítica (CALCKP) dos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre (dados compilados de Campos et al., 2000; Nascimento et al., 2015 e Souza et al., 2017). Sendo <ld = valores abaixo do limite de detecção dos equipamentos utilizados.

Fácies	Sienogranítica I	Sienogranítica II	Sienogranito III	ALK	CALCKP
Nº Amostras	5	5	4	78	71
SiO <sub>2</sub> (%peso)	62,4-70,6	66,1-70,9	73,9-75,1	67,8-76,8	63,4-75,0
TiO <sub>2</sub>	0,3-0,7	0,4-0,8	0,17-0,2	<ld-0,4	0,1-1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,4-16,7	13,5-15,0	12,4-13,6	12,5-16,8	12,6-17,2
FeOt	3,1-5,3	2,9-4,5	1,7-2,2	0,2-2,4	1,0-6,6
MnO	0,04-0,09	0,04-0,06	0,03-0,04	<ld-0,10	0,01-0,12
MgO	0,1-0,9	0,4-0,9	0,19-0,2	<ld-0,6	0,1-2,2
CaO	1,4-2,8	1,1-2,3	0,8-0,9	0,2-1,4	0,8-4,1
Na <sub>2</sub> O	3,2-3,8	3,0-3,6	3,1-3,3	2,8-5,9	2,9-5,6
K <sub>2</sub> O	6,2-6,8	5,8-6,2	5,2-6,0	3,1-8,4	3,6-6,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03-0,2	0,09-0,3	0,03-0,06	<ld-0,13	<ld-0,4
A/CNK	0,91-0,98	0,93-1,0	1,01-1,03	0,88-1,15	1,11-1,53
A/NK	1,13-1,27	1,15-1,26	1,15-1,17	1,00-1,29	0,83-1,04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,69-1,98	1,73-1,95	1,62-1,89	0,66-2,89	0,84-2,14
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	9,5-10,6	8,9-9,8	8,3-9,3	7,8-11,7	7,4-10,8
Fe*	0,81-0,97	0,83-0,89	0,89-0,91	0,76-1,0	0,61-0,93
I.A.	0,79-0,89	0,79-0,87	0,86-0,87	0,76-1,00	0,66-0,97
Rb (ppm)	160-191	128-305	242-393	27-257	72-376
Sr	109-392	167-304	95-107	63-1937	114-702
Ba	576-1823	795-1248	357-448	219-4594	338-1682
Zr	385-914	55-552	107-205	8-322	22-438

Hf	10-21,4	2,1-13,6	4,2-6,3	<ld.-9	<ld
Nb	15-45	23-135	19-249	3-58	4-37
Y	27-57	33-58	18-33	4-103	5-48
La	137-271	113-247	59-69	2-145	13-182
Ce	258-388	207-447	97-138	5-254	23-307
Nd	88-140	62-136	33-41	4-96	10-86
Sm	13-20	10-18	5-6	1-19	0,6-12
Eu	1,7-3,2	1,4-2,1	0,6-0,7	0,6-1,5	0,1-2,2
Gd	7-13	7-12	3,4-4,3	0,8-17	0,5-11
Tb	1,1-1,8	1,1-1,7	0,6-0,8	0,07-2,8	<ld
Ho	0,9-1,8	1,1-1,8	0,6-0,9	0,1-3	0,04-0,3
Yb	2,1-5,4	2,6-4,3	1,8-2,9	0,2-7,6	0,1-3,2
Lu	0,3-0,7	0,4-0,7	0,3-0,5	0,05-1,1	0,02-0,5
Sc	3-8	3-6	1-1,5	<ld.-5,4	1-7
V	<ld-37	9-31	5-8	1,2-47	8-53
Cr	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Co	0,9-6,6	3,7-6,8	1,5-2,4	0,03-3,1	4-5
Ni	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Cu	6-11	6-14	3,7-7	1-30	6-30
Zn	29-77	47,00-68,00	29,00-38,00	6,00-23	11-65
Ga	19-24	18-22	17-19	<ld-47	4-31
Pb	2,9-9	9-25	5-39	n.d	47-60
Th	20-40	33-56	35-48	<ld.-72	12-50
U	1,2-2,1	1,2-3,3	3,5-6,4	<ld.-5,4	<ld

$A/CNK = (\text{molar Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})))$ ,  $A/NK = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ ;  
 $fe^* = \text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$  e I.A. (índice albitico = proporção molar  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ .)

Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

## DISCUSSÕES

### A tipologia do Batólito Catolé do Rocha

Tendo em vista seus aspectos petrográficos, estruturais e litoquímicos o BCR encontra-se atualmente inserido na suíte cálcio-alcálica de alto K porfirítica (CALCKP) de Nascimento et al. (2015). Esta suíte é caracterizada principalmente por monzogranitos, monzonitos, quartzo monzonitos e granodioritos (além de enclaves dioríticos), definindo assim trajetórias de séries magmáticas cálcio-alcálica e subalcálica monzonítica (ou shoshonítica) em diagramas modais Q (quartzo) – A (feldspato alcálico) – P (plagioclásio) (e.g. Lameyre, 1987; Nédélec e Bouchez, 2015). Suas composições são transicionais entre tipicamente cálcio-alcálicas e alcálicas, mas muitos corpos importantes dessa suíte, tais como os *plutons* Monte das Gameleiras e Barcelona, mostram assinaturas químicas mais cálcio-alcálicas (*sensu* Rogers e Greenberg, 1981) e magnesianas (*sensu* Frost et al., 2001; Figura 6A). De acordo com a proposta classificatória de Frost et al. (2001; ver também Frost e Frost, 2011; Castro, 2019) que tenta relacionar tipos graníticos e séries magmáticas, o índice  $Fe^*$  ( $FeOt/FeOt + MgO$ , % em peso) é o melhor critério (baseado na composição dos elementos maiores) para se distinguir entre granitos de tipo-A e de tipo-I (sejam estes cordilheiranos ou caledonianos; Pitcher, 1983; Chappell e Stephens, 1988). Nesta perspectiva, os granitos de tipo-A são caracterizados por teores mais altos de  $Fe^*$ , com assinaturas “ferroanas”, enquanto granitos tipo-I (cálcio-alcálicos) tendem a ser tipicamente magnesianos (Figura 30A). Este índice é independente dos teores de álcalis que não funcionam bem como índice discriminatório, já que tendem a aumentar com a sílica na maioria das suítes graníticas (e.g. King et al., 1997). Contudo, ao se tomar de base o índice MALI ( $Na_2O+K_2O-CaO$ ) de Frost et al. (2001; Figura 30B), baseado nas séries de Peacock (1931), granitos de tipo-A pertencem principalmente às séries alcálicas e álcali-cálcicas, enquanto granitos tipo-I podem transitar por todas as séries: da alcálica à cálcica (Castro, 2019).

Isto posto, ao se aplicar o conceito de tipologia de granitoides para as rochas em questão, pode-se dizer que a suíte CALCKP de Nascimento et al. (2015) engloba principalmente rochas com assinaturas químicas mais próximas de granitos de tipo-I caledonianos *sensu* Pitcher (1983); i.e. granitos cálcio-alcálicos de alto K (embora incluam tipos alcálicos e álcali-cálcicos) pós-colisionais, colocados durante soerguimento, extensão

e tectônica transcorrente (Figuras 30A e 30B). Por sua vez, o BCR destoa das assinaturas mais típicas da suíte CALCKP, sendo francamente “ferroano”, alcalino a álcali-cálcico (além do enriquecimento relativo em HFSE; Tabela 2; Figuras 28 e 29), aproximando-se daquelas encontradas na suíte alcalina (ALK) de Nascimento et al. (2015; ver também atualização em Dalan et al., 2019; Figuras 30A e 30B), em especial dos corpos intrusivos no Domínio Rio Piranhas-Seridó, quais sejam: *pluton* Serra Negra do Norte (Campos et al., 2000) e *stock* Flores (Souza et al., 2017). Em comum, essas rochas mostram assinaturas alcalinas em diversos diagramas geoquímicos, mais típicas de granitos de tipo-A (e.g. Whalen et al., 1987; King et al., 1997; Bonin, 2007). Adicionalmente, o BCR compartilha semelhanças petrográficas, mineralógicas, químicas e geocronológicas com diversos corpos de granitos de tipo-A (transalcalinos) dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, no Domínio da Zona Transversal da Província Borborema (e.g. plutons Queimadas e Pilõezinhos; Guimarães et al., 2004; Lima et al., 2017). Cabe ainda destacar que a coexistência de suítes graníticas de tipo-A e cálcio-alcalinas de alto K (tipo-I caledonianas) é relativamente comum em províncias extensionais, tais a região do Death Valley, EUA (Calzia & Rämö, 2005) e a Província Itu, SE do Brasil (Janasi et al., 2009).

Contudo, há de se fazer um contraponto sobre a dificuldade de se diferenciar granitos cálcio-alcalinos tipo-I e alcalinos tipo-A com base em elementos maiores. De fato, tal como apontam King et al. (1997), a concentração dos elementos “diagnósticos” muda com o fracionamento em ambos os tipos, e os membros mais evoluídos da série cálcio-alcalina (= magnesiana, tipo-I) tendem a adquirir o caráter “ferroano” típico dos tipo-A (Frost et al., 2001; Frost e Frost, 2011; Castro, 2019). Castro (2019) elenca cenários possíveis para explicar a transição magnesiana – “ferroana” que envolvem: (1) diferenciação magmática sob condições progressivamente mais oxidantes nos estágios de cristalização mais evoluídos; e (2) mudanças nas condições da fusão parcial da áreas-fonte, ou na composição destas. Para o autor, neste caso último caso, uma transição de granitos tipo-I para tipo-A seria esperada. Por outro lado, King et al. (1997) enfatizam que a classificação tipológica de granitos mais evoluídos pode ser feita com maior confiabilidade a partir da composição de termos menos evoluídos (e.g. composições intermediárias) da mesma suíte. Neste sentido, os granitos do BCR estão associados com rochas básico-intermediárias (enclaves, schlierens) que mostram igualmente assinaturas “ferroanas” no diagrama da Figura 30A, enquanto rochas básico-intermediárias associadas a granitos da suíte CALCKP mostram

assinaturas predominantemente magnesianas (Jardim de Sá, 1994; Antunes et al., 2000; Nascimento et al., 2015). Tal observação corrobora a classificação tipológica aqui proposta.

A divergência química do BCR em relação a outros corpos da suíte CALCKP e sua afinidade com os granitos de tipo-A foi inicialmente notada por Medeiros et al. (2008) e Campos (2016). Adicionalmente, Campos et al. (2016), baseados no quimismo de hornblenda e biotita, indicam condições de oxidação mais reduzidas para a cristalização deste batólito, classificando-o como um granito da série ilmenita (Ishihara, 1977), em oposição às condições mais tipicamente oxidadas da suíte CALCKP (granitos da série magnetita). Para ressaltar tais contrastes e melhor definir a classificação do BCR, suas composições são confrontadas com aquelas das suítes CALCKP e ALK em diversos diagramas litoquímicos discriminantes das Figuras 30 e 31.

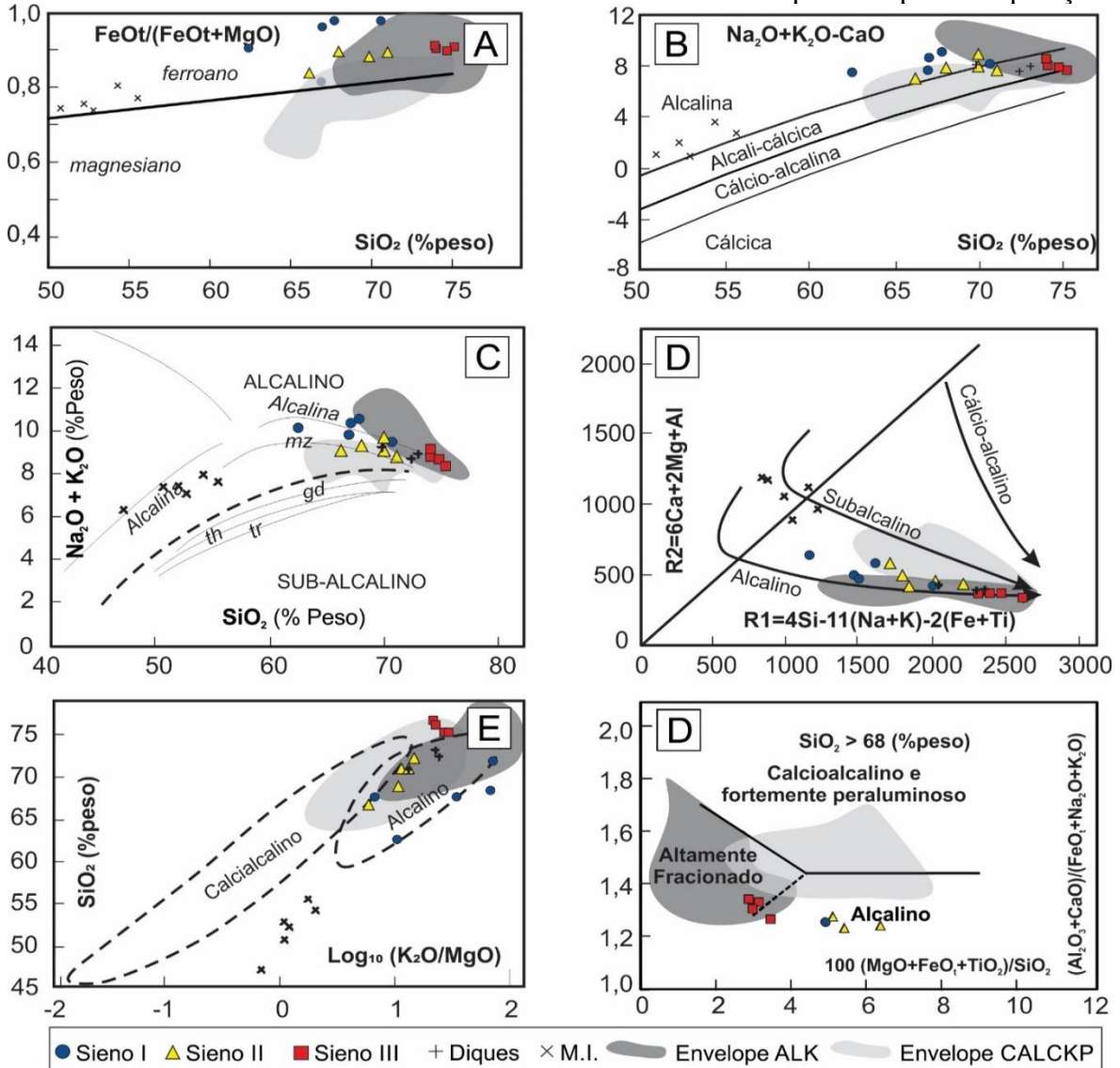
Os diagramas de discriminação da Figura 30 ressaltam o caráter mais alcalino do BCR em relação à suíte CALCKP. Em especial, os diagramas álcalis totais vs. sílica de Lameyre (1987; Figura 30C) e R1-R2 (De La Roche et al., 1980; Figura 30D) permitem a distinção entre as suítes CALCKP, que segue tendência subalcalina (série monzonítica na Figura 30C), e ALK, de tendência francamente alcalina, e a sobreposição desta última com as amostras do BCR. Da mesma forma, tais contrastes aparecem também bem ressaltados no diagrama de Sylvester (1989; Figura 30F), onde o BCR mostra clara afinidade alcalina, enquanto a suíte CALCKP plota no campo cálcio-alcalino. É interessante ainda notar neste diagrama a afinidade da suíte ALK com granitos alcalinos de composições similares a cálcio-alcalinos altamente fracionados (o que se coaduna com a observação feita no parágrafo anterior).

Para confirmar a afinidade de tipo-A do BCR, foram testados vários diagramas de classificação tipológica de granitos (Figura 31). Naqueles propostos por Whalen et al. (1987; Figuras 31A e 31B) que levam em consideração os teores dos elementos maiores, do índice agpaítico ( $(Na+K)/Al$ , molar) e da razão  $Ga/Al$ , os granitos do BCR plotam majoritariamente no campo dos granitos tipo-A, em contraste com a suíte CALCKP, que tende a se aproximar dos granitos “não tipo-A”. Da mesma forma, os diagramas de Whalen e Hildebrand (2019; Figura 28c) e Nardi e Bitencourt (2009; Figura 31D) confirmam a assinatura tipo-A do BCR, sua maior aproximação com a suíte ALK e distanciamento da suíte CALCKP (“não tipo-A”; cf. Figura 31D).

