



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOQUÍMICA, EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO  
*PLUTON SÃO JOÃO DO SABUGI, RN***

Autor:

**Dayvison Bruno Cordeiro de Paiva**

Orientador:

Prof. Dr. Frederico Castro Jobim Vilalva

**Dissertação nº 244/PPGG**

Natal/RN, janeiro de 2020.



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOQUÍMICA, EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO  
*PLUTON SÃO JOÃO DO SABUGI, RN***

Autor:

**Dayvison Bruno Cordeiro de Paiva**

Dissertação apresentada em 30 de janeiro de 2020 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geodinâmica.

**Comissão Examinadora:**

Prof. Dr. Frederico Castro Jobim Vilalva (PPGG/DG/UFRN)

Prof. Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento (PPGG/DG/UFRN)

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Anelise Losangela Bertotti (DGEO/UFPE)

Natal/RN, janeiro de 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

Paiva, Dayvison Bruno Cordeiro de.

Geoquímica, evolução magmática e condições de cristalização do pluton São João do Sabugi, RN / Dayvison Bruno Cordeiro de Paiva. - 2020.

94f.: 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. Geodinâmica - Dissertação. 2. Pluton São João do Sabugi - Dissertação. 3. Suíte shoshonítica - Dissertação. 4. Modelagem geoquímica - Dissertação. 5. Condições de cristalização - Dissertação. 6. Província Borborema - Dissertação. I. Vilalva, Frederico Castro Jobim. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3

## RESUMO

O *Pluton* São João do Sabugi nas proximidades da cidade homônima no Rio Grande do Norte, é uma das mais expressivas ocorrências individuais de rochas de afinidade shoshonítica no Domínio Rio Piranhas-Seridó da Província Borborema. Desta forma, seu estudo detalhado permite melhor compreender os processos genéticos e evolutivos da suíte magmática shoshonítica no extremo nordeste da Província Borborema. O *pluton* foi estudado do ponto de vista petrográfico e litoquímico, incluindo modelamento geoquímico, visando a melhor caracterização dos processos de diferenciação magmática envolvidos e dos parâmetros intensivos de cristalização. Os litotipos identificados foram agrupados em três fácies petrográficas: (1) gabro-diorítica (termos mais máficos), de ocorrência mais restrita, que inclui rochas dioríticas e gabroicas com andesina-labradorita ( $An_{45-63\%}$ ) e paragênese máfica principal clinopiroxênio  $\pm$  ortopiroxênio + anfibólio  $\pm$  biotita; (2) monzodiorítica, com termos máficos e intermediários, desde dioritos e monzodioritos, até quartzo monzonitos, com paragênese máfica principal anfibólio + biotita (além de piroxênios nas variedades mais máficas) e oligoclásio-andesina ( $An_{22-45\%}$ ); e (3) granodiorítica, com os litotipos mais félsicos do *pluton*, desde quartzo monzonitos a granodioritos, com biotita como máfico principal e maior quantidade de ortoclásio. Enclaves máficos e intermediários e xenólitos da Formação Jucurutu (calciossilicáticas e paragnaisses) são comuns na fácies monzodiorítica. As rochas estudadas são metaluminosas, álcali-cálcicas e magnesianas e possuem afinidade shoshonítica. Apresentam teores relativamente altos de Ba, Rb, Th, K e terras-raras leves e pronunciada anomalia negativa de Nb em diagramas normalizados ao manto primitivo. Nos monzodioritos, os clinopiroxênios e anfibólios classificam-se quimicamente como augita e ferro- e magnésio-hornblenda, respectivamente, enquanto a biotita é relativamente enriquecida em Mg ( $0,44 < Mg/Mg+Fe < 0,65$ ). Os dados geoquímicos disponíveis sugerem que as rochas estudadas são cogenéticas. Modelagens geoquímicas com elementos maiores e menores sugerem que as composições menos evoluídas da fácies gabro-diorítica podem ser geradas mediante  $\sim 12\%$  de fusão parcial de fonte mantélica metassomatizada. A partir desses magmas precursores, as rochas das fácies monzodiorítica e granodiorítica podem ser derivados após  $\sim 60$  a  $80\%$  de cristalização fracionada associada à assimilação de  $\sim 15\%$  de encaixantes da Formação Jucurutu. O *pluton* São João do Sabugi cristalizou-se sob temperaturas entre  $788\text{--}816^\circ\text{C}$  e pressões entre  $5\text{--}6$  kbar, em condições relativamente oxidantes ( $1,2 < \Delta\text{NNO} < 1,4$ ).

**Palavras-chave:** *Pluton* São João do Sabugi; Suíte Shoshonítica; Modelagem Geoquímica; Condições de Cristalização; Província Borborema.



## ABSTRACT

The São João do Sabugi pluton, nearby the homonymous city in the Rio Grande do Norte state, is one of the most expressive individual occurrences of shoshonitic rocks within the Rio Piranhas-Seridó Domain of the Borborema Province. Therefore, a detailed study of these rocks allows a better understanding of the genetic and evolutive processes of the shoshonitic suite in the northern Borborema Province. The pluton was object of petrographic and litochemical studies, including geochemical modelling, in order to characterize their magmatic differentiation processes and intensive crystallization parameters. The identified lithotypes were grouped into three petrographic facies: (1) gabbro-dioritic facies (more mafic rocks), of restrict occurrence, made of dioritic and gabbroic rocks with andesine-labradorite ( $An_{45-63\%}$ ) and the mafic paragenesis clinopyroxene  $\pm$  orthopyroxene + amphibole  $\pm$  biotite; (2) monzodioritic, composed of mafic to intermediate rocks, from diorites and monzodiorites to quartz-monzonites, with the mafic paragenesis amphibole + biotite (as well as pyroxenes in the more mafic varieties) and oligoclase-andesine ( $An_{22-45\%}$ ); and (3) granodioritic, with the most felsic lithotypes within the pluton, varying from quartz monzonites to granodiorites, with biotite as the main mafic, as well as higher contents of orthoclase. Mafic and intermediate enclaves and xenoliths of the Jucurutu Formation (calc-silicate rocks and paragneisses) are common in the monzodioritic facies. The studied rocks are metaluminous, alcali-calcic and magnesian, and have shoshonitic affinity. They show relatively high contents of Ba, Rb, Th, K, and light rare-earth elements, and pronounced negative Nb anomaly in primitive mantle-normalized diagrams. The clinopyroxenes and amphiboles in the monzodiorites are chemically classified as augite and ferro- and magnesium-hornblende, respectively, whereas the biotite is a relatively Mg-enriched ( $0.44 < Mg/(Mg+Fe) < 0.65$ ) variety. Available geochemical data suggest the studied rocks are cogenetic. Major and trace element modeling reveal that the least evolved compositions of the gabbro-dioritic facies can be generated through  $\sim 12\%$  of partial melting of a metasomatized mantle source. From these precursor magmas, the monzodioritic and granodioritic facies can be derived after  $\sim 60$  to  $80\%$  of fractional crystallization associated to the assimilation of  $\sim 15\%$  of country-rock materials from the Jucurutu Formation. The São João do Sabugi pluton crystallized at temperatures between  $788 - 816^\circ\text{C}$ , and pressures of  $5 - 6$  kbar, under relatively oxidizing conditions ( $1.2 < \Delta\text{NNO} < 1.4$ ).

**Keywords:** São João do Sabugi pluton; Shoshonitic Suite; Geochemical Modeling; Crystallization Conditions; Borborema Province.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a Deus, por ter me concedido saúde, força e coragem para voltar ao ambiente acadêmico após alguns anos apenas na rotina de trabalho. Também sou grato ao senhor por ter tranquilizado o meu espírito nos momentos mais atribulados e de correria dessa jornada que se encerra.

Gostaria de expressar minha profunda gratidão a minha família, particularmente aos mais próximos, minha mãe Rejane, minhas irmãs Bruna e Beatriz, que sempre me deram apoio e incentivo, mas também a todos os demais que de alguma forma me deram força.

Gratidão a todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN pelo ensinamento e vivência concedida durante esse ciclo, em especial aos que tive mais contato, o Prof. Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento, ao Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza e ao Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo.

De maneira singular agradeço ao Prof. Dr. Frederico Castro Jobim Vilalva, grande professor e orientador desse projeto. Agradeço por sua confiança e incansável dedicação.

Estendo meus agradecimentos aos órgãos que financiaram a pesquisa, o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, projeto 408607/2018-1, pelo apoio logístico e financeiro e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pela concessão de bolsa de estudo de Mestrado.

Agradeço àqueles que de alguma forma possibilitaram a aquisição dos dados utilizados neste trabalho: ao Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, agradeço pela cessão de dados litoquímicos e de lâminas petrográficas da área de estudo e ao geólogo Vicente de Paula Freitas, pela disponibilização de parte das amostras utilizadas neste trabalho.

No que diz respeito ao apoio logístico, agradeço ao PPGG e ao Departamento de Geologia (DG/UFRN), pelo auxílio em despesas de campo, transporte/combustível, confecção de seções delgadas e infraestrutura.

Aos companheiros contemporâneos deste ciclo agradeço a Robson, Clarissa, Matchellon, Derick e Alexandre Paixão, pela força e ajuda sempre que foram solicitados.

Agradeço em especial a minha companheira e esposa Izaura, que jamais me negou apoio, carinho e incentivo. E aos meus filhos Davi e Benício. Todo esforço e trabalho será sempre recompensado pela felicidade de vocês!

## ÍNDICE DA DISSERTAÇÃO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
ÍNDICE DA DISSERTAÇÃO .....	iv
ÍNDICE DE FIGURAS.....	vi
ÍNDICE DE TABELAS .....	viii
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>9</b>
1.1. APRESENTAÇÃO.....	9
1.2. JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS.....	9
1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO .....	10
1.4. ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO .....	12
<b>2. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>12</b>
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.2 LEVANTAMENTO CARTOGRÁFICO E GERAÇÃO DE MOSAICO DE MDE.....	13
2.3 MAPEAMENTO GEOLÓGICO E COLETA DE AMOSTRAS.....	14
2.3 PETROGRAFIA .....	14
2.4 LITOQUÍMICA .....	14
2.5 QUÍMICA MINERAL .....	15
2.6 MODELAGENS GEOQUÍMICAS.....	16
<b>3. EMBASAMENTO TEÓRICO – ROCHAS SHOSHONÍTIAS.....</b>	<b>16</b>
<b>4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....</b>	<b>19</b>
4.1. GEOLOGIA REGIONAL .....	19
4.2. GEOLOGIA LOCAL .....	22
<b>5. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL.....</b>	<b>23</b>
5.1. CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA .....	23
5.2. CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA .....	29
5.2.1. FÁCIES GABRO-DIORÍTICA.....	29
5.2.2. FÁCIES MONZODIORÍTICA .....	30

<i>TERMOS MÁFICOS</i> .....	30
<i>TERMOS INTERMEDIÁRIOS</i> .....	32
<i>5.2.3. FÁCIES GRANODIORÍTICA</i> .....	35
<b>6. ARTIGO CIENTÍFICO</b> .....	<b>37</b>
<b>7. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>71</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>72</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Mapa de localização regional da área-alvo do estudo.....	11
<b>Figura 2</b> - Mapa de localização em detalhes da área-alvo do estudo contendo os principais corpos da suíte shoshonítica na Folha Serra Negra do Norte. A oeste da área de estudo, nas proximidades de São José de Espinharas, localiza-se o Complexo Rio Espinharas.....	11
<b>Figura 3</b> - Diagrama TAS (sílica vs. álcalis totais) evidenciando o termo “shoshonito” que corresponde à variedade potássica de traquiandesito basáltico, do campo S2. Retirado de Le Maitre (2002, págs. 35 e 36). .....	18
<b>Figura 4</b> - Diagrama multi-elementos (normalizado pelos valores do OIB) para granitoides pós-colisionais do sul do Brasil, com destaque para as assinaturas típicas de shoshonitos. Retirado de Nardi (2016).....	19
<b>Figura 5</b> - Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, modificado de Nascimento et. al. (2015) com a localização da área estudada. Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c- Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfírica; d – Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular; e – Suíte Cálcio-alcálica; f – Suíte alcálica; g – Suíte Alcálica Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i - Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento trascorrentes neoproterozicas; l – Zonas de Cisalhamento contrassionais-transpressivas neoproterozicas; n – cidades; o – capital do Estado; .....	21
<b>Figura 6</b> - Contexto geológico local. <b>A)</b> Síntese geológica da área de estudo, confeccionada através de compilação de mapas e do mapeamento de campo. Sy: foliação magmática; S3: foliação associada ao evento de deformação neoproterozoico regional (D3); <b>B)</b> Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, modificado de Nascimento et. al. (2015) com a localização da área estudada. Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c- Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfírica; d – Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular; e – Suíte Cálcio-alcálica; f – Suíte alcálica; g – Suíte Alcálica Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i - Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento trascorrentes neoproterozicas; l – Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; n – cidades; o – capital do Estado. ....	23
<b>Figura 7</b> - Aspectos macroscópicos das fácies petrográficas do pluton SJS. <b>A)</b> Rocha melanocrática maciça (índice de cor – IC~65%) típica da fácies gabro-diorítica. Os minerais máficos incluem piroxênios e anfibólios; <b>B)</b> e <b>C)</b> Rochas mesocráticas maciças da fácies monzodiorítica, incluindo variedades mais máficas (em B; IC~50%) e mais félsicas (em C; IC~35%). Anfibólio ± biotita (± piroxênios) são os máficos principais; <b>D)</b> Rocha leucocrática (IC~10) foliada típica da fácies granodiorítica (IC~10). Notar orientação preferencial dos máficos (principalmente biotita).....	24

<b>Figura 8</b> - Aspectos macroscópicos das fácies petrográficas que compõem o pluton SJS. <b>A)</b> Intercalação entre rochas das fácies gabro-diorítica (mais escura) e monzodiorítica (mais clara e de granulação grossa); <b>B)</b> Contato gradacional entre a fácies gabro-diorítica (à esquerda da foto) e fácies monzodiorítica (à direita da foto). .....	26
<b>Figura 9 - A) e B)</b> Enclaves variando composicionalmente de monzodioritos a quartzo-sienitos, imersos numa matriz dos tipos mais intermediários a ácidos, apresentando em alguns casos captura de fenocristais de k-feldspato indicando processos de misturas de magmas do tipo mingling (mistura física). .....	27
<b>Figura 10 - A) e B)</b> Xenólitos de rocha calciossilicática com bordas de reação com as rochas hospedeiras marcadas por intensa epidotização (coloração esverdeada). .....	27
<b>Figura 11</b> - Xenólito de paragnaisse, encontrado na borda leste do corpo, apresentando veios de quartzo e aplitos ricos em k-feldspato, apresentando indícios de pelo menos três deformações. <b>A)</b> Visão em detalhe de paragnaisse dobrado; <b>B)</b> Visão geral do afloramento. ....	28
<b>Figura 12 - A)</b> Concentrações de granada (pontos avermelhados próximos à moeda) no contato de monzodiorito com xenólitos de paragnaisse (rocha mais escura); <b>B)</b> Venulações félsicas representantes da fácies granodiorítica em zona extensional sinistrógira de direção N45°Az. ....	28
<b>Figura 13</b> – Aspectos texturais microscópicos da fácies gabro-diorítica. <b>A)</b> Textura em corona no ortopiroxênio (hiperstênio) em contato com grãos de plagioclásio do tipo labradorita, com bordas resultantes compostas por anfibólio e/ou clinopiroxênio (augita); <b>B)</b> Desestabilização de ortopiroxênio (hiperstênio) de coloração marrom com bordas resultantes compostas por clinopiroxênio (augita). Ambas as fotomicrografias são em nicóis descruzados. Legenda: opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; anf = anfibólio; cpx = clinopiroxênio; bt =biotita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados. ....	29
<b>Figura 14</b> -Aspectos texturais microscópicos dos termos mais máficos da fácies monzodiorítica. <b>A)</b> Fotomicrografia destacando megacristal de plagioclásio envolto por grãos menores de quartzo e máficos (anfibólios e piroxênios); <b>B)</b> Fotomicrografia evidenciando textura típica dos monzodioritos mais máficos, caracterizada por cristais de anfibólio em contato e/ou substituídos por biotita, bem como opacos apresentando esfenitização e plagioclásio ± quartzo de aspecto intersticial (minerais claros). Legenda: pl = plagioclásio; qz = quartzo; anf = anfibólio; bt =biotita; op = opacos; ti = titanita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados. ....	31
<b>Figura 15</b> - Aspectos texturais microscópicos dos termos mais máficos da fácies monzodiorítica. <b>A)</b> Fotomicrografia de um cristal de clinopiroxênio envolto por biotita. notar ao lado cristais menores de ortopiroxênio marrom; <b>B)</b> Fotomicrografia de cristais intersticiais de carbonato. Legenda: opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; cpx = clinopiroxênio; bt =biotita; qz = quartzo; ca = carbonato; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados. ....	32
<b>Figura 16</b> - Aspectos texturais microscópicos dos termos intermediários da fácies monzodiorítica. <b>A)</b> Fotomicrografia evidenciando ponto triplo em três cristais de quartzo, indicativo de cristalização em equilíbrio no estágio final; <b>B)</b> Fotomicrografia evidenciando feldspato alcalino (ortoclásio) com	

geminção simples do tipo Carlsbad, com corona de quartzo e mirmequitas, além de biotita no seu entorno. Legenda: pl = plagioclásio; bt =biotita; qz = quartzo; kf = k-feldspato; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.....33

**Figura 17** - Aspectos texturais microscópicos dos termos intermediários da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia de simplectito de hornblenda, biotita e quartzo; **B)** Cristal de ortopiroxênio (hiperstênio) com bordas de um material esverdeado. Este material é de difícil identificação pela falta de propriedades óticas, mas assume que seja de clinopiroxênio ou anfibólio. Legenda: opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; bt =biotita; qz = quartzo; anf = anfibólio; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados. ....34

**Figura 18** - Aspectos texturais microscópicos dos termos intermediários da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia do processo de esfenitização dos minerais opacos, em contato com biotitas; **B)** Fotomicrografia evidenciando um cristal alaranjado de allanita com bordas euédricas a subédricas de epidoto. Legenda: pl = plagioclásio; bt =biotita; op = opaco; ti = titanita; anf = anfibólio; ep = epidoto; al = allanita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados. ....35

**Figura 19** - Aspectos texturais microscópicos da fácies monzodiorítica **A)** Fotomicrografia evidenciando a presença de pertita na seção mais evoluída do corpo. Nicóis cruzados; **B)** Fotomicrografia de um cristal de allanita em tom alaranjado e levemente zonado. Nicóis descruzados. Legenda: al = allanita; qz = quartzo; per = pertita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.....36

## ÍNDICE DE TABELAS

**Tabela 1** - Fonte e os métodos utilizados para geração do banco de dados utilizado no presente trabalho. ....15

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. APRESENTAÇÃO

A transição entre os períodos Ediacarano e Cambriano na Província Borborema, região NE do Brasil (Almeida *et al.*, 1981), é marcada por um intenso e diverso plutonismo (Almeida *et al.*, 1967; Jardim de Sá, 1994; Angelim *et al.*, 2006; Nascimento *et al.*, 2015). No extremo nordeste da província, na região que compreende os domínios tectonoestruturais Rio Piranhas-Seridó (DPS) e São José do Campestre (DJC), ou Domínio Rio Grande do Norte (DRN) segundo Brito Neves *et al.* (2000), este magmatismo é representado por batólitos, *stocks* e diques de rochas graníticas (*lato sensu*) e foi recentemente agrupado por Nascimento *et al.* (2015) em seis suítes distintas: (1) Shoshonítica (Shos), (2) Cálcio-Alcalina de alto K Porfirítica (CalcAlcAKP), (3) Cálcio-Alcalina de alto K Equigranular (CalcAlcAKE), (4) Cálcio-Alcalina (CalcAlc), (5) Alcalina (Alc) e (6) Alcalina Charnoquítica (AlcCh).

A suíte Shoshonítica (Shos) inclui os litotipos menos evoluídos desse magmatismo (Jardim de Sá, 1994; Nascimento *et al.*, 2015). Ocorrem principalmente como enclaves associados a granitoides das suítes cálcio alcalina de alto K porfirítica, bem como cálcio-alcalina e alcalina (e.g. Antunes *et al.*, 2000; Macedo-Filho & Souza, 2016). De forma mais restrita, formam *plutons* e *stocks* isolados, tais como os *Plutons* Poço Verde, Casserengue, Riachão e Rio Espinharas, com uma variedade litológica que inclui desde rochas gabroicas/dioríticas até granodioríticas e mesmo graníticas (e.g. Campos *et al.*, 2002; Nascimento *et al.*, 2002; 2015). Em especial, estes corpos isolados são importantes áreas para se investigar as áreas fontes e os mecanismos evolutivos envolvidos na geração desta suíte.

## 1.2. JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS

Diversos corpos isolados da suíte shoshonítica aflorantes nos domínios DPS e DJC da Província Borborema já se encontram relativamente bem caracterizados do ponto de vista petrográfico, textural, químico, estrutural e geocronológico (e.g., Campos *et al.*, 2002; Hollanda *et al.*, 2003; Dias, 2006). Dentre esses, uma das ocorrências mais representativas é o *Pluton* São João do Sabugi, que aflora nas proximidades da cidade homônima no estado do Rio Grande do Norte. Este *pluton* foi estudado por Jardim de Sá (1994) que gerou um robusto banco de dados estruturais, litoquímicos e isotópicos. Posteriormente, Hollanda *et al.* (2003) completaram o banco de dados isotópicos e discutiram a natureza das fontes mantélicas envolvidas. Contudo, o *pluton* ainda carece de estudos



petrográficos detalhados, bem como da caracterização química de seus principais minerais, além de modelagens dos processos evolutivos envolvidos e das condições de cristalização. A identificação desta lacuna do conhecimento, bem como o acesso a amostras inéditas de diversas ocorrências em regiões pouco estudadas do corpo principal do *pluton*, incentivou a proposição do projeto de pesquisa de Mestrado vinculado a esta dissertação. Neste sentido, esta dissertação tem como principais objetivos:

1. caracterização petrográfica detalhada dos principais litotipos aflorantes do *Pluton* São João do Sabugi;
2. caracterização química dos principais minerais máficos e félsicos;
3. investigação por meio de modelagem geoquímica com elementos maiores e traços dos processos de diferenciação envolvidos;
4. estimativa dos parâmetros intensivos de cristalização.

### **1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO**

A área-alvo do estudo encontra-se entre os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, inserida na Folha Serra Negra do Norte SB.24-Z-B-IV, num polígono que abrange parte dos municípios Serra Negra do Norte, Caicó, São João do Sabugi, Ipueira, Várzea, São Mamede e São José de Espinharas (Figura 1).

Na área-alvo do estudo encontra-se o *Pluton* São João do Sabugi, alongado na direção NNE-SSW, bem como corpos satélites correlatos ainda pouco estudados à norte do *pluton* (Figura 2). Outro corpo expressivo da suíte shoshonítica que ocorre a oeste da área-alvo é o Complexo Rio Espinharas (Figura 02) que será, por vezes, citado ao longo do trabalho.

O município de São João do Sabugi/RN situa-se na mesorregião Central Potiguar e microrregião Seridó Ocidental, limitando-se com os municípios de Caicó, Ipueira e Serra Negra do Norte e com o Estado da Paraíba, abrangendo uma área de 286 km<sup>2</sup>. A sede do município tem uma altitude média de 187 m e coordenadas 06°43'04,8" de latitude sul e 37°12'03,6" de longitude oeste, distando da capital cerca de 302 km, sendo seu acesso, a partir de Natal, efetuado através das rodovias pavimentadas BR-226, BR-427, RN-228 e RN-118.

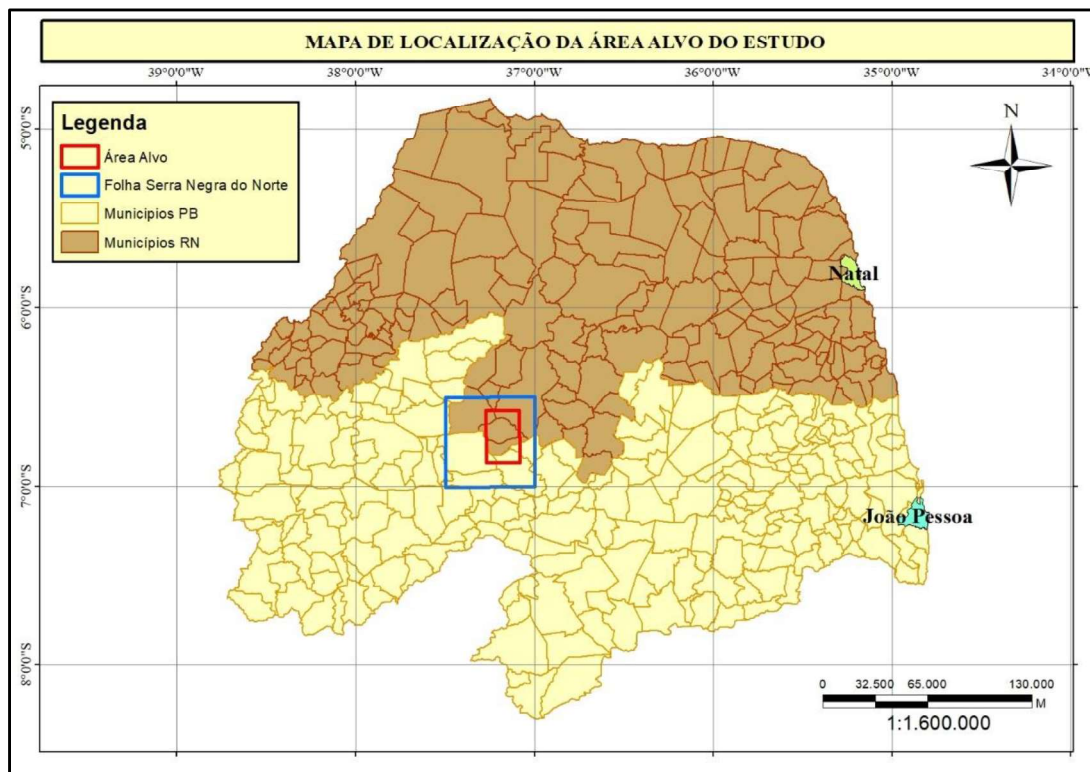


Figura 1 - Mapa de localização regional da área-alvo do estudo.

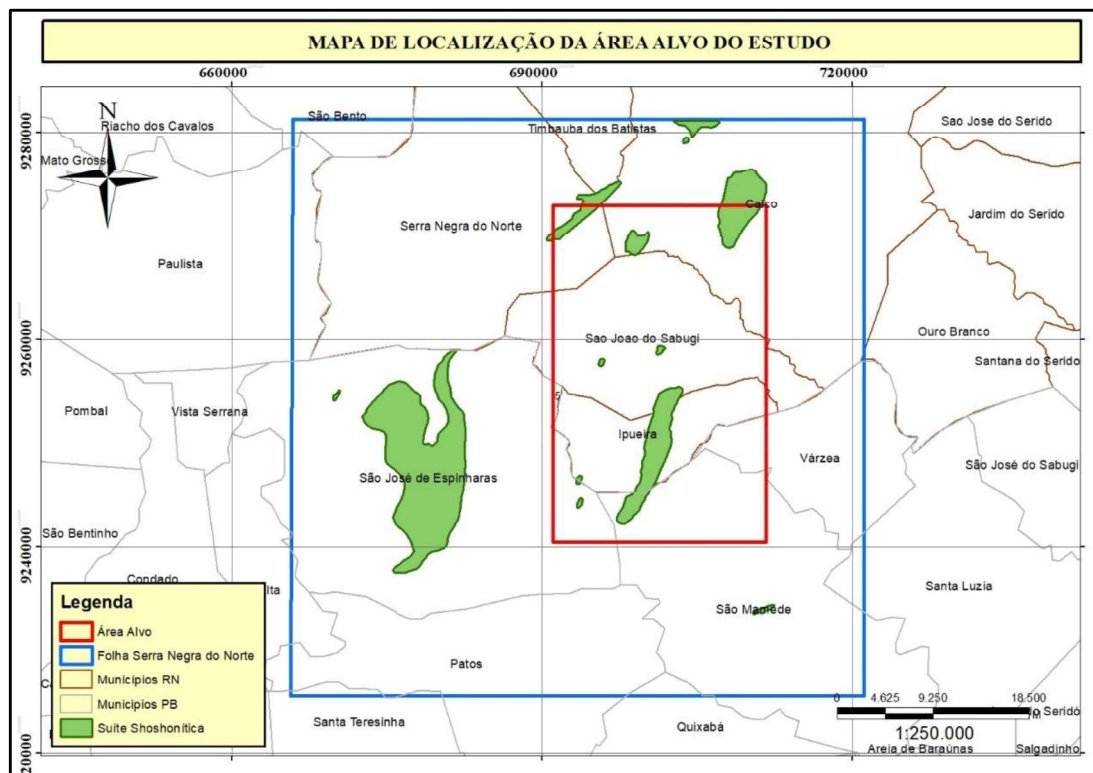


Figura 2 - Mapa de localização em detalhes da área-alvo do estudo contendo os principais corpos da suíte shoshonítica na Folha Serra Negra do Norte. A oeste da área de estudo, nas proximidades de São José de Espinharas, localiza-se o Complexo Rio Espinharas.

## 1.4. ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A dissertação em questão foi organizada em oito capítulos.

No primeiro capítulo são apresentados a problemática, as justificativas e objetivos para a confecção da mesma. Além da contextualização geográfica da área alvo do estudo.

O segundo capítulo apresenta os materiais e metodologias utilizadas durante a confecção da dissertação, nas diferentes fases de revisão bibliográfica, levantamento cartográfico e geração de mosaico de MDE (Modelo de Elevação do Terreno), mapeamento geológico e coleta de amostras, obtenção de dados petrográficos, litoquímicos, de química mineral e a geração de modelagens geoquímicas.

O terceiro capítulo é composto de uma análise bibliográfica, objetivando um embasamento teórico e a definição de características de rochas shoshoníticas.

O contexto geológico, tanto regional quanto local, é apresentado no quarto capítulo.

No quinto capítulo são abordadas as características macroscópicas e microscópicas das diferentes fácies que compõem o *pluton* estudado

O capítulo seis é composto pelo artigo científico “*MAGMATIC EVOLUTION AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF THE EDIACARAN SHOSHONITIC ROCKS FROM THE SAO JOÃO DO SABUGI PLUTON, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL*”, submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*, apresentando os principais resultados, discussões e conclusões acerca da caracterização geoquímica, processos evolutivos e condições de cristalização do *pluton* São João do Sabugi.

No capítulo sete encontram-se as considerações e conclusões finais desta dissertação.

Por fim, o capítulo oito traz as referências bibliográficas utilizadas para a confecção do trabalho.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia empregada na presente dissertação envolveu as seguintes etapas:

- a) revisão bibliográfica;
- b) georreferenciamento e compilação de mapas geológicos antigos e recentes em diferentes escalas da área de estudo;
- c) geração de mosaico de MDE (Modelo Digital de Elevação) da área-alvo;
- d) atividades de campo envolvendo nova coleta de amostras e mapeamento geológico;

- e) análise descritiva de lâminas delgadas do *Pluton* São João do Sabugi e de seus corpos satélites;
- f) obtenção de dados litoquímicos inéditos e compilação dos dados disponíveis na literatura;
- g) obtenção de dados de química mineral;
- h) estimativas termométricas e modelagens geoquímicas.

## **2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Foram levantados trabalhos sobre a geologia regional e local, trabalhos de detalhe do magmatismo Ediacarano-Cambriano da Província Borborema, o estado da arte de rochas shoshoníticas, e sobre modelagem geoquímica em rochas ígneas. Nesta etapa foram também levantadas e compiladas as bases cartográficas pertinentes ao trabalho, bem como dados petrográficos e litoquímicos disponíveis para o *Pluton* São João do Sabugi. Foram analisados os trabalhos de conclusão do curso de Geologia de Rocha da Rocha (1986) e Silva (1986), bem como a tese de doutorado de Jardim de Sá (1994), a qual teve como título “A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana”.

