



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

IGOR MANOEL BELO DE ALBUQUERQUE E SOUZA

**AMAZONITA PEGMATITO SERRA BRANCA – CAMPO PEGMATÍTICO  
VIEIRÓPOLIS (PB), NORDESTE DO BRASIL: caracterização química e  
mineralógica**

Recife  
2019

IGOR MANOEL BELO DE ALBUQUERQUE E SOUZA

**AMAZONITA PEGMATITO SERRA BRANCA – CAMPO PEGMATÍTICO  
VIEIRÓPOLIS (PB), NORDESTE DO BRASIL: caracterização química e  
mineralógica**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

**Área de concentração:** Hidrogeologia e Geologia Aplicada.

**Orientadora:** Prof.<sup>a</sup> Dra. Sandra de Brito Barreto.

**Coorientadora:** Prof.<sup>a</sup> Dra. Ignez de Pinho Guimarães.

Recife

2019

Catálogo na fonte  
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

S729a Souza, Igor Manoel Belo de Albuquerque e.  
Amazonita pegmatito Serra Branca – Campo Pegmatítico  
Vieirópolis (PB), nordeste do Brasil: caracterização química e  
mineralógica – Recife, 2019.  
118 f.: figs.

Orientadora: Profa. Dra. Sandra de Brito Barreto.  
Coorientadora: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.  
CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2019.  
Inclui referências.

1. Geociências. 2. Pegmatito tipo NYF. 3. Amazonita. 4.  
Mineralogia. 5. Química de Rocha Total. 6. Campo pegmatítico de  
Vieirópolis. I. Barreto, Sandra de Brito (Orientadora). II. Guimarães,  
Ignez de Pinho (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG / 2020-209

IGOR MANOEL BELO DE ALBUQUERQUE E SOUZA

**AMAZONITA PEGMATITO SERRA BRANCA – CAMPO PEGMATÍTICO  
VIEIRÓPOLIS (PB), NORDESTE DO BRASIL: caracterização química e  
mineralógica**

Dissertação apresentada ao Programa de  
Pós-Graduação em Geociências da  
Universidade Federal de Pernambuco,  
como requisito parcial para a obtenção do  
título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof<sup>a</sup>. Dra. Sandra de Brito Barreto. (Orientadora)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Ouro Preto

A Manoel Caetano de Albuquerque e  
Souza (*in memoriam*)

Ao saudoso Mané e meu querido pai, o  
homem que me ensinou sobre respeito,  
amor e felicidade. Guardo ao senhor minha  
admiração eterna e a quem dedico está  
conquista.

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente agradeço a minha mãe Luciene Belo de Albuquerque e Souza e ao meu pai Manoel Caetano de Albuquerque e Souza, as duas melhores pessoas que já conheci, sempre batalharam pela minha vida e a dos meus irmãos. Sempre vou carregar comigo os valores e ensinamentos que me passaram. Toda admiração tenho por esses meus heróis e amor que sinto por eles.

Aos meus irmãos, Ana Luíza Belo de Albuquerque e Souza e Pedro Henrique Belo de Albuquerque e Souza. Minha irmã, melhor amiga, grande parceira, incentivadora e meu porto seguro. Meu irmão que deixou alegria o tempo que esteve conosco e que esteja feliz nessa nova etapa.

A Gisely Maria da Silva, companheira de todos os momentos bons e difíceis, uma das grandes incentivadoras e responsáveis pela concretização desse trabalho. Agradeço com grande carinho todo apoio que me foi dado.

A toda minha família, que sempre me apoiou e contribuiu para que pudesse alcançar esse momento. Agradeço a Jarom Barbosa de Silva, o irmão que a vida me deu e melhor amigo desde o tempo do colégio. Agradeço também ao meu amigo querido Diêgo Sena, um parceiro e um irmão de todas as horas. Agradeço ao meu grande Pierre Baracho, companheiro de todas as horas.