Eby (1992) propôs separar os granitos de tipo-A em duas variedades: tipo-A<sub>1</sub> e tipo-A<sub>2</sub> (ver também Grebennikov, 2014). Nesta classificação, o tipo-A<sub>1</sub> origina-se do

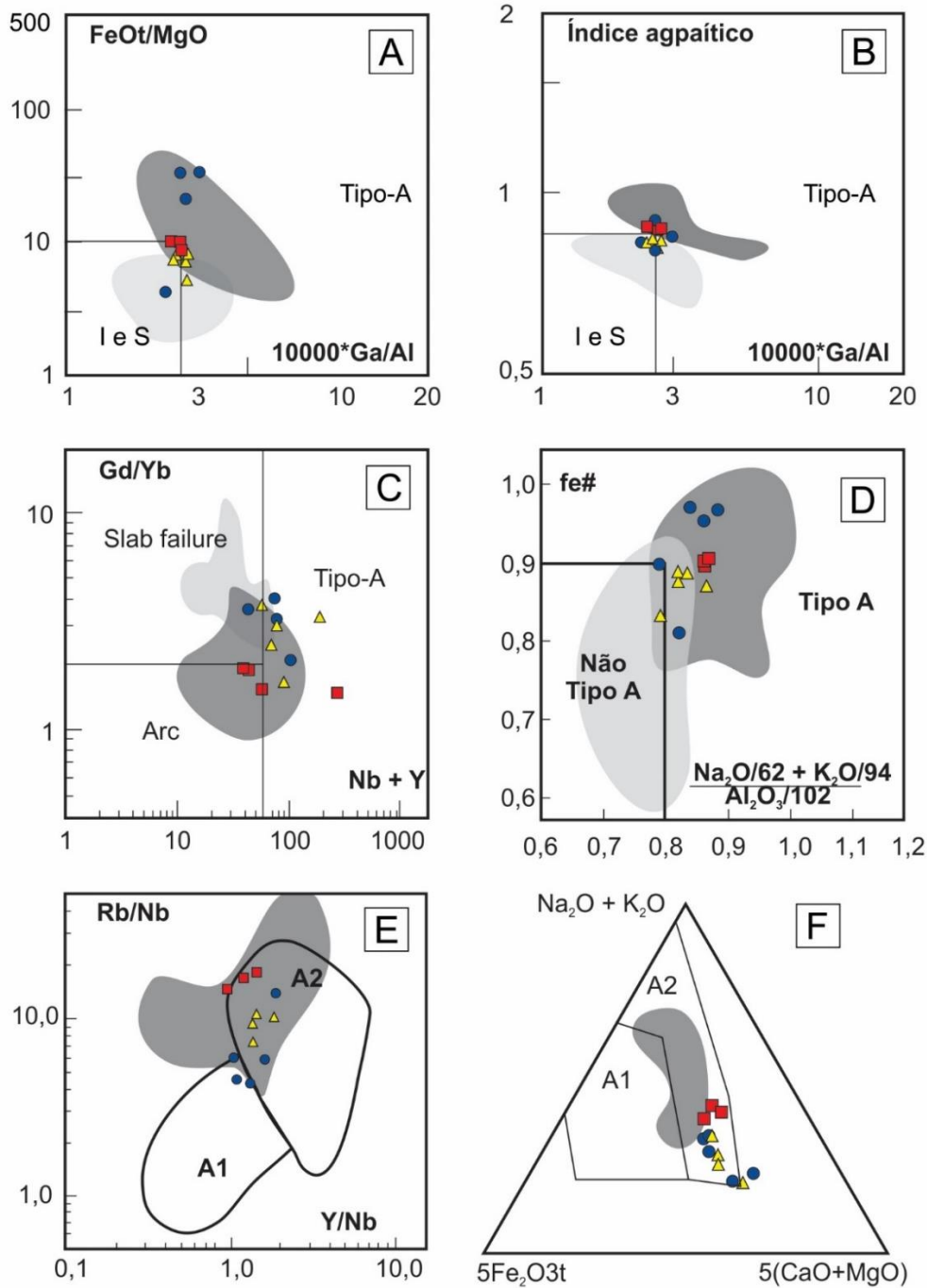
fracionamento de magmas oriundos de fontes mantélicas, enquanto o tipo-A<sub>2</sub> provém de fontes puramente crustais (crosta inferior), ou mantélicas com posterior contaminação/assimilação crustal em ambientes tectônicos extensionais (ambiente pós-colisional ou pós-orogênico). Neste sentido, os granitos do BCR classificam-se essencialmente como tipo-A<sub>2</sub> nos diagramas das Figuras 31E e 31F.

**Figura 30:** Diagramas discriminantes de séries magmáticas para as rochas do BCR. (A) FeOt/(FeOt+MgO) (índice Fe\*) versus SiO<sub>2</sub> de Frost et al. (2001); (B) Diagrama Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO (índice MALI) versus SiO<sub>2</sub> de Frost et al. (2001); (C) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Lameyre, 1987) com linha tracejada definida por Middlemost (1985); (D) diagrama Catiônico R1-R2 com campos de De La Roche (1980); (E) SiO<sub>2</sub> versus log<sub>10</sub> (K<sub>2</sub>O/MgO) proposto por Rogers e Greenberg (1981); (F) Diagrama discriminante de granitos pós-colisionais com SiO<sub>2</sub>>68% em peso de Sylvester (1989). Dados para as suítes cálcio-alcalina de alto K porfirítica e alcalina compilados de Campos et al. (2000), Nascimento et al. (2015) e Souza et al. (2017). Análises referentes às rochas máficas-intermediárias do BCR são plotadas para comparação.



Fonte: Elaborada pelo autor (2020).

**Figura 31:** Diagramas discriminantes de tipologia de granitos para as rochas do BCR. (A) Diagrama binário  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  vs  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  em peso (Whalen, 1987); (B) Diagrama binário  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  vs índice agpaítico ( $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$ , molar) (Whalen, 1987); (C) Diagrama binário  $\text{Nb}+\text{Y}$  vs  $\text{Gd}+\text{Yb}$  (ppm) (Whalen e Hidelbrand, 2019); (D) Diagrama binário  $\text{Fe}^*$  ( $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ , % em peso) vs. razão álcalis/alumina (% em peso) de Nardi e Bitencourt (2009); (E) Diagrama binário  $\text{Yb}/\text{Nb}$  vs.  $\text{Rb}/\text{Nb}$  de classificação de granitos de tipo-A (Eby, 1992); (F) Diagrama ternário  $5(\text{CaO}+\text{MgO})$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $5\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  (% em peso) discriminante de granitos de tipo-A de Grebennikov (2014). Símbolos na Figura 27.



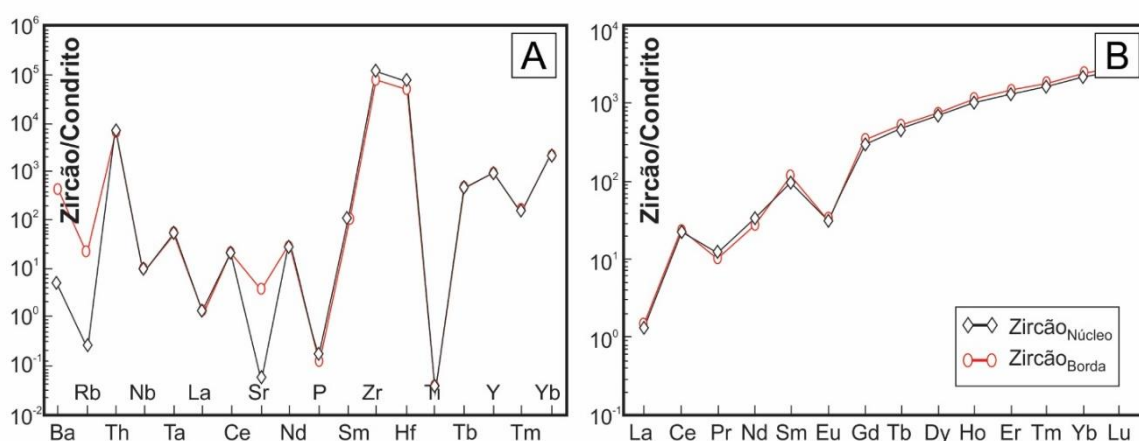
Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

## A tipologia do Batólito Catolé do Rocha: evidências dos elementos traços em zircão

O quimismo de elementos traços em zircão tem sido utilizado como ferramenta em estudos tipológicos de granitos (e.g. Wang et al., 2012; Breiter et al., 2014; Sawaki et al., 2017). Naquelas de assinatura tipo-A, o zircão se caracteriza por teores mais elevados de Ce, Nb, Ta, U, Th, Hf e Y e relativamente mais baixos de Sr e Eu, dentre outros elementos (Breiter et al., 2014; Sawaki et al., 2017). O zircão do BCR (n = 2, fácies Sienogranito I) mostra-se relativamente enriquecido em Hf (até 7158 ppm), Y (até 1634 ppm), Th (até 214 ppm) e U (até 120 ppm), e empobrecido em Sr (0,4 ppm) (Figura 32A). Os teores de Nb atingem um máximo de 2,6 ppm. As razões U/Th (~0,5–0,6) e Nb/Sr (~7,1) são equivalentes àquelas encontradas em cristais de zircão de granitos de tipo-A por Breiter et al. (2014) e Sawaki et al. (2017), respectivamente.

O padrão de terras-raras normalizado ao condrito de McDonough e Sun (1995) para zircão do BCR é típico de zircão ígneo (Hoskin e Ireland, 2000), sendo caracterizado por um enriquecimento relativo dos terras-raras pesados em relação aos leves ( $1664 < Yb_N/La_N < 1730$  ppm) e anomalias positiva e negativa de Ce [ $4,9 < Ce/Ce^* < 5,4$ , onde  $Ce^* = (La_N \times Pr_N)^{0,5}$ ] e Eu [ $0,16 < Eu/Eu^* < 0,2$ , onde  $Eu^* = (Sm_N \times Gd_N)^{0,5}$ ], respectivamente (Figura 32B).

**Figura 32:** Diagramas multi-elementos para zircão da fácies Sieno I do Batólito Catolé do Rocha. (A) Distribuição de elementos traços normalizados pelo condrito C1 de McDonough e Sun (1995); (B) Padrões de distribuição de elementos terras raras normalizados ao condrito C1 de McDonough e Sun (1995).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

## Condições de cristalização

Os dados apresentados nessa seção visam refinar as estimativas de Campos et al. (2016) para o BCR. Baseados na composição química de anfibólio e biotita das fácies Sienogranito I, esses autores apontam para a cristalização do BCR sob pressões de  $\sim 5,3 \pm 0,1$  kbar e temperaturas de  $732 \pm 8^\circ\text{C}$ , sob condições relativamente redutoras ( $\Delta_{\text{QFM}} \sim -1,0$ ). Para este trabalho, as novas análises químicas obtidas em rocha-total e em cristais de anfibólio das fácies Sienogranito I ( $n = 3$ , onde  $n =$  número de análises efetuadas) e II ( $n = 9$ ), e biotita das fácies Sienogranito II ( $n = 4$ ) e III ( $n = 3$ ) (Tabela 3) permitiu expandir as estimativas com o uso de novos geotermobarômetros e oxibarômetros listados, juntamente os respectivos resultados, na Tabela 4.

**Tabela 3:** valores máximos e mínimos para elementos maiores e proporções catiônicas de anfibólio e biotita do Batólito Catolé do Rocha.

Mineral	Anfibólio		Biotita		
	Fácies	Sienogr. I	Sienogr. II	Sienogr. I	Sienogr. III
N° de amostras		3	9	4	3
SiO <sub>2</sub> (%peso)		43,8-44,0	42,1-43,9	38,7-39,5	40,5-40,6
TiO <sub>2</sub>		1,7-2,0	1,0-1,4	3,8-4,0	2,2-2,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		8,8-10,5	9,1-10,2	14,1-14,6	14,4-16,2
FeOt		26,7-27,8	25,6-27,4	28,4-29,5	24,0-25,4
MnO		0,5-0,6	0,5-0,8	<1.d-0,32	0,4-0,5
MgO		3,3-3,5	5,0-6,0	4,1-4,4	6,9-7,2
CaO		9,9-10,3	10,8-11,4	<1.d	<1.d
Na <sub>2</sub> O		1,9-2,1	1,3-1,6	<1.d	<1.d
K <sub>2</sub> O		1,4-1,5	1,3-1,7	9,1-9,5	9,4-9,8
Si (cpfu)		6,68-6,76	6,40-6,64	5,85-5,94	5,95-5,99

<b>Al</b>	1,60-1,88	1,62-1,82	2,51-2,59	2,52-2,79
<b>Ti</b>	0,19-0,23	0,11-0,16	0,43-0,46	0,24-0,32
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,18-0,22	0,44-0,94	<1.d	<1.d
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3,2-3,4	2,5-2,8	3,57-3,74	2,95-3,14
<b>Mn</b>	0,07-0,08	0,07-0,10	n.d.-0,04	<1.d-0,06
<b>Mg</b>	0,75-0,8	1,15-1,34	0,91-0,98	1,52-1,59
<b>Ca</b>	1,62-1,69	1,75-1,86	<1.d	<1.d
<b>Na</b>	0,56-0,61	0,39-0,47	<1.d	<1.d
<b>K</b>	0,27-0,30	0,25-0,33	1,73-1,83	1,78-1,83
<b>Fe(Fe+Mg)</b>	0,81-0,82	0,71-0,75	0,79-0,80	0,65-0,67

Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Tabela 4:** Estimativas dos parâmetros intensivos de cristalização (P, T,  $f_{O_2}$ ) do Batólito Catolé do Rocha. Geotermo-oxibarômetros = S92: Schmidt (1992); AS95: Anderson e Smith (1995); A97: Ague (1997); WH83: Watson e Harrison (1983); Watson e Harrison (1984); HB: Holland e Blundy (1994), FW 07: Ferry e Watson (2007); HW08: Hayden e Watson (2007); R10: Ridolfi et al. (2010); M15: Molina et al. (2015); W81: Wones (1981); SB16: Smythe e Brenan (2016).

<b>Fácies</b>	<b>Sienogranito I</b>	<b>Sienogranito II</b>	<b>Sienogranito III</b>	<b>Campos et al. (2016)</b>
	<b>Estimativas barométricas</b>			
P <sub>S92</sub> (kbar)	4,6-6,0	4,7-5,7	-	6,1-6,3
P <sub>AS95</sub> (kbar)	-	-	-	5,2-5,6
P <sub>A97</sub> (kbar)	4,3-5,3	4,3-5,1	-	5,4-5,5*
	<b>Estimativas termométricas</b>			
T <sub>satZrn</sub> <sub>WH83</sub> (°C)	870-918	839-880	785-810	874
T <sub>satAp</sub> <sub>HW84</sub> (°C)	799-914	902-983	832-904	-
T <sub>HB94</sub> (°C)	-	-	-	723-739
TT <sub>izrn</sub> <sub>FW07</sub> (°C)	827-840	-	-	-
TZ <sub>rttn</sub> <sub>H08</sub> (°C)	684-702	-	-	-

Tanf <sub>R10</sub> (°C)	773-835	803-831	-	-
TMg-líquido <sub>M15</sub> (°C)	740-940	889-945	859-888	-
<b>Estimativas de fugacidade de oxigênio</b>				
ΔQFM <sub>W81</sub>	-	-	-	-1
Oxibarmetro <sub>OR10</sub>	-15	-14	-	-
OxibarmetroCe-em-zircão <sub>SB16</sub> (logfO <sub>2</sub> )	-18	-	-	-

Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

### Pressão

Para estimativas da pressão de colocação do BCR, foi utilizado o geobarômetro Al-em-hornblenda, a partir dos novos dados químicos semiquantitativos de hornblenda obtidos para este trabalho (Tabela 3). As calibrações consideradas foram as de Schmidt (1992) e Ague (1997). Os resultados mostram pressões entre 4,3 e 6,0 kbar para a fácies Sienogranito I e 4,3 – 5,6 kbar para a Sienogranito II (Tabela 4). Adicionando ao banco de dados as estimativas de Campos et al. (2016), tem-se uma pressão média para o BCR de  $5,1 \pm 0,5$  kbar, que se coaduna com as estimativas do pico metamórfico no Ediacarano para a região (3,8 – 5,7 kbar; Souza et al., 2006).

### Temperatura

Para um melhor panorama do intervalo termal de cristalização do BCR, foram utilizados os seguintes geotermômetros: saturação em zircão ( $T_{\text{SatZrn}}$ ; Watson e Harrison, 1983), saturação em apatita ( $T_{\text{SatAp}}$ ; Harrison e Watson, 1984), partição Mg-líquido ( $T_{\text{Mg-líquido}}$ ; Molina et al., 2015), Ti-em-zircão ( $T_{\text{Tizrn}}$ ; Ferry e Watson, 2007), Zr-em-titanita ( $T_{\text{Zrttn}}$ ; Hayden e Watson, 2007). Esses termômetros forneceram estimativas mais altas, que se aproximam da  $T_{\text{liquidus}}$ . Adicionalmente, utilizou-se também o termômetro de Ridolfi et al. (2010), baseado na composição dos anfibólios, para estimativas que se aproximam da  $T_{\text{solidus}}$ .