## **2.2 LEVANTAMENTO CARTOGRÁFICO E GERAÇÃO DE MOSAICO DE MDE**

Na etapa de levantamento cartográfico foram selecionados quatro mapas de grande relevância para o objetivo do estudo. Os dois primeiros são os mapas geológicos na escala 1:20.000 contidos nos trabalhos de Rocha da Rocha (1986) e Silva (1986). O terceiro mapa trata-se da Figura 3.36, presente em Jardim de Sá (1994), um mapa geológico da área baseado e modificado dos mapas anteriormente citados. Por fim, o quarto mapa utilizado se trata do mapa geológico em escala 1:100.000 da folha SB.24-Z-B-IV, Serra Negra do Norte, publicado pela CPRM (Costa et al., 2018).

Objetivando o melhor entendimento da geologia local, com a análise relacional entre determinadas litologias e as feições estruturais, geomorfológicas e topográficas encontradas, foram utilizadas imagens Alos Palsar com resolução espacial de 12,5 metros para geração do Modelo Digital de Elevação da área. Nestas imagens, a cada 12,5 metros tem-se um valor numérico que representa a cota altimétrica do terreno, o que permite um detalhamento expressivo quando comparada aos resultados obtidos pelas imagens SRTM, usualmente utilizadas (resolução espacial de 90 metros).

### **2.3 MAPEAMENTO GEOLÓGICO E COLETA DE AMOSTRAS**

As atividades de mapeamento iniciaram-se com a etapa pré-campo, onde foram confeccionados mapas de acessos, realizado o georreferenciamento dos dados obtidos na revisão bibliográfica e no levantamento cartográfico e identificadas áreas no corpo principal inexploradas em se tratando de lâminas petrográficas e análises químicas.

A etapa de campo ocorreu em janeiro de 2019. O mapeamento geológico e coleta de novas amostras se deu inicialmente percorrendo-se acessos cadastrados na etapa pré-campo, que interceptavam a litologia estudada tanto para confirmação de regiões já exploradas, das quais proviam dados da literatura utilizados, como em novas áreas pouco exploradas.

O mapeamento geológico resultou no cadastramento de sessenta e três (63) pontos, sendo coletadas informações de coordenadas geográficas, descrição mineralógica e geológica, toponímia, contexto geomorfológico e feições estruturais. Dos sessenta e três pontos catalogados durante o mapeamento geológico foram coletadas pelo menos cinquenta (50) amostras, as quais foram identificadas e acondicionadas em sacos plásticos de amostragem. Desta etapa, foram obtidos novos dados de petrografia e litoquímica, bem como dados inéditos de química mineral.

### **2.3 PETROGRAFIA**

Foram confeccionadas vinte e oito (28) lâminas delgadas do *pluton* São João do Sabugi e de corpos satélites, que se juntaram a uma coleção de seis lâminas delgadas do *pluton* disponibilizadas pelo Prof. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, do Departamento de Geologia da UFRN. O conjunto de 34 lâminas foi descrito no laboratório de Microscopia Estudantil do Departamento de Geologia da UFRN, com o microscópio da marca Olympus-modelo BX41. As descrições seguiram técnicas clássicas de microscopia petrográfica (e.g., Williams et al., 1982; McKenzie et al., 1995) e visaram o reconhecimento das principais microtexturas, da mineralogia principal e acessória e suas relações texturais, identificação de eventos magmáticos e pós-magmáticos, classificação e definição da sequência de cristalização.

### **2.4 LITOQUÍMICA**

Para a construção de um banco de dados litoquímicos robusto o suficiente para permitir a realização de modelagens geoquímicas, inicialmente compilou-se um total de dezoito (18) análises disponíveis no trabalho de Jardim de Sá (1994) para o *pluton* São João do Sabugi (amostras com código

inicial ED, A e F; Anexo I). Essas análises incluem elementos maiores, menores e traços quantificados via ICP-AES e ICP-MS no *Centre de Recherches Petrographiques et Géoquimiques* (CRPG/CNRS) em Nancy, França, seguindo as rotinas analíticas descritas em Govindaraju & Mevelle (1987).

Para complementar o banco de dados, foram obtidas análises químicas em rocha-total adicionais em oito (8) amostras do corpo principal do *pluton* São João do Sabugi (amostras com código inicial D; Anexo I) coletadas durante a etapa de campo e pelo geólogo Vicente de Paula Freitas. Cinco (5) dessas amostras foram analisadas na ALS Brasil LTDA (rotinas analíticas ME-MS81d disponíveis em <https://www.alsglobal.com/#services-section/services-detail>) e as restantes no Laboratório SGS GEOSOL LTDA (rotinas analíticas disponíveis no sítio eletrônico [www.sgsgeosol.com.br](http://www.sgsgeosol.com.br)). Os elementos maiores (e alguns menores) foram quantificados via ICP-AES (ALS Brasil) e FRX (GEOSOL) e os traços (incluindo terras-raras) via ICP-MS.

A tabela 01 apresenta a fonte e os métodos utilizados para geração do banco de dados utilizado no presente trabalho.

**Tabela 1** - Fonte e os métodos utilizados para geração do banco de dados utilizado no presente trabalho.

Fonte	Nº Amostras	Elementos			Método			Laboratório
		Maiores	Traços	ETR	Maiores	Traços	ETR	
Jardim de Sá, 1994	18	18	18	18	ICP-AES; ICP-MS			Centre de Recherches Pétrographiques et Géoquimiques (França)
Este Trabalho	3	3	3	3	FRX; ICP-MS			SGS GEOSOL LTDA (Brasil)
Este Trabalho	5	5	5	5	ICP-AES; ICP-MS			ALS Brasil LTDA (Brasil)

O tratamento dos dados litoquímicos e a geração de diagramas de classificação e caracterização geoquímica foram feitos por softwares comerciais (pacote Office, Sigmaplot) e no programa GCDkit 5.0 (Janoušek et al., 2006).

## 2.5 QUÍMICA MINERAL

Os dados de química mineral foram obtidos através do sistema de microanálise semiquantitativa EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy*) EDX-7000/8000 da Oxford Instruments, acoplado ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo VEGA3 da TESCAN, do Laboratório de Caracterização de Minerais e Materiais (LACAMM) do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte (IFRN). Foram realizadas 63 análises

distribuídas em 5 bloquetes de amostras com 1,0 cm<sup>2</sup> previamente polidos e metalizados com fina película de carbono. As condições analíticas empregadas para análise foram de 20kV para a voltagem de aceleração, 20nA para corrente, 1 μm de diâmetro do feixe eletrônico, tempo médio de leitura de 50s por ponto. A acurácia das análises foi checada com análises em padrões internos do laboratório. Para os anfibólios e biotita, os teores dos óxidos quantificados foram posteriormente corrigidos para os teores de H<sub>2</sub>O estimados conforme Tindle & Webb (1990).

O cálculo da fórmula estrutural e a partição Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> nos anfibólios foi feita de acordo com Schumacher (1997). A nomenclatura segue Leake *et al.* (1997). As fórmulas estruturais para piroxênios e a partição Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> foram calculadas pelo método de Droop (1987) com base em 4 cátions totais e 6 oxigênios. Para biotita e plagioclásio, os cálculos foram baseados em 22 e 8 oxigênios totais, respectivamente; em ambos os casos Fe<sup>2+</sup> = Fe<sub>total</sub>.

## **2.6 MODELAGENS GEOQUÍMICAS**

A modelagem dos processos de diferenciação magmática, *i.e.* cristalização fracionada (CF), cristalização fracionada vinculada (AFC) ou desvinculada (FCA) à assimilação de material crustal foram feitas a partir do banco de dados geoquímicos de rocha-total. Modelagens iniciais do tipo balanço de massas foram efetuadas para os elementos maiores com a planilha Petromode (Christiansen, 2009). Os resultados foram refinados com o uso de elementos traços nas planilhas FC-AFC-FCA and MIXING MODELER (Ersoy & Helvacı, 2010) e PETROMODELER (Ersoy, 2013), que modelam graficamente e quantitativamente os processos petrológicos de CF, AFC e FCA e mistura de magmas, com base nas equações de Rayleigh (1896), De Paolo (1981), Cribb & Barton (1996) e Powell (1984), respectivamente. Para essas modelagens, os coeficientes de partição utilizados foram aqueles contidos nas planilhas para magmas básicos, adicionados de valores compilados do banco de dados GERM – “*Geochemical Earth Reference Model*”, disponível em <https://earthref.org/KDD> (acessos entre junho e dezembro de 2019).

## **3. EMBASAMENTO TEÓRICO – ROCHAS SHOSHONÍICAS**

O termo shoshonito foi originalmente proposto por J.P. Iddings em 1895 para se referir a ortoclásio-basaltos com altos valores de K nas proximidades do rio Shoshone no Wyoming (EUA). Desde então, a abrangência do termo foi ampliada (e.g., Joplin, 1965) e hoje abriga rochas gabrodioríticas, monzodioríticas, monzoníticas, quartzo-monzoníticas e graníticas, ou seus correspondentes

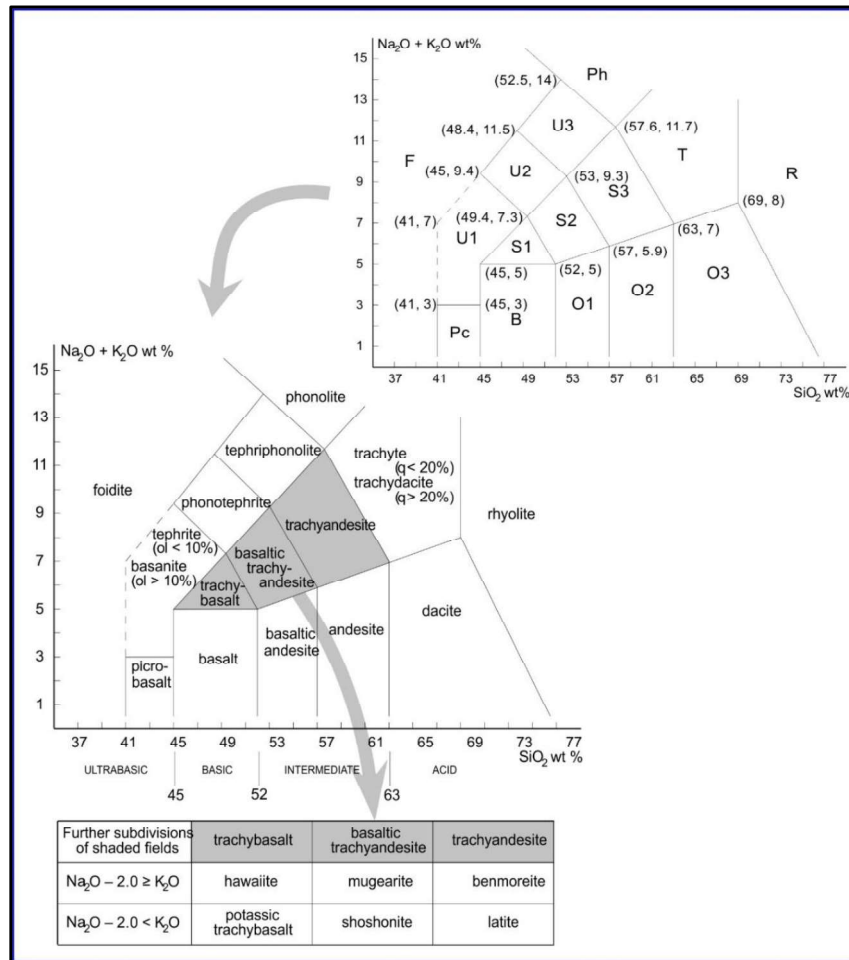


vulcânicos, definindo no diagrama QAP o denominado “*trend* subalcalino monzonítico ou shoshonítico” (cf. Lameyre & Bowden, 1982; Nédélec & Bouchez, 2015). Enfatize-se a importância dos monzonitos e quartzos monzonitos ou seus correspondentes vulcânicos como rochas características desta série (Nardi, 2016).

Deve-se a Morrison (1980) a definição mais clássica de rochas shoshoníticas. Para o autor, o termo shoshonito é usado para uma associação de rochas definidas com base em uma série de características químicas, tais como: altos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (ligeiramente variáveis), enriquecimento em álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$  em peso, além de altas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , próximas de 1%) e nos elementos P, Rb, Sr, Ba, Pb (LILE) e elementos terras raras leves. Apresenta ainda baixos teores de  $\text{TiO}_2$ , de saturação em sílica e em  $\text{FeO}_t$ . Outras feições gerais utilizáveis na identificação de rochas com afinidade shoshonítica são os teores de  $\text{Sr} > 400$  ppm (para  $\text{SiO}_2 < 73\%$  em peso), o caráter metaluminoso e padrões regulares de elementos terras raras – ETR ( $\text{La}_N$  100-300,  $\text{Yb}_N$  10-5), com anomalias negativas de Eu apenas nos termos muito diferenciados ( $\text{SiO}_2 > 73$  peso%). Cabe ainda mencionar que, na maioria de suas ocorrências, os shoshonitos estão intimamente associados a suítes cálcio-alcálicas, tal como o contexto das rochas shoshoníticas da Província Borborema (Nascimento et al., 2000, 2008 e 2015).

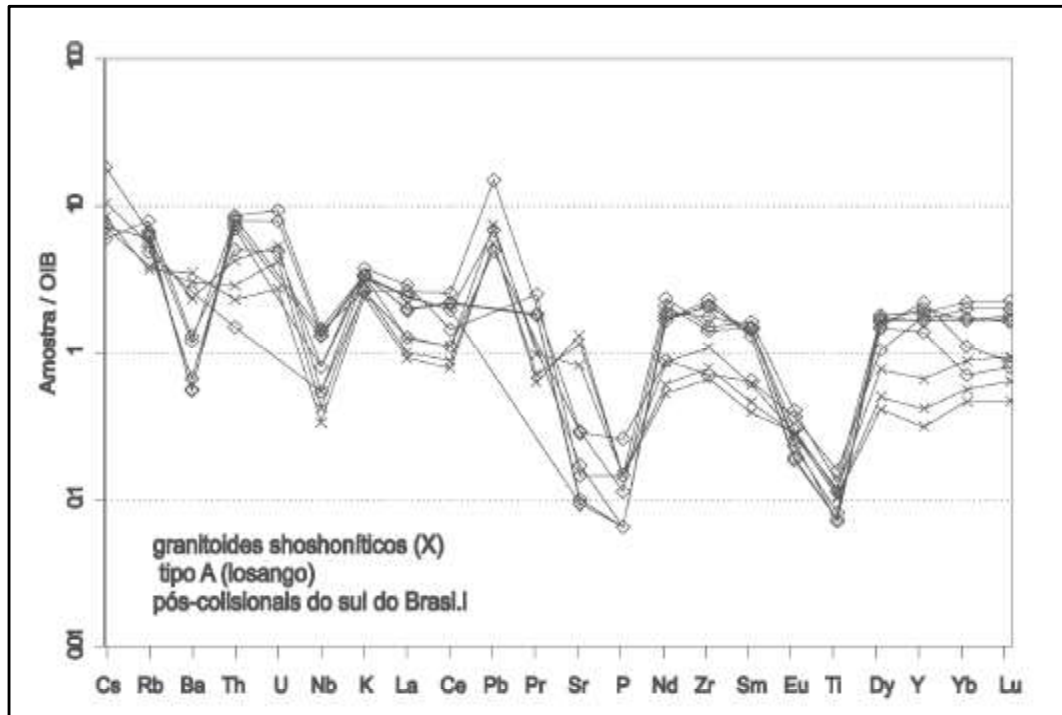
Atualmente, segundo Le Maitre (2002), o termo “shoshonito” corresponde à variedade potássica de traquiandesito basáltico, do campo S2 do diagrama TAS (total álcali-sílica) de classificação química de rochas vulcânicas (Figura 03). Ressalta-se que a razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  entre 1 e 2 é indicativa de afinidade shoshonítica em séries saturadas apenas para os termos básicos a intermediários; os termos mais diferenciados ( $\text{SiO}_2 > 63\%$ ) não apresentam enriquecimento relativo em K (Nardi, 2016).





**Figura 3** - Diagrama TAS (sílica vs. álcalis totais) evidenciando o termo “shoshonito” que corresponde à variedade potássica de traquiandesito basáltico, do campo S2. Retirado de Le Maitre (2002, págs. 35 e 36).

Segundo Nardi (2016), as rochas da série shoshonítica (ou *alcalina potássica saturada em sílica* segundo este autor) são predominantemente gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e granitos, ou seus correspondentes vulcânicos, definindo no diagrama QAP o denominado trend monzonítico. Os basaltos mostram fenocristais de olivina, augita-diopsídio e óxidos de Fe e Ti. Plagioclásio torna-se importante nos termos intermediários. No diagrama TAS (Figura 3) elas se distribuem ao longo dos campos das rochas alcalinas saturadas em sílica, cumprindo, no entanto, a condição  $(\text{K}_2\text{O}+2) > \text{Na}_2\text{O}$  e  $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) < 2,0$ . Quando extrusivas, são denominadas traquibasaltos potássicos, shoshonitos e latitos, além dos traquitos e riolitos. De acordo com os critérios de Peacock (1931), elas são predominantemente álcali-cálcicas e de acordo com os parâmetros de Shand (cf. Maniar & Piccoli, 1989), são metaluminosas. A abundância em Sr, Ba, Rb e outros elementos litófilos de baixo potencial iônico, além de Terras Raras leves (La, Ce, Nd), em relação aos elementos de elevado potencial iônico (Zr, Ti, P, Nb, Y, Terras Raras Pesadas) é importante característica das rochas de afinidade shoshonítica (Figura 04).



**Figura 4** - Diagrama multi-elementos (normalizado pelos valores do OIB) para granitoides pós-colisionais do sul do Brasil, com destaque para as assinaturas típicas de shoshonitos. Retirado de Nardi (2016).

Os granitoides da série shoshonítica são principalmente quartzo monzonitos e granitos *sensu strictu*, sendo discriminados dos cálcio-alcalinos alto-K pela associação típica com rochas monzoníticas e pela afinidade alcalina potássica da série. Os minerais máficos principais são biotita e anfibólio cálcico. As rochas ocorrem predominantemente em ambientes de arco magmático continental maduro e pós-colisional. Alguns autores referem-se aos granitoides da série shoshonítica como granitos de alto Ba e Sr, enquadrando-os como do tipo I (Fowler et al., 2001).

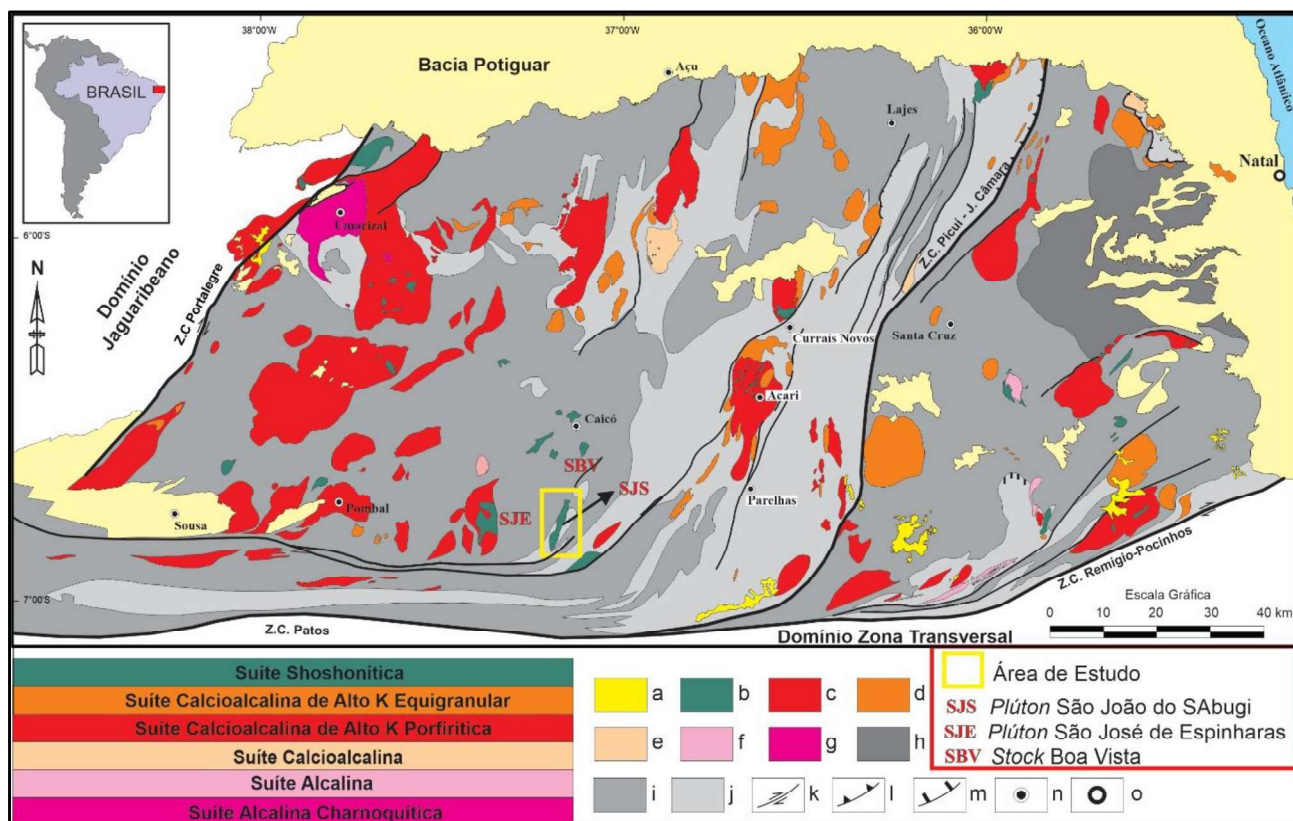
## 4. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1. GEOLOGIA REGIONAL

Em escala regional, a área de estudo está inserida no contexto geológico da Província Borborema (PB), na região nordeste brasileira (Figura 5), originalmente definida por Almeida et al. (1981) para designar o complexo mosaico geológico-estrutural resultante da convergência dos crátons do Amazonas, Oeste Africano-São Luís e São Francisco-Congo, durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Oeste em ~600 Ma (cf. Guimarães et al., 2009 e referências citadas). A

província é compartimentada em diversos domínios tectonoestratigráficos e terrenos delimitados por falhas ou zonas de cisalhamento. Compõe-se essencialmente por um embasamento de idade arqueana a paleoproterozoica, metassupracrustais e um intenso e variado magmatismo neoproterozoico (Angelim et al., 2006).

A divisão da PB ainda é muito controversa na literatura e até o momento não se tem um consenso quanto aos domínios e terrenos que a compõem devido à sua complexidade tectonoestrutural. Vários modelos foram propostos ao longo do tempo, baseados em dados de campo (estruturais e estratigráficos), geofísicos e geocronológicos, desde os trabalhos pioneiros de Brito Neves (1975), Almeida et al. (1976) e Santos & Brito Neves (1984). Delgado et al. (2003) fizeram a integração de modelos e propostas prévias e propuseram a separação da província em três segmentos tectônicos fundamentais: (1) Subprovíncia Setentrional; (2) Zona Transversal e (3) Externa ou Meridional. Dentre esses três segmentos tectônicos são reconhecidos nove domínios tectônicos com base em dados litoestratigráficos, estruturais, geocronológicos e isotópicos (Jardim de Sá, 1994; Jardim de Sá et al., 1992; Brito Neves et al., 2000; Medeiros, 2004; Van Schmus et al., 1995, 2003, 2008, 2011; Santos, 1996; 1999; Santos e Medeiros, 1999; Santos et al., 2010): Domínios (1) Médio Coreaú, (2) Ceará Central, (3) Jaguaribeano, (4) Rio Piranhas-Seridó, e (5) São José do Campestre na Subprovíncia Setentrional; (6) Zona Transversal; e (7) Riacho do Pontal, (8) Pernambuco-Alagoas e (9) Sergipano na Subprovíncia Externa ou Meridional. Neste contexto, a área de estudo está inserida no contexto do Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS; Figura 5).



**Figura 5** - Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, modificado de Nascimento et. al. (2015) com a localização da área estudada. Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c- Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfírica; d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular; e – Suíte Cálcio-alcalina; f – Suíte alcalina; g – Suíte Alcalina Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i - Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento trascorrentes neoproterozoicas; l – Zonas de Cisalhamento contrassionais-transpressivas neoproterozoicas; n – cidades; o – capital do Estado;

A Orogênese Brasileira foi responsável por um intenso e variado plutonismo, principalmente durante os períodos Ediacarano (635-541 Ma) e Cambriano (541-485 Ma), cuja colocação foi, em parte, controlada por grandes zonas de cisalhamento dúcteis (Jardim de Sá 1994; Jardim de Sá et al., 1999). O estudo desta atividade magmática iniciou-se com o trabalho pioneiro de Almeida et al. (1967), que baseado em dados petrográficos e estruturais dividiram as rochas graníticas da PB em três grupos: granitos sin-orogênicos, tardi-orogênicos e pós-orogênicos. Posteriormente, diversos pesquisadores aprofundaram os estudos sobre o magmatismo na PB, incluindo novas propostas de classificação e agrupamento dos *plutons* (Jardim de Sá et al., 1981; Sial, 1987; Jardim de Sá, 1994; Ferreira et al., 1998; Angelim et al., 2006). Nascimento et al. (2015) realizaram uma revisão bibliográfica e atualizaram os conhecimentos científicos com relação ao magmatismo nos Domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, no extremo nordeste da PB (Figura 5). Os autores unificaram dados petrográficos, químicos e geocronológicos dos corpos plutônicos da região e definiram seis suítes

plutônicas: (1) Shoshonítica; (2) Cálcio-Alcalina de alto K Porfírica; (3) Cálcio-Alcalina de alto K Equigranular; (4) Cálcio-Alcalina; (5) Alcalina; e (6) Alcalina Charnoquítica.

As rochas investigadas neste trabalho pertencem à suíte shoshonítica. Inicialmente individualizadas por Jardim de Sá (1994) como “suíte básica a intermediária” (ver também Galindo et al., 1997), compreendem principalmente dioritos, quartzo monzonitos e monzodioritos, além de rochas gabroicas. Ocorrem principalmente como enclaves associados a granitoides das suítes cálcio alcalina de alto K porfírica, bem como cálcio-alcalina e alcalina (e.g., *Plutons* de Acari, Monte das Gameleiras, Serra do Caramuru, Tapuio, Serra Negra do Norte e Japi). Nestes casos, evidências de mistura de magmas são muitas, incluindo feições de *mixing* e *mingling* (e.g., Macêdo Filho & Souza, 2016). De forma mais restrita, as rochas da suíte shoshonítica formam *plutons* e *stocks* isolados, tais como os *Plutons* Quixaba, Poço Verde, Casserengue, Riachão, Rio Espinharas e São João do Sabugi.

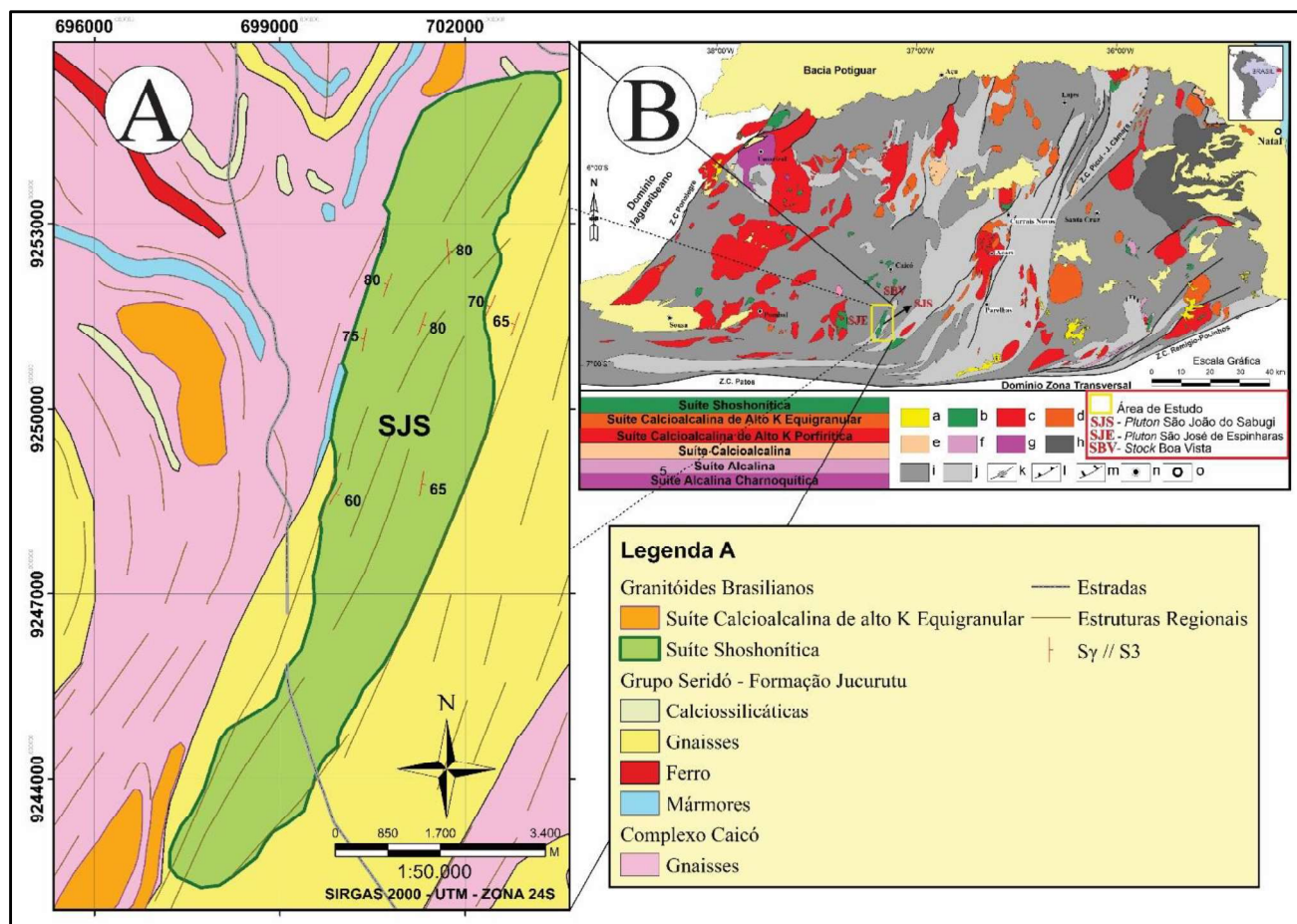
## 4.2. GEOLOGIA LOCAL

O Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS) é delimitado a sul, leste e oeste, respectivamente, pelas zonas de cisalhamento Patos, Picuí-João Câmara e Portalegre, enquanto o limite norte se dá por coberturas fanerozoicas da Bacia Potiguar (Figura 5). O embasamento do DPS caracteriza-se pela presença de metavulcanossedimentares, ortognaisses e migmatitos riacianos do Complexo Caicó, com idades entre 2,1 – 2,25 Ga (Hackspacher et al., 1990; Legrand et al., 1991; Jardim de Sá, 1994; Souza et al., 2007; 2016), *augen* gnaisses da suíte Poço da Cruz, e ortognaisses e migmatitos siderianos (~2,46 Ga) do Complexo Arábia (Costa & Dantas, 2014; Costa et al., 2015). Essas rochas são sobrepostas por rochas metasupracrustais ediacaranas do Grupo Seridó, constituído da base para o topo pelas formações Jucurutu (paragnaisses, mármore, calciossilicáticas e BIFs), Equador (quartzitos e metaconglomerados) e Seridó (mica xistos) (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 2003; Hollanda et al., 2015).