Os termômetros de saturação em zircão e apatita retornaram valores entre 785 e 983°C (Tabela 3). Os valores de  $T_{\text{satZr}}$  variam no intervalo 785 – 918°C (Figura 33) e

umentam da fácies Sienogranito III para a Sienogranito I. Os valores estão de acordo com temperaturas comumente encontradas em granitos de tipo-A (~750–900°C; cf. Clemens et al., 1986; Patiño-Douce, 1997; King et al., 2001; Guimarães et al., 2004; Eby, 2011; Dalan et al., 2019), bem como com a estimativa apresentada por Campos et al. (2016) para o BCR. O termômetro  $T_{\text{satAp}}$  retornou valores entre 799–983°C que se sobrepõem aos valores de  $T_{\text{satZrn}}$ , em concordância com o caráter precoce da apatita e zircão. Adicionalmente, as estimativas obtidas para a  $T_{\text{liquidus}}$  com o termômetro baseado na partição Mg-líquido de Molina et al. (2015) variam entre 740–945°C e são ligeiramente menores na fácies Sienogranito I.

O geotermômetro Ti-em-zircão ( $T_{\text{Tizrn}}$ ; Watson e Harrison, 2005; Ferry e Watson, 2007) considera  $a\text{SiO}_2$  e  $a\text{TiO}_2$  no momento da cristalização do zircão, segundo a equação (1), onde  $\text{Ti}_{\text{zircão}}$  = teor de Ti (ppm) no zircão. Por se tratar de rochas supersaturadas em sílica, adotou-se  $a\text{SiO}_2 = 1,0$ , enquanto a  $a\text{TiO}_2$  foi fixada em 0,7 (cf. Claiborne et al., 2010).

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = (-4800/(\log(\text{Ti}_{\text{zircão}})+\log(a\text{SiO}_2)-\log(a\text{TiO}_2)-5,711))-273 \quad (1)$$

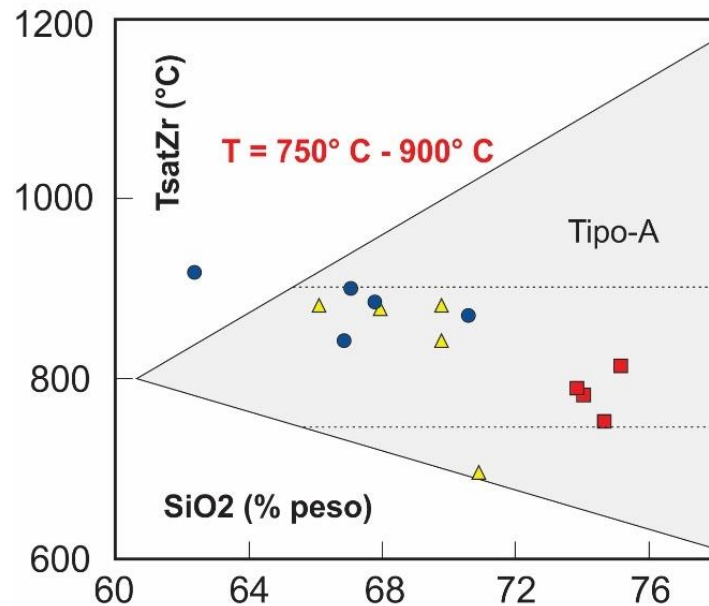
As temperaturas obtidas para zircão da fácies Sienogranito I analisado via *laser ablation* (teores de Ti entre 15,6–17,4 ppm; cf. seção 6.2) variam entre 827°C e 840°C (Tabela 4), e são coerentes com as estimativas de  $T_{\text{satZr}}$ .

A investigação por *laser ablation* de um cristal de titanita da fácies Sienogranito I, com teores de Zr entre 118–171 ppm, permitiu também a aplicação do geotermômetro Zr-em-titanita ( $T_{\text{Zrttn}}$ ) de Hayden et al. (2008). De forma similar ao  $T_{\text{Tizrn}}$ , este termômetro considera  $a\text{SiO}_2$  e  $a\text{TiO}_2$  no momento da cristalização da titanita, de acordo com a equação (2) onde  $P$  = pressão (GPa) e  $\text{Zr}_{\text{titanita}}$  = teor de Zr (ppm) na titanita. Os valores de  $a\text{SiO}_2$  e  $a\text{TiO}_2$  são os mesmos empregados em  $T_{\text{Tizrn}}$ ; a pressão considerada foi de 5,5 kbar obtida com o barômetro de Ague (1997) para a mesma amostra da titanita analisada. As estimativas obtidas variam entre 684 e 702°C.

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = [7708 + 960P]/[10,52-\log(a\text{SiO}_2) - \log(a\text{TiO}_2) - \log(\text{Zr}_{\text{titanita}})] - 273 \quad (2)$$

Por fim, o geotermômetro de Ridolfi et al. (2010) foi aplicado para os anfibólios das fácies Sienogranito I e II. As temperaturas de cristalização foram estimadas entre 773–835°C e 803–831°C, respectivamente e se aproximam dos valores obtidos por Campos et al. (2016) para a fácies Sienogranito I com o termômetro hornblenda-plagioclásio.

**Figura 33:** Diagrama de SiO<sub>2</sub> versus T<sub>satZr</sub> para as fácies graníticas do BCR, com campo dos tipo-A de Eby (2011). Símbolos na Figura 30.



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

#### Fugacidade de Oxigênio

As rochas do BCR, como já observado qualitativamente por Campos et al. (2016), cristalizaram-se sob condições relativamente redutoras ( $\Delta_{QFM} \sim -1,0$ ), em oposição às condições mais oxidantes da suíte CALCKP. Neste sentido, o BCR é formado por granitos de tipo-A<sub>2</sub> reduzidos, tal como confirma o diagrama  $Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$  vs.  $FeOt/(FeOt+MgO)$  (Dall’Agnol e Oliveira, 2007) da Figura 34A.

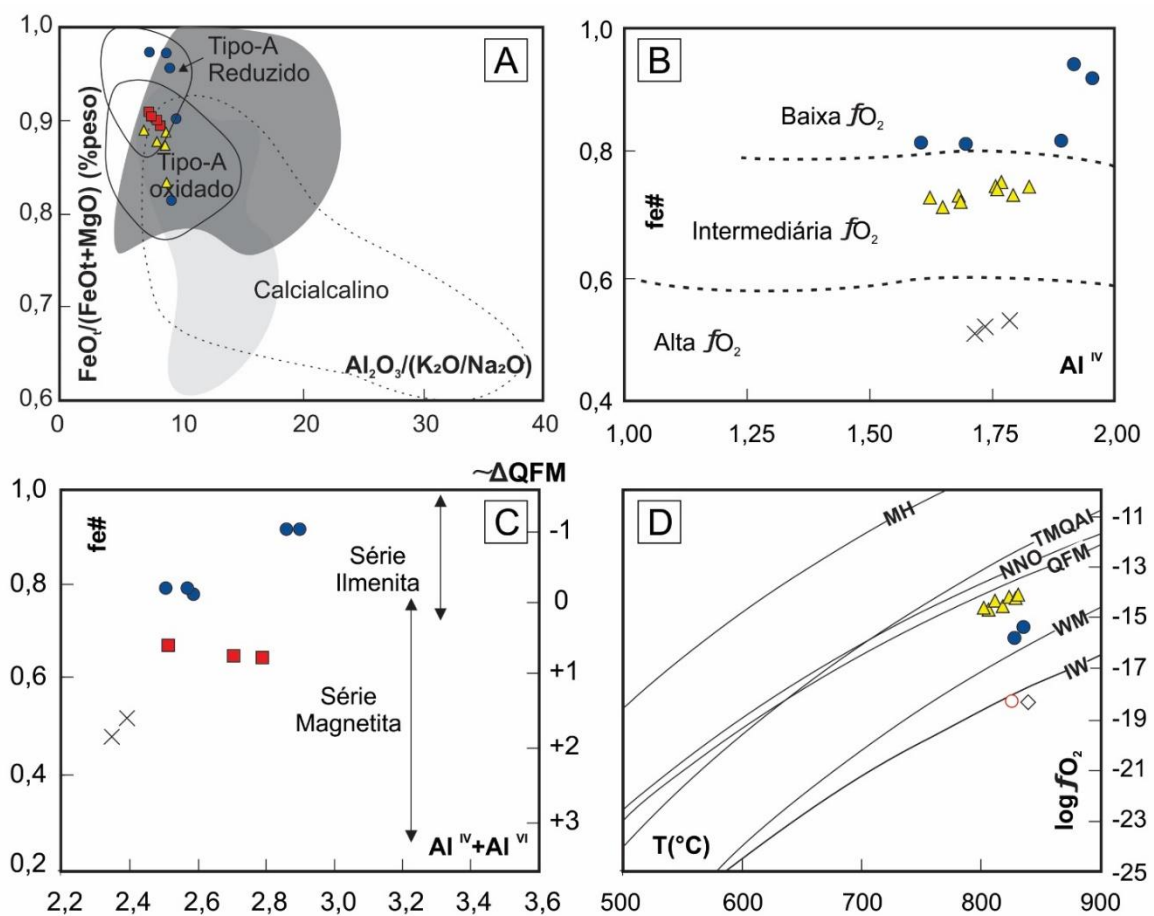
O quimismo dos minerais máficos essenciais do BCR confirmam o caráter reduzido de seus magmas. Neste caso, o anfibólio e a biotita investigados possuem razões  $fe\#$  ( $Fe/Fe+Mg$ ) elevadas, respectivamente 0,71–0,94 e 0,65–0,92 (cf. também Campos et al., 2016), compatíveis com  $f_{O_2}$  baixas a intermediárias (Hollister et al., 1987; Anderson e Smith, 1995, Anderson, 1996) (Figura 34B). Em particular, os valores de  $fe\#$  na biotita classificam os granitos da fácies Sienogranito I como da série “série-ilmenita”, enquanto aqueles da fácies Sienogranito III, com  $f_{O_2}$  ligeiramente superiores, já se enquadram na “série-magnetita” de Anderson et al. (2008) (Figura 34C). Neste último caso, titanomagnetita é o óxido de Fe-Ti predominante. Tal como apontam Dall’Agnol e Oliveira (2007), sob condições de  $fe\#$  elevada a cristalização de magnetita é possível e o magma permanece reduzido. Dessa forma, a presença de magnetita em granitos não é incompatível

com um caráter mais reduzido de seus magmas parentais (Anderson e Smith, 1995; Dall’Agnol e Oliveira, 2007; Anderson et al., 2008; Cunha et al., 2016; Campos et al., 2016).

De forma a se obter uma estimativa quantitativa mais precisa das condições de  $f_{O_2}$ , empregou-se o oxibarômetro Ce-em-zircão (Ballard et al., 2002; Smythe e Brenan, 2016). Com este método, a  $f_{O_2}$  atuante durante a cristalização de zircão de uma dada rocha pode ser quantificada a partir da partição  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  entre zircão e o líquido em equilíbrio, usando-se o modelo de “*lattice strain*” de Blundy e Wood (1994). Para o BCR, aplicou-se a calibração de Smythe e Brenan (2016) a partir dos traços quantificados via *laser ablation* e a análise de rocha-total da amostra hospedeira. O oxibarômetro considera a  $a_{SiO_2}$  e  $a_{TiO_2}$  do magma. Tal como para os termômetros  $T_{Tizrn}$  e  $T_{Zrttn}$ , assumiu-se  $a_{SiO_2} = 1,0$  (dada a presença de quartzo) e  $a_{TiO_2} = 0,7$  (cf. Clairbone et al., 2010). Os resultados obtidos indicam  $\log_{f_{O_2}}$  em torno de -18 ( $\Delta_{QFM} \sim -4$ ) para temperaturas entre 840–827 °C, obtidas com o geotermômetro Ti-em-zircão (Figura 34D; Tabela 4). Tais condições são compatíveis com os tampões IW (ferro-wüstita) e WM (wüstita-magnetita), confirmando as condições essencialmente redutoras quando da cristalização do zircão nos granitos da fácies Sieno I (Figura 34D).

Por outro lado, usando as equações de Ridolfi et al. (2010) para estimativas de  $f_{O_2}$  a partir das composições de anfibólio, obtêm-se valores de  $\log_{f_{O_2}}$  entre -15,8 e -14,2 ( $-2,4 < \Delta_{QFM} < -0,8$ ; Figura 34D). Esta diferença em relação às estimativas com o zircão pode sugerir, ao menos para a fácies Sienogranito I, condições progressivamente mais oxidantes com a cristalização, uma vez que zircão é fase precoce e a hornblenda mais tardia.

**Figura 34:** Estimativas das condições redox para a cristalização do Batólito Catolé do Rocha. Os valores para a suíte máfica-intermediária são plotados a título de comparação. (A)  $Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$  vs  $FeOt/(FeOt+MgO)$  de Dall’Agnol e Oliveira (2007); (B)  $Al^{IV}$  versus  $fe\# [(Fe/(Fe+Mg))]$  (cpfu) para anfibólio. Campos de Anderson e Smith (1995). (C)  $Al^{IV}+Al^{VI}$  (22 Oxigênios) versus  $fe\#$  para biotita comparado com granitos mesoproterozoicos da série-ilmenita e série-magnetita da Laurentia (Anderson et al., 2008), com estimativas de  $fO_2$  relativa ao tampão QFM ( $P_{H_2O}=P_{total}$ ), baseado na calibração de Wones (1981); (D) Valores de  $fO_2$  versus temperatura calculados a partir da composição de anfibólios (Ridolfi et al., 2010) e zircão (Smythe e Brenan, 2016) para amostra das fácies Sienogranito I e II do BCR. Tampões calculados para  $P\sim 6,0$  kbar: IW: ferro-wüstita; WM: wüstita-magnetita; QFM: quartzo-faialita-magnetita; NNO: níquel-bunsenita; TMQAI: titanita-magnetita-quartzo-anfibólio-ilmenita; MH: magnetita-ilmenita, calculados a partir de O’Neill (1988). Símbolos na Figura 30.



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

### Diferenciação magmática

A partir das assinaturas geoquímicas e do comportamento de elementos maiores e menores em diagramas de variação do tipo Harker, é possível considerar que as rochas

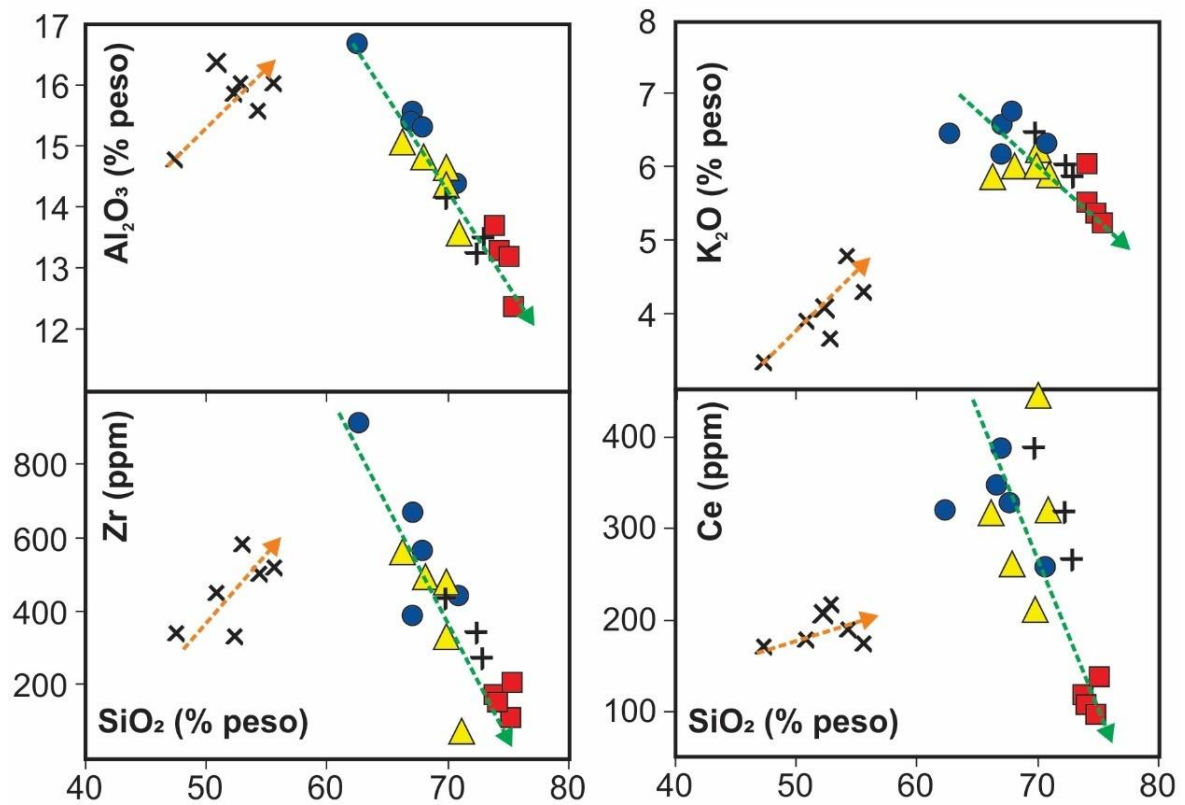
básico-intermediárias, graníticas e os diques micrograníticos do BCR não compartilham de um mesmo *trend* evolutivo (cf. Medeiros et al., 2008), o que descarta a hipótese de cogenicidade entre essas rochas. Ao contrário, é possível se visualizar duas trajetórias distintas para as fácies graníticas e máfico-intermediárias nos diagramas tipo Harker, e a existência de um possível intervalo composicional no intervalo em torno de  $\text{SiO}_2 \sim 60\%$  da Figura 35. Outrossim, a diferença nas condições redox inferidas para os granitos e as rochas básico-intermediárias (Figuras 34) reforça se tratem de magmas distintos.

A variação de elementos incompatíveis em relação a compatíveis em diagramas bi-logarítmicos pode ser utilizada

sobre os principais processos de diferenciação magmática envolvidos na evolução de um dado corpo ígneo (e.g. Cocherie, 1986; Janousek et al., 2016). Nestes diagramas (Figuras 36), a forte declividade negativa observada para o conjunto de amostras dos granitos do BCR sugere a cristalização fracionada (CF) como processo dominante nessas rochas. Por outro lado, as rochas máfico-intermediárias definem linhas de tendência mais horizontalizadas, o que aponta para diferenciação por fusão parcial de fontes enriquecidas (Janousek et al., 2016). Não há evidências químicas suficientes para comprovar processos de mistura de magmas. Contudo, dada a presença de *schlierens* elipsoidais, bem como de enclaves arredondados, localmente com feições de hibridização com o sienogranitos hospedeiro, não se descarta, ao menos localmente, a ocorrência de processos de *mixing* e/ou *mingling* entre os magmas graníticos e básico-intermediários do BCR.

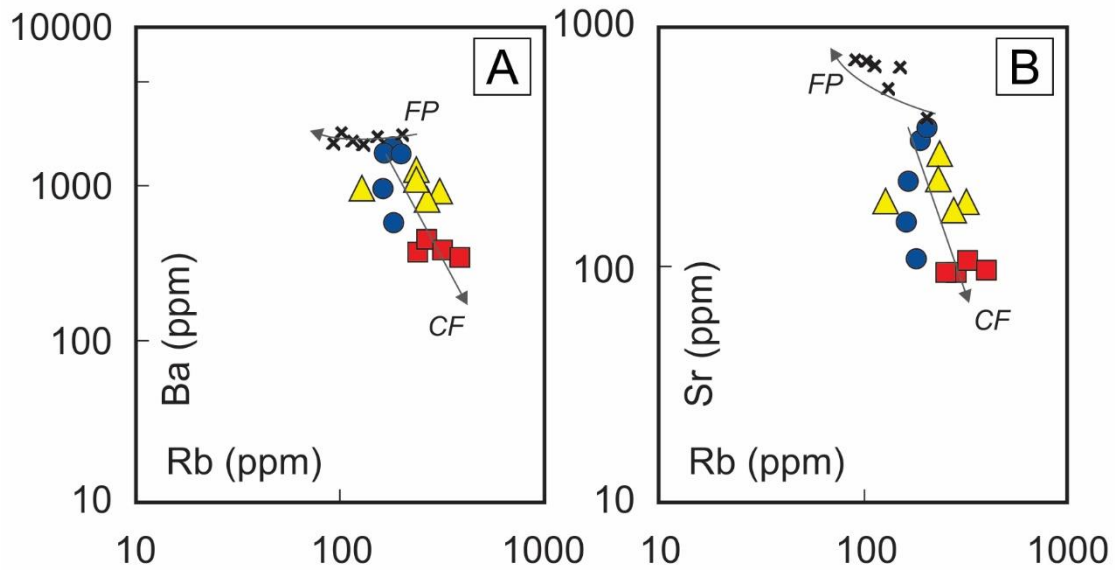
A predominância de CF para os granitos do BCR encontra ainda evidências na petrografia (e.g. plagioclásio com zoneamentos concêntricos) e em diagramas multi-elementos (Figura 29) que mostram anomalias negativas bem pronunciadas de Ti, P e Sr, sugerindo o fracionamento de ilmenita, apatita e plagioclásio e/ou hornblenda, respectivamente. Uma tentativa de se modelar a derivação da amostra mais evoluída do conjunto de dados (amostra VC641, fácies Sienogranito III; Medeiros et al., 2007) a partir da menos evoluída (amostra VC634, fácies Sienogranito I; Medeiros et al., 2007) por cristalização fracionada foi feita a partir do balanço de massas dos elementos maiores com a planilha Petromode (Christiansen, 2009). O resultado da modelagem é apresentado na Tabela 5 e mostra ser possível após 28,4% de cristalização de uma composição parental ( $C_{L0}$ ) similar à amostra VC634 se obter um líquido de composição próxima à amostra VC641 ( $C_{L1}$ ) ( $\sum r^2 = 0,691$ ). Os minerais do cumulado são, em ordem de abundância, ortoclásio, plagioclásio (bitownita), magnetita, ilmenita e apatita.

**Figura 35:** Diagramas binários tipo Harker para elementos representativos do BCR e suíte máfica intermediária, considerando SiO<sub>2</sub> (% em peso) como índice de diferenciação. Linhas tracejadas apresentam aproximações de *trends* com a diferenciação, sendo a linha tracejada laranja das suítes máficas-intermediárias e a linha verde das fácies graníticas do BCR.



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Figura 36:** Diagramas bi-logarítmicos de elementos incompatíveis versus compatíveis, indicadores de processo de cristalização fracionada (CF) e fusão parcial (FP) (A) diagramas Rb versus Ba; (B) Rb versus Sr. Linhas de CF e FP sugeridas por Cocherie (1986).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Tabela 5:** Estimativa de cumulado para as fácies graníticas do BCR. Sendo Ap: Apatita, Ilm: Ilmenita, Mag: Magnetita, Or: Ortoclásio e Pl: Plagioclásio (Bytownita).

Fácies sienograníticas do BCR		$\Sigma r^2 = 0,691 (1-F) = 28,4\%$		
Composição dos líquidos	$C_{L0} = VC634$ Fácies Sieno III	$C_{L1} = VC641$ Fácies Sieno I	$C_{L'}$	Minerais do cumulado
SiO <sub>2</sub>	62,72	75,47	75,38	Or (23,9%)
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,23	0,00	Pl (2,3%)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	12,50	12,36	Mag (1,7%)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	5,92	2,37	2,32	Ilm (0,4%)
MnO	0,09	0,03	0,00	Ap (0,1)
MgO	0,61	0,23	0,10	
CaO	2,79	0,77	1,14	
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,10	2,53	
K <sub>2</sub> O	6,49	5,23	6,10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,06	0,00	

Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

## **Inferências petrogenéticas e geotectônicas**

Diversos modelos petrogenéticos têm sido propostos para a geração dos granitos tipo-A, dos quais destacam-se: (i) fracionamento de magmas basálticos derivados do manto (Eby, 1990; Turner et al., 1992); (ii) fusão parcial de rochas crustais (Collins et al., 1982; Patiño-Douce, 1997; Whalen et al., 1987) e; (iii) mistura entre magmas máficos derivados do manto e líquidos crustais (Yang et al., 2006). Jiang et al. (2018) aponta como processos geradores de magma tipo-A a fusão parcial de crosta inferior ou manto litosférico metassomatizado. Atrelado a isso, as altas temperaturas desses granitos podem estar associadas à colocação de magmas mantélicos, delaminação da base da crosta e ressurgência do manto, principalmente em ambientes pós-colisionais (Kay e Kay, 1993; Lustrino, 2005).

Por outro lado, independente do modelo, a geração de magmas de tipo-A parece estar principalmente associada a ambientes extensionais pós-colisionais e/ou anorogênicos (cf. por exemplo, Bonin, 2007; Nédélec e Bouchez, 2015). O BCR se conforma a esta constatação tal como verificado nos diagramas de ambientação tectônica de Pearce (1996) e Pearce et al. (1984) nas Figuras 37A e 37B, onde o BCR mostra características de granitos pós-colisionais, sugerindo ambientes extensionais, em consonância com sua idade U-Pb (zircão) de  $571 \pm 3\text{Ma}$  (Medeiros et al., 2007). De fato, a granitogênese ediacarana nos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre são de ambientação sin- a tardi-orogênica, e tem sua colocação associada principalmente a zonas de cisalhamento transcorrentes em ambiente extensional, associadas à Orogênese Brasileira (Caby et al., 1991; Jardim de Sá, 1994; Vauchez et al., 1995).

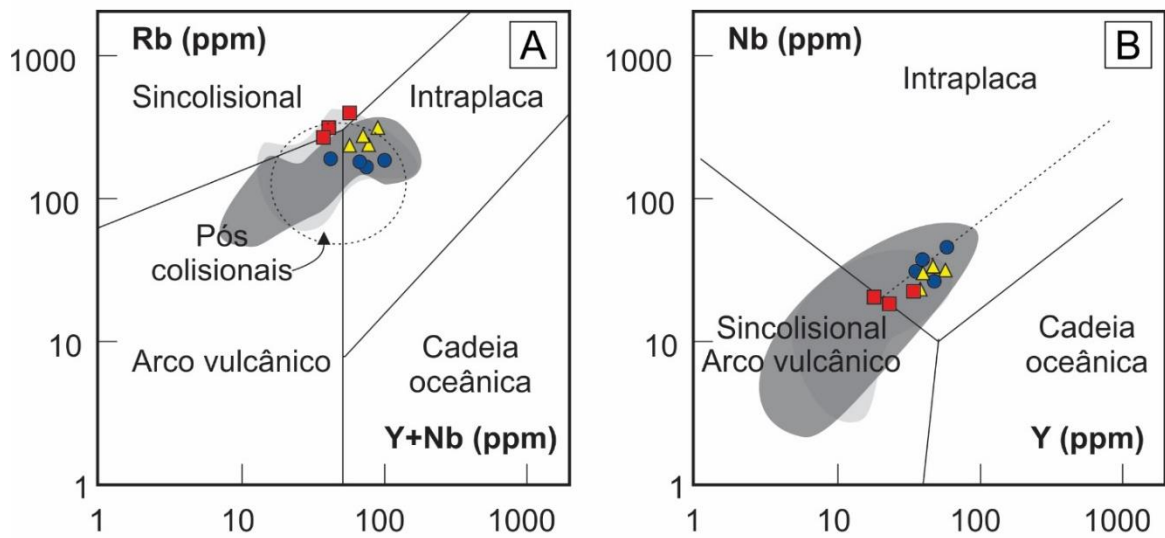
Quando se pensa em um modelo petrogenético para o BCR, até onde vão as evidências geoquímicas a hipótese anterior (i) parece improvável, o que poderia ser confirmado com dados isotópicos. Além disso, tal como discutido nas seções anteriores, os granitos do BCR contrastam dos tipo-I caledonianos da suíte CALCKP por possuir valores da razão  $\text{Fe}^*$  e teores de terras-raras, elementos litófilos de raio grande (LILE) e HFSE (Zr, Nb, Y) relativamente altos, além de possuir assinaturas geoquímicas de granitos de tipo-A<sub>2</sub>. Segundo Eby (1992), magmas graníticos de tipo-A<sub>2</sub> possuem afinidades com os basaltos de arco de ilha (IAB), sugerindo, pois, derivação a partir de fontes previamente modificadas (i.e. metassomatizadas) por fluidos oriundos de subduções pretéritas, seja na base da crosta, seja no manto litosférico, em ambientes extensionais pós-colisionais (ou anorogênicos). De fato, Medeiros et al. (2008) sugerem fontes mantélicas metassomatizadas e crustais

profundas para os magmas máfico-intermediários e graníticos do BCR, respectivamente (Figura 38). Nesta linha, Martin (2006) propôs que fluidos mantélicos em ambientes extensionais podem metassomatizar a crosta inferior. As assembleias férteis então geradas podem se fundir para gerar granitos de tipo-A.

Convém ainda destacar que as rochas estudadas apresentam expressivos conteúdos de K, Th e U (Tabela 1), que conferem assinatura de granitos de alta produção de calor radiogênico (“*High Heat Producing Granites*”; cf. Rybach, 1988; Bea, 2012). Os valores de calor radiogênico (A) calculados para o BCR de acordo com a equação de Rybach (1988), situam-se entre 2,3 e 5,3  $\mu\text{Wm}^{-3}$ . Esses valores são bem mais elevados que a média da crosta continental (1,0-1,2  $\mu\text{Wm}^{-3}$ ; Bea, 2012) e devem refletir o enriquecimento das áreas-fontes em elementos produtores de calor (*heat-producing elements* – HPE, i.e. K, Th, U) por meio de reações metassomáticas promovidas pela circulação de fluidos alcalinos, seja no manto litosférico, seja na crosta inferior (Figuras 38A e 38B; Martin, 2006; Bea, 2012; Vilalva et al., 2019).

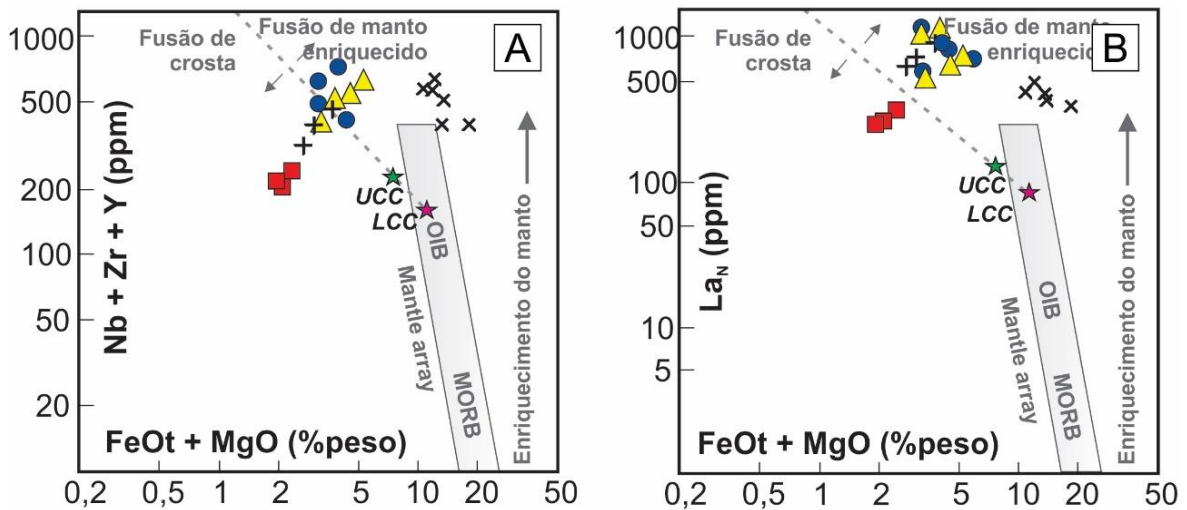
Em síntese, os granitos que compõem o BCR possuem características químicas que sugerem a derivação de seus magmas a partir de fontes enriquecidas por fluidos metassomáticos, com evolução controlada por cristalização fracionada, sob condições de baixa  $f_{\text{O}_2}$ . Inferências mais aprofundadas sobre as áreas-fontes e processos evolutivos carecem de embasamento isotópico.

**Figura 37:** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para o BCR. (A) Diagrama Y+Nb versus Rb (Pearce, 1996) e; (B) Diagrama Y versus Nb (rocha-total) de Pearce et al. (1984).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

**Figura 38:** Diagramas discriminantes de assinatura de área-fonte de Laurent et al. (2014). (A) Nb+Zr+Y versus FeOt+MgO(% peso); (B) La normalizado ao condrito de McDonough e Sun (1995) versus FeOt+MgO(% peso). Sendo UCC = crosta continental superior, LCC = crosta continental inferior, MORB = basaltos de dorsal meso-oceânica e OIB = basaltos de ilha oceânica (Rudnick e GaO, 2003).



Fonte: Elaborada pelos autores (2020).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Batólito Catolé do Rocha (BCR), entre os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba (NE do Brasil), é um dos maiores corpos graníticos associados ao intenso magmatismo que afetou a porção mais setentrional da Província Borborema, durante o Ediacarano-Cambriano. Este batólito é formado principalmente por rochas sienograníticas agrupadas em três fácies distintas, microgranitos e rochas máfico-intermediárias.

As rochas graníticas apresentam conteúdo relativamente alto de álcalis, baixos teores de CaO e MgO, alta razão FeO<sub>t</sub>/MgO (rochas “ferroanas”), concentrações significativas de elementos de alto potencial iônico e terras-raras leves. Seus silicatos máficos são tipicamente enriquecidos em ferro, reflexo dos valores observados em rocha-total. Tais características fazem o BCR se distinguir da maioria dos corpos de assinatura cálcio-alcalina de alto-K (subalcalina), aproximando-o dos corpos mais tipicamente alcalinos desta porção da Província Borborema. Neste sentido, o Batólito Catolé do Rocha é aqui reinterpretado como sendo formado por granitos de tipo-A<sub>2</sub> e sugere-se ser incluído na suíte alcalina do magmatismo ediacarano-cambriano.