Na folha Serra Negra do Norte, a suíte shoshonítica ocorre principalmente como corpos isolados ou associados a granitos da suíte cálcio-alcalina de alto K equigranular. O levantamento cartográfico, georreferenciamento e compilação de quatro mapas de grande relevância para o objetivo do estudo (cf. capítulo 2.2), em conjunto com trabalhos de campo possibilitaram um melhor entendimento do contexto geológico e tectônico da área de estudo, bem como a melhor delimitação dos limites dos *plutons* e individualização de corpos satélites menores. O esboço geológico resultante é apresentado na Figura 6 e no Anexo II. Os corpos mais expressivos em termos de área e volume de exposição são o *Pluton* São João do Sabugi, alinhado por cerca de 14 km na direção NNE-SSW, e o Complexo Rio Espinharas, além de corpos satélites menores correlatos no entorno, tais como o *stock*



Boa Vista (Paiva et al., 2019). São intrusivos em ortognaisses migmatíticos do Complexo Caicó, *augen* gnaisses da Suíte Poço da Cruz e litotipos da Formação Jucurutu (Figura 6).



**Figura 6** - Contexto geológico local. **A)** Síntese geológica da área de estudo, confeccionada através de compilação de mapas e do mapeamento de campo. Sy: foliação magmática; S3: foliação associada ao evento de deformação neoproterozoico regional (D3); **B)** Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, modificado de Nascimento et. al. (2015) com a localização da área estudada. Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c- Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfírica; d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular; e – Suíte Cálcio-alcalina; f – Suíte alcalina; g – Suíte Alcalina Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i - Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento trascorrentes neoproterozoicas; l – Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; n – cidades; o – capital do Estado.

## 5. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL

### 5.1. CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA

O SJS é formado por rochas composicionalmente diversas, desde gabros/dioritos, monzodioritos, até quartzo-monzodioritos e granodioritos, que afloram como lajeados e blocos *in situ*. Diques e/ou bolsões aplíticos e pegmatíticos de ocorrência mais restrita completam o quadro litológico. Não se observa um zonamento núcleo-borda do *pluton* entre esses litotipos e, de fato, a variabilidade composicional pode ser observada em escala de afloramento, o que dificulta um mapeamento faciológico. Os termos mais máficos são predominantemente maciços, enquanto os mais félsicos mostram estruturas deformacionais marcadas pela orientação de minerais máficos definindo uma foliação com direção principal N10-35°E/65-75°NW, com mergulhos mais suaves (35-55°NW) na porção sul do corpo. São rochas inequigranulares, porfíricas, de granulação grossa, leuco- a melanocráticas que podem ser agrupadas em três fácies petrográficas: **(1) gabro-diorítica** (litotipos mais máficos; Figura 7A); **(2) monzodiorítica** (Figuras 7B e 7C); **(3) granodiorítica** (litotipos mais félsicos; Figura 7D), as quais são descritas na sequência.



**Figura 7** - Aspectos macroscópicos das fácies petrográficas do pluton SJS. **A)** Rocha melanocrática maciça (índice de cor – IC~65%) típica da fácies gabro-diorítica. Os minerais máficos incluem piroxênios e anfibólios; **B)** e **C)** Rochas mesocráticas maciças da fácies monzodiorítica, incluindo variedades mais máficas (em B; IC~50%) e mais félsicas (em C;

IC~35%). Anfibólio ± biotita (± piroxênios) são os máficos principais; **D)** Rocha leucocrática (IC~10) foliada típica da fácies granodiorítica (IC~10). Notar orientação preferencial dos máficos (principalmente biotita).

- **Fácies gabro-diorítica:** a menos expressiva, sendo reconhecida em raros afloramentos na porção norte do SJS, bem como intercalados ou em contato gradacional com rochas da fácies monzodiorítica (Figura 8). Inclui gabros, gabronoritos e dioritos maciços, inequigranulares, meso-a melanocráticos (IC ~ 60 – 80%, onde IC = índice de cor), eventualmente com texturas cumuláticas. A paragênese máfica principal constitui-se de clinopiroxênio ± ortopiroxênio + anfibólio ± biotita. Plagioclásio é o félsico principal, com raro quartzo e feldspato alcalino. Os acessórios mais relevantes incluem titanita, epidoto e minerais opacos, além de traços de apatita e zircão.
- **Fácies monzodiorítica** – inclui os litotipos mais comuns do SJS. Predominam monzodioritos, quartzo monzodioritos e monzonitos leuco- a mesocráticos (IC ~ 20–50%), porfiríticos, com foliação deformacional dada principalmente pela orientação dos máficos principais hornblenda e biotita, e de megacristais de plagioclásio zonado. Os minerais acessórios mais importantes são titanita, minerais opacos, epidoto, allanita, apatita e zircão. Os monzodioritos menos evoluídos (mais máficos) também apresentam clino- e/ou ortopiroxênio.
- **Fácies granodiorítica** – ocorrem como intercalações, apófises e/ou bolsões nos litotipos da fácies monzodiorítica. Incluem principalmente granodioritos e quartzo monzonitos foliados, leucocráticos (IC ~10 – 20), de granulação em geral mais fina que as demais fácies. As texturas são inequigranulares e a biotita, comumente orientada, é o máfico principal, enquanto o feldspato potássico pode atingir até ~30% modal. Anfibólio, titanita, minerais opacos, zircão, apatita, allanita e epidoto são os acessórios identificados.

A variedade composicional em um mesmo afloramento, visualizado em campo, pode representar: a) diferentes graus de fracionamento a partir de sucessivos pulsos do mesmo magma; b) dois líquidos produzidos por imiscibilidade a partir de um único progenitor, ou mesmo magmas distintos (Jardim de Sá, 1994).





**Figura 8** - Aspectos macroscópicos das fácies petrográficas que compõem o pluton SJS. **A)** Intercalação entre rochas das fácies gabro-diorítica (mais escura) e monzodiorítica (mais clara e de granulação grossa); **B)** Contato gradacional entre a fácies gabro-diorítica (à esquerda da foto) e fácies monzodiorítica (à direita da foto).

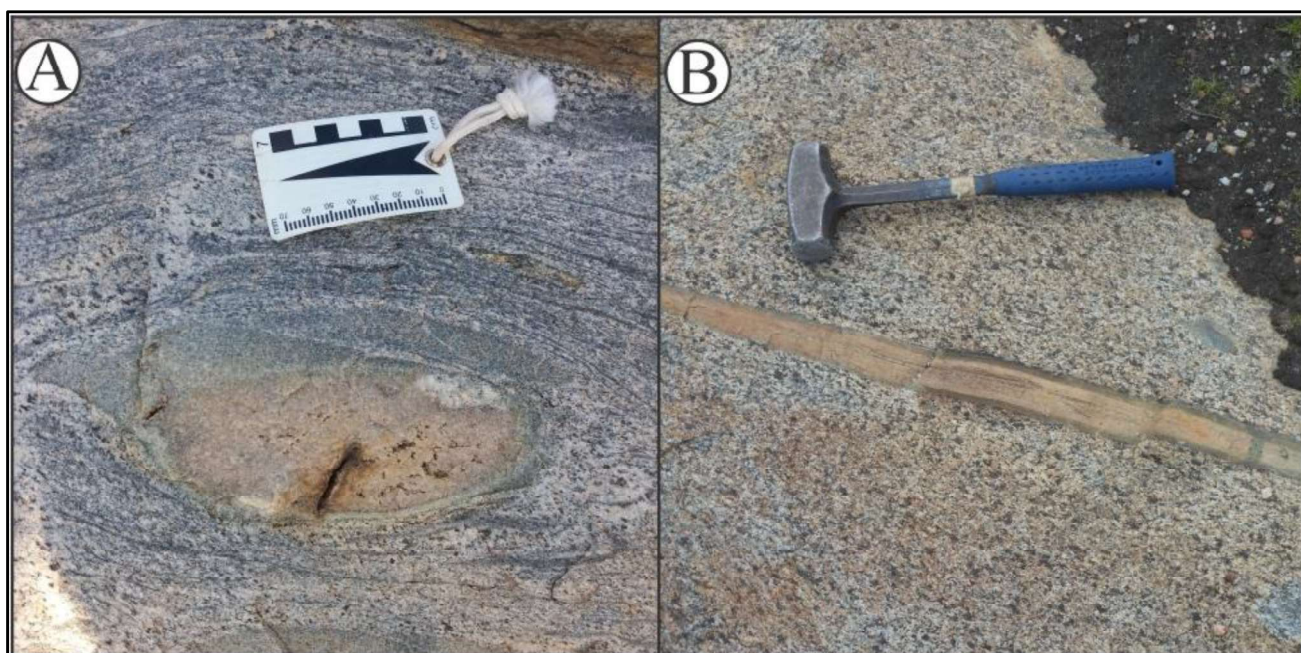
É relativamente comum a presença de enclaves microgranulares máfico-intermediários, centimétricos a decamétricos com formas elipsoidais, sigmoides, globulares ou irregulares, bem como de *schlierens* (Figura 9). São observados principalmente hospedados em rochas das fácies monzodiorítica e granodiorítica. Quando orientados, apresentam direções compatíveis aos encontrados na direção principal do *pluton* (N20–30°E). Anfibólio e biotita são os máficos principais (piroxênios são raros) e, eventualmente, é possível se observar a captura de fenocristais de plagioclásio ± feldspato potássico oriundos das rochas hospedeiras. Tais observações sugerem, ao menos localmente, a ocorrência de processos de mistura mecânica de magmas do tipo “*mingling*”.

Xenólitos e megaxenólitos de litotipos do Grupo Seridó, em especial rochas calciossilicáticas e paragneisses da Formação Jucurutu são relativamente comuns na fácies monzodiorítica (Figura 10). Os xenólitos de calciossilicáticas possuem formas arredondadas, globulares, elipsoidais (oblatas e prolatas) e irregulares, com bordas de reação com as rochas hospedeiras marcadas por intensa epidotização. Quando orientados, seguem a direção principal NNE-SSW do SJS.





**Figura 9 - A) e B)** Enclaves variando composicionalmente de monzodioritos a quartzo-sienitos, imersos numa matriz dos tipos mais intermediários a ácidos, apresentando em alguns casos captura de fenocristais de k-feldspato indicando processos de misturas de magmas do tipo mingling (mistura física).

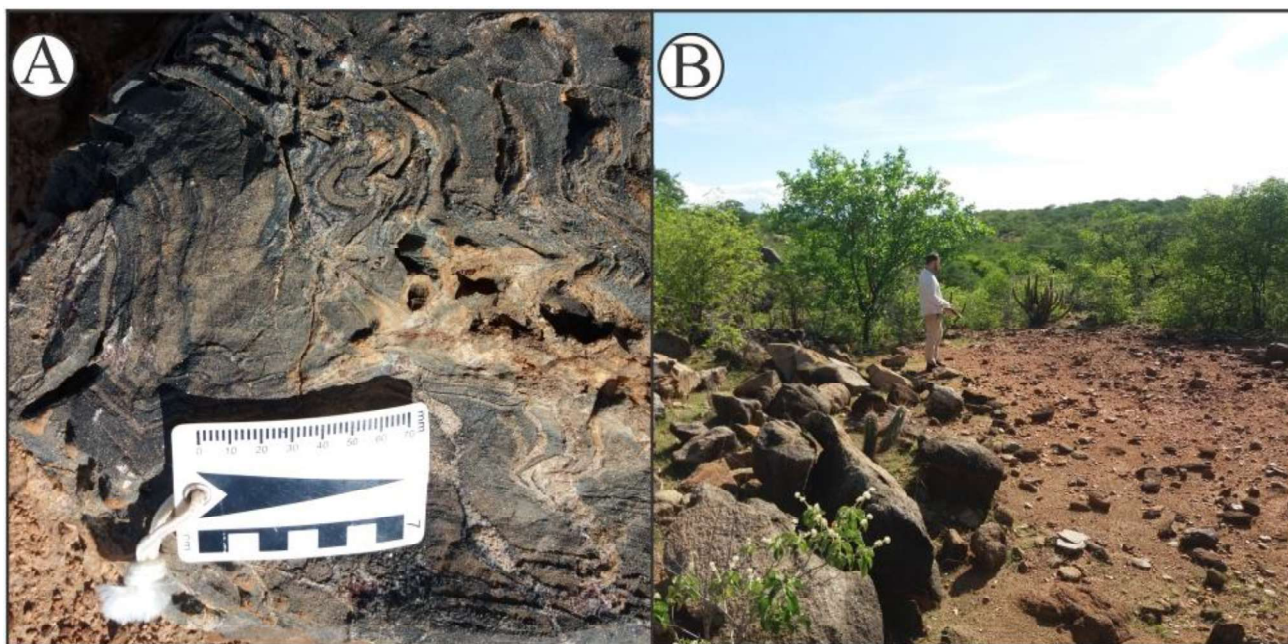


**Figura 10 - A) e B)** Xenólitos de rocha calciossilicática com bordas de reação com as rochas hospedeiras marcadas por intensa epidotização (coloração esverdeada).

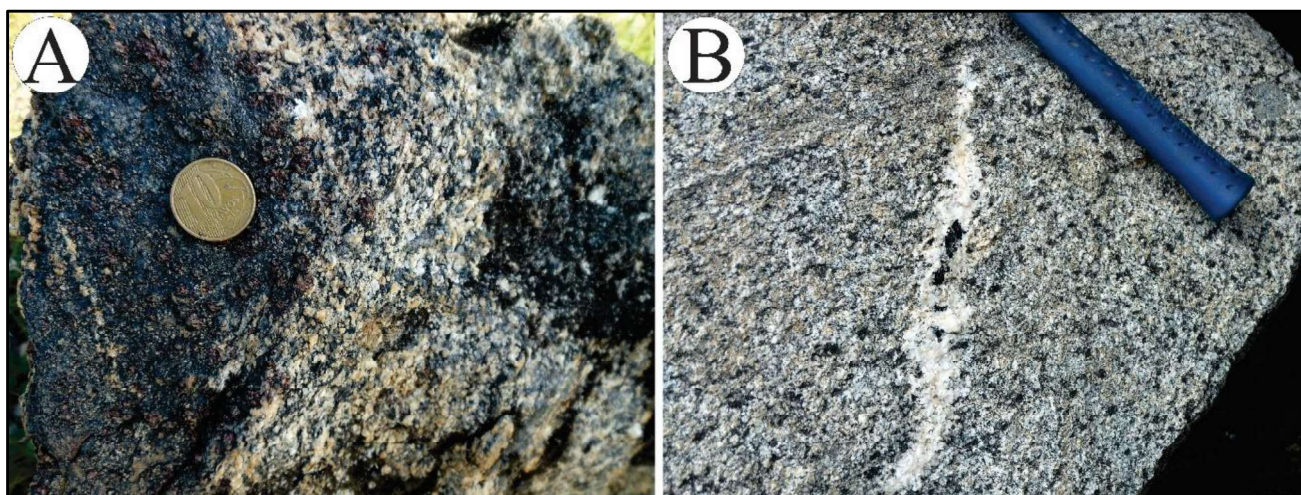
Os xenólitos de paragnaises (Figuras 11 e 12A) mostram localmente evidências de fusão parcial e a geração de cristais de granada no contato com os monzodioritos englobantes (Figura 12A).



São encontradas ainda venulações félsicas representantes da fácies granodiorítica em zona extensional sinistrógira de direção N45°Az (Figura 12B).



**Figura 11** - Xenólito de paragnaisse, encontrado na borda leste do corpo, apresentando veios de quartzo e aplitos ricos em k-feldspato, apresentando indícios de pelo menos três deformações. **A)** Visão em detalhe de paragnaisse dobrado; **B)** Visão geral do afloramento.



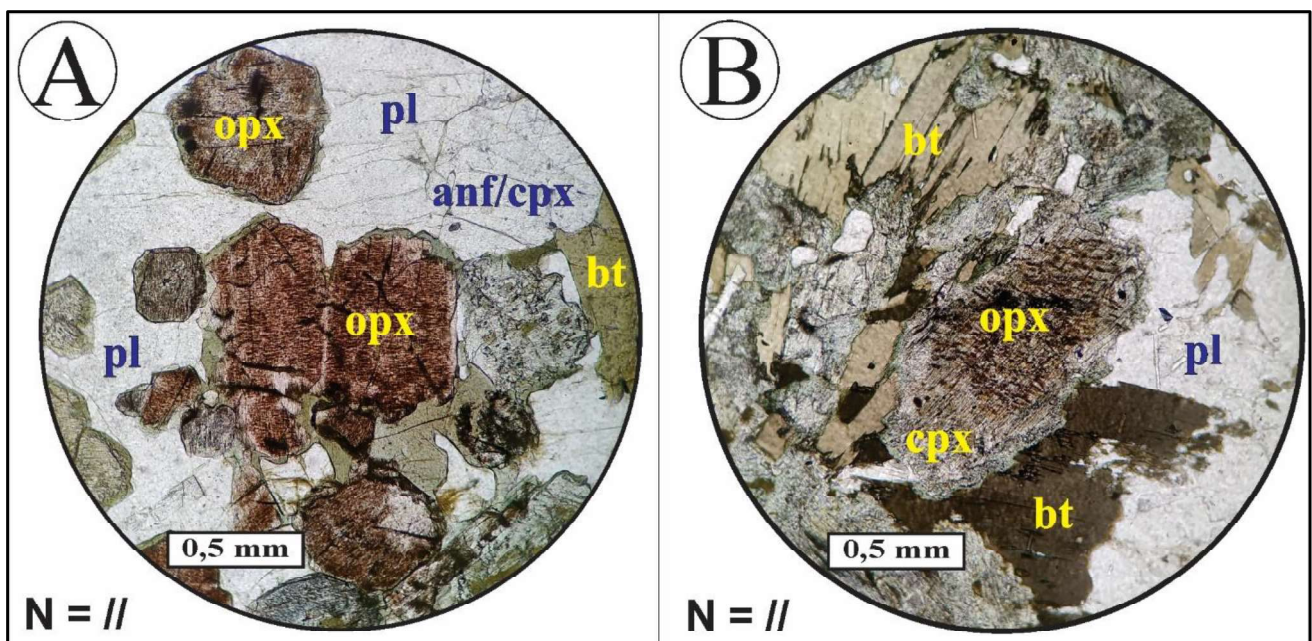
**Figura 12** - **A)** Concentrações de granada (pontos avermelhados próximos à moeda) no contato de monzodiorito com xenólitos de paragnaisse (rocha mais escura); **B)** Venulações félsicas representantes da fácies granodiorítica em zona extensional sinistrógira de direção N45°Az.



## 5.2. CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

### 5.2.1. FÁCIES GABRO-DIORÍTICA

As rochas dessa fácies mostram textura inequigranular, localmente cumulática. Os máficos principais orto e clinopiroxênio correspondem, respectivamente, a hiperstênio ( $2V \sim 55^\circ$ ), tipicamente acastanhado, e augita ( $2V \sim 60^\circ$ ) com pleocroísmo em tons de verde. Este último aparece isolado ou como mantos ao redor de ortopiroxênio. Ambos aparecem com texturas em corona do tipo uralitização, com a formação tardia de anfibólios (Figura 13).



**Figura 13** – Aspectos texturais microscópicos da fácies gabro-diorítica. **A)** Textura em corona no ortopiroxênio (hiperstênio) em contato com grãos de plagioclásio do tipo labradorita, com bordas resultantes compostas por anfibólio e/ou clinopiroxênio (augita); **B)** Desestabilização de ortopiroxênio (hiperstênio) de coloração marrom com bordas resultantes compostas por clinopiroxênio (augita). Ambas as fotomicrografias são em nicóis descruzados. Legenda: opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; anf = anfibólio; cpx = clinopiroxênio; bt =biotita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

Assim como o quartzo, o feldspato alcalino ocorre em concentrações baixas, não ultrapassando 3% modal. Corresponde a ortoclásio e/ou microclínio, sendo caracterizado pelo hábito anédrico por vezes alongado, extinção ondulante e geminação do tipo Carlsbad (ortoclásio) ou geminação em grade (microclínio) localmente deformada. Seu comprimento máximo atinge 1,0 mm.

O plagioclásio é o félsico principal e classifica-se como andesina-labradorita ( $An_{45-63}$ ; método ótico de Michel-Lévy). Forma cristais subédricos a anédricos alongados, com geminação polissintética albita-periclíneo, geralmente zonados.

O anfibólio é da família da hornblenda e ocorre como cristais prismáticos subédricos, com pleocroísmo variando de verde escuro a amarelo e granulometria máxima de 1,2 mm. É comum ser observado junto às bordas de orto e clinopiroxênio (coronas), em típica textura de uralitização (Figura 13A).

A biotita apresenta-se como placas euédricas a subédricas com pleocroísmo em tons de castanho a amarelo-esverdeado, com bordas corroídas principalmente quando em contato com outros minerais. Está associada constantemente ao anfibólio e nas bordas de clinopiroxênio, sendo claramente tardia em relação a esses minerais (Figura 13B).

Os minerais acessórios identificados incluem titanita, epidoto e minerais opacos, além de traços de apatita e zircão. Dentre esses, titanita e opacos são ora de origem magmática, como cristais isolados euédricos, e/ou inclusos nos máficos principais, ora como produtos pós-magmáticos (hidrotermais), frutos da desestabilização de piroxênios, anfibólios e biotita.

### 5.2.2. *FÁCIES MONZODIORÍTICA*

#### *TERMOS MÁFICOS*

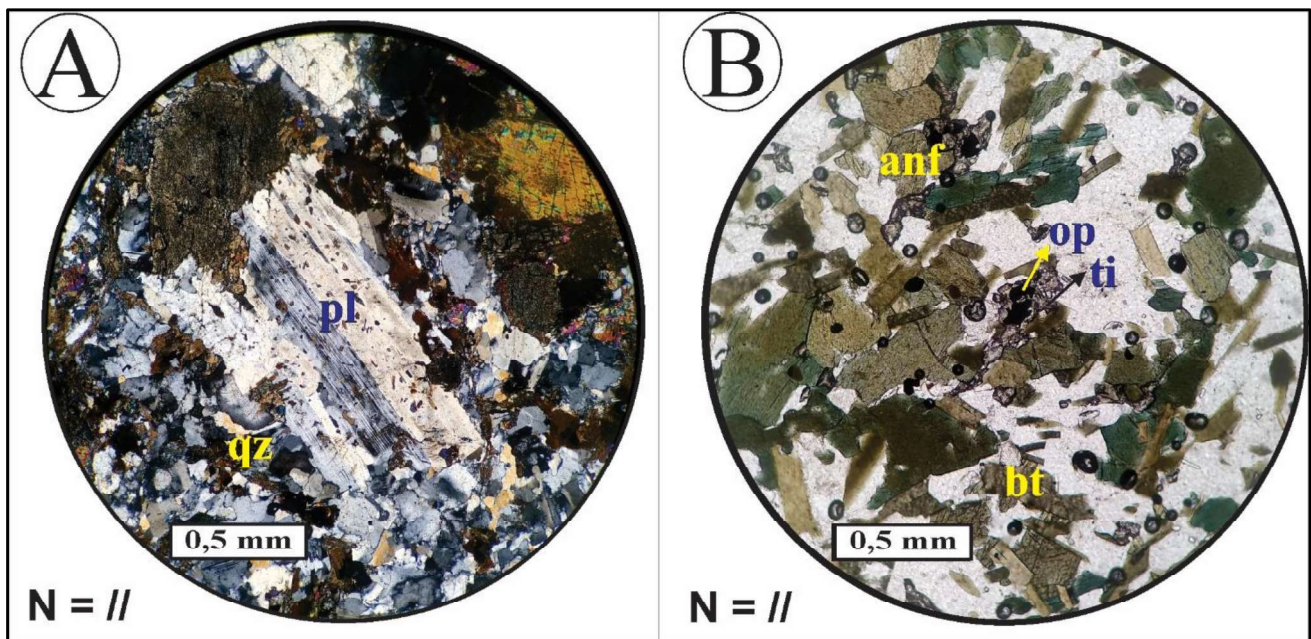
As rochas desta fácies não apresentam deformação metamórfica evidente. São holocristalinas e em geral de textura fina, apresentando localmente megacristais de plagioclásio.

O quartzo (5% modal) é anédrico e, em muitos casos aparece como grãos estirados ou alongados, com extinção ondulante, por vezes intersticial a outros minerais. Atinge dimensões máximas de 0,5 mm. O plagioclásio corresponde a andesina (An ~35 – 45%) e ocorre como megacristais (> 4,0 mm) envoltos por grãos menores de quartzo e máficos (Figura 14A), ou como cristais menores euédricos a subédricos, frequentemente zonados, com geminação polissintética segundo a lei da Albita e do Periclíneo.

A mineralogia máfica principal inclui anfibólios ± biotita ± piroxênios. Anfibólio é a fase predominante. Classifica-se como hornblenda e ocorre como prismas euédricos disseminados, com pleocroísmo variando de verde escuro a amarelo (Figura 14B), localmente definindo texturas de fluxo magmático. Em menor quantidade em relação à hornblenda, a biotita forma placas e ripas euédricas a subédricas isoladas ou substituindo o anfibólio. Por fim, cristais de clino- e/ou ortopiroxênio, este último tipicamente como restos em núcleos do primeiro, são identificados em diversas amostras desses monzodioríticos mais máficos (Figura 15A). O ortopiroxênio (incolor a

acastanhado) foi classificado como hiperstênio, enquanto o clinopiroxênio corresponde a augita (pleocroísmo em tons esverdeados).

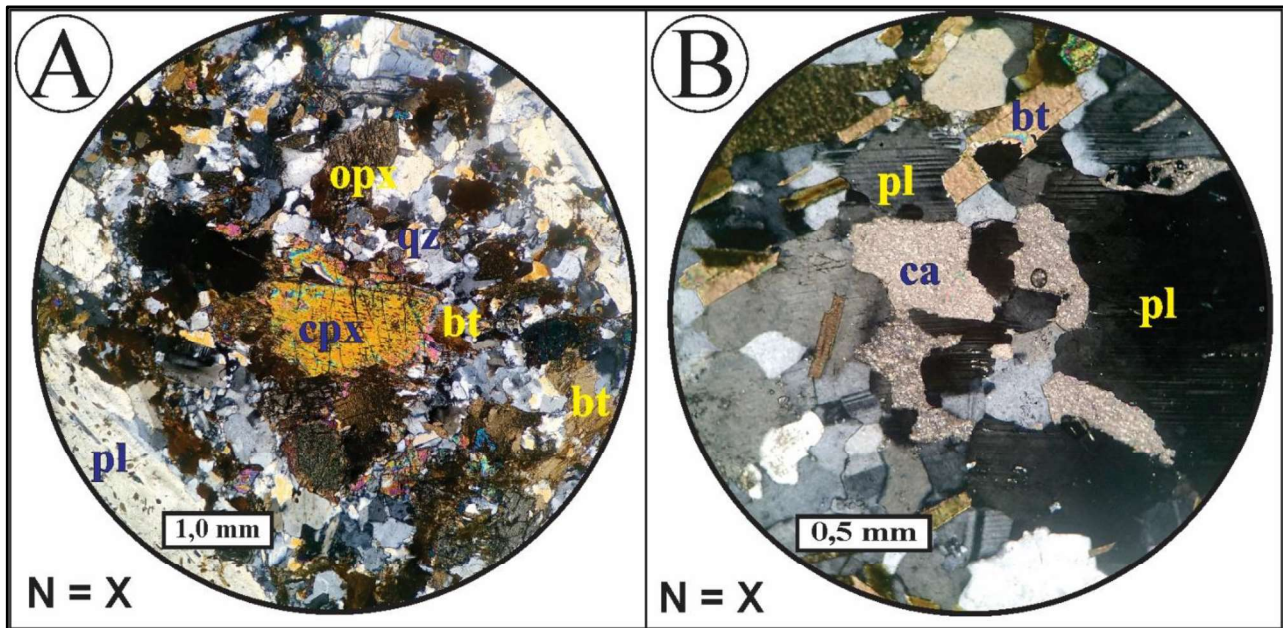
Dentre os minerais acessórios, os cristais de titanita são diminutos e poucos presentes nesta fácies. São anédricos, tipicamente de cristalização pós-magmática, formando coronas ao redor de minerais máficos (esfenitização; Figura 14B). Os opacos são preferencialmente subédricos, isolados, junto aos máficos, ou como inclusão nestes. Apatita ocorre como cristais diminutos em quantidades traços disseminados na rocha.



**Figura 14** -Aspectos texturais microscópicos dos termos mais máficos da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia destacando megacristal de plagioclásio envolto por grãos menores de quartzo e máficos (anfíbólios e piroxênios); **B)** Fotomicrografia evidenciando textura típica dos monzodioritos mais máficos, caracterizada por cristais de anfíbólio em contato e/ou substituídos por biotita, bem como opacos apresentando esfenitização e plagioclásio ± quartzo de aspecto intersticial (minerais claros). Legenda: pl = plagioclásio; qz = quartzo; anf = anfíbólio; bt =biotita; op = opacos; ti = titanita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

Vale ainda destacar a ocorrência, em diversas amostras, de calcita intersticial em aparente equilíbrio textural com a paragênese magmática principal (Figura 15B). Em comum, essas amostras provêm de afloramentos onde é comum a ocorrência de xenólitos de rochas calciossilicáticas (Figura 10).





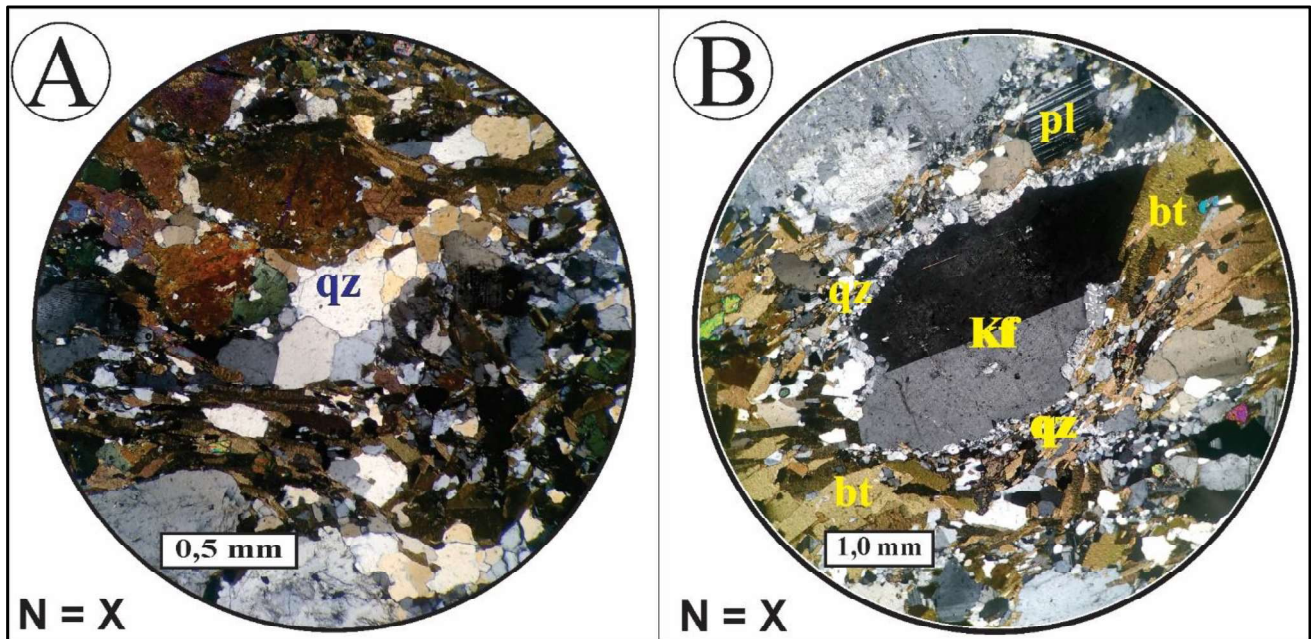
**Figura 15** - Aspectos texturais microscópicos dos termos mais máficos da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia de um cristal de clinopiroxênio envolto por biotita. notar ao lado cristais menores de ortopiroxênio marrom; **B)** Fotomicrografia de cristais intersticiais de carbonato. Legenda: opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; cpx = clinopiroxênio; bt =biotita; qz = quartzo; ca = carbonato; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

### **TERMOS INTERMEDIÁRIOS**

Os monzodioritos intermediários são de textura média a grossa e o principal contraste em relação aos tipos mais máficos é o predomínio de biotita em relação à hornblenda e a ocorrência restrita de piroxênios.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos alongados, com extinção ondulante preferencialmente em zonas de alto *strain* (cisalhamento?) ou na borda de outros cristais maiores. Ainda assim, também se observa cristais individualizados com granulometria atingindo até 1,0 mm. O conteúdo modal é menor que 10%. Localmente observou-se ponto triplo de quartzo (Figura 16A), indicativo de cristalização em equilíbrio no estágio final.