Os granitos do BCR cristalizaram-se sob pressões entre 4,6–6,3 kbar (~16–24km de profundidade) e temperaturas entre ~950–750 °C, em condições de baixa fugacidade de oxigênio ( $-4 < \Delta_{QFM} < -1$ ), o que permite classificá-los como granitos de tipo-A<sub>2</sub> reduzidos.

Infere-se fusão de fonte metassomatizada (crosta inferior ou manto litosférico?) como responsável pela geração dos magmas graníticos do BCR, com posterior diferenciação por processos de cristalização fracionada. A coexistência com magmas mais básicos não cogenéticos é evidenciada pela presença de *schlierens* e enclaves máficos microgranulares, localmente com feições de hibridização com os granitos hospedeiros. Se esses magmas básico-intermediários têm origem a partir da fusão de um manto metassomatizado e serviram como fonte de calor para a fusão de uma crosta igualmente metassomatizada que, em última instância gera os magmas graníticos do BCR, permanece como uma questão aberta e futura hipótese de trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ague J.J. (1997). Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25(6), 563–566. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0563:TCOEPF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0563:TCOEPF>2.3.CO;2)
- Almeida, F.F.M., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth- Science Reviews*, 17, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Anderson, J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 125-138. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006544>.
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., Mazdab, F. (2008). Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 121-142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>.
- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effect of temperatures and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>.
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN. Acesso em 28 de janeiro de 2020, <[http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia\\_basica/cartografia\\_regional/mapa\\_rio\\_grande\\_norte.pdf](http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/cartografia_regional/mapa_rio_grande_norte.pdf)>
- Antunes, A. F., Galindo, A. C., Alves da Silva, F. C., Jardim de Sá, E. F., & Lima, R. F. (2000). Magmatismo Granítico de afinidade Subalcalina/Monzonítica no Maciço São José de Campestre, Província Borborema (NE do Brasil): O exemplo do Plúton de Monte das Gameleiras. *Geochimica Brasiliensis*, 14(1), 051-069. <http://dx.doi.org/10.21715/gb.v14i1.166>
- Ballard, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H. (2002). Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144, 347-364. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Bea, F. (2012). The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heatproducing elements. *Lithos*, 153, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>
- Bonin B. (2007). A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>
- Breiter, K., Lamarao, C.N., Borges, R.M.K. and Dall’Agnol, R. (2014) Chemical characteristic of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192-195, 208-225. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.004>
- Brito Neves, B. B., Kawashita, K., Pessoa, D.R. (1975). A posição estratigráfica do Complexo Caicó. VII Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, 197-289. Fortaleza: SBG.
- Calzia, J. P., & Rämö, O. T. (2005). Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA. *Earth-Science Reviews*, 73(1-4), 221-243. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.07.006>

- Campos, T. F. C., Neiva, A. M. R., & Nardi, L. S. V. (2000). Geochemistry of granites and their minerals from Serra Negra do Norte Pluton, northeastern Brazil. *Chemie der Erde*, 60(4), 279-304.
- Campos, B.C.S. (2016). Petrografia, litoquímica, química mineral e termobarometria de rochas cálcioalcalinas de alto K de textura porfirítica, ediacaranas, no extremo NE da Província Borborema (NE do Brasil). Dissertação (Mestrado) Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte). Acesso em 28 de janeiro de 2020, <<https://repositorio.ufrn.br/jspui/handle/123456789/21307>>
- Campos, C. S.C., Vilalva, F. C. J., Nascimento, M. A., Galindo, A. C. (2016) Crystallization conditions of porphyritic high-K calc-alkaline granitoids in the extreme northeastern Borborema Province, NE Brazil, and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*: 70, 224-236 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.010>.
- Campos, T. F. C., Neiva, A. M. R., Nardi, L. S. V. (2000). Geochemistry of granites and their minerals from Serra Negra do Norte Pluton, northeastern Brazil. *Chemie der Erde*, 60(4), 279-303.
- Castro, A. (2019). The dual origin of I-type granites: The contribution from laboratory experiments. *Geological Society Special Publications*, 491, 491-2018. <https://doi.org/10.1144/SP491-2018-110>
- Chappell, B. W., & Stephens, W. E. (1988). Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 71-86. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014139>
- Christiansen, E.H. (2009). "PetroMode". Faculty Publications, 1334. Brigham Young University. Disponível em: <<https://scholarsarchive.byu.edu/facpub/1334>>.
- Claiborne, L. L., Miller, C. F., Wooden, J. L. (2010). Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(4), 511-531. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0491-5>.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R., White, A. J. R. (1986). Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71(3-4), 317-324.
- Cocherie, A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 2517-2522. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90034-7)
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189–200. <https://doi.org/10.1007/BF00374895>
- Cunha, A. L. C et al. (2018). Carta geológica-geofísica: folha Catolé do Rocha, SB.24-Z-A-III.1 mapa colorido, 90,00 cm x 75,00 cm. Escala 1:100.000. (Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil). Recife: CPRM. Acesso em 28 de janeiro de 2020, <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18668>>.
- Cunha, I. R. V., Dall’Agnol, R., Feio, G. R. L. (2016). Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajas Province–Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 100-121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007>
- Dalan, C.A, Vilalva, F. C. J., Nascimento, M. A. L. (2019). Reavaliação das condições de cristalização de granitos alcalinos ediacaranos dos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, Província Borborema, NE-Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(1), 129-152. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-149112>

- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93(3-4), 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- 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*, 29:183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Eby, G.N. (1990). The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Eby, G.N. (2011). A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, p. 50-51.
- Ferry, J.M., Watson, E.B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib Mineral Petrol*, 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Frost, C. D., & Frost, B. R. (2011). On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of petrology*, 52(1), 39-53.
- Gonçalves, L.C. (2009). Contribuição geofísica a análise Do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema – NE Brasil. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. Acesso em 28 de janeiro de 2020, <<https://core.ac.uk/download/pdf/33540762.pdf>>.
- Grebennikov, A.V. (2014). A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Russ Geol Geophys*, 55,1354–1356. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.10.011>
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M., Melo, S. C., Melo, E. B. (2004). Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135(1-2), 23-53. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.07.004>
- Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A. (2008) A thermobarometer for sphene (titanite). *Contrib Mineral Petrol* 155:529–540. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y>
- 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>.
- Hollanda, M.H.B., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Dunyi, L., Armstrong, R. (2011). Long-lived paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 287-300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.008>
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.

- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28, 627-630. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293-305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Janasi, V. A., Vlach, S. R. F., Campos Neto, M. C., & Ulbrich, H. H. (2009). Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu granite province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *The Canadian Mineralogist*, 47(6), 1505-1526. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1505>
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H., Fuck, R. A., Kawashita, K. (1992). Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 22(4), 472-480.
- Jardim de Sá, E.F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Brasília. Tese (Doutorado). Brasília: Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília.
- Jiang, X.Y., Ling, M.X., Wu, K., Zhang, Z.K., Sun, W.D., Sui, Q.L., Xia, X.P. (2018). Insights into the origin of coexisting A1-and A2-type granites: implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayuanguo intrusion in the lower Yangtze River Belt, eastern China. *Lithos*, 318, 230–243. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.008>
- Kay, R.W., Kay, S.M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U)
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M., White, A. J. R. (2001). Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 501-514. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>
- Lameyre, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 349-359.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.-F., Doucelance R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granites: Evidence for the onset of a “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208-235. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.06.012
- Lustrino, M. (2005). How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, 72, 21–38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.03.004>
- Martin, R.F. (2006). A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91, 125-136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.012>
- Mori, P. E., Reeves, S., Correia, C. T., & Haukka, M. (1999). Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3), 441-446.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223– 253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B. (2006). Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa, Folha SB.24-Z-A. Escala 1:250.000. Recife: CPRM. Acesso em 28 de janeiro de 2020, <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10861>>.

- Medeiros, V.C., Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L. (2008). Litogeoquímica do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. *Estudos Geológicos*, 18, 28-44. Acesso em 28 de janeiro de 2020, < <http://www3.ufpe.br/estudosgeologicos/>>.
- Medeiros, V.C., Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L., Freire, A.G. (2007). Geologia, petrografia e idade do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. *Revista de Geologia*, 20, 219-230.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., Fershtater, G.B. (2015). Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286-305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- Nardi, L. V. S.; Bitencourt, M. F. (2009). A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(60), 1493-1503. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1493>
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 281-299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>
- Nascimento, M.A.L., Medeiros, V.C., Galindo, A.C. (2008). Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 18, 4-29. Acesso em 28 de janeiro de 2020, < <http://www3.ufpe.br/estudosgeologicos/>>.
- Nédélec, A., e Bouchez, J. L. (2015). *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. OUP Oxford. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198705611.001.0001>
- Patiño-Douce, A. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calcalkaline granitoids. *Geology*, 25(8), 743-746. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Peacock, M. A. (1931). Classification of igneous rock series. *The Journal of Geology*, 39(1), 54-67.
- Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., 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>
- Pitcher, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In Hsu Keneth, J. (ed). *Mountain building processes*, Academic Press, London, p. 19-40
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rogers, J. J. W., Greenberg, J. K. (1981). Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bulletin Geological Society of America*, 92, 6-9. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1981\)92<6:TEICMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92<6:TEICMP>2.0.CO;2)
- Rybach, L. (1988). Determination of heat production rate. In: Haenel, R. Rybach, L., Stegena, L.(Eds), *Handbook of terrestrial-flow density determinations*, 125-142. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

- Santos, E. J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 47-50. Salvador: SBG.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G. & Medeiros V.C. (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. International Geological Congress, 31, 5-9. Rio de Janeiro.
- Sawaki, Y., Suzuki, K., Asanuma, H., Okabayashi, S., Hattori, K., Saito, T., Hirata, T. (2017). Geochemical characteristics of zircons in the Ashizuri A-type granitoids: An additional granite topology tool for detrital zircon studies. *Island Arc*, 26 (6), 1-19. <https://doi.org/10.1111/iar.12216>
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2-3), 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Smythe, D. J., Brenan, J. M. (2015). Cerium oxidation state in silicate melts: combined fo<sub>2</sub>, temperature and compositional effects. *Geochemica et Cosmochimica Acta.*, 170, 173-187. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.07.016>
- Souza Z.S., Martin H., Peucat J., Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F. (2007). Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caico Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48: 2149-2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>
- Souza, V.O., Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C. (2017). O Stock Flores: Exemplo de magmatismo granítico tipo-A no Domínio Rio Piranhas-Seridó, NE da Província Borborema. *Pesquisas em Geociências*, 44 (2), 345-366. Acesso em 28 de janeiro de 2020, < <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/issue/view/3168>>.
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., Kokfelt, T.F., Dantas, E. L., Li, J. W., Pimentel, M.M., Galindo, A. C. (2016). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 68-96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.006>
- Sylvester, P.J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97, 261-280. <https://doi.org/10.1086/629302>
- Turner, S.P., Foden, J.D., Morrison, R.S. (1992). Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 151-179. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90029-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90029-X)
- Van Acherbergh, E., Ryan, C., Jackson, S., Griffin, W. (2001). Appendix 3: Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser-Ablation-CPMS in the Earth Sciences*. vol. 29. Mineralogical Association of Canada Short Course, 239-243.
- Vilalva, F. C. J., Simonetti, A. Vlach, S. R. F. (2019). Insights on the origin of the Graciosa A-type granites and syenites (Southern Brazil) from zircon U-Pb geochronology, chemistry, and Hf and O isotope compositions. *Lithos*, 340-341, 20-33. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.05.001>
- Wang, Y. W., Wang, J. B., Wang, L. J., et al. (2012). The Tuerkubantao Ophiolite Mélange in Xinjiang, NW China: New Evidence for the Erqis Suture Zone. *Geoscience Frontiers*, 3(5), 587-602. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.02.002>
- Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic system: a summary and prospectus of experimental approaches.

- Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35,19-30. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(84\)90031-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(84)90031-1)
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (2005). Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest. *Earth Sci.*, 308, 841-844. <https://doi.org/10.1126/science.1110873>
- Whalen J.B., Curie K.L., Chappel B.W. (1987). A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol*, 95, 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whalen, J.B., Hildebrand, R.S. (2019). Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348, 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- Wones, D.R. (1981). Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Min. Geol.*, 31, 181-212. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.31.191>
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., Chu, M.F. (2006). A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, Northeast China: geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89, 89–1. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.10.002>

## **CAPÍTULO VII- CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES**

A partir da revisita aos dados petrográficos, litoquímicos e petrogenéticos é possível destacar as seguintes considerações finais a respeito do magmatismo Catolé do Rocha:

- (1) As fácies graníticas do Batólito Catolé do Rocha (BCR) são constituídas essencialmente por sienogranitos com variações modais dos minerais essenciais feldspato potássico ( $Ab_{11}Or_{89}$  e  $Ab_5Or_{95}$ ), plagioclásio (em sua maioria oligoclásio - An ~17%) e quartzo, sendo os máficos a biotita (annita) e anfibólios cálcicos (ferropargasita, hastingsita a ferro-edenita), além dos acessórios titanita, opacos (titanomagnetita e ilmenita), allanita zircão, apatita e fluorita. Clorita, titanita secundária, mica branca e carbonato são as fases secundárias, oriundas das alterações de biotita e feldspatos. As fácies máficas-intermediárias são compostas por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, clinopiroxênio, biotita e hornblenda, além de opacos, titanita, apatita e zircão.
- (2) Litoquimicamente, o BCR é composto por rochas de natureza transicional entre cálcio-alcalina a alcalina. Esse comportamento também é observável na química mineral da biotita. As rochas de caráter básico intermediário apresentam conteúdos máximos de  $SiO_2$  de 56% (em peso); nota-se um *gap* relativo entre essa suíte para com as fácies graníticas, onde as amostras menos evoluídas possuem 62% de  $SiO_2$ .
- (3) A assinatura geoquímica das fácies graníticas do BCR se aproximam daquelas que tipicamente caracterizam os granitos-tipo-A, tais como conteúdo alto de álcalis, baixos teores de CaO e MgO, alta razão FeO<sub>t</sub>/MgO (rochas “ferroanas”), concentrações significativas de HFSE (Th, U, Ta, Y), enriquecimento de terras-raras leves sobre os pesados (padrões tipo “asa de gaivota”). Tal afinidade é ressaltada em diversos diagramas geoquímicos, o que faz com que o BCR destoe de outras ocorrências importantes da suíte magmática cálcio-alcalina de alto K porfirítica de Nascimento et al. (2015), na qual está atualmente inserido, com afinidades mais próximas aos granitos tipo-I. De fato, a tendência mais alcalina do BCR o aproxima das assinaturas observadas na suíte alcalina de Nascimento et al. (2015), em especial o plúton Flores. Dessa forma, as rochas graníticas que compõem o BCR são aqui classificadas como do tipo A<sub>2</sub>.

- (4) Tendo em vista que as particularidades do BCR em relação a outros membros (tipo-I) da suíte cálcio-alcálica de alto K porfírica e sua definição como tipo A<sub>2</sub>, aproximando-o da suíte alcálica, sugere-se que o BCR seja considerado um exemplar desta última suíte. Ou, alternativamente, que esta classificação petrográfico-geoquímica do magmatismo ediacarano-cambriano nos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre seja repensada de forma sistemática e detalhada.
- (5) Os parâmetros intensivos de cristalização, calculados com base nos dados químicos de rocha-total e mineral, indicam que o BCR cristalizou-se sob pressões entre 4,6–6,3 kbar (~16–24 km de profundidade) e temperaturas em geral >800°C, em concordância com os valores encontrados na literatura para típicos granitos de tipo-A. Em relação as condições redox, observa-se condições essencialmente redutoras ( $-4 < \Delta_{QFM} < -1$ ), o que permite classificá-los como granitos de tipo-A<sub>2</sub> reduzidos (série ilmenita).
- (6) A partir da petrografia, e do comportamento de elementos maiores e menores em diagramas de variação tipo Harker e bi-logarítmicos (elemento compatível vs. Incompatível) reforça-se a não cogenecidade entre os magmas graníticos e básico-intermediários do BCR.
- (7) A cristalização fracionada é o processo de diferenciação magmática predominante para a fácies graníticas, sendo possível modelar (balanço de massas) a derivação da amostra mais evoluída do conjunto de dados a partir da menos evoluída. Por outro lado, a fusão parcial parece explicar a variação química observada para o conjunto de rochas máfico-intermediárias.
- (8) Um modelo petrogenético tentativo para o BCR envolve a geração dos magmas graníticos por fusão de uma fonte metassomatizada localizada ou na crosta inferior ou no manto litosférico. A coexistência com os magmas básico-intermediários não cogenéticos é evidenciada pela presença de *schlierens* e enclaves máficos microgranulares, localmente com feições de hibridização com os granitos hospedeiros.
- (9) Se esses magmas básico-intermediários tem origem a partir da fusão de um manto metassomatizado, tal como inferido por Medeiros et al. (2008) e assumido para outras rochas de quimismo similar nos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre (i.e. suíte shoshonítica de Nascimento et al., 2015) por Hollanda et al.