O feldspato alcalino corresponde a ortoclásio e/ou microclínio como grãos subédricos a anédricos e comumente fraturados. Apresenta geminação simples do tipo Carlsbad e pouca alteração em seus cristais. Lamelas de pertita são finas e em pouca quantidade. No geral os teores modais desta fase mineral não ultrapassam 5%. Localmente o ortoclásio pode também formar megacristais subédricos, com comprimentos máximos de 3,2 mm, envoltos por franja de quartzo microcristalino e mirmequitas (Figura 16B).



**Figura 16** - Aspectos texturais microscópicos dos termos intermediários da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia evidenciando ponto triplo em três cristais de quartzo, indicativo de cristalização em equilíbrio no estágio final; **B)** Fotomicrografia evidenciando feldspato alcalino (ortoclásio) com geminação simples do tipo Carlsbad, com corona de quartzo e mirmequitas, além de biotita no seu entorno. Legenda: pl = plagioclásio; bt =biotita; qz = quartzo; kf = k-feldspato; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

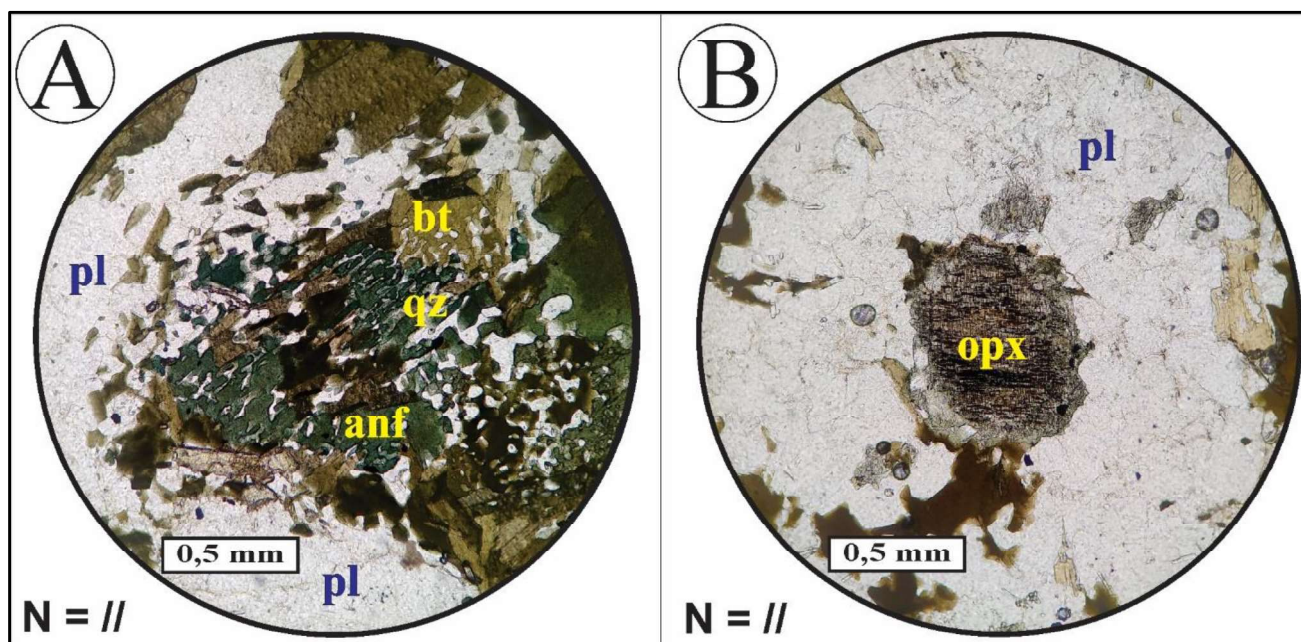
Os cristais de plagioclásio são prismáticos, subédricos a anédricos, geralmente estirados e aparecem em grande intervalo de granulometria, atingindo até megacristais maiores que 4,0 mm. Corresponde a oligoclásio-andesina, com teores de anortita (An) entre 25-35%. São cristais com discreto zoneamento composicional concêntrico, com planos de geminação do tipo albita-periclíneo geralmente encurvados; mostra ainda leve saussuritização. Os megacristais são comumente circundados por grãos menores de quartzo e biotita, além de mirmequitas.

A biotita aparece subédrica a anédrica, com formas lamelares ou ripiformes e bordas constantemente corroídas. É fortemente pleocroica, variando de amarelo a castanho. Em alguns casos observa-se a alteração de biotita para clorita e opacos ao longo dos planos de clivagens. Apresentam-se com granulometria máxima de 2,3 mm e com inclusão de minerais opacos. Uma textura importante observada são os simplectitos de biotita + hornblenda + quartzo (Figura 17A).

O anfibólio foi classificado como hornblenda e aparece como prismas subédricos (até 1,2 mm), por vezes estirados, fortemente pleocróicos (verde escuro a tons amarelados). Ocorrem tanto isolados entre os minerais félsicos, ou associados a bordas de piroxênios (uralitização) ou em simplectitos com biotita e quartzo (Figura 17A). Junto às bordas de alguns cristais observa-se ainda uma geração tardia de anfibólios incolores preliminarmente classificados como grunerita.



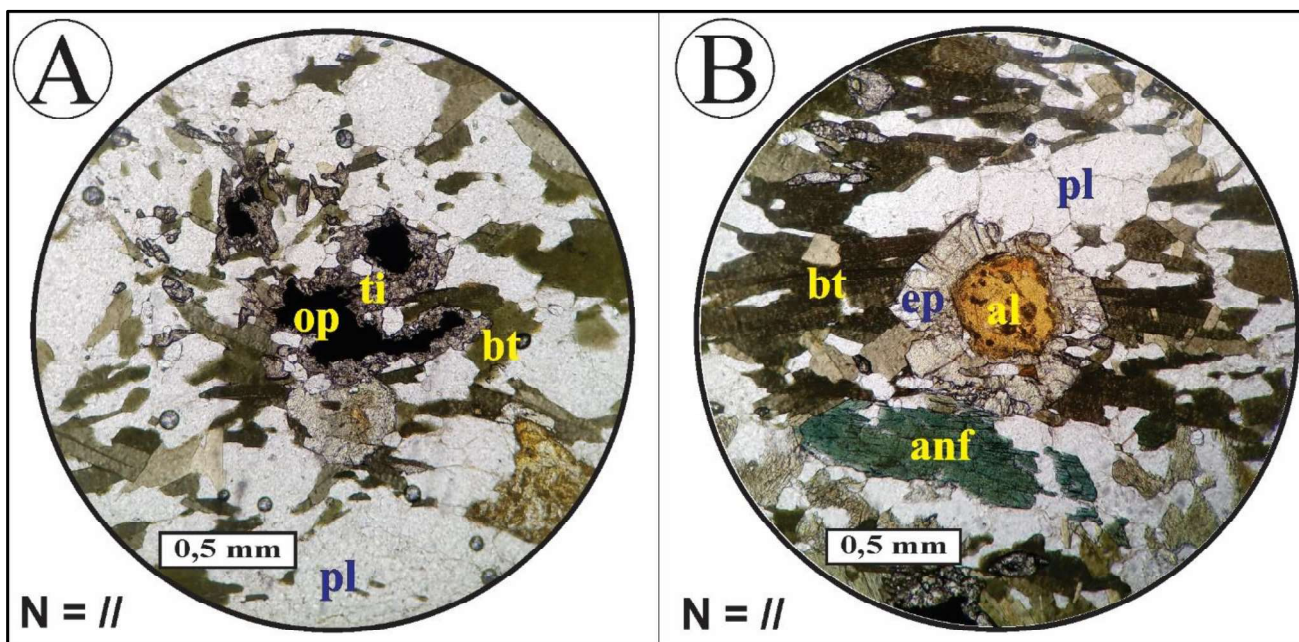
Os piroxênios desta fácies incluem principalmente clinopiroxênios. Classificam-se como augita e mostram pleocroísmo fraco de tons incolores a levemente esverdeados, comumente bordejado por anfibólio (uralitização), com birrefringência média e atingindo granulometria máxima de 2,0 mm. De forma mais localizada encontram-se cristais de ortopiroxênio (hiperstênio), de coloração acastanhada, com bordas finas de um material esverdeado, possivelmente clinopiroxênio e/ou hornblenda (Figura 17B).



**Figura 17** - Aspectos texturais microscópicos dos termos intermediários da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia de simplectito de hornblenda, biotita e quartzo; **B)** Cristal de ortopiroxênio (hiperstênio) com bordas de um material esverdeado. Este material é de difícil identificação pela falta de propriedades óticas, mas assume que seja de clinopiroxênio ou anfibólio. Legenda: opx = ortopiroxênio; pl = plagioclásio; bt = biotita; qz = quartzo; anf = anfibólio; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

Dentre os minerais acessórios, a titanita e o epidoto aparecem em duas gerações texturais: a primeira é interpretada com magmática e forma cristais euédricos isolados (titanita) ou inclusos nos máficos principais (epidoto). A segunda é pós-magmática e cristaliza-se como mantos ao redor de opacos (titanita; Figura 18A) ou allanita (epidoto; Figura 18B). Completam o quadro dos acessórios mais relevantes quantidades menores de zircão e apatita (diminutos cristais euédricos).

Por fim, cabe ainda destacar a ocorrência de calcita intersticial em aparente equilíbrio textural com a assembleia mineral magmática, tal como observado nos termos mais máficos da fácies monzodiorítica.



**Figura 18** - Aspectos texturais microscópicos dos termos intermediários da fácies monzodiorítica. **A)** Fotomicrografia do processo de esfenitização dos minerais opacos, em contato com biotitas; **B)** Fotomicrografia evidenciando um cristal alaranjado de allanita com bordas euédricas a subédricas de epidoto. Legenda: pl = plagioclásio; bt =biotita; op = opaco; ti = titanita; anf = anfibólio; ep = epidoto; al = allanita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

Com a descrição da mineralogia e da textura, é notório que esta fácies mostra uma fugacidade de oxigênio mais elevada em detrimento principalmente dos cristais de allanita com bordas de epidoto e da paragênese magnetita + titanita e quartzo, mais observada quando comparada com a fácies anterior. Já os simplectitos de biotita, hornblenda e quartzo indicam equilíbrio de cristalização nessas fases.

### 5.2.3. FÁCIES GRANODIORÍTICA

Inclui os litotipos mais félsicos do SJS. Além disso, mostram mais comumente texturas deformacionais, tais como a forte recristalização de minerais félsicos e a orientação dos minerais máficos definindo uma foliação. O quartzo ocorre como cristais incolores xenomórficos de até 2,6 mm. É comum encontrar porções e aglomerados de grãos de quartzo recristalizados nas porções félsicas ou nas bordas de outros minerais.

Diferentemente das fácies descritas anteriormente, os granodioritos possuem maior porcentagem modal de ortoclásio e microclínio em relação ao plagioclásio. Os cristais são geralmente alongados segundo uma direção preferencial, com dois tipos de geminação, a geminação simples do

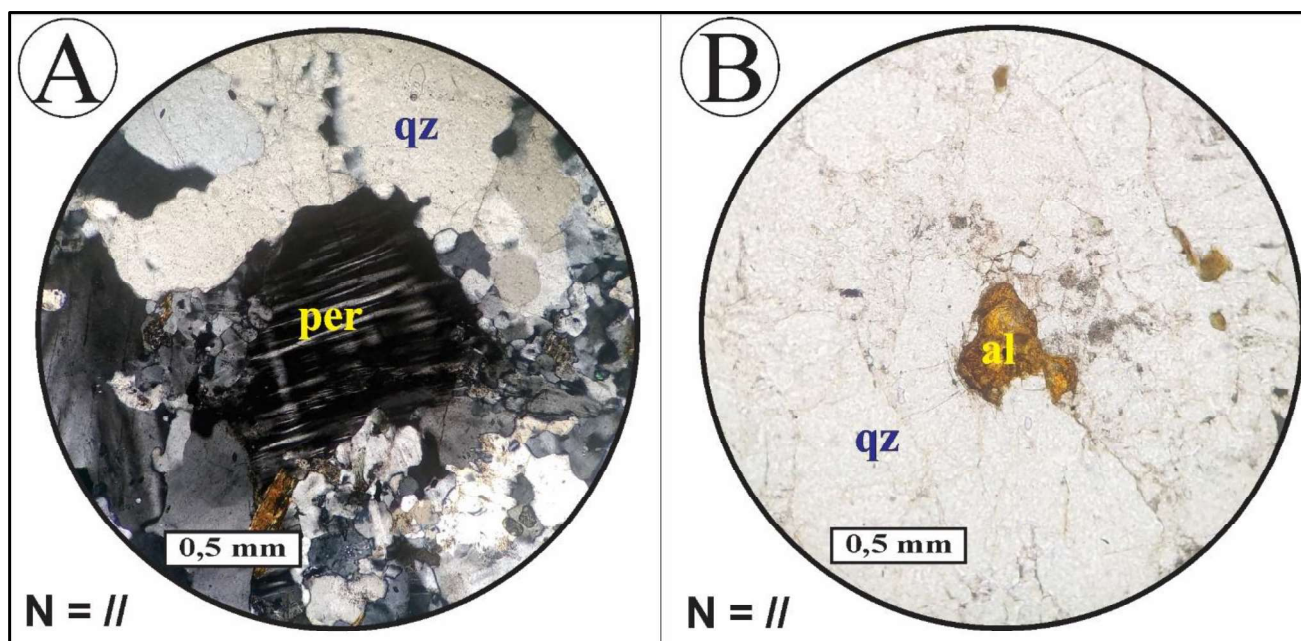


tipo Carlsbad e a em grade (tartan) e dimensões máximas de até 1,1 mm. Apresenta feições de deformação como a extinção ondulante e a geminação simples encurvada. Além disso, é perceptível a presença de pertitas (Figura 19A) e algumas porções recristalizadas, semelhante ao quartzo.

O plagioclásio apresenta-se em menor quantidade em relação ao feldspato alcalino. São cristais xenomórficos alongados que atingem ao máximo 0,7 mm, com geminação polissintética do tipo albita-periclíneo. É comum se observar texturas tipo mirmequita nas bordas deste mineral.

A biotita é o principal mineral máfico existente, disseminado em toda a rocha. São cristais lamelares ou ripiformes, levemente orientados, com forte pleocroísmo em tons de amarelo a avermelhado, birrefringência média e por vezes com um plano de clivagem bem definido.

Dentre as fases acessórias, os minerais opacos ocorrem de forma esporádica, em cristais individualizados ou em aglomerados. Variam de subédricos, com formas octaédricas, a anédricos geralmente estirados ou seguindo a foliação da rocha. Os poucos cristais de allanita observados apresentam tonalidade laranja, com relevo forte e birrefringência baixa. São cristais euédricos a subédricos, com uma possível zonação e granulometria máxima atingindo 0,3 mm (Figura 19B). Por fim, cristais diminutos de zircão e apatita completam a lista dos acessórios mais relevantes.



**Figura 19** - Aspectos texturais microscópicos da fácies monzodiorítica **A)** Fotomicrografia evidenciando a presença de pertita na seção mais evoluída do corpo. Nicóis cruzados; **B)** Fotomicrografia de um cristal de allanita em tom alaranjado e levemente zonado. Nicóis descruzados. Legenda: al = allanita; qz = quartzo; per = pertita; // = nicóis paralelos; X = nicóis cruzados.

## 6. ARTIGO CIENTÍFICO

*Submetido ao Journal of South American Earth Sciences*

### **MAGMATIC EVOLUTION AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF THE EDIACARAN SHOSHONITIC ROCKS FROM THE SAO JOÃO DO SABUGI PLUTON, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL**

Dayvison Bruno Cordeiro de Paiva\*<sup>1</sup>

Frederico Castro Jobim Vilalva<sup>2</sup>

Zorano Sérgio de Souza<sup>2,3</sup>

Marcos Antônio Leite do Nascimento<sup>2</sup>

<sup>(1)</sup> Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG);

<sup>(2)</sup> PPGG e Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. R. das Engenharias, s/n – Campus Universitário Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN, Brazil;

<sup>(3)</sup> Pesquisador do CNPq

\*Corresponding author

*e-mail addresses:*

dayvisonbruno@yahoo.com.br (D.B.C. Paiva)

frederico@geologia.ufrn.br (F.C.J. Vilalva)

zorano@geologia.ufrn.br (Z.S. Souza)

marcos@geologia.ufrn.br (M.A.L. Nascimento)

**Abstract.** The São João do Sabugi pluton (~579 Ma) is one of the most expressive occurrences of Ediacaran, syn- to late collisional shoshonitic rocks within the Rio Piranhas-Seridó Domain of the Borborema Province, NE Brazil. The petrography and chemistry (whole rock and mineral chemistry) of this pluton were investigated with the aim to better characterize its magmatic differentiation processes and intensive crystallization parameters. The identified lithotypes constitute three petrographic facies: (1) gabbro-dioritic, including gabbros, gabbronorites, and diorites with the mafic paragenesis clinopyroxene ± orthopyroxene + amphibole ± biotite; (2) the main monzodioritic, composed of monzodiorites to monzonites, with amphibole and biotite (± pyroxenes) and the main mafic minerals; and (3) granodioritic that encompasses the most felsic and evolved rocks, with biotite as the main mafic phase. Mafic-intermediate enclaves and country-rock xenoliths (Jucurutu Formation) are widespread. The studied rocks are metaluminous, alkali-calcic and magnesian, and have shoshonitic affinity. They show relative enrichment in Ba, Rb, Th, and K, light rare-earth elements, and pronounced negative Nb anomalies. Clinopyroxenes and amphiboles of monzodiorites are chemically classified as augite and ferro- and magnesio-hornblende, respectively, whereas biotite has relatively high Mg contents ( $0.44 < \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) < 0.65$ ). Available geochemical data suggest that the studied rocks are cogenetic. Major and trace element modelling indicate that the less evolved gabbro-diorite facies was generated by partial melting (~12%) of a metasomatized mantle source. The basic magma formed differentiated to the monzodioritic and granodioritic facies through fractional crystallization (~60–80%) of plagioclase, hornblende, magnetite, clinopyroxene, biotite, titanite and apatite, under pressures of 5-6 kbar, temperature of ~800–980°C and relatively oxidizing conditions ( $1.2 < \Delta_{\text{NNO}} < 1.4$ ) after ~15% of crustal contamination with the Jucurutu Formation rocks. Magma emplacement and contamination was controlled by strike-slip shear zones related to the Brasiliano orogeny.

**Keywords.** São João do Sabugi pluton, Geochemical modelling, Intensive Crystallization Parameters, Shoshonites, Borborema Province, NE Brazil

## 1 Introduction

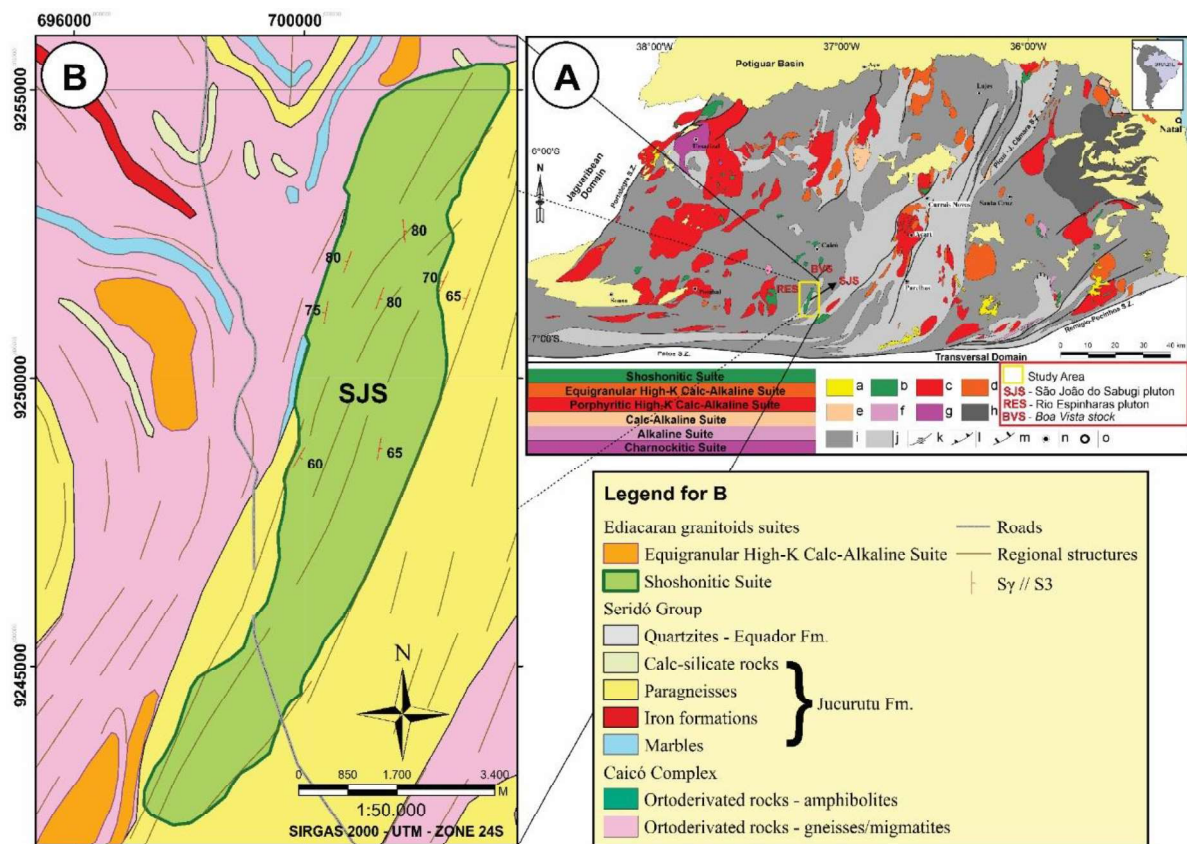
The transition between the Ediacaran and Cambrian periods in the Borborema Province, NE Brazil (Almeida *et al.*, 1981), is marked by a voluminous and widespread, syn- to post-collisional, chemically diverse plutonic magmatism (Jardim de Sá, 1994; Angelim *et al.*, 2006; Nascimento *et al.*, 2015). In the northeastern part of the province, that comprises the Rio Piranhas-Seridó (RPS) and São José do Campestre (SJC) tectono-structural domains, this magmatism is represented by batholiths, plutons, stocks, and dykes that are grouped into six distinct suites (Nascimento *et al.*, 2015): (1) Shoshonitic (Shos), (2) Porphyritic High-K Calc-Alkaline (PHKCalcAlk), (3) Equigranular High-K Calc-Alkaline (EHKCalcAlk), (4) Calc-Alkaline (CalcAlk), (5) Alkaline (Alk), and (6) Charnockitic Alkaline (ChAlk). The Shoshonitic suite, formerly *São João do Sabugi Intrusive Suite* (Angelim *et al.*, 2006), includes the less evolved lithotypes (Jardim de Sá, 1994; Hollanda *et al.*, 2003; Nascimento *et al.*, 2015). They occur mainly as enclaves into PHKCalcAlk, CalcAlk, and Alk types, frequently with mixing and mingling features (e.g. Antunes *et al.*, 2000; Chagas *et al.*, 2018; Hollanda *et al.*, 1999; Macedo Filho & Souza 2016). Isolated plutons and stocks (e.g., Poço Verde, Casserengue, Riachão, and Rio Espinharas plutons) are less common. They are composed of gabbro/diorites, monzodiorites, monzonites, and granodiorites, as well as minor granites and syenites (Guimarães *et al.*, 2017; Campos *et al.*, 2002, Dias, 2006; Nascimento *et al.*, 2002, 2015). In particular, these isolated bodies are important sites for investigating the evolution and sources involved in the petrogenesis of these shoshonitic rocks.

Many Ediacaran (~580 Ma) shoshonitic isolated bodies in the RPS and SJC domains are already well characterized from petrographic, structural, chemical, isotopic and geochronological data (e.g., Campos *et al.*, 2002, Hollanda *et al.*, 2003). Among these, one of the most important and expressive occurrences is the São João do Sabugi pluton, nearby the homonymous city in Rio Grande do Norte state. This pluton was dated at  $579 \pm 7$  Ma (zircon U-Pb; Leterrier *et al.*, 1994; Jardim de Sá, 1994), and studied by Jardim de Sá (1994) who provided structural, geochemical and isotopic informations. Recently, Hollanda *et al.* (2003) presented isotopic data (Rb-Sr, Sm-Nd) for this pluton and other bodies of the Shoshonitic suite and discussed the nature of the sources involved. Nevertheless, the São João do Sabugi rocks still lack detailed petrographic studies, as well as chemical characterization of its main minerals, modeling of their petrogenetic processes, and estimates of its crystallization conditions and tectonic setting. These are the focus of our paper.

## 2. Geological Framework

### 2.1 Location of the Study Area and Regional Geological Context

The São João do Sabugi (SJS) pluton extends for ~14 km in the NNE-SSW direction between the states of Rio Grande do Norte and Paraíba (NE Brazil), near the cities of São João do Sabugi and Ipueira (RN). Within this region, the SJS along with the Rio Espinharas pluton (Campos *et al.*, 2002) to the west, and the Boa Vista stock and minor bodies to the north (Paiva *et al.*, 2019) constitute the main examples of the Shoshonitic suite (Fig. 1A).



**Figure 1.** Geological context of the São João do Sabugi pluton. A) Geological framework of the Rio Piranhas-Seridó and São José do Campestre Domains, northeastern Borborema Province (NE Brazil) highlighting the suites of the Ediacaran plutonic magmatism that affected this region, and the position of the study area. Modified from Nascimento *et al.* (2015). Legend: a—Meso-Cenozoic covers, b—Shoshonitic Suite; c—Porphyritic High-K Calc-Alkaline Suite; d—Equigranular High-K Calc-Alkaline Suite; e—Calc-Alkaline Suite; f—Alkaline Suite; g—Charnockitic Alkaline Suite; h—Archean gneissic-migmatitic basement; i—Palaeoproterozoic gneiss-migmatitic basement; j—Seridó Group (Neoproterozoic); k—Neoproterozoic transcurrent Shear Zones; l—Neoproterozoic transpressive Shear Zones; n—cities; o—state capital; B) Geological map of the study area. Sy: magmatic foliation; S<sub>3</sub>: foliation associated to regional Neoproterozoic deformational event (D<sub>3</sub>).



The SJS geological context comprises the Rio Piranhas-Seridó tectonic domain (RPS) of the Borborema Province. The RPS is delimited to the south, east and west, respectively, by the Patos, Picuí-João Câmara and Portalegre shear zones; the northern boundary is covered by the Phanerozoic Potiguar Basin (Fig. 1A). Its basement consists of Rhyacian metavolcano-sedimentary rocks, orthogneisses and migmatites of the Caicó Complex, and augen gneisses from the Poço da Cruz suite (ages between 2.25–2.17 Ga; Souza *et al.*, 2007, 2016; Hollanda *et al.*, 2011, and references therein), as well as Siderian orthogneisses and migmatites from the Arabia Complex (~2.46 Ga; Costa & Dantas, 2015). All these rocks serve as the basement for late Neoproterozoic (probably Ediacaran) metasupracrustal rocks of the Seridó Group, which includes—the Jucurutu on the base (paragneisses, marbles, calc-silicate rocks and iron formations), Equador on an intermediate level (quartzite and metaconglomerates) and Seridó on the top (mostly mica schists) formations (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 2003; Hollanda *et al.*, 2015). The São João do Sabugi pluton intrudes rocks of the Caicó Complex and the Jucurutu Formation (Fig. 1B).



**Figure 2.** Typical macroscopic aspects of the São João do Sabugi pluton. A) Massive melanocratic rock (color index - CI~65%) typical of the gabbro-dioritic facies. Mafic minerals include pyroxenes and amphiboles; B) and C) Massive mesocratic rocks of monzodioritic facies, including more mafic (in B; CI~50%) and more felsic (in C; CI~35%) varieties. Amphibole ± biotite (± pyroxenes) are the main mafic minerals (black colors); D) Foliated leucocratic rock (CI~10) typical of the granodioritic facies (IC~10). Note preferred orientation ( $S\gamma//S_3$ ) of the mafic minerals (mainly biotite, in black colors).

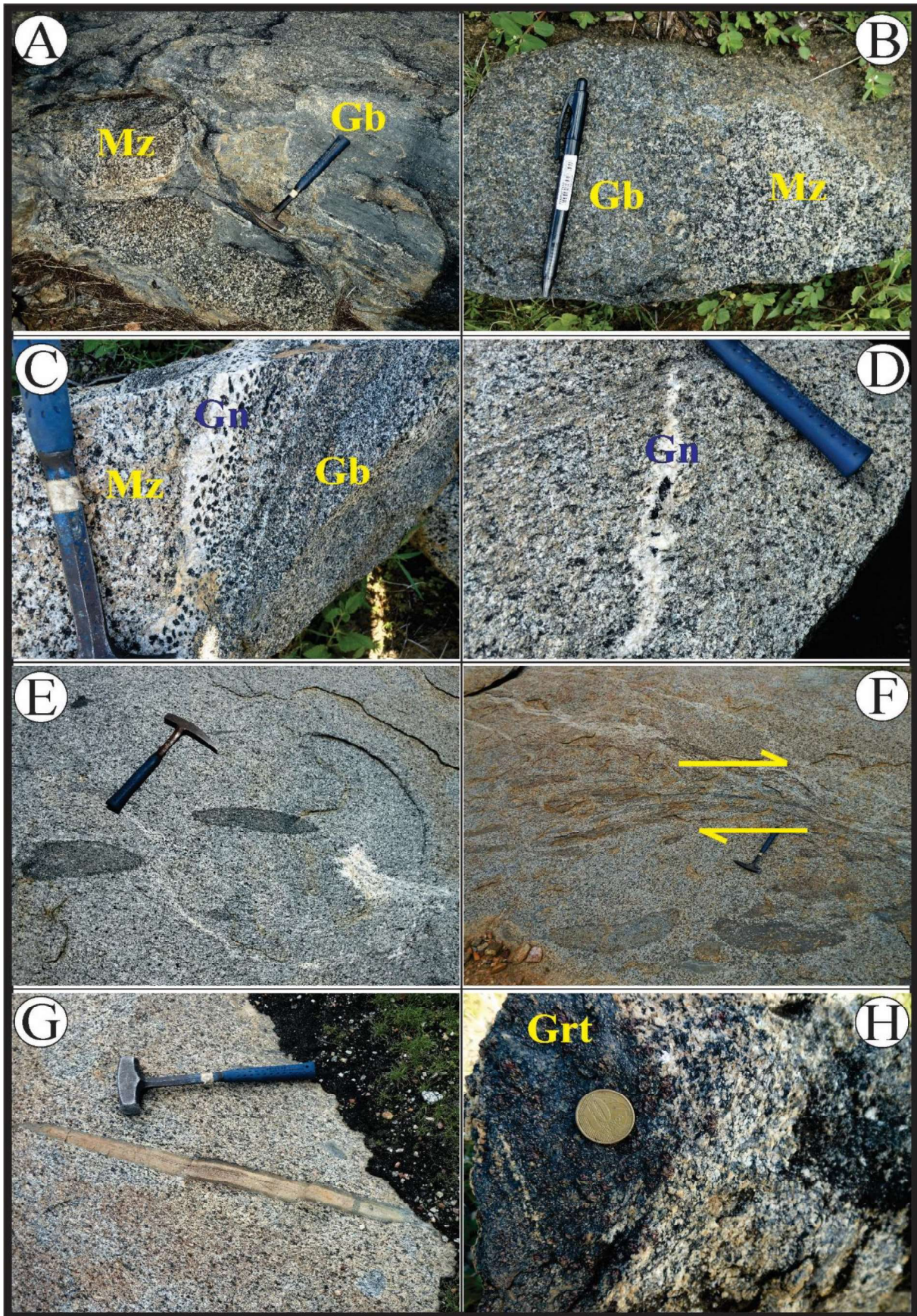
## 2.2 Field Aspects and Petrography

The SJS is composed mainly of gabbros/diorites, monzodiorites, quartz monzodiorites, and granodiorites, and minor aplitic and pegmatitic dykes. It does not exhibit a lithological zoning and, in fact, such compositional variability can be observed in the outcrop scale, which makes a faciological mapping difficult. On textural grounds, the mafic rocks are usually massive, while the felsic ones show magmatic and deformational structures. These latter features are associated with the regional D<sub>3</sub> Ediacaran deformation, which is marked by oriented mafic minerals in a foliation trending N10–35°E/65–75°NW, with moderate dips (35–55°NW) in the southern portion. The studied rocks are coarse-grained, porphyritic, leuco- to melanocratic, and were grouped into the following petrographic facies: (1) gabbro-dioritic (includes the more mafic types); (2) monzodioritic; and (3) granodioritic (encompasses the felsic types), which are described in the following (Fig. 2).

The gabbro-dioritic facies (Fig. 2A) is less exposed on the surface, appearing in the northern portion of the SJS, as well as in interdigitated or gradual contacts (Figs. 3A and 3B) with the monzodioritic facies. It includes massive, inequigranular, meso- to melanocratic (color index – CI ~60–80%; Fig. 2A) gabbros, gabbro-norites and diorites, eventually with cumulus textures. The mafic phases comprise clinopyroxene (augite) ± orthopyroxene (hypersthene) + hornblende ± biotite (Fig. 4A). Plagioclase (An<sub>45-63</sub>; Michel-Lévy method) is the main felsic mineral, with rare quartz and perthitic orthoclase. Accessories are titanite, epidote and magnetite, with rare apatite and zircon.

The most common SJS lithotypes constitute the monzodioritic facies. These are porphyritic, leuco- to mesocratic (CI ~ 20–50) monzodiorites, quartz monzodiorites, and monzonites (Figs. 2B and 2C) with massive or planar structures, the latter defined by preferred orientation of hornblende and biotite crystals (Fig. 4B), and zoned plagioclase megacrysts (An<sub>22-45</sub>) (Fig. 4C). Biotite and minor acicular crystals of actinolite and/or grunerite replace hornblende along its rims and cleavage planes (Fig. 4D). Quartz and orthoclase modal contents are between 5–20% and 10–15%, respectively. The most relevant accessory phases are titanite, opaque minerals (magnetite/titanomagnetite), epidote, allanite, apatite and zircon. The less





**Figure 3:** Macroscopic structures of the São João do Sabugi pluton. A) Intercalation between rocks of the gabbro-diorite facies (Gb) and monzodioritic facies (Mz); B) Gradual contact between the gabbro-dioritic facies (Gb) and monzodioritic

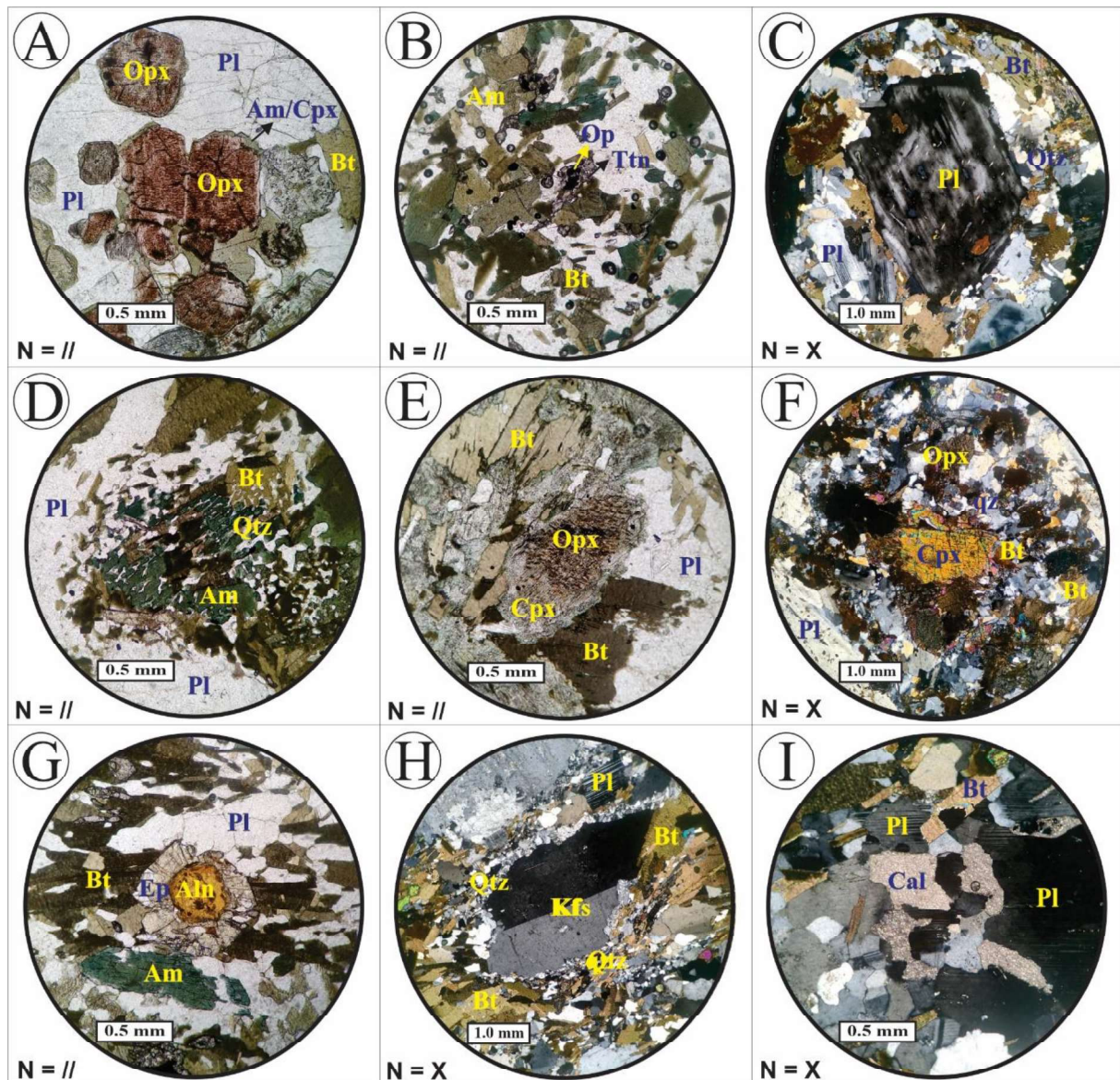


facies (Mz); C) Contact zone between gabbro-dioritic (Gb) and monzodioritic facies (Mz). Note felsic segregation characterizing the granodioritic facies (Gn), with millimetric crystals of amphibole and biotite (dark crystals); D) felsic veining of the granodioritic facies (Gn) in an extensional sinistral zone trending N45°Az; E) and F) Mafic-intermediate, microgranular, centimetric to decametric elliptical enclaves that outline a ductile dextral shear zone of E-W direction; G) Calc-silicate rock xenoliths with reaction rims marked by intense epidote formation (greenish colors); H) Garnet concentration (Grt) in the contact zone between paragneiss xenoliths (darker rock) and monzodiorite.

The granodioritic facies (Figs. 2D) occurs as intercalations, apophysis and/or segregations within the monzodiorites (Figs. 3C and 3D). The main lithotypes are foliated, inequigranular to porphyritic granodiorites and quartz monzonites (CI ~10 - 20). Foliation is defined by the preferred orientation of biotite (Figs. 2D and 4G), which is the chief mafic mineral. Orthoclase and/or microcline modal contents are up to ~30% (Fig. 4H), and the accessories are hornblende, titanite, magnetite, zircon, apatite, allanite, and epidote. Interstitial calcite also occurs in some samples.

Centimetric to decametric mafic-intermediate microgranular enclaves with ellipsoidal, sigmoidal, or globular shapes, as well as schlierens (Figs. 3E and 3F) are common in the monzodioritic and granodioritic facies, where they are arranged parallel to the main foliation. Hornblende and biotite are the mafic phases (pyroxene is rare), whereas plagioclase ± orthoclase xenocrysts from the host rocks are occasional. Such observations suggest local occurrence of mechanical magma mixing and/or mingling processes.

Xenoliths of the Seridó Group lithotypes, in particular calc-silicate rocks and paragneisses of the Jucurutu Formation, are relatively common in the monzodioritic facies (Fig. 3G). These xenoliths are rounded, globular, ellipsoidal, and irregular-shaped and they show reaction rims with the host rocks marked by intense epidotization. Some of them are aligned parallel to the main NNE-SSW foliation. Paragneiss xenoliths show local evidence of partial melting and the generation of garnet crystals close to the contact with the monzodiorites (Fig. 3H)



**Figure 4.** Microscopic aspects of the São João do Sabugi pluton. A) Corona of amphibole and/or clinopyroxene (augite/hedenbergite) around orthopyroxene (hypersthene) crystals, along with plagioclase (labradorite) in the gabbrodioritic facies; B) Amphibole (hornblende) crystals in contact and/or replaced by biotite, along with plagioclase  $\pm$  interstitial quartz (clear minerals) in the monzodioritic facies. Note sphenitization-type reactions around grains of opaque minerals (mainly titanomagnetite); C) Plagioclase crystal showing concentric zoning surrounded by biotite in the monzodioritic facies. D) Symplectitic intergrowth of amphibole (hornblende), biotite and quartz in the monzodioritic facies; E) Destabilization of orthopyroxene (hypersthene) for clinopyroxene (augite), which in turn is replaced by biotite in the monzodioritic facies. Eventually, colorless actinolite and grunerite crystals occur close to clinopyroxene rims (not visible); F) Euhedral clinopyroxene (augite) crystal surrounded by biotite and plagioclase in the monzodioritic facies; note small crystal of brown orthopyroxene and opaque minerals (magnetite/titanomagnetite); G) Euhedral to subhedral allanite crystal mantled by epidote in the granodioritic facies. Note preferred orientation of biotite plates; H) Potassic feldspar (orthoclase) with Carlsbad twinning surrounded by quartz grains and biotite in the granodioritic facies; I) Interstitial calcite in apparent equilibrium with plagioclase, quartz, and biotite in the monzodioritic facies. Photomicrographs with uncrossed (N = //) and crossed (N = X) nichols. Mineral abbreviations: Opx = orthopyroxene; Cpx = clinopyroxene; Pl = plagioclase; Am =

amphibole; Bt = biotite; Op = opaque minerals; Ttn = titanite; Qtz = quartz; Kfs = potassic feldspar; Aln = allanite; Ep = epidote; Cal: calcite.

### 3. Materials and Methods

#### 3.1 Whole Rock Geochemistry

Part of the geochemical data for the São João do Sabugi pluton reported in this work was compiled from Jardim de Sá (1994). This database includes major, minor and some trace element analyses for 18 representative samples of the three petrographic facies. The data were obtained by ICP-AES and ICP-MS at the Centre de Recherches Petrographiques et Géoquimiques (CRPG/CNRS) in Nancy, France, following the analytical routines described in Govindaraju & Mevelle (1987). Eight additional samples were analyzed by XRF and ICP-AES (major and some minor elements) and ICP-MS (minor and trace elements) at ALS Brasil (5 samples; analytical routines ME-MS81d available at <https://www.alsglobal.com/#services-section/services-detail>) and SGS Geosol (three samples; analytical routines available at [www.sgsgeosol.com.br](http://www.sgsgeosol.com.br)) laboratories.

#### 3.2 Mineral Chemistry

In-situ semiquantitative chemical microanalyses of selected plagioclase, pyroxene, biotite, and amphibole crystals from four samples of the monzodioritic facies were obtained by energy dispersive X-ray spectroscopy (EDS). Analyses were carried out in a scanning electron microscope (SEM), model VEGA3 (TESCAN), coupled with the microanalysis system EDS model EDX-7000/8000 (Oxford Instruments) at the Laboratório de Caracterização de Minerais e Materiais (LACAMM), Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte (IFRN). The analytical conditions were 20 kV for column acceleration voltage, 20 nA and 1  $\mu\text{m}$  for beam current and diameter, respectively, and ~50s of acquisition time. The H<sub>2</sub>O contents in biotite and amphibole were estimated following Tindle & Webb (1990).

Amphibole structural formula and Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> ratio follows the method of Schumacher (1997), with nomenclature according to Leake *et al* (1997). Cation proportions and Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> ratio for pyroxene were calculated on the basis of 4 total cations and 6 oxygens, using the method of Droop (1987). Biotite and plagioclase were computed on the basis of 22 and 8 oxygens, respectively, assuming Fe<sub>total</sub> = Fe<sup>2+</sup>.

## 4. Results

### 4.1 Whole Rock Geochemistry

We present an overview of the main geochemical characteristics of the São João do Sabugi (SJS) rocks. These are compared with other occurrences of the shoshonitic suite in the Rio Piranhas-Seridó (RPS) and São José do Campestre (SJC) Domains, according to integrations of Campos *et al.* (2002), Nascimento *et al.* (2015), Macedo Filho & Souza (2016), Guimarães *et al.* (2017), and references therein. The maximum and minimum abundances of the analyzed major, minor and trace elements are listed in table 1.

The SJS rocks are plotted in the TAS diagram (Middlemost, 1994) along with data of the shoshonitic suite for comparison purposes (Fig. 5). The SJS shows SiO<sub>2</sub> ranging from 48.3% to 65.3 wt.%, and relatively high total alkali (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) contents (2.1–8.2%; Table 1), although relatively lower than those recorded in the Shoshonitic suite (up to 10.8%). Therefore, SJS rocks classify as gabbros (gabbro-dioritic facies), monzodiorites to monzonites (monzodioritic facies) and quartz monzonites to granodiorites (granodioritic facies). Furthermore, the high alkali contents, especially K<sub>2</sub>O (2.2–5.4%), confirm the alkali-calcic and shoshonitic affinities in the diagrams of figures 6A and 6B.

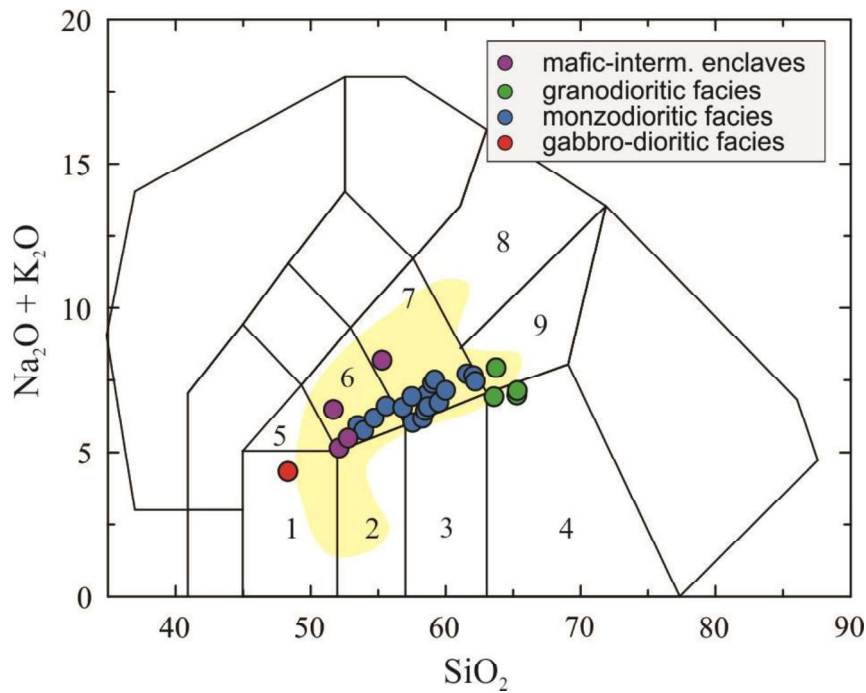
The studied rocks are metaluminous (normative diopside up to 10.7%) to slightly peraluminous (normative corundum up to 0.7%) with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents varying from 14.4 to 17.3%, and A/NK (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) and A/CNK (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)) indexes between 1.4–2.6 and 0.4–1.0, respectively, as observed for other occurrences of the shoshonitic suite (Fig. 6C). MgO and FeO contents in the ranges 1.3–11.9% and 4.3–13.2%, respectively (Table 1), yielding values for the *mg#* parameter (mol MgO\*100/(MgO+FeO)) around 30–71. The enclaves register the highest MgO abundances, whereas the gabbros are Fe-enriched rocks. In fact, FeO abundances for the SJS rocks are relatively lower when compared to other shoshonitic occurrences. This can be seen in the diagram of figure 6D, where the SJS are essentially magnesian; a typical signature of arc magmas (e.g. Frost *et al.*, 2001).

Samples from all SJS facies define continuous trends in Harker-type variation diagrams, suggesting they are cogenetic (Fig. 7). There are negative correlations of FeO, MgO, CaO and TiO<sub>2</sub>, and positive with K<sub>2</sub>O against SiO<sub>2</sub>. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> shows incompatible behavior in less evolved varieties, becoming compatible when SiO<sub>2</sub> are higher than 54–55 %, which indicates apatite saturation only in intermediate to acidic compositions. These signatures are indicative of fractional crystallization processes during the evolution of the SJS magmas.



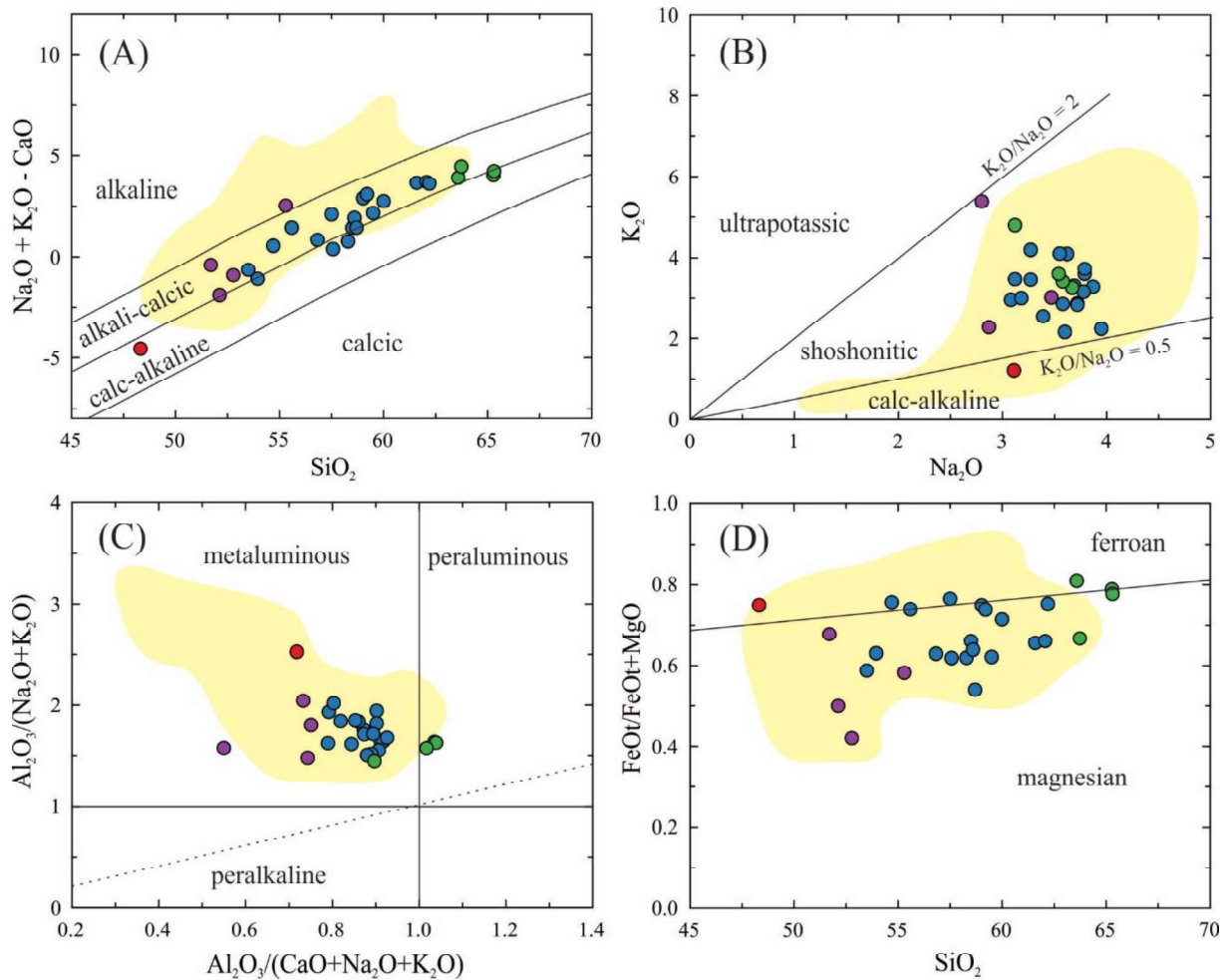
Facies	Gabbro-Dioritic	Monzodioritic	Granodioritic	Enclaves
	n = 1	n = 19	n = 4	n = 4
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	48.32	53.50 - 62.20	63.59 - 65.31	51.70 - 55.3
TiO <sub>2</sub>	1.64	0.93 - 1.73	0.79 - 0.97	0.98 - 1.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.21	14.40 - 17.30	14.92 - 15.61	9.83 - 16.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	5.23 - 9.9	4.79 - 6.53	6.50 - 10.65
MnO	0.1	0.07 - 0.17	0.07 - 0.14	0.12 - 0.17
MgO	4.42	2.08 - 5.37	1.29 - 2.16	4.21 - 11.94
CaO	8.89	3.87 - 6.87	2.91 - 3.47	5.67 - 7.05
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.08 - 3.95	3.12 - 3.67	0.56 - 3.47
K <sub>2</sub> O	1.21	1.76 - 4.19	3.25 - 4.80	2.27 - 5.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.31 - 0.59	0.29 - 0.32	0.37 - 0.81
LOI	0.87	0.38 - 0.99	0.59 - 0.78	0.81 - 1.9
Rb (ppm)	29	45 - 125	87 - 109	61 - 129
Sr	930	520 - 960	392 - 556	412 - 738
Ba	562	793 - 3492	1766 - 2252	782 - 4965
Zr	89	16 - 501	252 - 611	185 - 321
Nb	<5	5 - 39	17 - 22	11 - 21
Y	15.0	16 - 40	13 - 28	15 - 31
La	21.9	26 - 68	18 - 42	40 - 77
Ce	48	56 - 132	39 - 88	80 - 158
Nd	20.9	24 - 52	21 - 41	35 - 70
Sm	4.1	4.6 - 11	4.5 - 8.1	6.3 - 12
Eu	1.3	1.5 - 3.1	1.8 - 4.7	1.5 - 2.7
Gd	3.3	3.7 - 8.9	3.6 - 6.6	4.6 - 8.3
Dy	2.5	2.6 - 7.2	2.7 - 5.1	3.1 - 5.4
Er	1.3	1.4 - 3.4	1.4 - 2.8	1.7 - 3
Yb	1.1	1.23 - 2.7	0.9 - 2.5	1.2 - 2.6
Lu	0.2	0.2 - 0.5	0.2 - 0.5	0.1 - 0.4
Sc	24	11 - 23	11 - 12	21 - 22
V	652	71 - 178	37 - 97	122 - 185
Co	68	10 - 53	6 - 14	17 - 42
Ni	14	16 - 99	8 - 46	156 - 401
Cu	87	23 - 58	20 - 64	10 - 44
Zn	85	62 - 128	54 - 103	108 - 185
Ga	20	7 - 25	15 - 24	11 - 23

**Table 1.** Major, minor and trace element compositional intervals for the São João do Sabugi pluton. LOI = lost on ignition



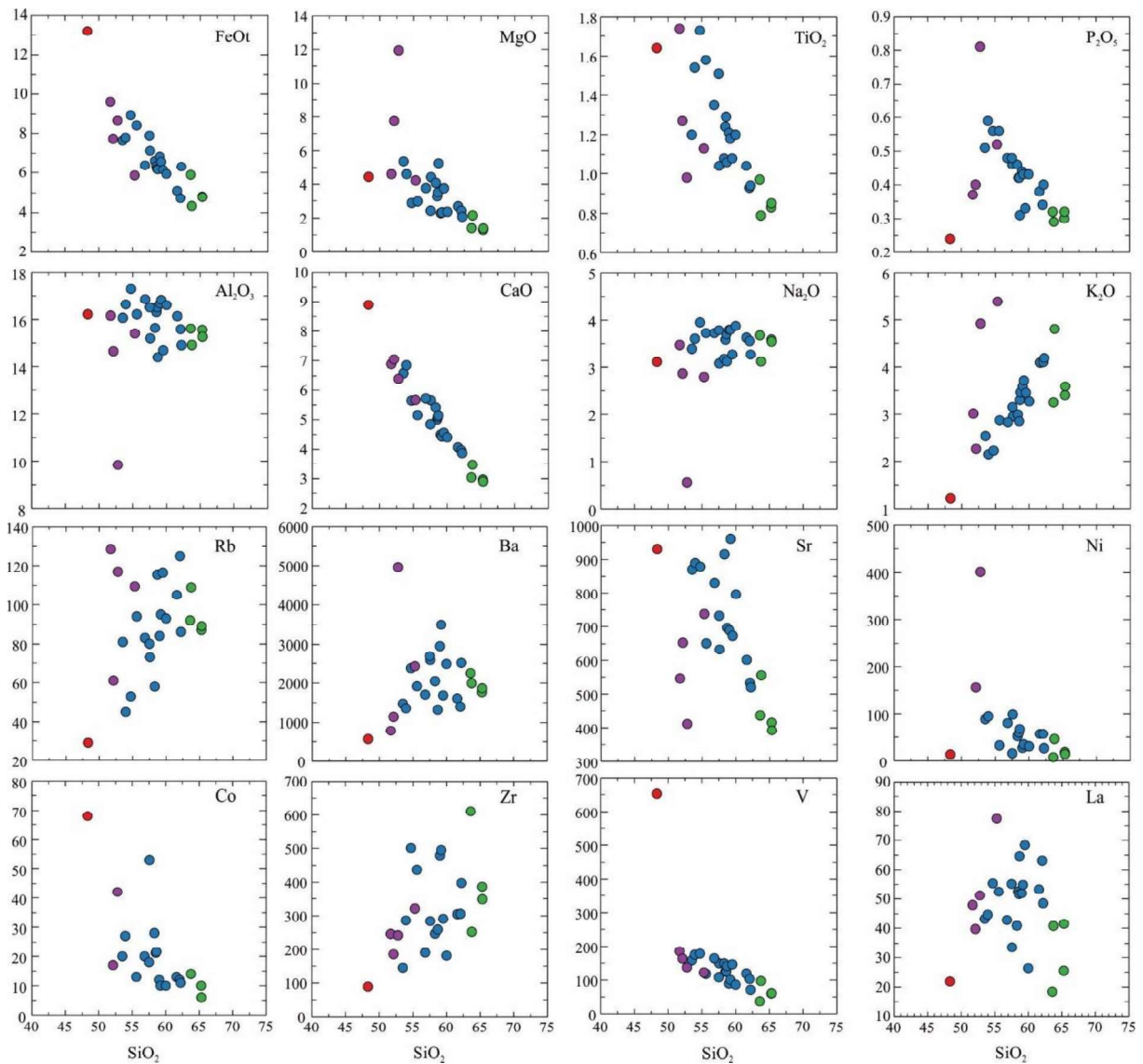
**Figure 5.** Total alkalis vs. SiO<sub>2</sub> (in wt.%) diagram (field limits from Middlemost, 1994) for the São João do Sabugi pluton. Fields are: (1) gabbro; (2) diorite gabbro; (3) diorite; (4) granodiorite; (5) monzogabbro; (6) monzodiorite; (7) monzonite; (8) syenite; (9) quartz monzonite. In yellow: compositional range of the Shoshonite Suite in the Rio Piranhas-Seridó and São José do Campestre Domains for comparison purposes (data compiled from Campos *et al.*, 2002; Nascimento *et al.*, 2015; Macedo Filho & Souza, 2016; Guimarães *et al.*, 2017 and references therein).

Trace elements Sr, Ni and V show negative correlations with silica in Harker-type diagrams, whereas Ba, Rb and Zr are incompatible elements (Fig. 7). Figure 8A is a trace element spidergram (average values) normalized to the primitive mantle values of McDonough & Sun (1995). It shows that SJS rocks exhibit relative enrichment in LILE (Large Ion Lithophile Elements; especially Ba, Rb, Th and K) relative to HFSE (High Field Strength Elements), from the less to the more evolved varieties (and enclaves). They also show pronounced negative Nb anomalies. Rb/Sr (0.03–0.28) and Th/U (3.5 - 6.9) ratios are close to the values of Rudnick & Gao (2003) for the lower (Rb/Sr = 0.03; Th/U = 6), upper (Rb/Sr = 0.26; Th/U = 3.9) and bulk continental crust (Rb/Sr = 0.15; Th/U = 4.3), suggesting involvement of crustal components in the SJS magma evolution. Furthermore, these signatures are akin to those registered for shoshonitic arc magmas (Morrison, 1980; Pearce, 1982; Bonadiman *et al.*, 1994; Hollanda *et al.*, 2003; Nardi, 2016).



**Figure 6.** Lithochemical binary diagrams (wt.%) for the São João do Sabugi pluton. A)  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  diagram (MALI index) by Frost *et al.* (2001); B)  $\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  diagram with limits of Peccerillo & Taylor (1976); C) A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) vs A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) diagram of Shand (1943); D)  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{fe}\#$  ratio ( $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ ) diagram of Frost *et al.* (2001). Yellow field: compositional range of the Shoshonite suite in the Rio Piranhas-Seridó and São José do Campestre Domains, for comparison purposes. Symbols as in figure 5.