(2003), e se posteriormente serviram como fonte de calor para a fusão de uma crosta igualmente metassomatizada que, em última instância, gera os magmas graníticos do BCR permanecem questões abertas e futuras hipóteses de trabalho.

## **CAPÍTULO VIII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

---

### **A**

---

- Ague J.J. (1997) Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology* 25(6):563–566.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 582-596. Campina Grande: SBG, p.363-391.
- Almeida, F. F. M., Leonardo Jr., O.H., Valença, J. (1967). Review on granitic rocks of northeast South América. IUGS/UNESCO. Simp. Recife, 41p
- Almeida, F.F.M., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. (1981). Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth- Science Reviews*, 17: 1-29.
- Anderson, J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 125-138. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006544>.
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., Mazdab, F. (2008). Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 121-142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>.
- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effect of temperatures and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>.
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN.
- Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, J.R.C., Wanderley, A.A., Forgiarini, L.L., Medeiros, M.F. (2004). Programa Geologia do Brasil – PGB. Jaguaribe, Folha SB.24, Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Recife: CPRM.

### **B**

---

- Ballard, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H. (2002). Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144, 347-364.
- Barbarin, B. (1999): A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626

- Barbarin, B. (1990). Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origins and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238
- Baugartner, R., Romer, R.L., Moritz, R., Sallet, R., Chiaradia, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *The Canadian Mineralogist*, 44, 69-86.
- Bea, F. (2012). The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heatproducing elements. *Lithos* 153, 278–291.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187
- Bonin B. (2007). A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Bonin, B. (1982): *Les granites des complexes annulaires*. BRGM, Manuels et Méthodes 4, Paris, France
- Bonin, B., Bébien, J. (2005). The granite-upper mantle connection in terrestrial planetary bodies: an anomaly to the current granite paradigm? *Lithos Ilmari Haapala Volume (80)*, 131–145.
- Bonin, B., Bébien, J., Masson, P. (2002). Granite: a planetary point of view. *Gondwana Research* 5, 261–273.
- Breiter, K., Lamarao, C.N., Borges, R.M.K. and Dall’Agnol, R. (2014). Chemical characteristic of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192-195, 208-225.
- Brito Neves, B. B, Kawashita, K., Pessoa, D.R. (1975). A posição estratigráfica do Complexo Caicó. VII Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, 197-289. Fortaleza: SBG
- Brito Neves, B. B., Pessoa, R. J. R. (1974). Considerações sobre as rochas graníticas do Nordeste Oriental. XXVII Congr. Bras. Geol., 6, 143-157. Porto Alegre: SBG.

## C

---

- Cabral Neto, I., Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Fernandes, P. R., Silveira, F. V., Dantas, E. L., Rodrigues, J. B., Cunha, I., Paes, V. J., Santos, L. D., Pinho, I. C. (2019). Jardim do Seridó Suite: first example of Ediacaran peraluminous magmatism in the Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 2, 119-136.
- Campos, B.C.S. (2016). Petrografia, litoquímica, química mineral e termobarometria de rochas cálcioalcalinas de alto K de textura porfirítica, ediacaranas, no extremo NE

- da Província Borborema (NE do Brasil). Dissertação (Mestrado) Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte).
- Campos, C. S.C., Vilalva, F. C. J., Nascimento, M. A., Galindo, A. C. (2016) Crystallization conditions of porphyritic high-K calc-alkaline granitoids in the extreme northeastern Borborema Province, NE Brazil, and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*: 70, 224-236  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.010>.
- Campos, T. F. C., Neiva, A. M. R., Nardi, L. S. V. (2000). Geochemistry of granites and their minerals from Serra Negra do Norte Pluton, northeastern Brazil. *Chemie der Erde*, 60(4), 279-303.
- Campos, T. F. C., Neiva, A. M. R., Nardi, L. V. S. (2002). Geochemistry of the Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. *Lithos*, 64(3-4), 131-153.
- Cavalcante, J. C. (1999). Limites e evolução do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Chappell B. W. e White A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**, 173–174.
- Chappell B. W. e White A. J. R. (1984). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Keqin X. & Guangchi T. eds. *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*, pp. 87–101. Science Press, Beijing
- Chen, G.N., Grapes, R. (2007). *Granite Genesis: in-situ melting and crustal Evolution*. Holanda: Springer.
- Christiansen, E.H. (2009). "PetroMode". Faculty Publications, 1334. Brigham Young University. Disponível em: <<https://scholarsarchive.byu.edu/facpub/1334>>.
- Claiborne, L. L., Miller, C. F., Wooden, J. L. (2010). Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(4), 511-531. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0491-5>.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R., White, A. J. R. (1986). Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71(3), 317-324.
- Cocherie, A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log<sup>A</sup>log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2517-2522.
- Collins, W.J., Beams, D., White, J.R., Chappell, B.W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189–200

- Costa, A. P.; Dantas, A. R. (2014). Programa Geologia do Brasil – PGB: Carta geológica Lajes. Folha SB.24-X-D-VI. Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:100.000. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Costa, A.P., Dantas, A.R., Oliveira, R.G., Medeiros, V.C. (2015). Complexo Arábia: unidade Sideriana no Domínio Rio Piranhas – Seridó, NE do Brasil. Simpósio de geologia do Nordeste, 26. João Pessoa: SBG.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J. (1991). A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 163–166.
- Cunha, A. L. C., Costa, A. P., Cavalcante, R., Dantas, A. R. (2018). Carta geológica-geofísica: folha Catolé do Rocha, SB.24-Z-A-III. Recife: CPRM. 1 mapa colorido, 90,00 cm x 75,00 cm. Escala 1:100.000. (Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil).
- Cunha, I. R. V., Dall’Agnol, R., Feio, G. R. L. (2016). Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajas Province–Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 100-121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007>

## **D**

---

- Dalan, C.A, Vilalva, F. C. J., Nascimento, M. A. L. (2019). Reavaliação das condições de cristalização de granitos alcalinos ediacaranos dos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, Província Borborema, NE-Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(1), 129-152.
- Dalan, C.A. (2018). Granitos de afinidade alcalina nos Domínio Rio-Piranhas Seridó e São José do Campestre (Província Borborema, NE do Brasil): Estudo comparativo e reavaliação das condições de cristalização. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Dall’Agnol, R., Oliveira, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93(3-4), 215-233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- Dantas, E.L. (1992) Evolução tectono-magmática do maciço polidiapirico São Vicente/Florânia-RN. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- Dantas, E.L. (1996). Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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*, 29:183-210.

Deer, W. A., Howie, R. A., e Zussman, J. (1996). *Rock-Forming Minerals*. Vol. 5B: Non-silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. In *Geol. Soc.* (Vol. 5).

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2013). *An introduction to the Rock-forming Minerals* (3 ed.). Londres: The Mineralogical Society.

Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrotta, M.P., Heineck, C.A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, 227-334. Brasília: CPRM.

## **E**

---

Eby, G.N. (1990). The A-type granitoids a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations their petrogenesis. *Lithos* 26, 115–134.

Eby, G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.

Eby, G.N. (2011). A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, p. 50-51.

## **F**

---

Ferreira, C. A. (1998). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PGB). Caicó. Folha SB.24-Z-B. Escala 1:250.000. Estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Brasília: CPRM.

Ferreira, C. A., Santos, E.J. (2000). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SB.24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Recife: CPRM.

Ferreira, V. P., Sial, A. N., Jardim de Sá, E. F. (1998). Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic Granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 438-455.

Ferry, J.M., Watson, E.B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib Mineral Petrol*, 154, 429–437.

Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira, Neto J.A., Arthaud, M.H. (2000). U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement

architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 102-106.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.

Frost, C.D., Frost, B.R. (2011). On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.* 51, 39–57

## G

---

Galindo, A.C. (1998). Origem dos megacrístais de K-feldspato do granito de Monte das Gameleiras, Rio Grande do Norte/Paraíba, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4), 417-423.

Galindo, A.C.; Dall’Agnol, R.; McReath, I.; Leterrier, J.; Nascimento, M.A.L. (1997). Granitóide Quixaba: um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, Boletim 15, 268-272.

Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F.; Nascimento, R.S.C.; Hollanda, M.H.B.M.; Nascimento, M.A.L.; Lardeaux, J.M. (1997b). Caracterização geoquímica e contexto geodinâmico dos granitóides alcalinos na porção oriental da Faixa Seridó (RN-PB). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, Boletim 15, 263-267.

Gilluly, J. (ed). (1948). The origin of granite. *Geol. Soc. Am. Mem.* 28:139pp

Gonçalves, L.C. (2009). Contribuição geofísica a análise do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema – NE Brasil. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, 100pp.

Grebennikov, A.V. (2014). A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Russ Geol Geophys*, 55,1354–1356.

Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M., Melo, S. C., Melo, E. B. (2004). Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135(1-2), 23-53

## H

---

Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. (1990). Um embasamento transamazônico na província Borborema. *Congresso brasileiro de Geologia*, 36, 2683-2696. Natal: SBG-NE.

- Harris, N.W.B., Pearce, J.A. & Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds.) Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Paper, London, 19:115-158.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., e Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048.
- Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A. (2008) A thermobarometer for sphene (titanite). *Contrib Mineral Petrol* 155:529–540. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y>
- 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>
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Souza, L. C., Liu, D., Armstrong, R. (2011). Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 287-300.
- Hollanda, M. H. B. M., Pimentel, M. M. & Jardim de Sa, E. F. (2003). Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 885-900.
- Hollanda, M. H. B. M.; Archanjo, C. J.; Bautista, J. R.; Souza, L. C. (2015). Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*, 258, 186-207.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.
- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology* 28, 627-630. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Hutton, D.H.W. (1988). Granite emplacement mechanism and tectonic controls: Inferences from deformation studies. *Royal Soc Ed Trans*, 79, 245–255.
- Hutton, D.H.W. (1992), Reavy, R.J. Strike-slip tectonics and granites petrogenesis. *Tectonics*, 11, 960–967.

## I

---

- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293-305.

## J

---

- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Jardim de Sá, E. F. (1984). A evolução Proterozoica da Província Borborema. XI Simpósio de Geologia do Nordeste, 297-316. Natal: SBG.
- Jardim de Sá, E. F. et al. (1998). Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Natal: DNPM/UFRN/PETROBRÁS/CRM.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H., Fuck, R. A., Kawashita, K. (1992). Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 22(4), 472-480.
- Jardim de Sá, E. F., Salim, J. (1980) Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal*, 80 (421), 16-28.
- Jardim de Sá, E.F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese (Doutorado). Brasília: Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.M.; McReath, I. (1981). "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 11, 50-57.
- Jiang, X.Y., Ling, M.X., Wu, K., Zhang, Z.K., Sun, W.D., Sui, Q.L., Xia, X.P. (2018). Insights into the origin of coexisting A1-and A2-type granites: implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayangong intrusion in the lower Yangtze River Belt, eastern China. *Lithos* 318, 230–243.

## K

---

- Kay, R.W., Kay, S.M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177–189.
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M., White, A. J. R. (2001). Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 501-514. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>

## L

---

- Lameyre, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 349-359.
- Lameyre, J. e Bowden, P. (1982): Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14, 169-186.

- Larsen, L. M., Rex, D. C. e Secher, K. (1983). The age of carbonatites, kimberlites and lamprophyres from southern west Greenland: recurrent alkaline magmatism during 2500 million years. *Lithos* 16, 215-21.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.-F., Doucelance R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granites: Evidence for the onset of a “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205:208-235. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.06.012
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous Rocks - A classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 236pp
- Leake, B. E., et al. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.* 61, 295-321.
- Legrand, J.M., Liegeois, J.P., Deutsch, S. (1991). Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas arqueano. Simpósio de geologia do Nordeste, 14, 276-279. Recife: SBG.
- Liégeois, J.P. (1998). Preface - Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: xxvii
- Lustrino, M. (2005). How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews* 72, 21–38.

## M

---

- Macedo, M. H. F., Jardim de Sá, E. F., Sá, J. M. (1984). Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. XI Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, 253-262. Natal: SBG.
- Martin, R.F. (2006). A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos* 91: 125-136
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223– 253.
- Medeiros, V. C. (2004). Evolução Geodinâmica e condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese (Doutorado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

- Medeiros, V. C., Cavalcanti, R., Carneiro, A.L., Dantas, A. R., Costa, A. P., Brito, A. A., Rodrigues, J. B., Silva, M. A. A. (2017). O furo estratigráfico de Riacho-Fechado (Currais Novos/RN), Domínio Rio Piranhas-Seridó (Província Borborema, NE Brasil): Procedimentos e resultados. *Estudos geológicos*, 27, 1-40.
- Medeiros, V. C., Jardim de Sá, E. F. (2009). O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, 22(2), 124-136.
- Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B. (2006). Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa, Folha SB.24-Z-A. Escala 1:250.000. Recife: CPRM.
- Medeiros, V.C., Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L. (2008). Litogeoquímica do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. *Estudos Geológicos*, 18, 28-44.
- Medeiros, V.C., Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L., Freire, A.G. (2007). Geologia, petrografia e idade do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. *Revista de Geologia*, 20, 219-230.
- Medeiros, Vladimir Cruz de et al. (2012). Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó - Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia Usp. Série Científica*, [s.l.], v. 12, n. 2, p.3-14, 1 ago. 2012. Universidade de Sao Paulo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBiUSP. <http://dx.doi.org/10.5327/z1519-874x2012000200001>.
- Michael A. W. Marks, Kai Hettmann, Julian Schilling, B. Ronald Frost, Gregor Markl, (2011). The Mineralogical Diversity of Alkaline Igneous Rocks: Critical Factors for the Transition from Miaskitic to Aegiritic Phase Assemblages, *Journal of Petrology*, 52, 3, pp 439–455, <https://doi.org/10.1093/petrology/egq086>
- Mitchell, R. H. (1976). Potassium-argon geochronology of the Poohbah Lake alkaline complex, northwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci*, 13, 1456-1459.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., Fershtater, G.B. (2015). Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286-305.

## N

---

- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptés Rendus Acad. Sci. Paris* 301(11), 813-818
- Nachit-Ouinekh, F., Dartigues, J. F., Henry, P., Becq, J. P., Chastan, G., Lemaire, N., e El Hasnaoui, A. (2005). Use of the headache impact test (HIT-6) in general practice: relationship with quality of life and severity. *European journal of neurology*, 12(3), 189-193.

- Nardi, L. V. S.; Bitencourt, M. F. (2009). A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(60), 1493-1503.
- Nardi, L.V.S. e Bonin, B. (1991). Post-orogenic and nonorogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, southern Brazil – a case study. *Chem. Geol.* **92**, 197-211.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 281-299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>
- Nascimento, M. A. L., Souza, Z. S., R. S. C., e Galindo, A. C. (2003). Química mineral e evolução petrológica do magmatismo alcalino neoproterozóico do maciço São José de Campestre (Rn-Pb), extremo NE da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*, 33(2), 225-236.
- Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Medeiros, V.C. (2008). Magmatismo ediacarano a cambriano no domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 18, 4-25.
- Nédélec, A., e Bouchez, J. L. (2015). *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. OUP Oxford.
- Neves, S.P. (2003). Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22 (4), 1-14.
- Neves, S.P., Mariano, G., Correia, P.B., Silva, J.M.R. (2006). 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta*, 19 (3-4), 213-237.

## O

---

- O'Neill, H.St.C. (1987). Quartz–fayalite–iron and quartz–fayalite–magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) and magnetite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). *Am. Mineral.* 72, 67–75
- O'Neill, H.St.C. (1988). Systems Fe–O and Cu–O: thermodynamic data for the equilibria Fe–“FeO,” Fe– $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , “FeO”– $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Cu– $\text{Cu}_2\text{O}$ , and  $\text{Cu}_2\text{O}$ – $\text{CuO}$  from emf measurements. *Am. Mineral.* 73, 470–486
- Oliveira, R. G, Santos, E.J., Da Silva Jr, J.M, Lins C.A.C. (2001). Magnetic, gravity and gamma-ray spectrometry responses of tectonostratigraphic terranes in the Jaguaribe-SE sheet (SB24Z), Northeastern Brazil. *International Congress of Brazilian Geophysical Society*, 497-500. Salvador.

Oliveira, R. G. (2008). Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese (Doutorado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.

## **P**

---

Patiño-Douce, A. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calcalkaline granitoids. *Geology*, 25(8), 743-746. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>

Peacock, M. A. (1934). Classification of igneous rock series. *Journal of Geology* 39, 689-710.

Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125.

Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G. (1984). Trace elemento 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*. Chapman e Hall, Glasgow. Chappell e White, 1984

Pitcher, W.S. (1983). Granite: typology, geological environment and melting relationships. *In Migmatites, Melting and Metamorphism* (M.P. Atherton & C.D. Gribble, ed.). Shiva Publishing Limited, Cheshire, U.K. (277-287)

## **R**

---

Read, H.H. (1956). The granite controversy. In: Murby, T. Ed. London, 430 pp. Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.* 25, 227–238

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>

Rogers, J. J. W., Greenberg, J. K. (1981). Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bulletin Geological Society of America*, 92: 6-9.

Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003). The composition of the continental crust. In: *Treatise on Geochemistry - The Crust*. Rudnick, R.L., Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Editors), Elsevier, Oxford. 1-64.

Rybach, L. (1988). Determination of heat production rate. In: Handbook of terrestrial-flow density determinations. In: HAENEL R, RyBACH L AND STEGENA L (Eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 125-142

## S

---

Sá, J. M. (1991). Evolution géodynamique de la ceinture proterozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Tese (Doutorado). Nancy: Univ. Nancy I.

Santos, E. J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. Congresso brasileiro de Geologia, 39, 47-50. Salvador: SBG.

Santos, E. J. (1999). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Belém de São Francisco, Folha SC.24-x-A: Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1999.

Santos, E. J., Medeiros, V. C. (1999). Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. Revista brasileira de Geociências, 29 (1), 73-84.

Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G., Medeiros V.C. (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. International Geological Congress, 31, 5-9. Rio de Janeiro: General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform.

Santos, E.J., Melo, C.B.M. (1978). Diversidade do plutonismo granítico brasileiro do Nordeste. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 2524-2634. Recife.: SBG.

Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B, Oliveira, R.G, Medeiros, V. (1999) Terranes and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, NE Brazil. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, 121-124. Lençóis/BA: SBG.

Sawaki, Y., Suzuki, K., Asanuma, H., Okabayashi, S., Hattori, K., Saito, T., Hirata, T. (2017). Geochemical characteristics of zircons in the Ashizuri A-type granitoids: An additional granite topology tool for detrital zircon studies. Island Arc.. 26e. 26 (6).

Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110(2-3), 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>

Schobbenhaus Filho, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (1984). Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos Minerais. Brasília: DNPM.

Sheth, H. C., Torres-Alvarado, I. S., Verma, S. P. (2002). What is the “Calc-alkaline Rock Series”? International Geology Review, 44, p. 686-701.

- Sial, A.N. (1987). Granitic rocks in northeast Brazil. Intern. Symp. Granites Assoc. Miner., 1, 61-69. Salvador.
- Smith, J. V. (1974). Feldspar minerals: in three volumes. 2. Chemical and textural properties. Springer.
- Smythe, D. J., Brenan, J. M. (2015). Cerium oxidation state in silicate melts: combined fo<sub>2</sub>, temperature and compositional effects. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 170, 173-187.
- Souza Z.S., Martin H., Peucat J., Jardim de Sá E.F. & Macedo M.H.F. (2007). Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caico Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48: 2149-2185.
- Souza, V.O., Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C. (2017). O Stock Flores: Exemplo de magmatismo granítico tipo-A no Domínio Rio Piranhas-Seridó, NE da Província Borborema. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 44 (2), 345-366.
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., Kokfelt, T.F., Dantas, E. L., Li, J. W., Pimentel. M.M., Galindo, A. C. (2016). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 68-96.
- Souza, Z.S., Jardim de Sá, E.F. (1993). Metamorfismo de alta temperatura associado a uma estrutura transtraccional brasileira a SE de Barra de Santa Rosa (PB). *Simpósio de Geologia do nordeste*, 15, 124-127. Natal/RN: SBG.
- Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F. (2007). Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caico Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48, 2149-2185.
- Stussi, J. M., and M. Cuney. (1996). "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment." *Journal of Petrology*, 37(5), 1025-1029.
- Sylvester, P.J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97:261-280.

## **T**

---

- Tauson, L.V. e kozlov, V.D. (1972): Distributions function and ratios of trace-elements concentrations as estimators of the ore-bearing potential granites. *Geochem. Explor., Inst. Mining Metall. London*, 37-44.
- Tindle, A. G., Webb, P. C. (1990). Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2(5), 595-610.

Turner, S.P., Foden, J.D., Morrison, R.S. (1992). Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28, 151–179.

## V

---

Van Achterbergh, E., Ryan, C., Jackson, S., Griffin, W. (2001). Appendix 3: Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser-Ablation-CPMS in the Earth Sciences*. vol. 29. Mineralogical Association of Canada Short Course, 239–243.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, 8, 267-288.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Williams, I.S.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Dantas, E.L.; Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syncollisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327.

Vieira, A. G. et al. (1980b). Projeto Scheelita do Seridó: Mapa geológico Pombal Folha SB.24-Z-A-VI. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM.

Vieira, A. G., Wanderley, A. A., Barbosa, A.J. (1980a). Projeto Scheelita do Seridó: Mapa geológico Catolé do Rocha Folha SB.24-Z-A-III. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM.

Vilalva, F. C. J., Simonetti, A. Vlach, S. R. F. (2019). Insights on the origin of the Graciosa A-type granites and syenites (Southern Brazil) from zircon U-Pb geochronology, chemistry, and Hf and O isotope compositions. *Lithos*, 340-341, 20-33.

## W

---

Wang, Y. W., Wang, J. B., Wang, L. J., et al. (2012). The Tuerkubantao Ophiolite Mélange in Xinjiang, NW China: New Evidence for the Erqis Suture Zone. *Geoscience Frontiers*, 3(5): 587–602.

Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304.

Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic system: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 19-30.

Watson, E. B., Harrison, T. M. (2005). Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth". *Science*, 311:779c.

- Wedepohl, K.H., 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geologische Rundschau* 80, 207–223
- Weinberg, R.F., Sial, A.N., Pessoa, R. R. (2001). Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: Compositional and thermal convection. *GSA Bulletin*. 113 (4), 508-520.
- Whalen J.B., Curie K.L., Chappel B.W. (1987). A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol* 95: 407-419.
- Whalen, J.B., Hildebrand, R.S. (2019). Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348, 1-19.
- White, A. J. R. (1979). Sources of granite magmas. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11, 539.
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- Wones, D.R. (1981). Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Min. Geol.* 31, 181-212.

## **Y**

---

- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., Chu, M.F. (2006). A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, Northeast China: geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence. *Lithos* 89, 89–106.
- Young, D.A. (2003). *Mind over magma-the story of igneous petrology*. Princeton: Princenton University Press.

## ANEXOS

## ANEXO A – TABELA DE AFLORAMENTOS

**Tabela A- 1:** Informações sobre os afloramentos rochosos visitados no BCR.

AFLORAMENTO	X	Y	TIPO	MUNICIPIO	LITOLOGIA PRINCIPAL	UNIDADES
RR01	642882	9300408	Pequeno Lajedo e blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-monzogranito médio	Diques
RR02	648582	9300825	Lajedo	Catolé do Rocha/PB	bt-sienogranito porfiroide médio a grosso	Sienogranito II
RR03	650151	9299297	Lajedo	Catolé do Rocha/PB	bt-qz-monzodiorito	Máfica Intermediária
RR04	650157	9299098	Lajedo	Catolé do Rocha/PB	bt-sienogranito porfiroide grosso	Sienogranito III
RR05	649678	9298272	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-sienogranito porfiroide médio	Sienogranito III
RR06	649135	9298744	Bloco rolado	Catolé do Rocha/PB	bt-sieno a monzogranito porfiroide médio	Máfica Intermediária
RR07	649135	9298744	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-sienogranito porfiroide grosso	Sienogranito III
RR07	649135	9298744	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	Bt-qz-diorito	Máfica Intermediária
RR07	649135	9298744	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	Bt-qz-diorito	Máfica Intermediária
RR07	649135	9298744	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	anf-bt-qz-diorito	Máfica Intermediária
RR07	649135	9298744	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-monzogranito médio	Máfica Intermediária
RR08	648095	9299100	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-sienogranito porfiroide grosso	Sienogranito III
RR09	647700	9299594	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-qz-diorito	Máfica Intermediária
RR10	647277	9299639	Pequeno Lajedo e blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-qz-monzogranito + diorito	Máfica Intermediária
RR11	636974	9298597	Lajedo	Catolé do Rocha/PB	anf-bt-sienogranito porfiróide	Sienogranito I
RR12	637587	9299312	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-sienogranito médio porfiróide	Sienogranito I
RR12	637587	9299312	Lajedo com blocos rolados	Catolé do Rocha/PB	bt-monzogranito médio	Diques
RR13	638353	9300537	Lajedo	Catolé do Rocha/PB	anf-sienogranito médio porfiróide	Sienogranito I
RR14	629912	9293640	Lajedo	Brejo dos Santos/PB	anf-bt-sienogranito médio porfiróide	Brejo dos Santos
RR14	629912	9293640	Lajedo	Brejo dos Santos/PB	anf-bt-diorito	Máfica Intermediária
RR15	628224	9298143	Lajedo com blocos rolados	Alexandria/RN	bt-anf-sienogranito-médio porfiróide	Sienogranito II
RR16	625407	9301074	Lajedo	João Dias/RN	anf-bt-sienogranito médio porfiróide	Máfica Intermediária
RR17	625020	9301363	Bloco rolado	João Dias/RN	bt-diorito com magnetita	Suíte Máfica
RR18	624599	9301765	Lajedo com blocos rolados	João Dias/RN	bt-sienogranito médio porfiróide	Sienogranito II
RR19	618022	9287901	Lajedo	Bom Sucesso/PB	bt-sienogranito médio porfiróide	Sienogranito II
RR20	618112	9286997	Lajedo	Bom Sucesso/PB	bt-sienogranito médio porfiróide	Sienogranito II

## ANEXO B – TABELA DE DADOS LITOQUÍMICOS

**Tabela A- 2:** Elementos maiores, menores e traços para as fácies graníticas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Medeiros et al. (2008) e a fonte (2) deste trabalho.

<i>Amostra</i>	VC634	VC631	VC177a	VC626	VC633	VC635	VC180	VC168	VC630b	RR-18	VC643	VC642	VC641	RR-08
<i>Fácies</i>	SIENO I	SIENO I	SIENO I	SIENO I	SIENO I	SIENO II	SIENO II	SIENO II	SIENO II	SIENO II	SIENO III	SIENO III	SIENO III	SIENO III
<i>Fonte</i>	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2
SiO <sub>2</sub> (%peso)	62,41	66,83	66,97	67,73	70,55	66,12	67,90	69,79	69,79	70,90	73,89	73,97	75,12	74,60
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,57	0,39	0,29	0,25	0,75	0,54	0,40	0,47	0,38	0,17	0,17	0,23	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,65	15,41	15,53	15,31	14,39	14,98	14,73	14,57	14,27	13,50	13,61	13,26	12,44	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	5,89	4,00	4,34	3,51	3,47	5,02	4,56	3,25	3,86	3,19	2,03	1,93	2,36	2,13
MnO	0,09	0,04	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	0,61	0,85	0,19	0,10	0,09	0,92	0,52	0,44	0,50	0,37	0,19	0,20	0,23	0,23
CaO	2,78	2,27	1,81	1,60	1,41	2,31	1,70	1,06	1,37	1,37	0,83	0,93	0,77	0,92
Na <sub>2</sub> O	3,74	3,65	3,79	3,79	3,19	3,37	3,43	3,59	3,21	3,00	3,23	3,33	3,09	3,33
K <sub>2</sub> O	6,46	6,16	6,59	6,76	6,31	5,82	5,94	6,20	5,94	5,84	6,02	5,51	5,21	5,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,15	0,09	0,06	0,03	0,29	0,15	0,12	0,13	0,09	0,05	0,03	0,06	0,04
PF	0,10	0,10	0,10	0,60	0,10	0,10	0,30	0,40	0,20	0,18	0,10	0,60	0,40	0,24
Total	99,61	100,03	99,87	99,81	99,84	99,74	99,82	99,87	99,79	98,86	100,15	99,96	99,94	100,29
Au (ppm)	2,60	1,10	2,20	1,40	0,00	0,70	2,10	2,50	1,60	0,00	1,60	0,00	1,40	0,00
Ba	1822,80	1547,10	1610,40	950,70	576,30	1247,60	794,60	880,90	1004,30	942,00	392,90	356,60	447,80	378,00
Co	5,30	6,60	1,50	1,00	0,90	6,80	4,90	3,90	4,50	3,70	1,70	1,70	2,40	1,50
Cs	0,50	0,40	0,30	0,10	0,40	1,30	0,80	1,10	0,50	<5	0,80	2,00	1,00	<5
Cr	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cu	11,00	9,30	7,70	6,40	7,90	13,20	8,70	5,90	10,10	13,70	5,40	3,70	7,00	5,20
Ga	23,80	18,60	22,10	21,00	22,90	21,60	21,20	20,60	18,30	17,90	17,20	19,20	17,10	18,60
Hf	21,40	10,00	16,70	12,60	12,10	13,60	12,60	8,30	12,50	2,07	5,20	5,40	6,30	4,19
Mo	6,10	1,10	3,90	5,30	4,40	3,30	1,80	1,80	1,40	3,02	3,30	1,00	4,30	1,26
Nb	44,60	14,80	36,40	28,60	32,40	33,20	29,30	31,40	23,00	135,30	19,10	22,80	19,40	249,30

Ni	9,00	6,20	9,00	6,00	4,90	9,90	4,40	4,90	4,30	3,90	9,30	3,40	11,60	2,70
Pb	8,30	5,80	7,50	2,90	9,10	9,00	12,00	13,00	12,40	24,60	11,10	5,90	5,40	39,00
Rb	181,80	191,20	162,20	159,90	178,70	230,70	261,20	304,70	227,10	127,60	311,60	393,10	267,60	242,20
Sc	8,00	6,00	7,00	5,00	3,00	6,00	4,00	3,00	5,00	3,80	1,00	1,00	1,00	1,50
Sr	349,20	392,30	234,80	156,60	109,00	303,50	167,40	188,60	233,00	187,30	106,80	99,30	94,50	94,80
Ta	1,90	0,50	1,30	0,90	1,20	1,90	1,40	2,10	0,70	13,36	0,80	1,50	1,20	23,47
Th	24,10	35,80	39,50	28,50	19,60	32,70	40,50	38,30	55,90	35,10	48,20	46,80	47,00	34,60
U	2,10	1,20	2,00	1,30	2,10	2,00	3,00	3,30	1,20	1,70	6,10	5,70	3,50	6,40
V	13,00	37,00	0,00	0,00	0,00	31,00	13,00	17,00	18,00	9,00	5,00	6,00	8,00	6,00
W	0,30	0,30	0,40	0,10	0,60	1,30	0,10	0,10	0,10	1,70	0,10	0,10	0,20	3,60
Y	56,80	27,30	39,10	45,10	33,10	44,70	39,80	58,10	33,40	56,00	22,70	33,10	18,40	29,20
Zn	77,00	44,00	62,00	29,00	42,00	68,00	67,00	47,00	63,00	54,00	32,00	29,00	34,00	38,00
Zr	913,80	384,80	676,70	561,90	437,40	551,60	481,10	315,40	469,60	54,70	166,70	160,40	204,70	106,50
F	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cl	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
S	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	10,20	9,81	10,38	10,55	9,50	9,19	9,37	9,79	9,15	8,84	9,25	8,84	8,30	8,71
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,58	0,59	0,58	0,56	0,51	0,58	0,58	0,58	0,54	0,51	0,54	0,60	0,59	0,62
A/CNK	0,91	0,92	0,93	0,93	0,98	0,93	0,97	1,00	1,00	0,98	1,02	1,01	1,03	1,02
A/NK	1,27	1,22	1,16	1,13	1,19	1,26	1,22	1,15	1,22	1,20	1,15	1,16	1,16	1,17
La (ppm)	164,40	191,20	206,40	271,40	136,90	165,00	141,90	113,30	247,00	222,10	59,90	58,90	69,10	62,10
Ce	322,10	348,80	387,50	327,80	258,10	314,10	256,70	206,90	446,60	313,50	114,30	107,90	137,50	96,80
Pr	34,44	33,54	38,33	46,17	27,04	30,89	24,73	20,29	45,21	36,68	11,42	11,65	12,97	10,40
Nd	113,80	98,90	119,60	140,30	88,00	103,80	74,00	62,30	135,70	115,00	34,50	36,90	40,50	33,20
Sm	17,60	13,30	17,20	19,70	13,30	15,60	11,80	9,50	18,10	15,60	6,00	6,00	5,70	5,10
Eu	3,15	1,72	2,82	3,19	1,81	2,15	1,43	1,39	1,52	1,83	0,67	0,71	0,74	0,59
Gd	11,13	7,34	10,11	12,65	8,24	10,10	7,59	7,00	9,49	12,07	3,86	4,12	3,40	4,29
Tb	1,83	1,15	1,53	1,71	1,35	1,63	1,30	1,16	1,43	1,66	0,64	0,77	0,59	0,63
Dy	9,98	5,13	7,83	8,40	6,88	8,01	6,65	6,91	6,60	9,28	3,97	4,39	3,04	3,66

Ho	1,83	0,91	1,32	1,43	1,15	1,50	1,27	1,46	1,08	1,78	0,77	0,94	0,58	0,76
Er	5,19	2,48	3,64	3,94	3,37	4,05	3,58	4,71	2,99	4,93	2,25	2,79	1,82	2,46
Tm	0,82	0,37	0,52	0,56	0,50	0,68	0,54	0,72	0,44	0,62	0,36	0,44	0,29	0,40
Yb	5,38	2,06	3,16	3,13	2,90	3,42	3,16	4,31	2,63	3,70	2,06	2,72	1,80	2,90
Lu	0,74	0,32	0,52	0,51	0,46	0,58	0,51	0,69	0,38	0,54	0,33	0,41	0,30	0,45
$\Sigma$ ETR	692,40	707,20	800,50	840,90	550,00	661,50	535,20	440,60	919,20	739,29	241,00	238,60	278,30	223,74

**Tabela A- 3:** Elementos maiores, menores e traços para os diques e as rochas máficas intermediárias associadas as fácies graníticas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Medeiros et al. (2008) e a fonte (2) deste trabalho.