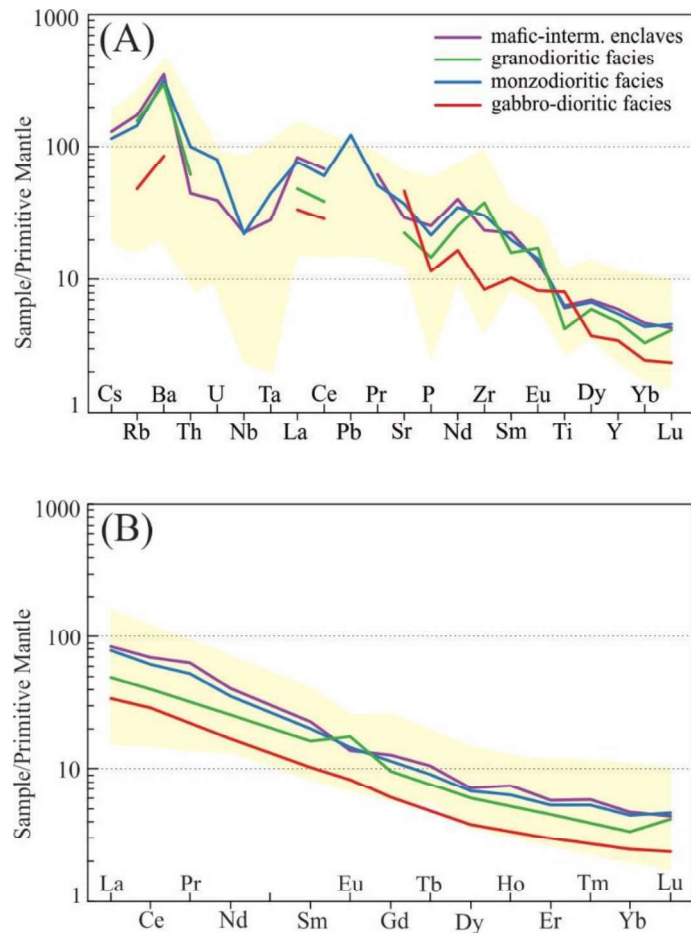
Primitive mantle-normalized REE (Rare-Earth Elements) patterns (Fig. 8B) reveal relative light REE enrichment over heavy REE ( $11.2 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 31$ ), as well as discrete negative Eu anomalies for the monzodioritic facies and enclaves ( $0.81 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.97$ ; where  $\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/((\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)/2)$ ). Conversely, the granodioritic facies exhibit a discrete positive Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.4$ ).



**Figure 7.** Silica vs oxides (wt.%) and trace elements (ppm) variation diagrams (Harker-type diagrams) for the São João do Sabugi pluton. Symbols as in figure 5.

Contrasts in the SJS trace and REE patterns can be due to fractional crystallization processes (e.g., plagioclase, hornblende, titanite, apatite) or distinct redox conditions (positive and negative Eu anomalies) during crystallization (e.g. Hoskin *et al.*, 2000; Shearer *et al.*, 2006; Philpotts & Ague, 2009; Burnham *et al.*, 2015).





**Figure 8.** Multi-element diagrams normalized to the values of the primitive mantle of McDonough & Sun (1995) for the São João do Sabugi pluton. A) Spidergram of trace elements (mean values); B) Rare-Earth elements (REE) distribution patterns (mean value). In yellow: compositional ranges of the Shoshonite Suite in the Rio Piranhas-Seridó and São José do Campestre Domains for comparison purposes.

#### 4.2 Mineral Chemistry

Table 2 lists the average compositions of the analyzed plagioclase, clinopyroxene, amphibole and biotite crystals from the monzodioritic facies.

Plagioclase corresponds to oligoclase and andesine, with compositions in the range  $Ab_{64-76}An_{36-24}$ . Overall, the anorthite molecule contents decrease towards the rims of concentrically zoned crystals. Clinopyroxene crystals are commonly replaced by amphibole and correspond to augite, with homogeneous compositions varying around  $Wo_{27-38}En_{46-55}Fs_{16-18}$ . Magnesium contents are higher than  $Fe^{2+}$ , resulting in  $mg\#$  ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ) values around 0.74–0.75. Amphiboles have  $mg\#$  values between 0.48 and 0.74, and Si between 6.892 and 7.312 cations per formula unit (cpfu), being classified as ferro- and magnesio-hornblende. Al contents are between 1.275 and 2.103 cpfu and the sum  $(Na+K)_A$  reaches a maximum of 0.296 cpfu. Despite the fewness of available data ( $n=4$ ), such compositional variations can be partially described by the Tschermak ( $Al_2Mg_{-1}Si_{-1}$ ) and edenitic ( $NaAlSi_{-1}[ ]_{-1}$ , where

[ ] = vacancy) exchange vectors. Biotite does not have significant core-to-rim compositional zoning. This is a Mg-rich variety, with *mg#* values in the range 0.44–0.65 (Mg = 1.892 - 3.064 cpfu).  $Al_{total}$  varies from 2.345 to 2.817 cpfu, and the *Ti#* parameter  $[(10 * TiO_2 / (10 * TiO_2 + FeO + MnO + MgO))$ ; Bonin & Tatu, 2016] values are around 0.40–0.63. According to the classification scheme of Nachit *et al.* (2005), compositions vary between primary magmatic and re-equilibrated biotite.

Mineral	plagioclase n = 9			clinopyroxene n = 3			amphibole n = 4			biotite n = 19		
	avg	max	min	avg	max	min	avg	max	min	avg	max	min
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	64.19	64.95	62.00	55.37	57.23	53.44	47.69	51.72	45.49	40.59	41.64	39.69
TiO <sub>2</sub>	<dl	<dl	<dl	1.05	2.47	<dl	0.97	1.47	0.57	3.02	4.76	2.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.28	24.81	22.64	3.66	5.91	1.70	10.12	12.03	7.65	14.72	16.04	13.36
FeO	<dl	<dl	<dl	9.48	9.67	9.28	16.16	19.00	9.94	17.26	20.55	13.91
MnO	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	0.13	0.52	<dl	0.03	0.48	<dl
MgO	0.07	0.63	<dl	15.26	16.20	14.78	9.99	14.62	7.83	11.64	14.20	8.52
CaO	5.22	6.70	4.70	14.61	17.01	11.00	10.65	10.80	10.54	<dl	<dl	<dl
Na <sub>2</sub> O	7.20	8.07	6.54	0.58	1.06	<dl	1.20	1.36	0.95	<dl	<dl	<dl
K <sub>2</sub> O	0.06	0.42	<dl	<dl	<dl	<dl	1.00	1.23	0.40	8.50	8.84	7.98
H <sub>2</sub> O*	-	-	-	-	-	-	2.05	2.12	2.02	4.06	4.14	3.99
Total	100.03	-	-	100.00	-	-	99.96	-	-	99.83	-	-
Si (cpfu)	2.817	2.850	2.735	2.005	2.075	1.954	6.972	7.312	6.746	5.994	6.067	5.944
Al	1.205	1.290	1.171	0.156	0.250	0.073	1.750	2.103	1.275	2.563	2.817	2.345
Ti	-	-	-	0.029	0.068	-	0.106	0.156	0.064	0.336	0.526	0.219
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	0.000	0.000	0.000	0.225	0.356	0.105	-	-	-
Fe <sup>2+</sup>	-	-	-	0.287	0.290	0.281	1.762	2.111	1.071	2.134	2.584	1.684
Mn	-	-	-	-	-	-	0.016	0.065	-	0.003	0.059	-
Mg	0.005	0.041	-	0.864	0.986	0.799	2.169	3.081	1.731	2.559	3.064	1.892
Ca	0.245	0.317	0.221	0.568	0.661	0.422	1.670	1.714	1.619	-	-	-
Na	0.613	0.687	0.559	0.040	0.074	-	0.341	0.372	0.272	-	-	-
K	0.004	0.024	-	-	-	-	0.187	0.232	0.072	1.601	1.679	1.484
Fe/Fe+Mg	-	-	-	0.249	0.227	0.260	0.448	0.407	0.382	0.455	0.457	0.471

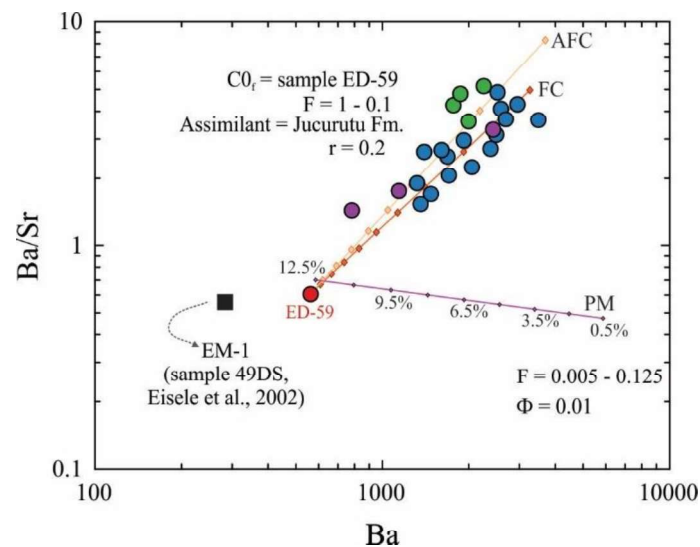
**Table 2.** Chemical compositions (average, maximum and minimum values) of plagioclase, pyroxene, amphibole and biotite from the monzodioritic facies of the São João do Sabugi pluton. <dl: values below the detection limit of the equipment. \*estimated following Tindle & Webb (1990).

## 5. Discussion

### 5.1 Petrogenesis

Hollanda *et al.* (2003) presented and discussed isotopic and geochemical data for several shoshonitic plutons in the RPS and SJC domains, including some samples of the São João do Sabugi (SJS) pluton. Although they do not rule out low-pressure crustal assimilation/contamination as a

possible secondary evolutionary process, those authors argue that the chemical signatures of these rocks, marked by LILE- and light REE-enrichment, and negative Nb anomalies (cf. section 3.1), along with Sr radiogenic isotopic compositions (0.71202 - 0.7059) and non-radiogenic Nd ( $-20.1 < \epsilon_{Nd580} < -9.3$ ), could be explained by partial melting of an enriched lithospheric mantle source metasomatized by the percolation of subduction-related fluids during the Paleoproterozoic (e.g. metasomatized garnet lherzolite). The SJS has values of  $^{87}Sr/^{86}Sr$  in the range 0.70763–0.70988 and  $\epsilon_{Nd580}$  between -12.6 and -17.8 (Hollanda *et al.*, 2003) which are consistent with the above hypothesis.



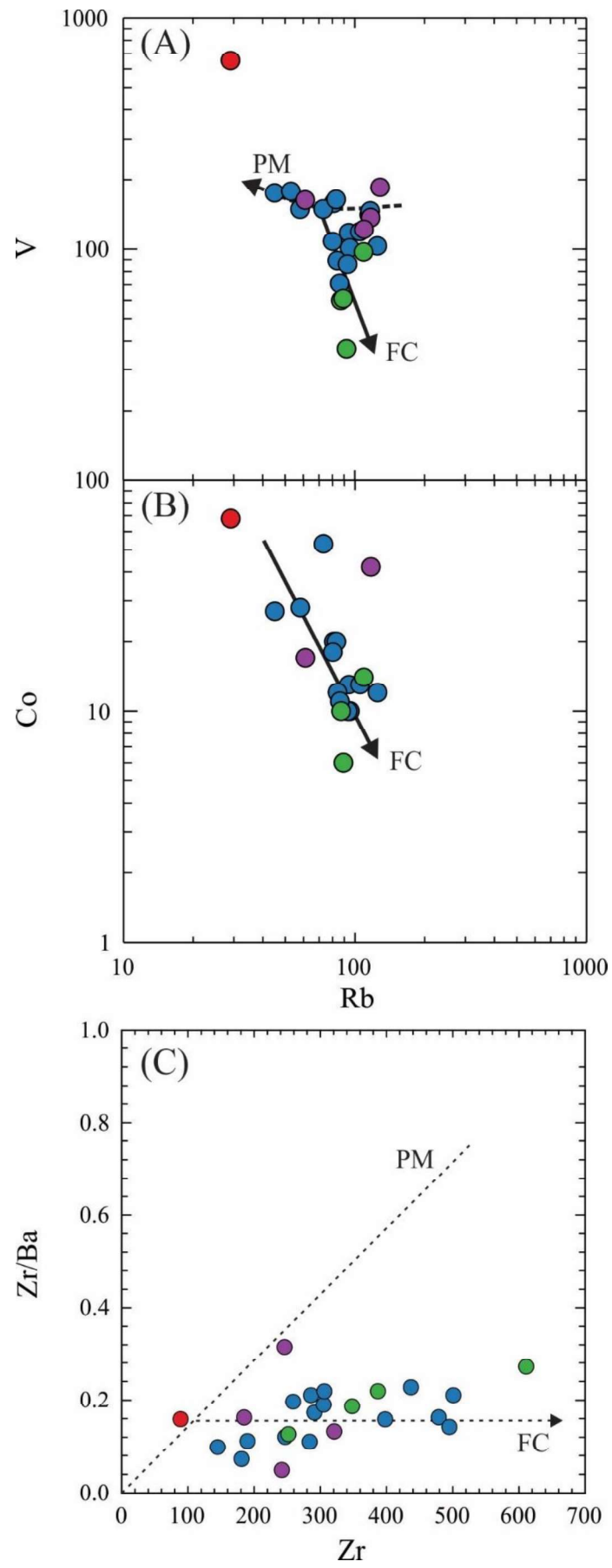
**Figure 9.** Ba vs. Ba/Sr (in ppm) binary diagram showing the modeling of dynamic partial melting (PM) of an enriched (metasomatized) garnet lherzolite mantle source (EM-1: Ba = 284; Sr = 513 ppm; sample 49DS of Eisele *et al.*, 2002) yielding compositions close the ED-59 gabbro, assumed to represent the São João do Sabugi parental magma. Monzodioritic and granodioritic facies were derived from ED-59 through fractional crystallization processes (CF), and fractional crystallization combined with assimilation (AFC) of crustal components of the Jucurutu Formation. Symbols as in Figure 5.

We used the spreadsheet PETROMODELER (Ersoy, 2013) to test the possible generation of the less evolved SJS compositions, represented by sample ED-59 (gabbro) from Jardim de Sá (1994), through partial melting of a metasomatized lithospheric mantle (EM1 = sample 49DS from Eisele *et al.*, 2002; Fig. 9). Our modeling results reveal that compositions close to ED-59 can be obtained after ~12.5% of dynamic partial melting of a metasomatized garnet lherzolite source with the following mineralogy: olivine (58% modal), orthopyroxene (20%), clinopyroxene (10%), garnet (10%), pargasite (1%), and phlogopite (1%) (Fig. 9). This overlaps with the results of Hollanda *et al.* (2003), which stated that moderate (10 – 20%) partial melting of a similar enriched mantle source generated the precursor magmas of the shoshonitic suite in the RPS and SJC domains. In this scenario, the most

evolved SJS lithotypes can be derived from the parent ED-59 by fractional crystallization processes (FC) and/or combined or decoupled fractional crystallization and crustal assimilation (AFC and FCA), as will be further discussed. Magma mixing processes as an evolutionary model for the SJS were ruled out by Jardim de Sá (1994; see also Hollanda *et al.*, 2003), since the studied body lacks endmembers of granitic compositions, as observed in other shoshonitic plutons where magma mixing is a plausible mechanism (e.g. Rio Espinharas pluton, Campos *et al.*, 2002). However, the common observation of irregular, elliptic and rounded mafic-intermediate enclaves and schlierens in the SJS rocks (Figs. 3E and 3F) suggests that mechanical mixing (mingling) between magmas with contrasting compositions occurred in the studied body.

The studied rocks show a wide compositional range, from basic to acid types. Arguably, these rocks are cogenetic and evolve through fractional crystallization (FC) processes (Figs. 7 and 8). In fact, Jardim de Sá (1994) and Hollanda *et al.* (2003) emphasized that fractional crystallization is an important magma differentiation process for the Shoshonitic suite in the RPS and SJC domains. However, they also argued that crustal contamination/assimilation and/or magma mixing can be secondary or even important processes in some plutons. Overall, the Harker type diagrams for the studied rocks (Fig. 7) point to fractional crystallization as the dominant magmatic differentiation process in the SJS. In order to confirm this hypothesis, we tested the samples behavior in bi-logarithmic variation diagrams between compatible and incompatible elements (Figs. 10A and 10B). Rubidium was chosen as incompatible, and V and Co as compatible elements (Fig. 7). Our samples define a trend of negative slope, reinforcing the role of fractional crystallization as a differentiation process (cf. Cocherie, 1986; Janousek *et al.*, 2016). However, it is possible to notice in Figure 10A that some samples align in a roughly horizontal trend, marked by a wide variation in rubidium contents at constant vanadium. This trend consists mainly of clinopyroxene-bearing samples from the monzodioritic facies (lower Rb values) and enclaves (higher Rb values). This observation suggests the occurrence, at least as minor processes, of partial melting of enriched (mantellic) sources and/or crustal assimilation during the evolution of the SJS (cf. Jardim de Sá, 1994). Conversely, the incompatible element variation diagram of Figure 10C (cf. Peccerillo *et al.*, 2003; Schiano *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2013) seems to rule out partial melting and reinforce the role of fractional crystallization.





**Figure 10.** Trace element binary diagrams (in ppm) for the São João do Sabugi pluton. A) and B) Incompatible vs. compatible elements bi-logarithmic diagrams: Rb vs. V (in A); Rb vs. Co (in B) showing the importance of fractional crystallization (CF), as well as possible partial melting (PM) and crustal assimilation (?) (in A) as magma evolution processes; C) Zr vs. Zr/Ba (incompatible elements) pointing to the predominance of fractional crystallization (CF) processes over partial melting (PM). Symbols as in figure 5.

Based on these observations, we conducted a geochemical modeling with the spreadsheet PetroMode (Christiansen, 2009). The major element least-square, mass-balance modeling tested the hypothesis of derivation by fractional crystallization of the most evolved sample (daughter liquid) in the data set (sample AI-E; Jardim de Sá, 1994) from the more primitive (parent liquid) ED-59 (see Fig. 9). The result given in table 3 shows that it is possible to generate a daughter liquid with composition close to sample AI-E after 75% total crystallization of the parent ED-59 ( $\Sigma r^2 = 0.87$ ). Fractionated minerals are clinopyroxene (11% modal), hornblende (14%), plagioclase (34%), biotite (2%), magnetite (12%), titanite (2%) and apatite (1%).

liquid compositions	$\Sigma r^2 = 0.871$			Fractionated phases (wt.%) after CF = 75%						
	L <sub>0</sub> ED-59	L <sub>LL1</sub> AI-E	C <sub>L'</sub> CF = 75%	Pl 34%	Hbl 14%	Mt 12%	Cpx 11%	Bt 2%	Ttn 2%	Ap 1%
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	48.92	66.19	66.25	55.59	43.47	-	51.97	36	30.44	0.53
TiO <sub>2</sub>	1.66	0.84	0.73	-	0.66	5.2	0.61	4.7	39.66	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.41	15.78	15.91	28.3	13.85	2.0	2.24	13.55	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.82	5.40	5.52	-	9.43	92	8.84	20.82	0.16	1.65
MnO	0.10	0.08	0.00	-	-	0.4	0.45	0.23	0.05	-
MgO	4.47	1.31	1.24	-	15.38	0.4	15.17	10.31	-	0.1
CaO	9.00	3.01	3.41	10.38	11.3	-	20.37	-	27.20	55.42
Na <sub>2</sub> O	3.15	3.63	3.04	5.73	2.65	-	0.34	0.33	0.37	-
K <sub>2</sub> O	1.22	3.45	3.90	-	0.29	-	-	9.11	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.30	0.00	-	-	-	-	-	-	42.29
<b>Total</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100%</b>							

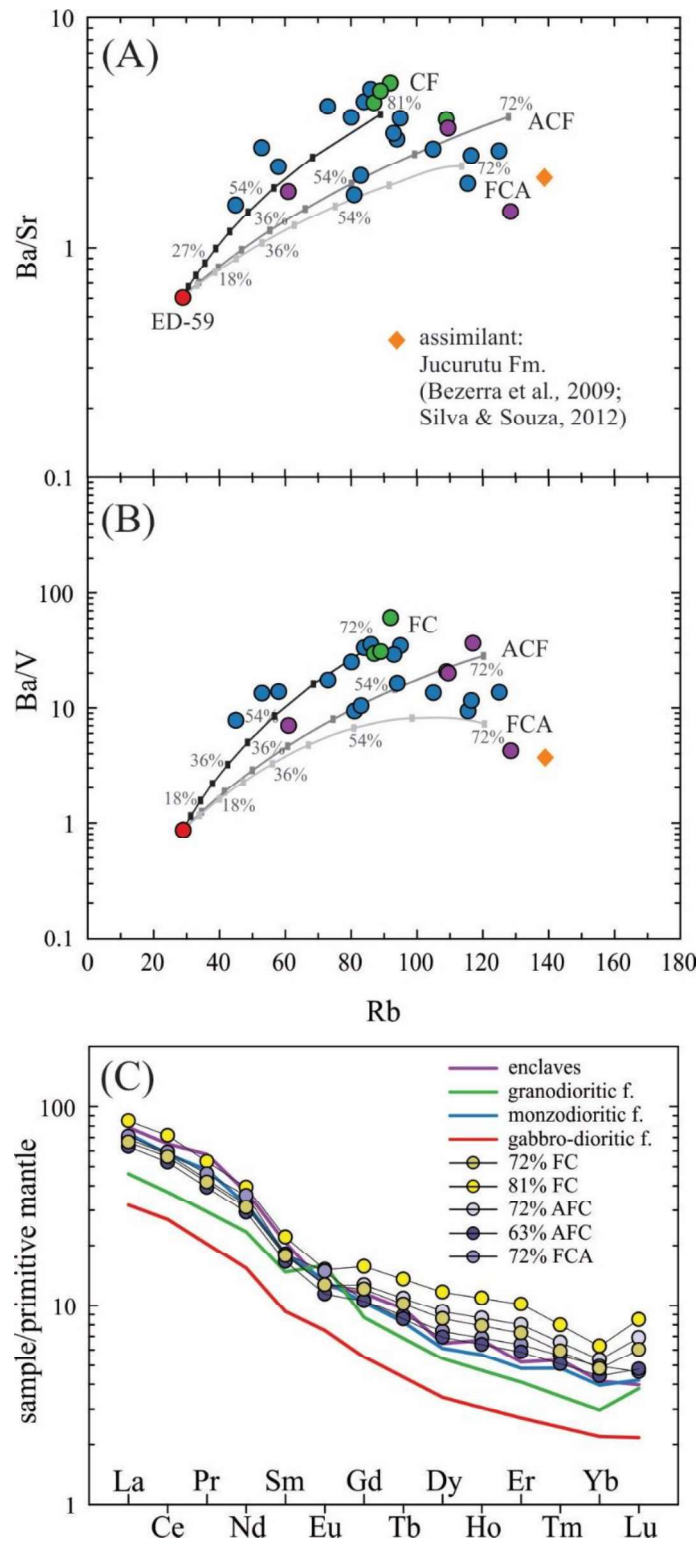
**Table 3.** Major element least-square mass-balance geochemical modeling for the São João do Sabugi pluton. Mineral Abbreviations: Pl = plagioclase; Hbl = hornblende; Mt = magnetite; Cpx = clinopyroxene; Bt = biotite; Ttn = titanite; Ap = apatite.

The modeling was refined with trace elements using the spreadsheets PETROMODELER (Ersoy, 2013) and FC-AFC-FCA and Mixing Modeler (Ersoy & Helvacı, 2010). These spreadsheets provide a quantitative graphical-modeling of fractional crystallization (FC), combined (AFC) and decoupled (FCA) fractional crystallization and crustal assimilation, and magma mixing processes based on the equations of Rayleigh (1896), DePaolo (1981), Cribb & Barton (1996) and Powell (1984),

respectively. Partition coefficients used in the calculations are those provided by the spreadsheets for basic rocks, completed with values from the GERM database - "Geochemical Earth Reference Model", available at [earthref.org/KDD](http://earthref.org/KDD). Results are shown in figure 11.

Trace element modeling confirms the possible generation of more evolved compositions (granodioritic facies) from the parent ED-59 sample after ~72-81% fractional crystallization of the same minerals (and modal %) used for major element mass-balance (Table 3). However, a careful analysis of the diagrams in figure 11 reveals that several samples, mainly from the monzodioritic facies, plot above the FC evolution vector, suggesting a certain degree of crustal assimilation in the SJS magmatic evolution. In fact, Hollanda *et al.* (2003) stated that crustal assimilation may have occurred, at least as secondary process during magma evolution of shoshonitic rocks from the RPS and SJC Domains. Moreover, field and petrographic evidences indicate that low-pressure crustal assimilation (AFC and/or FCA processes) does have some importance for the SJS evolution. These evidences include the following: (1) common presence (mainly in the monzodioritic facies) of partially reabsorbed xenoliths of calc-silicate rocks (Jucurutu Formation) with rounded, and ellipsoidal shapes (Fig. 3G); (2) occurrence of paragneiss xenoliths (Jucurutu Formation) showing evidence of partial melting (Fig. 3H); (3) presence of interstitial calcite in apparent equilibrium with igneous silicates in monzodiorite samples close to calc-silicate rock xenoliths (Fig. 4I). Similar textures are reported by Barnes *et al.* (2005) for the Hortavær Complex, Norway, where assimilation processes are dominant.

To test the hypothesis of crustal assimilation in the geochemical evolution of SJS, we introduced a contaminant component in the trace element modeling. The contaminant corresponds to the average composition of calc-silicate rocks, schists and paragneisses of the Jucurutu Formation (Fig. 11; analyses from Bezerra *et al.*, 2009, and Silva & Souza, 2012). The AFC and FCA vectors in figure 11 are the modelled trends for a  $r$  ( $m_a/m_c$ ) ratio = 0.2 ( $m_a$  = amount of assimilated material;  $m_c$  = amount of crystallized material) and crystallization rates of 63 - 72%. These trends suggest that, at least locally (monzodioritic facies), assimilation of ~15% of crustal components from the Jucurutu Formation played a role in the SJS geochemical differentiation and magma evolution.



**Figure 11.** Geochemical modeling of the fractional crystallization (CF), coupled (AFC) and decoupled (FCA) assimilation and fractional crystallization magmatic processes for the São João do Sabugi pluton. A) and B) Rb vs. Ba/Sr (in A) and Rb vs. Ba/V (in B) binary diagrams (in ppm) showing the modeled paths of CF, AFC and FCA for the available data set (contaminant – Jucurutu Formation: Rb = 139; Sr = 292; Ba = 585; V = 159 ppm). Symbols as in Figure 5; C) REE patterns (normalized for the primitive mantle values of McDonough & Sun, 1995) modeled for CF rates between ~70-80% and AFC and FCA between ~60-70%, compared to the average patterns for the petrographic facies and enclaves.



The SJS is a syn- to post-collisional intrusion, and its emplacement was controlled by NE-trending, strike-slip shear zones related to the Brasiliano orogeny that affected the Borborema Province (e.g. Caby *et al.*, 1991; Vauchez *et al.*, 1995; Jardim de Sá, 1994). This is confirmed by its age at ~579 Ma (Leterrier *et al.*, 1994; Jardim de Sá, 1994), and by the pervasive NE-SW-striking foliation that aligns amphibole and biotite crystals, enclaves and xenoliths (Figs. 2D, 3F to G; 4G and 4H). Those are deep, continental scale structures, interpreted to be rooted mostly at the lithospheric mantle (e.g. Vauchez *et al.*, 1995; Hollanda *et al.*, 2003). Therefore, it seems plausible that such tectonic activity has also influenced the crustal assimilation episode that took place in the SJS.

## 5.2 Crystallization Conditions

### 5.2.1 Pressure

The emplacement pressure for the SJS were estimated with the calibration of Ague (1997) of the Al-in-hornblende geobarometer. We used the Al contents measured in amphibole crystals from the monzodioritic facies (Table 2). Pressure estimates vary between 4.9 and 6.1 kbar, with an average of  $5.4 \pm 0.5$  kbar (Table 4). These values are similar to those obtained by Campos *et al.* (2002) for the Rio Espinharas shoshonitic pluton (4.3 - 6.1 kbar; recalculated with the calibration of Ague, 1997; Fig. 1), and are also compatible with the occurrence of magmatic epidote in the SJS monzodiorites (cf. Schmidt & Thompson, 1996; Sial *et al.*, 2008). Lastly, our estimates also coincide with the Ediacaran metamorphic peak in the studied region, considered to be transitional between upper amphibolite and granulite facies (3.8 - 5.7 kbar; Souza *et al.*, 2006).

One analyzed Mg-rich amphibole crystal yielded a lower pressure of 3.1 kbar (not reported in table 4). Values of this order were also found by Campos *et al.* (2002) in quartz syenites from the Rio Espinharas pluton. In that case, the authors argue that such low pressures do not reflect crystallization conditions, but rather that the appropriate mineral assemblage for the application of the Al-in-hornblende barometer is not in equilibrium.

### 5.2.2 Temperature

The geothermometers Mg-in-liquid ( $T_{\text{Mg-in-liquid}}$ ; Molina *et al.*, 2015) and apatite saturation ( $T_{\text{satAp}}$ ; Harrison & Watson, 1984), the latter applied only for samples with  $\text{SiO}_2 > \sim 54$  wt.% (Fig. 7), yielded temperatures between 904 and 1101°C (Table 4), which are good estimates for  $T_{\text{liquidus}}$ . Calculated temperatures are, on average, higher for the enclaves ( $1034 \pm 59$  °C, n=3) and gabbro-dioritic facies (1008°C), and slightly lower for the monzodioritic ( $980 \pm 42$  °C, n=18) and granodioritic facies ( $974 \pm 13$  °C, n= 4). The geothermometer of Ridolfi *et al.* (2010), based on the composition of

monzodiorite calcic amphiboles, gave lower temperatures between 788 and 816°C ( $805 \pm 10$  °C, n=4) that approach  $T_{solidus}$  ( $T_{hbl}$ ; Table 4). These estimates coincide with those for the Rio Espinharas shoshonitic pluton (700–898°C; Campos *et al.*, 2002).

facies	Gabbro-Dioritic	Monzodioritic	Granodioritic	Enclaves
<b>Pressure</b>				
$P_{Al-in-hbl}$ (Ague, 1997)	-	4.9 - 6.1 kbar	-	-
<b>Temperature</b>				
$T_{satAp}$ (Harrison & Watson, 1983)	-	900 - 981°C	957 - 987°C	929°C
$T_{Mg-in-liquid}$ (Molina <i>et al.</i> , 2015)	1008°C	986 - 1057°C	962 - 1000°C	1029 - 1101°C
$T_{hbl}$ (Ridolfi <i>et al.</i> , 2010)	-	788 - 816°C	-	-
<b>Oxygen fugacity</b>				
$\log_{fO_2}$ (Ridolfi <i>et al.</i> , 2010)	-	-12.6 to -12.1	-	-
$\Delta_{NNO}$	-	1.2 - 1.4	-	-

**Table 4.** Pressure, temperature and oxygen fugacity estimates for the São João do Sabugi pluton.

### 5.2.3 Oxygen fugacity

The presence of magnetite as the main Fe-Ti oxide, as well as the relatively low *fe#* ratios [Fe/(Fe+Mg)] in hornblende (0.3 - 0.5) and biotite (0.4 - 0.6) from the monzodioritic facies (Table 2) point to a relatively oxidized crystallization environment (cf. Anderson & Smith, 1995; Anderson *et al.*, 2008). The  $f_{O_2}$  can be quantified from the amphibole composition using the oxybarometer of Ridolfi *et al.* (2010), with pressure estimates from the Al-in-hornblende barometer. The values of  $\log_{fO_2}$  are between -12.6 and -12.1 ( $1.2 < \Delta_{NNO} < 1.4$ ; Table 4).