<i>Amostra</i>	VC177b	VC632	VC636	VC640	VC637	VC639	RR02B	RR09	RR14	RR17
<i>Fácies</i>	DIQUES	DIQUES	DIQUES	MI	MI	MI	MI	MI	MI	MI
<i>Fonte</i>	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2
SiO <sub>2</sub> (%peso)	69,71	72,21	72,87	47,38	50,81	52,21	54,31	55,57	52,82	32,81
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,28	0,25	2,75	2,10	2,16	1,83	1,74	1,74	5,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	13,27	13,49	14,78	16,37	15,85	15,59	16,03	16,03	11,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	3,66	3,15	2,73	14,89	11,26	11,11	10,38	9,05	9,96	26,90
MnO	0,04	0,04	0,04	0,17	0,15	0,14	0,16	0,13	0,14	0,31
MgO	0,47	0,25	0,26	4,73	3,55	3,28	2,33	2,46	3,26	5,04
CaO	1,26	1,22	1,11	6,21	6,49	5,55	4,48	5,04	6,17	5,85
Na <sub>2</sub> O	2,79	2,71	3,14	3,06	3,57	3,42	3,28	3,43	3,46	0,22
K <sub>2</sub> O	6,47	6,04	5,86	3,34	3,91	4,08	4,78	4,30	3,66	7,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,06	0,05	1,67	1,20	1,55	1,26	0,85	1,04	3,01
PF	0,70	0,50	0,10	0,60	0,20	0,30	0,59	0,46	0,58	0,60
Total	99,82	99,73	99,90	99,58	99,61	99,65	98,98	99,06	98,85	98,84
Au (ppm)	3,60	0,50	0,70	1,20	1,50	0,50	n.d	n.d	n.d	n.d
Ba	958,10	584,30	630,10	2151,30	1900,50	2015,40	2067,00	1844,00	1809,00	995,00
Co	3,50	2,80	2,10	42,10	24,10	26,30	21,00	20,00	25,00	50,00

Cs	0,60	0,30	0,90	1,10	0,90	1,40	n.d	n.d	n.d	n.d
Cr	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	< 13	< 13	44,00	< 13
Cu	10,70	12,50	7,40	41,10	27,20	26,30	22,00	28,00	28,00	< 5
Ga	17,60	17,90	18,40	20,20	18,80	21,90	22,00	21,00	21,00	34,00
Hf	10,80	9,40	7,80	8,40	10,50	8,60	n.d	n.d	n.d	n.d
Mo	4,00	5,30	7,50	1,20	1,40	2,40	n.d	n.d	n.d	n.d
Nb	19,20	20,30	22,20	26,50	33,40	28,50	40,00	36,00	35,00	242,00
Ni	8,10	5,30	10,70	57,80	18,90	16,50	13,00	21,00	33,00	58,00
Pb	15,30	10,20	21,80	1,40	1,30	1,90	18,00	17,00	16,00	12,00
Rb	221,60	230,00	258,40	99,30	112,60	148,40	197,00	128,00	92,00	858,00
Sc	5,00	3,00	2,00	15,00	16,00	14,00	16,00	18,00	22,00	23,00
Sr	223,60	154,20	180,40	742,90	715,40	697,00	419,00	571,00	757,00	26,00
Ta	0,50	1,00	1,40	1,70	1,80	1,90	n.d	n.d	n.d	n.d
Th	56,20	41,40	68,00	3,30	4,10	7,20	13,00	13,00	13,00	46,00
U	1,20	1,60	4,10	0,60	0,80	1,30	11,00	11,00	13,00	47,00
V	13,00	9,00	7,00	197,00	136,00	118,00	65,00	96,00	111,00	139,00
W	0,10	0,20	0,50	0,50	0,10	0,10	n.d	n.d	n.d	n.d
Y	42,10	38,30	29,70	42,80	43,10	47,20	50,00	43,00	42,00	276,00
Zn	65,00	46,00	46,00	88,00	102,00	105,00	137,00	107,00	128,00	449,00
Zr	434,70	340,40	270,10	338,00	449,60	329,20	501,00	519,00	582,00	5608,00
F	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	1857,00	1308,00	1495,00	12008,00
Cl	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	< 500	< 500	< 500	1011,00
S	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	< 550	< 550	< 550	< 550
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	9,26	8,75	9,00	6,40	7,48	7,50	8,06	7,73	7,12	7,53
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,43	0,45	0,54	0,92	0,91	0,84	0,69	0,80	0,95	0,03
A/CNK	1,02	1,00	1,00	0,74	0,75	0,79	0,83	0,82	0,77	0,60
A/NK	1,22	1,21	1,17	1,71	1,62	1,58	1,47	1,56	1,66	1,36
La (ppm)	214,40	168,30	141,50	78,50	85,00	94,20	112,00	96,00	107,00	1474,00
Ce	388,80	317,40	266,60	170,20	177,50	207,30	191,00	176,00	218,00	2338,00

Pr	40,67	31,82	25,77	20,70	21,20	23,50	n.d	n.d	n.d	n.d
Nd	124,60	100,30	80,50	81,00	79,30	92,10	99,00	83,00	97,00	789,00
Sm	17,90	14,60	11,80	14,30	13,50	15,90	n.d	n.d	n.d	n.d
Eu	1,65	1,21	1,03	4,00	3,30	4,00	n.d	n.d	n.d	n.d
Gd	9,22	8,59	6,59	10,40	10,00	11,90	n.d	n.d	n.d	n.d
Tb	1,55	1,34	1,15	1,60	1,50	1,80	n.d	n.d	n.d	n.d
Dy	7,68	7,16	5,48	8,10	7,80	8,90	n.d	n.d	n.d	n.d
Ho	1,31	1,24	0,98	1,40	1,40	1,70	n.d	n.d	n.d	n.d
Er	3,56	3,59	2,76	3,90	4,10	4,20	n.d	n.d	n.d	n.d
Tm	0,55	0,53	0,45	0,60	0,60	0,60	n.d	n.d	n.d	n.d
Yb	2,82	3,17	2,48	3,40	3,50	3,80	n.d	n.d	n.d	n.d
Lu	0,48	0,48	0,40	0,50	0,60	0,60	n.d	n.d	n.d	n.d
$\Sigma$ ETR	815,20	659,70	547,50	398,50	409,30	470,40	-	-	-	-

**Tabela A- 4:** Dados de química mineral para cristais de anfibólio de rochas graníticas e associadas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Campos et al. (2016) e a fonte (2) deste trabalho.

Amostra	FT-04	FT-04	AM11A	AM11A	AM11A	AM02B	AM02B	AM02B	AM02B	AM02B	AM02B	AM02B	AM02B	AM02B	AM14B	AM14B	AM14B	AM14B
Fácies	I	I	I	I	I	II	II	II	II	II	II	II	II	II	MI	MI	MI	MI
Fonte	[1]	[1]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]
Posição	?	?	borda	núcleo?	núcleo	borda	borda	núcleo?	borda	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO <sub>2</sub>	38,9	39,1	43,8	44,0	44,0	42,1	43,1	43,5	42,3	44,0	42,3	43,0	42,7	43,8	49,0	49,0	49,0	48,2
TiO <sub>2</sub>	1,4	1,5	1,7	1,9	2,0	1,1	1,4	1,1	1,0	1,0	1,1	1,2	1,2	1,1	1,4	1,4	1,4	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,3	10,0	10,5	8,8	9,3	9,8	9,1	9,2	9,8	9,4	10,2	9,8	10,0	9,4	10,1	10,5	10,1	10,2
FeOt	30,8	30,6	26,7	27,8	27,1	27,4	26,3	25,7	26,9	25,7	26,7	26,2	25,9	25,6	17,2	17,6	17,2	17,7
MnO	0,8	0,8	0,6	0,5	0,6	0,7	0,8	0,6	0,7	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6				

MgO	1,5	1,1	3,3	3,4	3,5	5,1	5,7	6,0	5,0	5,6	5,2	5,1	5,4	5,5	9,4	8,7	9,4	9,2
CaO	10,6	10,7	9,9	10,3	10,2	10,8	11,0	11,1	11,4	10,9	10,8	11,0	11,0	11,0	10,1	9,8	10,1	10,3
Na <sub>2</sub> O	1,4	1,6	2,1	2,0	1,9	1,5	1,4	1,5	1,3	1,6	1,5	1,5	1,5	1,6	1,9	1,9	1,9	1,6
K <sub>2</sub> O	1,7	1,7	1,5	1,4	1,5	1,6	1,4	1,5	1,7	1,3	1,6	1,7	1,7	1,5	1,0	1,1	1,0	1,1
Total	97,3	97,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
H <sub>2</sub> O	1,9	1,8	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1
Si	6,3	6,4	6,7	6,8	6,7	6,4	6,5	6,6	6,5	6,6	6,4	6,5	6,5	6,6	7,0	7,1	7,0	7,0
Al <sup>IV</sup>	1,7	1,6	1,3	1,2	1,3	1,6	1,5	1,4	1,5	1,4	1,6	1,5	1,5	1,4	1,0	0,9	1,0	1,0
[T] sítio	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Ti	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Al <sup>VI</sup>	0,2	0,3	0,6	0,4	0,4	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,8	0,9	0,8	0,7
Fe <sup>3+</sup>	0,7	0,4	0,2	0,2	0,2	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,8	0,5	0,6	0,4	0,1	0,0	0,1	0,1
Fe <sup>2+</sup>	3,4	3,8	3,2	3,3	3,3	2,5	2,5	2,6	2,8	2,6	2,6	2,8	2,7	2,8	2,0	2,1	2,0	2,0
Mg	0,4	0,3	0,7	0,8	0,8	1,1	1,3	1,3	1,1	1,3	1,2	1,1	1,2	1,2	2,0	1,9	2,0	2,0
Mn	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	0,0	0,0	0,0	0,0
[C] sítio	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Ca	1,8	1,9	1,6	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,6	1,5	1,6	1,6
Na	0,2	0,1	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,4
[B] sítio	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Na	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,0	0,1	0,0
K	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
[A] sítio	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,2	0,2	0,2

Tabela A- 5: Dados de química mineral para cristais de biotita de rochas graníticas e associadas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Campos et al. (2016) e a fonte (2) deste trabalho.

<b>Amostra</b>	FT-04	FT-04	AM11B	AM11B	AM11B	AM11B	AM08A	AM08A	AM08B	AM14A	AM14A
<b>Fácies</b>	I	I	I	I	I	I	III	III	III	MI	MI
<b>Fonte da análise</b>	[1]	[1]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]
<b>Posição</b>	?	?	borda	borda	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda
SiO <sub>2</sub>	33,95	33,74	39,39	39,48	39,25	38,66	40,62	40,60	40,47	44,01	41,82
TiO <sub>2</sub>	2,73	2,61	3,83	3,90	3,94	4,00	2,22	2,32	2,91	3,79	5,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,79	15,05	14,58	14,49	14,65	14,07	16,16	15,62	14,43	14,16	14,24
FeO <sub>t</sub>	32,46	33,39	28,45	28,44	28,72	29,52	24,21	24,04	25,41	18,35	19,66
MnO	0,37	0,53	0,32	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,40	0,45	n.d.	n.d.
MgO	1,54	1,59	4,08	4,06	4,40	4,26	7,23	7,24	6,89	11,13	10,12
CaO	bd	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K <sub>2</sub> O	8,77	9,24	9,35	9,26	9,05	9,49	9,56	9,78	9,42	8,16	9,00
Total	95,31	96,74	100,00	99,63	100,01	100,00	100,00	100,00	99,98	99,60	100,02
Cl	0,13	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0,61	0,56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O=(F,Cl)	0,19	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO/(FeO+MgO)	0,95	0,95	0,87	0,88	0,87	0,87	0,77	0,77	0,79	0,62	0,66
MgO	1,54	1,59	4,08	4,06	4,40	4,26	7,23	7,24	6,89	11,13	10,12
Si	5,59	5,51	5,92	5,94	5,89	5,85	5,95	5,96	5,99	6,21	5,98
Aliv	2,41	2,49	2,08	2,06	2,11	2,15	2,05	2,04	2,01	1,79	2,02
<b>[T] sítio</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Alvi	0,46	0,41	0,50	0,51	0,48	0,36	0,74	0,67	0,50	0,57	0,38
Ti	0,34	0,32	0,43	0,44	0,44	0,46	0,24	0,26	0,32	0,40	0,56

Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	4,47	4,56	3,57	3,58	3,60	3,74	2,96	2,95	3,14	2,17	2,35	
Mg	0,38	0,39	0,91	0,91	0,98	0,96	1,58	1,59	1,52	2,34	2,16	
Mn	0,05	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	
<b>[M] sítio</b>	<b>5,70</b>	<b>5,75</b>	<b>5,46</b>	<b>5,44</b>	<b>5,51</b>	<b>5,52</b>	<b>5,52</b>	<b>5,51</b>	<b>5,54</b>	<b>5,48</b>	<b>5,44</b>	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	1,84	1,92	1,79	1,78	1,73	1,83	1,79	1,83	1,78	1,47	1,64	
<b>[I] sítio</b>	<b>1,86</b>	<b>1,95</b>	<b>1,79</b>	<b>1,78</b>	<b>1,73</b>	<b>1,83</b>	<b>1,79</b>	<b>1,83</b>	<b>1,78</b>	<b>1,47</b>	<b>1,64</b>	

**Tabela A- 6:** Dados de química mineral para cristais de feldspato de rochas graníticas e associadas do BCR. A Fonte (1) é oriunda dos trabalhos de Campos et al. (2016) e a fonte (2) deste trabalho.

Amostra	AM11B	AM11B	AM02A	AM08A	AM08A	AM08A	AM08B	AM08C	AM08C	AM08C	AM08C	AM14B	AM14B	AM17
Fácies	I	I	II	III	III	III	III	III	III	III	III	MI	MI	MI
Fonte da análise	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]
Posição	borda	núcleo	centro	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo
Min	k-f	plg-mim	k-f	k-f	k-f	pl	k-f	k-f	k-f	k-f	k-f	k-f	pl	pl
SiO <sub>2</sub>	66,80	69,26	66,46	66,46	66,54	65,35	67,45	66,74	66,89	66,67	66,59	66,72	64,06	63,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,71	18,51	17,80	17,71	17,69	21,64	17,68	17,77	17,74	17,85	17,78	18,98	22,79	23,70
FeOt							0,27							
CaO							3,46						5,33	3,30
Na <sub>2</sub> O	0,44	9,49	1,13		0,46	9,04	0,83	0,57	0,50	0,47	0,46	1,43	7,82	9,40
K <sub>2</sub> O	15,06	2,74	14,60	15,20	15,31	0,24	14,04	14,92	14,87	15,01	15,18	12,87		
BaO				0,63										
Total	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
Si	12,22	12,16	12,17	12,21	12,20	11,50	12,27	12,21	12,22	12,20	12,19	12,09	11,28	11,20
Al	3,82	3,83	3,84	3,84	3,82	4,49	3,79	3,83	3,82	3,85	3,84	4,05	4,73	4,92

Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>														
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,62
Na	0,16	3,23	0,40	0,00	0,16	3,09	0,29	0,20	0,18	0,17	0,16	0,50	2,67	3,21
K	3,51	0,61	3,41	3,56	3,58	0,05	3,26	3,48	3,47	3,50	3,55	2,97	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	19,71	19,84	19,82	19,65	19,76	19,82	19,61	19,72	19,69	19,71	19,74	19,62	19,69	19,95
Or	95,75	15,96	89,47	100,00	95,63	1,42	91,75	94,51	95,14	95,46	95,60	85,55	0,00	0,00
Ab	4,25	84,04	10,53	0,00	4,37	81,37	8,25	5,49	4,86	4,54	4,40	14,45	72,64	83,75
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,36	16,25