## 6. Conclusions

The São João do Sabugi pluton is one of the most expressive occurrences of Ediacaran shoshonitic rocks in the Rio Piranhas-Seridó Domain, which makes it particularly interesting for petrogenetic studies on this magmatism within northeastern Borborema Province. Based on the geological, petrographic and chemical (whole rock and mineral chemistry) data presented here, the following conclusions can be emphasized:

- i) it is formed by three main petrographic facies: gabbro-dioritic (less evolved rocks), monzodioritic (most voluminous unit) and granodioritic (more evolved rocks);
- ii) less evolved gabbros, diorites and monzodiorites have hypersthene and augite as important mafic minerals, whereas the more evolved ones contain ferro- and magnesio-hornblende  $\pm$  Mg-rich biotite;

- iii) these rocks are metaluminous to slightly peraluminous (granodioritic facies), have alkali-calcic and magnesian signatures and shoshonitic affinity, and show LILE (mainly Ba, Rb, Th and K) and light REE enrichment, and negative Nb anomalies;
- iv) trace element geochemical modelling reveals that partial melting (~12%) of an enriched lithospheric mantle source (metasomatized garnet lherzolite) could generated compositions close to the less evolved gabbro-diorite types;
- v) geochemical modelling also suggest that monzodioritic and granodioritic facies could be derived from a gabbro-diorite liquid as in (iv) by fractional crystallization (63–75%) associated with assimilation of ~15% of crustal components from the Jucurutu Formation; under oxidizing conditions ( $1.2 < \Delta NNO < 1.4$ ), pressures of 4.9 - 6.1 kbar and temperatures between ~800 and 980°C.

### Acknowledgements

The authors would like to thank the Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG-UFRN) and the CNPq (project 408607/2018-1, coordinator Z.S. SOUZA) for the logistical and financial support. The authors are also grateful to E.F. JARDIM DE SÁ to provide geochemical data and petrographic thin sections. D.B.C. PAIVA thanks CAPES Foundation for a Master's scholarship for the first author.

### References

- Ague, J.J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25: 563-566.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, H.A. 1981. Brazilian structural provinces. An introduction. *Earth Science Reviews*, 17: 1-29.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L. & Mazdab, F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 121-142.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effect of temperatures and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Angelim, L.D.A., Nesi, J.R., Torres, H.H.F., Medeiros, V.C., Santos, C.A., Veiga Junior, J.P. & Mendes, V.A. (2006). *Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000*. Recife: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 119p + anexos. Available online at <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10234>.
- Antunes, A.F., Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C., Jardim de Sá, E.F. & Lima, R.F.S. 2000. Magmatismo granítico de afinidade subalcalina/monzonítica no Maciço São José do Campestre, Província Borborema (NE do Brasil): o exemplo do *Pluton* Monte das Gameleiras. *Geochimica*

*Brasiliensis*, 14: 51-69.

- Barnes, C.G., Prestvik, T., Sundvoll, B. & Surratt, D. 2005. Pervasive assimilation of carbonate and silicate rocks in the Hortavær igneous complex, north-central Norway. *Lithos*, 80: 179-199.
- Bezerra, F.H.R., Amaral, R.F.D., Silva, F.O., Sousa, M.O.L., Fonseca, V.P., Vieira, M.M. 2009. Nota explicativa da folha Jardim do Seridó, SB. 24-ZBV. Rio Grande do Norte/Paraíba, UFRN/CPRM, 85p + anexos. Available online at <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18296>
- Bonadiman, C., Coltorti, M., & Siena, F. 1994. Petrogenesis and T-fO<sub>2</sub> estimates of Mt. Monzoni complex (Central Dolomites, Southern Alps): a Triassic shoshonitic intrusion in a transcurrent geodynamic setting. *European Journal of Mineralogy*, 6: 943-966.
- Bonin, B. & Tatu, M. (2016). Cl-rich hydrous mafic mineral assemblages in the Highiş massif, Apuseni Mountains, Romania. *Mineralogy and Petrology*, 110: 447-469.
- Burnham, A.D., Berry, A.J., Halse, H.R., Schofield, P.F., Cibin, G., & Mosselmans, J.F.W. 2015. The oxidation state of europium in silicate melts as a function of oxygen fugacity, composition and temperature. *Chemical Geology*, 411: 248-259.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M., & Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorche, J.P. (Eds). *The west African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Berlin, Heidelberg, Springer, p. 373-397.
- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R. & Nardi, L.S.V. 2002. Geochemistry of the Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. *Lithos*: 64, 131-153.
- Chagas, C.F., Souza, Z.S., & Moreira, J.A.M. 2018. Auréola termal provocada pela intrusão do pluton Totoró em micaxistos do Grupo Seridó, Ediacarano da Província Borborema, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 18: 117-139.
- Costa, A.P. & Dantas, A.R. 2018. *Geologia e recursos minerais da Folha Lajes SB. 24-XD-VI: estado do Rio Grande do Norte. Escala 1: 100.000*. Recife: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 163p.
- Cocherie A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2517-2522.
- Christiansen, E.H. 2009. "PetroMode". *Faculty Publications*, 1334. Brigham Young University. Available at: <https://scholarsarchive.byu.edu/facpub/1334>. Accessed 30 November 2018.
- Cribb, J.W. & Barton, M. 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos*, 37: 293-307.
- De Paolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Dias, L.G.D.S. 2006. *Caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da suíte plutônica enoproterozóica da região de Serrinha, porção centro-leste do maciço São José de Campestre*,



sudeste do RN. M.Sc. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 203 p.

- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-437.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J., Blichert-Toft, J., Devey, C. W., & Hofmann, A. W. 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 197-212.
- Ersoy, Y. 2013. PETROMODELER (Petrological modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22:115-125.
- Ersoy, Y., & Helvacı, C. 2010. FC–AFC–FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36: 383-390.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D., 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A.F. & Armstrong, R. 2017. Origin and age of coeval gabbros and leucogranites in the northern subprovince of the Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 76: 71–93.
- Govindaraju, K., & Mevelle, G. 1987. Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements. Plenary lecture. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2: 615-621.
- Harrison, T.M. & Watson, E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1467-1477.
- 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.
- Hollanda, M.H.B., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Duniy, 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.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel M.M. & Jardim de Sá E. F. 2003. Paleoproterozoic subduction – related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic composition of Neoproterozoic high – K igneous rocks. *Journal*

*of South American Earth Sciences*, 15: 885-900.

- Hollanda, M.H.B.M., Jardim de Sá, E.F., Trindade, R.I.F., Alves da Silva, F.C., Souza, Z.S. 1999. O *Pluton* de Japi: geometria e modelo de intrusão de magmas granitóides em zonas extensionais. *Proceedings of the 7<sup>th</sup> Simpósio Nacional de Estudos Tectonicos, Lencóis*, vol. 1, p. 81-83.
- Hoskin, P.W., Kinny, P.D., Wyborn, D., & Chappell, B.W. 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 41: 1365-1396.
- Janoušek, V., Moyen, J. F., Martin, H., Erban, V. & Farrow, C. 2016. *Geochemical modelling of igneous processes—principles and recipes in R language*. Berlin, Springer, 346p.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Ph.D. Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 762 p.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., ... & Linthout, K. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9: 623-651.
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Bertrand, J.M., & Pin, C. 1994. Ages U-Pb sur Zircon de granitoïdes brésiliens de la ceinture de Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 318: 1505-1511.
- Macedo Filho, A.A., & Souza, Z.S. 2016. Geoquímica do magmatismo Ediacarano Serra do Caramuru, NE da Província Borborema, RN, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 16: 117-142.
- 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*. Natal, 190p. Ph.D. Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 190 p.
- Middlemost, E.A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215-224.
- 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.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*,

13: 97-108.

- Nardi, L.V. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43: 85-99.
- 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.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Galindo, A.C., Hollanda, M.H.B.M. & Pimentel, M.M. 2002. Evidências de enriquecimento mantélico em rochas gabro-monzoníticas de Casserengue (PB) no extremo Nordeste da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, 16: 31-40.
- Paiva, D.B.C., Vilalva, F.C.J., Nascimento, M.A.L. & Alves, A. 2019. Petrografia e litoquímica de rochas gabroicas aflorantes a NE de São João do Sabugi, porção sul do estado do Rio Grande do Norte. Proceedings of the 28<sup>th</sup> Simpósio de Geologia do NE, Aracaju, Brazil, p. 355.
- Pearce, J.A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. London, John Wiley, p. 252-548.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. & Wu, T.W., 2003. Relationship between mafic and peralkaline felsic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44: 2003–2032.
- Philpotts, A. & Ague, J. 2009). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. 2<sup>nd</sup> Ed. Cambridge, Cambridge University Press, 667p.
- Powell, R., 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society* 141, 447–452.
- Rayleigh, J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42: 77-107.
- 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: 45-66.
- Rudnick, R.L. & Gao, S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3: 659.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H. & Koga, K.T. 2010. Simple mixing as the major

control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 297–312.

- Shand, S.J. 1943. *The eruptive rocks*. 2<sup>nd</sup> edition. New York, Wiley, 444 p.
- Shearer, C.K., Papike, J.J., & Karner, J.M. 2006. Pyroxene europium valence oxybarometer: Effects of pyroxene composition, melt composition, and crystallization kinetics. *American Mineralogist*, 91: 1565-1573.
- Schmidt, M.W. & Thompson, A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogy*, 81: 424–474.
- Schumacher, J.C. 1997. Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G. & Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, 105: 225–238.
- Silva, D.R.V. & Souza, Z.S. 2012. Geoquímica e petrogênese do *Pluton* Serra da Macambira, Neoproterozoico da Faixa Seridó, Província Borborema (NE do Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 39: 63-85.
- Souza, Z.S., Kalsbeek, F., Deng, X.D., Frei, R., 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., Martin, H., Peucat, J.J., Jardim de Sá, E.F. & Macedo, M.H.D.F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the archaean–proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48: 2149-2185.
- Souza, Z.S., Montel, J.M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Jardim de Sá, E.F., Amaro, V.E., Pimentel, M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M., 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9: 441-455.
- 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: 2595-610.
- 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 syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal



residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 287-327.

Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 247-266.

Wang, W., Liu, S., Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., ... & Guo, R. 2013. Geochemistry and zircon U–Pb–Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite–monzonite–syenite suite of the North China Craton: implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Lithos*, 162: 175-194.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O *pluton* São João do Sabugi constitui uma das ocorrências mais expressivas de rochas de afinidade shoshonítica ediacaranas no Domínio Rio Piranhas-Seridó, o que o torna particularmente interessante para estudos petrogenéticos e evolutivos sobre esse magmatismo nesta região da Província Borborema. Com base nos dados petrográficos e químicos (rocha-total e química mineral) apresentados, as principais conclusões desta dissertação acerca da petrografia, litoquímica, processos evolutivos e condições de cristalização para este *pluton* são as seguintes:

i) O *pluton* é formado por três fácies petrográficas principais que foram denominadas fácies gabro-diorítica (rochas menos evoluídas), monzodiorítica (de maior expressão volumétrica) e granodiorítica (rochas mais evoluídas). Enclaves máfico-intermediários e xenólitos das encaixantes (Formação Jucurutu) são comuns na fácies monzodiorítica.

ii) Nos gabros, dioritos e monzodioritos menos evoluídos (e máficos), ortopiroxênio e clinopiroxênio (augita) são máficos importantes, enquanto nos litotipos mais evoluídos (e félsicos) predomina ferro- e magnésio-hornblenda  $\pm$  biotita com teores relativamente altos de Mg ( $mg\#$  até 0,65).

iii) As rochas do *pluton* são metaluminosas a levemente peraluminosas (fácies granodiorítica), possuem assinaturas álcali-cálcicas e magnesianas e afinidade shoshonítica. Apresentam enriquecimento nos elementos litófilos de raio grande, principalmente Ba, Rb, Th e K, bem como de terras-raras leves, e anomalia negativa de Nb.

iv) Modelamentos geoquímicos com base em elementos-traços mostram que cerca de 12% de fusão parcial de uma fonte mantélica metassomatisada (granada lherzolito) gera composições próximas aos litotipos menos evoluídos da fácies gabro-diorítica.

v) A partir dessas composições, as variedades monzodioríticas e granodioríticas podem ser derivadas via 63 a 75% de cristalização fracionada associada à assimilação de ~15% de litotipos encaixantes da Formação Jucurutu.

vi) A cristalização do *pluton* São João do Sabugi ocorreu sob condições oxidantes ( $1,2 < \Delta_{\text{NNO}} < 1,4$ ), sob pressões confinantes de 5,0 – 6,0 kbar e temperaturas entre 788 e 816°C.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, H.A. (1981). Brazilian structural provinces. An introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1-29.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. (1976). The upper precambrian of South America. *Boletim IG*, 7: 45-80.
- Almeida, F.F.M., Leonardos Jr., O.H., Valença, J. (1967). Granitic Rocks of Northeast South America, in: IUGS/UNESCO Symposium. p. 41.
- 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. de A., Nesi, J. de R., Torres, H.H.F., Medeiros, V.C., Santos, C.A., Júnior, J.P.V., Mendes, V.A. (2006). Geologia e Recursos Minerais Do Estado Do Rio Grande Do Norte.
- Antunes, A.F., Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C., Jardim de Sá, E.F. & Lima, R. F. S. 2000. Magmatismo granítico de afinidade subalcalina/monzonítica no Maciço São José do Campestre, Província Borborema (NE do Brasil): o exemplo do *pluton* Monte das Gameleiras. *Geochimica Brasiliensis*, 14: 51-69.
- Brito Neves, B.B. (1975) Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Diss. Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of the South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151–182.
- Campbell, I.H., Stepanov, A.S., Liang, H.Y., Allen, C.M., Norman, M.D., Zhang, Y.Q., Xie, Y.W. (2014). The origin of shoshonites: New insights from the Tertiary high-potassium intrusions of eastern Tibet. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 167, 1–22. doi:10.1007/s00410-014-0983-9
- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., e 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, T.F.C., Neiva, A.M.R., e Nardi, L.S.V. (2002). Geochemistry of the Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. *Lithos* 64 (3-4), 131-153.

- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., e Nardi, L.S.V., Pereira, L.S., Bonzanini, L.A.F. (2005). Magmatic epidote and amphibole from the Rio Espinharas hybrid complex, Northeastern Brazil. *Pesquisa em Geociências*. Vol 32: 41-55.
- Christiansen, E.H. (2009). "PetroMode". All Faculty Publications. 1334. <https://scholarsarchive.byu.edu/facpub/1334>
- Cocherie A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 50: 2517-2522.
- Costa, A.P., Cunha, A.L.C., Cavalcante, R., Dantas, A.R. (2018) Carta geológica-geofísica: folha SB.24-Z-B-IV Serra Negra do Norte. Recife: CPRM, 2018.1 mapa color. Escala 1:100.000.
- Costa, A.P. & Dantas, A.R. (2014). Carta geológica Lajes Folha SB.24-x-D-VI Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1 mapa colorido, 90,00 x 115,00 cm. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil – PGB
- 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. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 26, CD-ROM.
- Cribb, J.W., Barton, M., 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos* 37, 293–307.
- De Paolo D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53:189–202
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1992). *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Tradução de Macedo, C.A.R. 2ª edição. Fundação Calouste Gulbenkian. ISBN 972-31—084-1.
- 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., Perrotha, M.M., Heineck, C.A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A. (ed). *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 227-234.
- Dias, L.G.D.S. (2006). Caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da suíte plutônica enoproterozóica da região de Serrinha, porção centro-leste do maciço São José de Campestre, sudeste do RN. Dissertação de Mestrado. PPGG-UFRN. 203p.
- Droop, GTR. (1987). A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineral Mag* 51: 431-437.
- Ersoy, Y., & Helvacı, C. (2010). FC–AFC–FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36: 383-390.



- Ersoy, Y (2013) PETROMODELER (Petrological modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish J Earth Sci* 22:115-125.
- 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, northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 11, 439–455. doi:10.1016/S0895-9811(98)00027-3
- Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. (2001). Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of the Geological Society* , 158(3):521-534.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A chemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42 (11), 2033e2048.
- 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: *Proceeding of the 17th Symposium Geology of Northeastern, Abstract, vol. 15, pp. 268-272.*
- Govindaraju, K., & Mevelle, G. (1987). Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements. Plenary lecture. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2(6), 615-621.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Armstrong, R. (2017). Origin and age of coeval gabbros and leucogranites in the northern subprovince of the borborema province, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 71–93. doi:10.1016/j.jsames.2017.02.014
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Araújo, D.B., Almeida, C.N., e Dantas, E. (2009). Trans-alkaline magmatism in the Serrinha–Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*, 15(1), 98-110.
- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L. (1990). Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: *Congres. Bras. Geol., 36. Natal, 1990. Anais., Recife, SBG. V. 6, p. 268-2696.*
- 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*, v. 258, p. 186-207.
- Hollanda, M.H.B.M.; JARDIM DE SÁ, E.F.; TRINDADE, R.I.F.; SILVA, F.C.A.; SOUZA, Z.S. O *Pluton* de Japi: geometria e modelo de intrusão de magmas granitóides em zonas extensionais. In: *VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1999, Lençóis. Anais do VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1999. v. 1. p. 81-83.*

- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel M.M. & Jardim de Sá E. F. (2003). Paleoproterozoic subduction – related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic composition of Neoproterozoic high – K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:885-900.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Janoušek, V.; Farrow, C.M.; and 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. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Brasília, Tese Doutorado. 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. Vol. 11 50–57. 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., Macedo, M.H., Fuck, R.A., e 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., Trindade, R.I.F., Hollanda, M.H.B.M., Araújo, J.M.M., Galindo, A.C., Amaro, V.E., Souza, Z.S., Vignerresse, J.L. e Lardeaux, J.M. (1999). Brasileiro syntectonic alkaline granites emplaced in a strike slip/extensional setting (Eastern Seridó Belt, NE Brazil). *Anais-Academia Brasileira De Ciências*, 71, 17-28.
- Joplin, G.A. (1965). The problem of the potash-rich basaltic rocks. *Mineral. Mag.*, 34: 266-275.
- Lameyre, J. & Bowden, P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., ... & Linthout, K. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9: 623-651
- Legrand, J.M.; Liegeois, J.P.; Deutsch, S. (1991). Datacao U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: *Simp. Geol. Nordeste*, 14. Recife, (1991). Atas... Recife, SBG, p. 276-279.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek

- A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 252 pp.
- Macêdo Filho, A.A., & Souza, Z.S. (2016) Geoquímica do magmatismo Ediacarano Serra do Caramuru, NE da Província Borborema, RN, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 16(3), 117-142.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 635–643.
- McDonough, W.F., & Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.
- McKenzie, W.S.; DAonaldson, C.H.; Guilford, C. (1995). Atlas of igneous rocks and their textures. Longman, Harlow, 148 pp.
- Medeiros, V.C. de, 2004. Evolução Geodinâmica e condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Middlemost, E.A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Morrison, C.W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97–108.
- Nardi, L.V.S. (2016) Granitoides e séries magmáticas: O estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências* 43: 85–99.
- Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., e de 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.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Galindo, A.C., Hollanda, M.H.B.M. & Pimentel, M.M. 2002. Evidências de enriquecimento mantélico em rochas gabro-monzoníticas de Casserengue (PB) no extremo Nordeste da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, 16: 31-40.
- Nédélec, A., & Bouchez, J.L. (2015). Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny. OUP Oxford.
- Paiva, D.B.C., Vilalva, F.C.J., Nascimento, M.A.L. & Alves, A. (2019). Petrografia e litoquímica de rochas gabroicas aflorantes a NE de São João do Sabugi, porção sul do estado do Rio Grande do Norte. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 28., 2019, Aracaju. *Anais...* Disponível em < [www.28sgn.com.br](http://www.28sgn.com.br)>. Acesso em 15 dez. 2019.

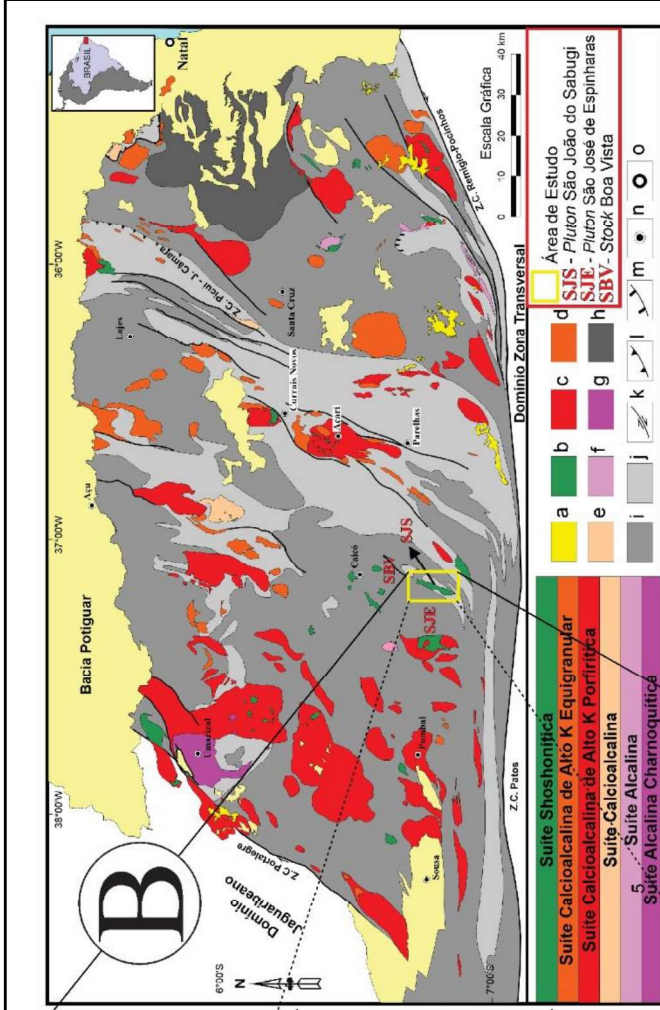
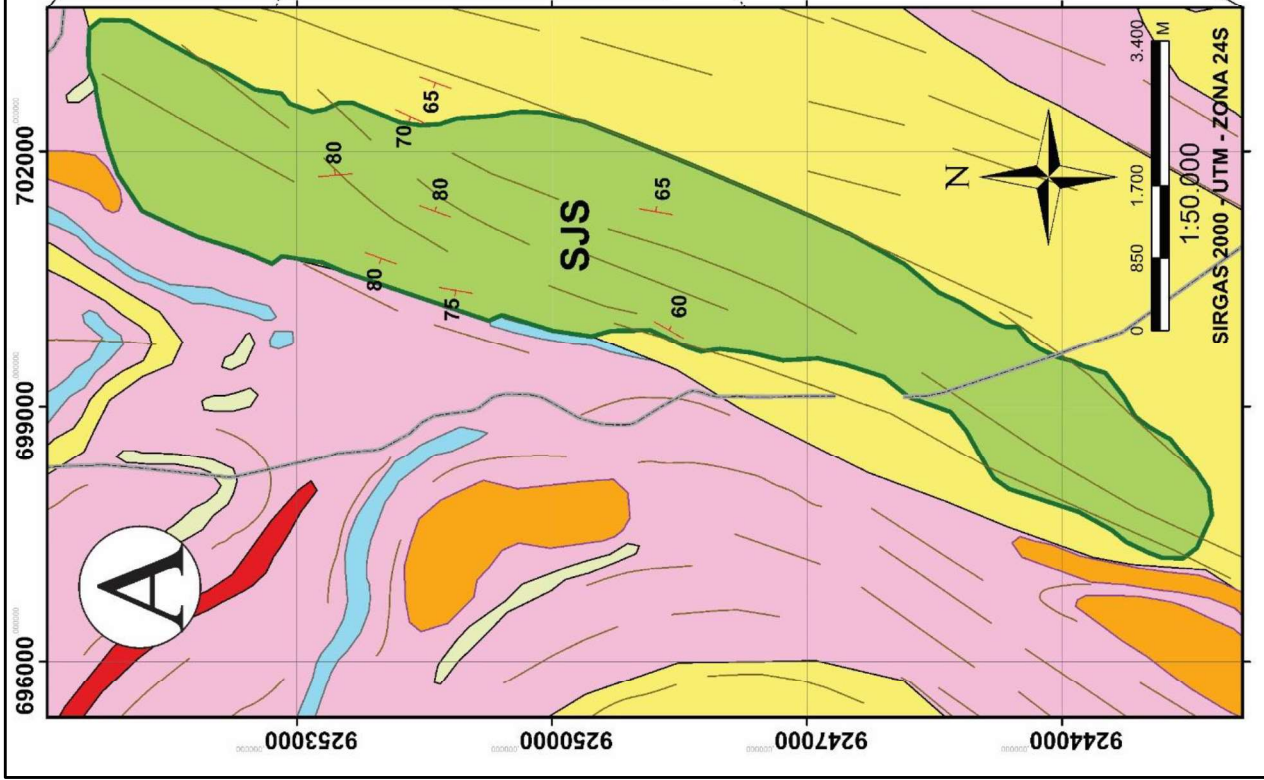
- Peacock, M.A. (1931). Classification of igneous rock series. *The Journal of Geology*, 39(1): 54-67.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., Wu, T.W., 2003. Relationship between mafic and peralkaline felsic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology* 44, 2003–2032.
- Powell, R., 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society* 141, 447–452.
- Rayleigh, J.W.S. (1896). Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42:77-107.
- Rocha da Rocha, A.M. (1986). Mapeamento Geológico e Prospecção Geoquímica em uma Área a Sul de São João do Sabugi. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia da UFRN. 231 p. (inédito).
- Santos, E.J. (1999). Belém de São Francisco, Folha SC.24-x-A: Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Brasília: CPRM, 1999. 1 CD-ROM, Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Santos, E.J. e Brito Neves, B.B. (1984). Província Borborema. *O Pré-cambriano do Brasil*: 123-186.
- Santos, E.J., e Medeiros, V.C. (1999). Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil.
- Santos, E.J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1-6 set. 1996, Salvador-Bahia. Anais do Salvador: SBG. Núcleo Nordeste, 1996. 7v. v.6 p.47-50.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., & de Brito Neves, B.B. (2010). The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 61-76.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H., Koga, K.T., 2010. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 297–312.
- Sial, A.N. (1987). Granitic rocks in northeastern Brazil, in: I International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, p. Vol. 1, pp. 61–69.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* 105:225–238.



- Silva, F.O. (1986) Mapeamento Geológico e Prospecção Geoquímica para Metais-Base em uma Área a Sul de São João do Sabugi-RN. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia da UFRN. 191p. (inédito).
- Souza, Z.S., Kalsbeek, F., Deng, X.D., Frei, R., Dantas, E.L., Li, J.W., Pimentel, M.M. e 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., Martin, H., Peucat, J.J., De Sá, E.F.J., e Macedo, M.H.D.F. (2007). Calc-alkaline magmatism at the archean–proterozoic transition: the caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11), 2149-2185.
- 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: 595-610.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., e Babinski, M. (1995). UPb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., e Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre-to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127(4), 287-327.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. (2011). "Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology." *Journal of South American Earth Sciences* 31.2-3: 227-252.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., e Guimarães, I.P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African fold belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 69-99.
- Wang, W., Liu, S., Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., ... & Guo, R. (2013). Geochemistry and zircon U–Pb–Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite–monzonite–syenite suite of the North China Craton: implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Lithos*, 162, 175-194.
- Williams H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.M. (1982) *Petrography, an introduction to the study of rocks in thin section*. W.H. Freeman and Co, São Francisco. 626 pp.

## **ANEXOS**

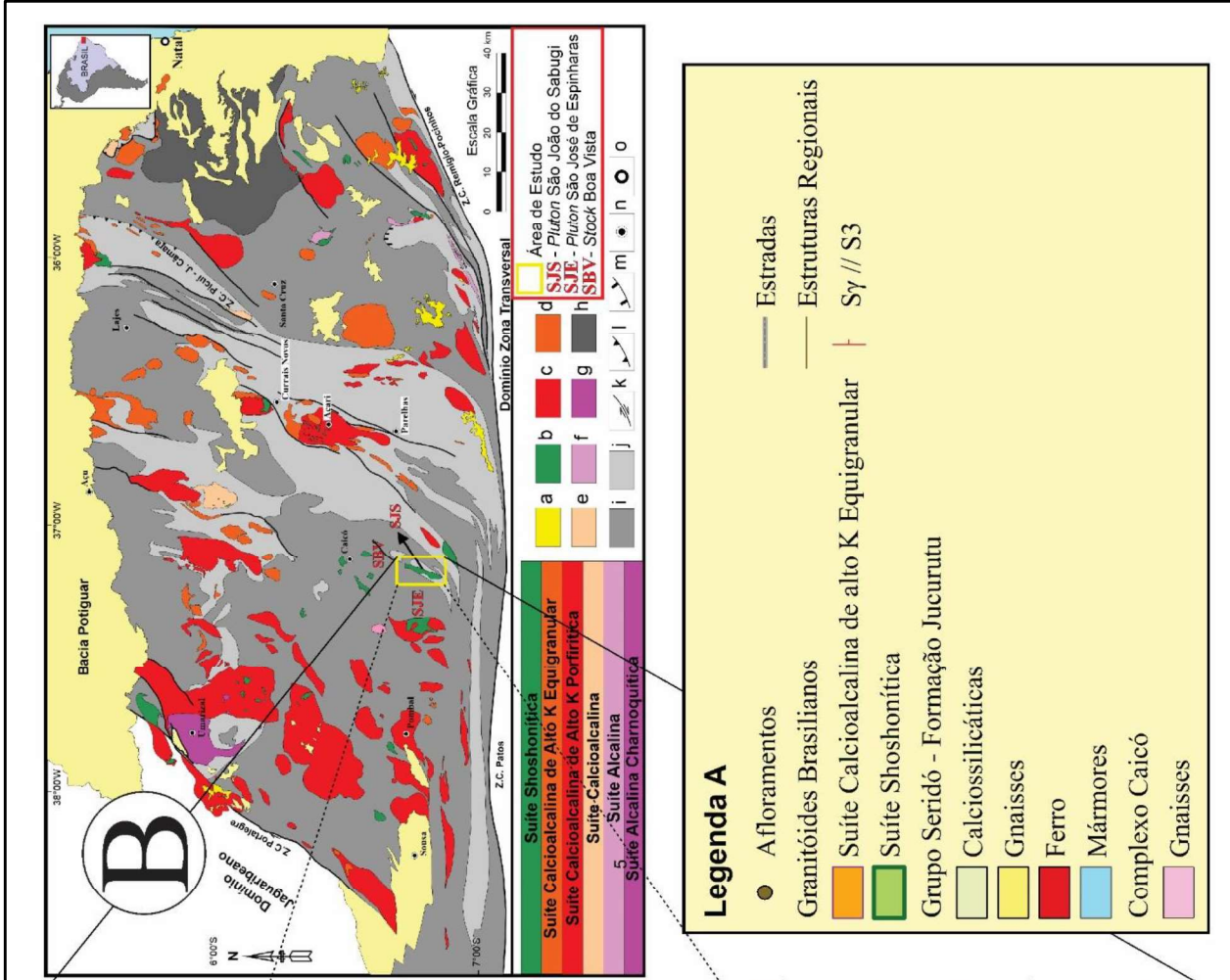
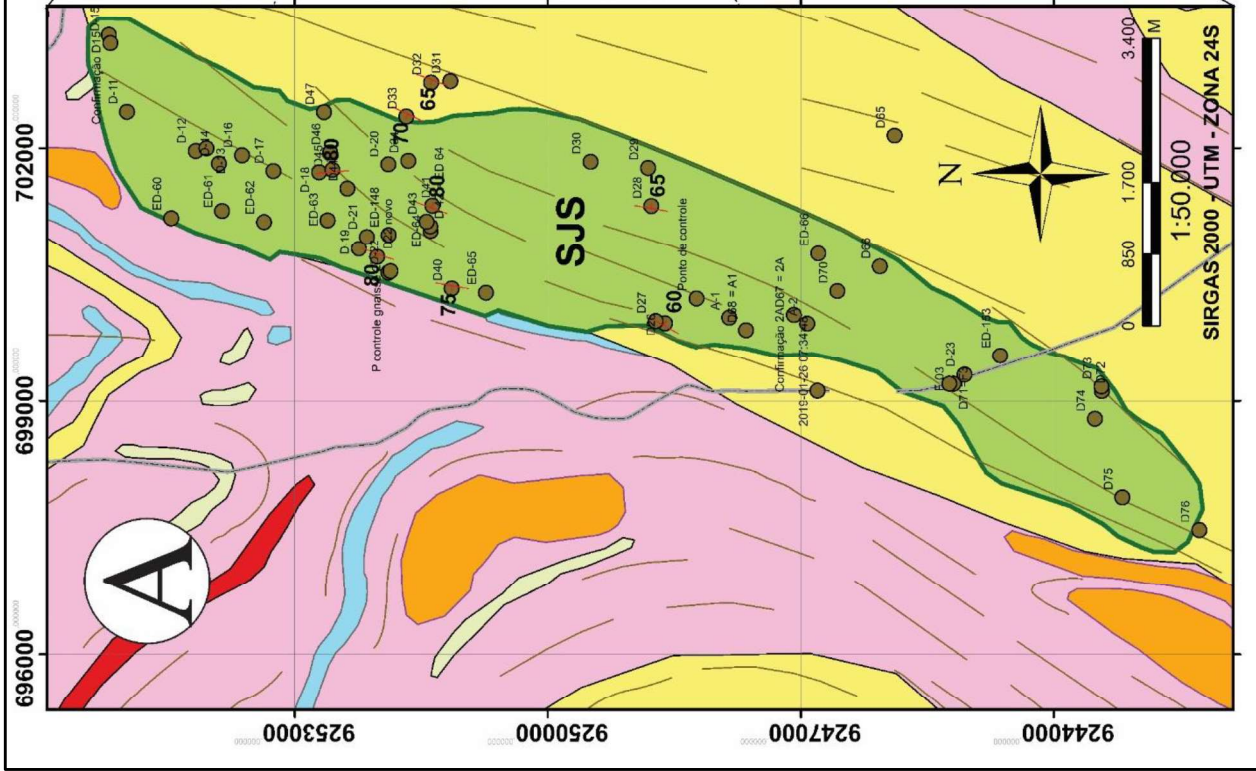
1. MAPA GEOLÓGICO DO *PLUTON* SÃO JOÃO DO SABUGI
2. MAPA DE PONTOS
3. TABELA DE AFLORAMENTOS
4. DADOS LITOQUÍMICOS
5. DADOS DE QUÍMICA MINERAL



### Legenda A

Granitóides Brasilianos	— Estradas
Suíte Calcioalcalina de alto K Equigranular	— Estruturas Regionais
Suíte Shoshonítica	† Sy // S3
Grupo Seridó - Formação Jucurutu	
Calciossilicáticas	
Gnaisses	
Ferro	
Mármoreos	
Complexo Caicó	
Gnaisses	





ANEXO 03. TABELA DE AFLORAMENTOS

Ponto	X	Y	Rocha	Descrição	Estruturas
D26	699927,37	9248609,45	Qtz Monzodiorito	Enclaves máficos, textura grossa, aglomerados de minerais, xenólito xistoso, venulações de qtz e presença de dobras.	Enclaves = 30° Az, 25° Az/60° SE
D27	699953,87	9248719,62	Blocos Rolados	Mantém textura grossa – Não se identificou enclaves.	
Ponto de controle	700220,93	9248235,62	Qtz Monzodiorito		
D28	701321,85	9248771,34	Grano a monzodiorito	Textura grossa; fragmentos de calciossilicática + Fe?; variações mais máficas; Aplitos.	10° Az
D29	701770,74	9248810,24	Granito com mega xenólito de calciossilicática + Fe?	Menor quantidade de enclaves; Megaxenólito de cálcio.; diversas dobras no xenólito.	
D30	701843,29	9249491,50	Granito similar ao D30	Enclaves e xenólitos; ocorre localmente nos contatos granadas no granito.	
D31	702795,06	9251153,69	Gnaise com calciossilicática		
D32	702778,56	9251381,70	Gnaise com calciossilicática	Veios de qtz; material esverdeado.	200° Az / 65 NW
D33	702378,44	9251675,09	Granada biot xisto		205° Az/70NW
D34	701854,74	9251652,29	Bloco isolado de Qtz monzodiorito	Enclaves e presença de piroxênio.	
D35	700046,26	9256740,39	Gnaise com calciossilicática	Blocos rolados de rocha máfica.	215° Az/65SE
D36	700121,39	9256543,35	Metaultramáfica / Anfíbolito de origem plutônica	Granulometria grossa; processo de alteração e oxidação; estruturas em stockwork; metaultramáfica com talco; tremolita? Actinolita?	
Ponto de controle	699917,23	9256263,40	Granito gnaise		
D37	699930,02	9256401,94	Paragneisse da fm. Jucurutu		
D38	700041,17	9256350,10	3 Tipos de Rochas	Mancha no solo caracteriza a mudança; lente máfica com 3 tipos de rochas.	
Ponto de controle	700762,30	9256854,31	Gnaise		
D39	695446,08	9257922,47	Gnaise	Presença de calciossilicática.	
D40	700339,57	9251138,57	Qtz Monzodiorito a monzonito	Presença de xenólitos; menor % de máficos; k-feldspato visível.	190° Az/75NW
D41	701326,74	9251368,25	Qtz Monzodiorito	Enclaves e aplitos; injeção de fluidos tardios ricos em k-felds.	20° Az



**ANEXO 03. TABELA DE AFLORAMENTOS – CONTINUAÇÃO**

<b>Ponto</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Rocha</b>	<b>Descrição</b>	<b>Estruturas</b>
D 42 = ED 64	701081,82	9251391,95			
D43	701136,27	9251435,55	Qtz Monzodiorito	Menos máfico que o anterior; presença de aplitos e pegmatitos dobrados; enclaves NE.	
Ponto de controle	700544,60	9251863,13	Gnaissé		
D22 novo	700714,57	9252020,33	Qtz Monzodiorito (megaaflorescimento)	Enclaves e xenólitos de calciossilicática;	Xenólitos = 10°Az; aplitos = 55°Az
D44	701527,86	9252373,75	Qtz Monzodiorito	Menos enclaves que o anterior; sem aplitos; fenocristais de k-feldspatos alinhados 5°Az; 3 tipos de enclaves; 1° = + grosso com bt e anf; 2° = gran + fina; 3° = predom. máficos (px, anf e bt).	
D45	701748,66	9252552,87	Gnaissé migmatítico	Enclaves de calciossilicática.	355°Az/80 NE
D46	701953,85	9252577,98	Qtz Monzodiorito	Enclaves; mistura de magmas; reação entre rocha mais máfica e mais félsica com formação de camadas de bt e anf; bordas de reação em plg; rocha com menos orientação de minerais.	Pegmatito= 275°Az
D47	702430,87	9252651,40	Monzodiorito	Pouco orientado; núcleos de px alterando para anf; pequenos enclaves.	
D48	705391,48	9260664,04	Orto gnaissé Caicó	Localmente Augen nas porções + félsicas. Composição granodiorítica; Intrusões tardias de granito; Porções + máficas.	
D49	705767,32	9260713,17	Orto gnaissé Caicó		35°Az/80NE; 30°Az/Vvertical; 25°Az/subvertical
D50	705888,60	9260413,52	Orto gnaissé Caicó	Porções miloníticas	40°Az/75NW
D51	705792,19	9260010,85	Paragnaissé da Fm. Jucurutu	Rico em micas; nódulos de calciossilicática; ocorrência de andaluzita indicando metam. de T alta.	30°Az/80 subvert
D52	705792,87	9259839,85	Gnaissé/ quartzito	Porções + máficas que podem ser do corpo principal; pequenos pulsos magmáticos que foram totalmente deformados? Granodiorito milonitizado.	25°Az/85
D53	705773,30	9259576,58	Augen gnaissé	Níveis quartzosos; diques tonalíticos/granodioríticos.	40°Az/75NW

**ANEXO 03. TABELA DE AFLORAMENTOS – CONTINUAÇÃO**

Ponto	X	Y	Rocha	Descrição	Estruturas
D54	705366,36	9259311,79	Augen gnaissse		40° Az/ subvert
D55	705222,36	9259188,12	Orto gnaissse Caicó	Similar ao afloramento D52; níveis miloníticos bem deformados.	30° Az/75NW
D56	705156,21	9258364,60	Orto gnaissse Caicó	+ máfico e milonítico.	25° Az/subvert
D57	705220,72	9257996,15	Orto gnaissse Caicó	Blocos rolados milonitizados.	
D58	705013,67	9257688,91	Orto gnaissse Caicó		25° Az/75NW
D59	704365,44	9257416,06	Orto gnaissse Caicó		20° Az subvert
D60	703945,70	9257269,99	Agmatito? (4 tipos de rochas); Mega afloramento dobrado.	Variações de monzo com leucograno; dobras nos aplitos; zonas de cisalhamento; fluxos dioríticos com fluidos aplíticos dentro; tipos de rochas: A= gnáissica com máficos orientados e com raros pix; B= tonalito/diorito como fluidos; C= Aplitos; D= pegmatitos; <i>Pluton</i> Mulungu nas proximidades (Dona Inês).	
D61	703595,94	9256001,81	Augen gnaissse		20° Az/subvert
D62	704296,69	9256282,64	Gnaissse bandado	Porções miloníticas e pegmatíticas.	35° Az /subv
Confirmação D15	703244,56	9255184,45	Qtz Monzodiorito a monzodiorito	Encaves com grãos grossos bem orientados; xenólitos de xisto e calciossilicática; xisto com andaluzita?.	
D63	706224,43	9250136,78	Muscovita quartzito		25° Az/75NW
D64	706360,06	9249352,62	Gnaissse bandado		35° Az/50NW
D65	702153,47	9245886,90	Gnaissse da Fm. Jucurutu	Rico em k-felds, qtz e micas bem orientadas; localmente rico em k-felds.	
D66	700601,14	9246062,10	Qtz Monzodiorito	Anf, plg, qtz, bt; pouco orientado em algumas porções; enclaves máficos; mineral esverdeado nos aglomerados (cpx ou epidoto).	
Confirmação 2A	700027,56	9247082,34			
D67 = 2A	700026,34	9247081,46	Rocha +Félsica	Rocha + félsica rica em qtz, k-felds e plg; presença de allanita; porções +máficas; enclaves.	
D68 = A1	699845,61	9247648,63	Qtz Monzodiorito		

**ANEXO 03. TABELA DE AFLORAMENTOS – CONTINUAÇÃO**

<b>Ponto</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Rocha</b>	<b>Descrição</b>	<b>Estruturas</b>
D70	700309,63	9246566,76	Qtz Monzodiorito	Enclaves máficos; corpo grande; 2 tipos de enclaves: A= + máfico e B= micáceo /xenólito.	
D71=F3	699204,48	9245239,26	Qtz Monzodiorito		
D72	699118,67	9243430,16	Gnaissse/contato		
D73	699171,31	9243435,82	Monzodiorito	Enclaves arredondados; k-feldspato e qtz; menos orientado.	
D74	698790,22	9243512,35	Rocha + fêlsica	Sítio Primavera/São Mamede; Rocha com plg, qtz, bt, anf.	
D75	697862,33	9243186,88	Monzodiorito	+ grosso e + maciço.	
D76	697477,79	9242274,98	Gnaissse com granitos ricos em k-felds		
Ponto de Controle	699121,88	9246801,59	Gnaissse		
D77	707395,76	9269290,56	Gnaissse com granitos ricos em k-felds.		
D78	707819,22	9268990,55	Ortognaisse Caicó	Milonito rico em k-felds.	25°Az/60NW
D79=D2	708132,53	9269160,58	Gabro/Diorito	Enclaves máficos de anf e pix; injeção de qtz com micas; presença de acamamento ígneo;	
D80	708097,07	9269345,98	Blocos de rocha máfica + Ultramáfica?	Rocha alterada; px, anf, bt e epidoto; presença de blocos do embasamento.	
D81	708060,52	9269509,70	Mármore com flogopita		
Ponto de Controle	707960,55	9269483,09	Mármore		
Ponto de Controle	708056,16	9269612,58	Mármore		
Ponto de Controle	708054,41	9269678,07	Mármore		
D82	708056,86	9269681,60	Mármore		
D83	708103,61	9269878,41	Mármore com epidoto		
D84 = D03	708258,64	9269694,33	Blocos de gabro/diorito		
Ponto de Controle	708486,60	9269432,33	Mármore		
D85	708433,25	9269481,86	Ortognaisse Caicó	Lentes de anfibolito; pequena ocorrência do monzodiorito.	35°Az/50NW

**ANEXO 03. TABELA DE AFLORAMENTOS – CONTINUAÇÃO**

<b>Ponto</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Rocha</b>	<b>Descrição</b>	<b>Estruturas</b>
D86	708635,41	9269328,35	Granito		
D86	708459,12	9269128,71	Ortognaisse		
Ponto de Controle	707559,02	9269354,32	Mármore		
D87	707560,45	9269351,10	Mármore		
Ponto de Controle	707822,29	9269217,83	Mármore		
D88	708168,50	9269021,75	Gnaisse		

## ANEXO 04. DADOS LITOQUÍMICOS

		% Peso										
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
Fácies Diorítica	ED-59	48,32	1,64	16,21	14,64	0,10	4,42	8,89	3,11	1,21	0,24	0,87
Fácies Monzodiorítica	ED-65	53,5	1,2	16,06	8,48	0,12	5,37	6,58	3,39	2,54	0,51	0,78
Fácies Monzodiorítica	ED-153	53,95	1,54	16,63	8,64	0,11	4,58	6,85	3,6	2,15	0,59	0,87
Fácies Monzodiorítica	D05	53,98	1,665	16,85	9,54	0,121	3,70	6,87	3,43	1,76	0,419	0,99
Fácies Monzodiorítica	D73	54,7	1,73	17,3	9,9	0,17	2,88	5,65	3,95	2,23	0,56	0,82
Fácies Monzodiorítica	ED-151A	57,57	1,04	15,19	7,91	0,11	4,4	5,66	3,08	2,95	0,46	0,99
Fácies Monzodiorítica	A2B	55,59	1,58	16,21	9,33	0,14	2,97	5,15	3,72	2,87	0,56	0,55
Fácies Monzodiorítica	ED63	56,82	1,35	16,85	7,08	0,1	3,77	5,72	3,72	2,83	0,48	0,77
Fácies Monzodiorítica	ED66B	58,29	1,08	15,63	7,34	0,11	4,07	5,42	3,18	2,99	0,46	0,78
Fácies Monzodiorítica	D-19	58,5	1,24	16,3	7,04	0,1	3,27	5	3,58	2,85	0,42	0,62
Fácies Monzodiorítica	D-25	58,6	1,29	16,5	6,88	0,1	3,51	5,09	3,69	3,3	0,42	0,51
Fácies Monzodiorítica	D26B	58,7	1,06	14,4	6,84	0,1	5,25	5,14	3,12	3,46	0,31	0,69
Fácies Monzodiorítica	F3F	59,02	1,21	16,67	7,58	0,13	2,29	4,5	3,79	3,59	0,44	0,68
Fácies Monzodiorítica	F3A	59,2	1,18	16,82	7,29	0,13	2,33	4,44	3,79	3,72	0,43	0,61
Fácies Monzodiorítica	D47	59,5	1,08	14,7	6,83	0,1	3,76	4,57	3,27	3,45	0,33	0,38
Fácies Monzodiorítica	F3C	60	1,2	16,6	6,58	0,08	2,37	4,41	3,87	3,27	0,43	0,57
Fácies Monzodiorítica	ED61	61,59	1,04	16,13	5,65	0,08	2,68	4,07	3,62	4,09	0,38	0,43
Fácies Monzodiorítica	ED60	62,07	0,93	15,58	5,23	0,07	2,43	3,97	3,55	4,1	0,34	0,71
Fácies Monzodiorítica	ED148	62,2	0,94	14,91	7	0,13	2,08	3,87	3,27	4,19	0,4	0,63
Fácies Monzodiorítica	D-22	57,5	1,51	16,5	8,76	0,15	2,43	4,85	3,78	3,15	0,48	0,6
Fácies Granodiorítica	ED64	63,59	0,97	15,61	6,53	0,14	1,39	3,04	3,67	3,25	0,32	0,78
Fácies Granodiorítica	ED62	63,74	0,79	14,92	4,79	0,07	2,16	3,47	3,12	4,8	0,29	0,75
Fácies Granodiorítica	A1E	65,28	0,83	15,56	5,33	0,08	1,29	2,97	3,58	3,4	0,3	0,59
Fácies Granodiorítica	A1C	65,31	0,85	15,26	5,29	0,08	1,37	2,91	3,54	3,59	0,32	0,71
Enclaves	ED-66A	52,12	1,27	14,66	8,58	0,13	7,75	7,05	2,87	2,27	0,4	1,6
Enclaves	D22	51,7	1,74	16,15	10,65	0,16	4,58	6,89	3,47	3,01	0,37	1,9
Enclaves	D26C	55,3	1,13	15,4	6,5	0,12	4,21	5,67	2,8	5,38	0,52	0,81
Enclaves	ED-151B	52,78	0,98	9,83	9,6	0,17	11,94	6,4	0,56	4,92	0,81	1,11

(amostras de código ED, A e F: compilados de Jardim de Sá, 1994; amostras com código D: este trabalho)



**ANEXO 04. DADOS LITOQUÍMICOS – CONTINUAÇÃO**

		ppm																				
		Ba	Co	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	V	Zn	Zr	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	La	Lu	Nd	Sm	Yb
Fácies Diorítica	ED-59	562	68	20	<5	14	29	24	930	652	85	89	47,96	2,54	1,3	1,26	3,29	21,88	0,16	20,86	4,14	1,08
Fácies Monzodiorítica	ED-65	1475	20	7	8	89	81	19	870	158	89	145	91,09	4,14	2,17	1,82	5,53	43,2		40,33	7,83	1,59
Fácies Monzodiorítica	ED-153	1359	27	18	15	95	45	19	889	175	90	286	108,54	3,86	2,03	2,35	6,22	44,7	0,25	39,14	7,77	1,63
Fácies Monzodiorítica	D05	793	29	21	15,6	28	51,5	22	687	172	94	194	67,9	3,32	1,63	1,73	4,47	33,8	0,21	31,7	5,53	1,44
Fácies Monzodiorítica	D73	2380		23,7	21,6		52,9		878	178		501	111,5	5,89	2,93	3,13	7,89	55,4	0,38	51,9	9,58	2,68
Fácies Monzodiorítica	ED-151A	2586	53	15	9	99	73	23	633	149	103	284	73,6	4,53	2,2	2,59	6	33,57	0,25	33,59	7,3	1,81
Fácies Monzodiorítica	A2B	1920	13	12	17	33	94	19	651	118	115	437	109,55	5,53	2,97	2,55	7,26	52,44	0,52	51,54	9,75	2,45
Fácies Monzodiorítica	ED63	1705	20	25	18	81	83	14	830	164	77	190	90,33	3,84	2,04	1,79	5,41	42,85		39,99	7,43	1,68
Fácies Monzodiorítica	ED66B	2048	28	<5	5	52	58	18	915	149	81	247	91,85	4,8	2,49	1,91	6,22	40,87	0,35	42,89	8,61	2
Fácies Monzodiorítica	D-19	2030	21,2	21,2	39,1	59,3	68,8	12,5	762,2	125	93	22,8	104,3	4,69	2,41	1,94	6,12	52,6	0,29	44,1	7,9	2
Fácies Monzodiorítica	D-25	1902	21,6	21,2	23,1	67,9	70,8	10,9	714,2	125	87	18,7	105,1	4,27	2,09	1,87	6	51,6	0,27	44,3	8	1,9
Fácies Monzodiorítica	D26B	1320		22,2	12,6		115,5		697	141		259	125,5	4,21	1,94	1,55	5,59	64,6	0,26	48,8	7,79	1,95
Fácies Monzodiorítica	F3F	2952	12	20	15	28	84	16	689	89	100	479	106,45	4,66	2,46	2,97	6,43	51,91	0,37	43,42	8,32	2,2
Fácies Monzodiorítica	F3A	3492	10	23	11	35	95	18	960	101	97	495	104,01	3,44	1,78	2,97	5,44	54,88	0,29	39,76	7,1	1,55
Fácies Monzodiorítica	D47	1685		22,8	17,5		116,5		673	146		291	131,5	4,46	2,52	1,89	6,01	68,4	0,29	52,3	8,35	2,08
Fácies Monzodiorítica	F3C	2489	10	22	11	31	93	12	796	86	89	181	55,92	2,59	1,37	1,96	3,67	26,37	0,16	24,26	4,59	1,28
Fácies Monzodiorítica	ED61	1607	13	21	14	57	105	12	601	119	66	305	102,21	3,97	2,12	1,65	5,5	53,3	0,29	42,16	7,62	1,69
Fácies Monzodiorítica	ED60	1399	12	20	13	57	125	11	533	103	62	306	122,13	4,1	2,17	1,49	5,71	63,12	0,3	47,2	8,09	1,73
Fácies Monzodiorítica	ED148	2517	11	13	18	27	86	21	520	71	97	398	105,9	7,23	3,43	2,85	8,94	48,46	0,35	51,15	11	2,69
Fácies Monzodiorítica	D-22	2688	18	24,4	28,7	16,3	80,1	13,5	732,6	108	128	15,9	108,8	4,9	2,67	2,99	7,06	55,2	0,36	49,7	8,6	2,3
Fácies Granodiorítica	ED64	2252	<5	<5	22	8	92	12	437	37	103	611	38,86	2,65	1,41	2,17	3,55	18,39	0,24	20,86	4,51	1,06
Fácies Granodiorítica	ED62	1996	14	15	17	46	109	12	556	97	54	252	87,92	5,03	2,8	4,66	5,94	40,82	0,47	40,54	8,12	2,48

**ANEXO 04. DADOS LITOQUÍMICOS – CONTINUAÇÃO**

		ppm																				
		Ba	Co	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	V	Zn	Zr	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	La	Lu	Nd	Sm	Yb
<b>Fácies Granodiorítica</b>	<b>A1E</b>	1766	10	24	21	19	87	11	416	60	84	387	54,66	5,06	2,08	2,1	6,56	25,52	0,19	28,4	6,96	1,41
<b>Fácies Granodiorítica</b>	<b>A1C</b>	1869	6	19	19	15	89	11	392	61	82	348	82,52	3,22	1,6	1,77	4,69	41,5	0,23	37,12	6,6	0,91
<b>Enclaves</b>	<b>ED-66A</b>	1142	17	<5	11	156	61	21	653	163	185	185	79,7	3,14	1,66	1,52	4,59	39,73	0,21	35,17	6,34	1,23
<b>Enclaves</b>	<b>D22</b>	782		22,6	20,5		128,5		546	185		246	101	5,42	2,98	2	6,78	47,9	0,36	44,6	7,94	2,62
<b>Enclaves</b>	<b>D26C</b>	2430		22,7	15,7		109,5		738	122		321	158	5,14	2,68	2,68	8,37	77,4	0,3	70,1	11,95	2,15
<b>Enclaves</b>	<b>ED-151B</b>	4965	42	11	12	401	117	22	412	137	108	242	123,03	5,35	2,67	2,28	7,71	51,17	0,31	51,91	10,57	2,21

## ANEXO 05. DADOS DE QUÍMICA MINERAL

<b>Anfibólio</b>				
<b>Amostra</b>	26B	22B	22B	22B
<b>Análise</b>	18	31	32	34
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,72	45,49	46,72	46,83
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,47	0,57	1,05	0,78
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,65	12,03	10,31	10,47
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,98	2,97	3,21	0,95
<b>FeO</b>	9,06	16,33	14,94	17,03
<b>MgO</b>	14,62	7,83	8,8	8,72
<b>CaO</b>	10,69	10,54	10,58	10,8
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,36	1,27	0,95	1,24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,4	1,23	1,17	1,19
<b>H<sub>2</sub>O*</b>	2,12	2,02	2,03	2,02
<b>TOTAL</b>	100,07	100,26	99,74	100,04
<i>Fórmula Estrutural baseada no método de Schumacher (Leake et al., 1997)</i>				
<b>Si</b>	7,31	6,75	6,89	6,94
<b>Al<sup>iv</sup></b>	0,69	1,25	1,11	1,06
<b>Soma T</b>	8	8	8	8
<b>Al<sup>vi</sup></b>	0,59	0,85	0,68	0,77
<b>Ti</b>	0,16	0,06	0,12	0,09
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,1	0,33	0,36	0,11
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,07	2,02	1,84	2,11
<b>Mn</b>	0	0	0,06	0
<b>Mg</b>	3,08	1,73	1,94	1,93
<b>Soma C</b>	5	5	5	5
<b>Ca</b>	1,62	1,67	1,67	1,71
<b>Na</b>	0,37	0,33	0,27	0,29
<b>Soma B</b>	1,99	2	1,94	2
<b>Na</b>	0	0,04	0	0,07
<b>K</b>	0,07	0,23	0,22	0,23
<b>Soma A</b>	0,07	0,27	0,22	0,3
<b>Cátions</b>	17,06	17,27	17,16	17,3
<b>Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)</b>	0,74	0,46	0,51	0,48

**ANEXO 05. DADOS DE QUÍMICA MINERAL – CONTINUAÇÃO**

Amostra	Biotita																
	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-67	D-67	D-67	D-46	D-46
<b>Análise</b>	3	4	7	8	10	11	13	14	23	33	39	40	41	49	50	62	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41,01	41,64	41,2	41,09	40,78	41,47	40,71	41,2	40,57	40,49	40,05	40,21	39,84	40,13	40,68	40,09	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2	2,54	3,1	3,1	2,65	2,97	2,83	3,34	3,18	2,09	2,84	2,94	2,89	2,97	4,76	2,27	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,19	14,56	14,38	14,11	14,67	15,06	14,87	14,36	14,69	15,58	15,42	15,73	16	16,04	14,04	14,12	
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,55	14,55	15,48	16,38	15,64	13,91	15,57	15,49	16,05	18,45	20,01	19,34	19,95	19,61	16,26	19,59	
<b>FeO</b>	0	0,48	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<b>MgO</b>	13,98	13,58	12,76	12,54	13,16	14,2	12,99	12,92	12,76	10,7	8,8	8,94	8,85	8,52	11,81	11,19	
<b>CaO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	7,98	8,37	8,82	8,53	8,83	8,07	8,78	8,43	8,48	8,47	8,68	8,64	8,26	8,53	8,19	8,58	
<b>H<sub>2</sub>O*</b>	4,11	4,12	4,09	4,08	4,08	4,14	4,09	4,1	4,08	4,05	4,01	4,02	4,02	4,02	4,08	4,01	
<b>TOTAL</b>	99,82	99,84	99,84	99,83	99,82	99,81	99,82	99,84	99,81	99,83	99,82	99,83	99,82	99,81	99,81	99,84	
<i>Fórmula Estrutural baseada em 22 O, considerando todo ferro como Fe<sup>2+</sup> (Dymek, 1983)</i>																	
<b>Si</b>	5,98	6,07	6,04	6,04	5,99	6	5,97	6,03	5,96	6	5,99	5,99	5,94	5,98	5,98	6	
<b>Al<sup>iv</sup></b>	2,02	1,93	1,96	1,96	2,01	2	2,03	1,97	2,04	2	2,01	2,01	2,06	2,02	2,02	2	
<b>Al<sup>vi</sup></b>	0,59	0,57	0,52	0,49	0,53	0,57	0,55	0,5	0,5	0,72	0,71	0,75	0,76	0,8	0,41	0,49	
<b>Ti</b>	0,22	0,28	0,34	0,34	0,29	0,32	0,31	0,37	0,35	0,23	0,32	0,33	0,32	0,33	0,53	0,26	
<b>Fe</b>	1,9	1,77	1,9	2,01	1,92	1,68	1,91	1,9	1,97	2,29	2,5	2,41	2,49	2,44	2	2,45	
<b>Mn</b>	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<b>Mg</b>	3,04	2,95	2,79	2,75	2,88	3,06	2,84	2,82	2,8	2,36	1,96	1,99	1,97	1,89	2,59	2,49	

**ANEXO 05. DADOS DE QUÍMICA MINERAL – CONTINUAÇÃO**

Amostra	Biotita															
	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-67	D-67	D-46	D-46
<b>Análise</b>	3	4	7	8	10	11	13	14	23	33	39	40	41	49	50	62
<b>Ca</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Na</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>K</b>	1,48	1,56	1,65	1,6	1,65	1,49	1,64	1,57	1,59	1,6	1,66	1,64	1,57	1,62	1,53	1,64
<b>OH*</b>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
<b>F</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Cl</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>TOTAL</b>	19,24	19,18	19,2	19,19	19,28	19,13	19,25	19,15	19,21	19,21	19,16	19,12	19,11	19,09	19,05	19,32



**ANEXO 05. DADOS DE QUÍMICA MINERAL – CONTINUAÇÃO**

<b>Clinopiroxênio</b>			
<b>Amostra</b>	D-26B	D-26B	D-26B
<b>Análise</b>	16	17	20
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,23	55,45	53,44
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0	0,68	2,47
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,7	5,91	3,36
<b>FeO</b>	9,28	9,67	9,48
<b>MnO</b>	0	0	0
<b>MgO</b>	14,78	16,2	14,79
<b>CaO</b>	17,01	11	15,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0	1,06	0,66
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0	0	0
<b>TOTAL</b>	99,99	99,99	100,03
<b>Si</b>	2,08	1,99	1,95
<b>Al<sup>iv</sup></b>	0	0,01	0,05
<b>Soma T</b>	2,08	2	2
<b>Al<sup>vi</sup></b>	0,07	0,24	0,1
<b>Ti</b>	0	0,02	0,07
<b>Cr</b>	0	0	0
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,13	0	0,03
<b>Mn</b>	0	0	0
<b>Mg</b>	0,8	0,75	0,81
<b>Soma M1</b>	1	1	1
<b>Mg</b>	0	0,12	0
<b>Mn</b>	0	0	0
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,15	0,29	0,26
<b>Ca</b>	0,66	0,42	0,62
<b>Na</b>	0	0,07	0,05
<b>K</b>	0	0	0
<b>Soma M2</b>	0,81	0,91	0,93
<b>Total</b>	3,89	3,91	3,93

**ANEXO 05. DADOS DE QUÍMICA MINERAL – CONTINUAÇÃO**

Feldspatos												
Amostra	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-26B	D-22B	D-22B	D-22B	D-67	D-68	D-69
Análise	1	2	6	12	21	25	30	35	36	43	47	48
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,31	62	64,41	64,24	64,95	64,54	64,37	64,56	64,33	68,03	66,02	68,29
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23,09	24,81	23,15	23,62	22,64	23,03	22,82	22,94	23,47	17,44	17,42	17,5
<b>FeO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,3	0
<b>MnO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,43	0
<b>MgO</b>	0	0	0	0	0	0	0,63	0	0	0	0	0
<b>CaO</b>	4,7	6,7	4,93	5,22	4,95	4,7	5,19	5,36	5,2	0	0	0
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,07	6,54	7,37	6,92	7,05	7,72	6,98	7,14	7	0,67	0,62	0,74
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0	0	0,14	0	0,42	0	0	0	0	13,87	13,2	13,48
<b>TOTAL</b>	100,17	100,05	100	100	100,01	100	100	100,01	100	100,01	99,99	100
<b>Si</b>	2,82	2,73	2,83	2,82	2,85	2,83	2,82	2,83	2,82	3,09	3,03	3,09
<b>Al</b>	1,19	1,29	1,2	1,22	1,17	1,19	1,18	1,19	1,21	0,93	0,94	0,93
<b>Ti</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Fe</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,09	0
<b>Mn</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0
<b>Mg</b>	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0
<b>Zn</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ca</b>	0,22	0,32	0,23	0,25	0,23	0,22	0,24	0,25	0,24	0	0	0
<b>Na</b>	0,69	0,56	0,63	0,59	0,6	0,66	0,59	0,61	0,59	0,06	0,06	0,07
<b>K</b>	0	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0,8	0,77	0,78
<b>Total</b>	4,92	4,9	4,89	4,87	4,88	4,9	4,88	4,88	4,87	4,88	4,91	4,87