A Professora Sandra de Brito Barreto, que sempre acreditou e me incentivou no mundo acadêmico, desde o início no Museu de Minerais e Rochas, até a concretização deste trabalho. Mais que uma grande orientadora, uma amiga que vou levar pra vida toda.

Agradeço a Professora Ignez de Pinho Guimarães, por sua grande colaboração e auxílio a este trabalho, além de coorientadora, é uma grande inspiração profissional e acadêmica.

Agradeço aos professores Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho e Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano que aceitaram o convite de fazer parte da banca examinadora desta dissertação.

Agradeço a empresa GRANISTONE pelo suporte a nossa pesquisa e pelas amostras do pegmatito cedidas.

Agradeço à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), fundação do Ministério da Educação (MEC), pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de mestrado.

Agradeço aos meus companheiros do LabGem, Glenda Lira e José Neto, parceiros de todos os dias e de grandes batalhas, são verdadeiros irmãos que a geologia me deu e espero que as nossas amizades perdurem independente dos caminhos que tomarmos.

Agradeço aos colegas João Santana e Rafaela Henrique, por toda cordialidade durante a transição desta pesquisa.

Agradeço a Maurílio, pelos ensinamentos sobre confecção de seções delgadas e pela preparação de amostras para petrografia e microsonda.

Agradeço à Soninha, ao Prof. Dr. Virgínio Neumann e ao LAGESE, pelo auxílio com transporte durante as etapas de campo.

Agradeço ao Prof. Dr. Alcides Sial, à Profa. Dr. Valderez Ferreira e a todos que compõem o NEG-LABISE pela utilização do Laboratório de Preparação de amostras.

Agradeço ao Prof. Dr. Pedro Luiz Guzzo, ao Laboratório de Tecnologia Mineral (UFPE) pelas análises de difração de raios X.

Agradeço a Profa. Dra. Sheila Maria Bretas Bittar Schulze, ao Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Agronomia (Universidade Federal Rural de Pernambuco) pelas análises de difração de raios X.

Agradeço ao Prof. Dr. Nilson Botelho pela utilização do Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB. Estendo esse agradecimento à Isabela de Sousa pelo auxílio técnico prestado e pela boa vontade em esclarecer quaisquer dúvidas.

## RESUMO

O campo pegmatítico de Vieirópolis é caracterizado pela ocorrência de pegmatitos com amazonita e/ou berilo que se encontram hospedados no granito Serra Branca, além de incluir os plútons do granito Serra Negra. Este campo pegmatítico é o primeiro a revelar pegmatitos do tipo NYF (Nb-Y-F) e o único de importância econômica no domínio Rio Grande do Norte, estando fora da Província Pegmatítica do Seridó. O principal pegmatito desse campo, o Amazonita pegmatito Serra Branca, destaca-se pela mineralização de megacristais de amazonita sendo explorado como rocha ornamental de elevado valor econômico. Para caracterizar química e mineralogicamente este pegmatito, além de compreender as condições magmáticas de cristalização e a fonte dos granitos e do pegmatito, utilizou-se dados de campo, petrográficos, difração de raios-X, química mineral e química de rocha total. O amazonita pegmatito Serra Branca ocorre como dique tabular de espessura 3-4 m, direção NW-SE e caimento 45° WSW. Este pegmatito caracteriza-se por apresentar duas zonas; uma composta por megacristais de amazonita e quartzo, e outra constituída por quartzo e albita sacarodais. Apresenta uma ampla mineralogia acessória, destacando-se a ocorrência de mineralização sulfetada, além da presença de berilossilicatos fenaquita e helvita, constituindo as primeiras ocorrências dessas espécies minerais de Be na Província Borborema. Quimicamente este pegmatito é enriquecido em Cs, Rb, Pb, Nb e Ta. O plúton Serra Branca apresenta composições monzograníticas a quartzo-monzoníticas, metaluminoso a fracamente peraluminoso, cristalizado em condições de alta  $fO_2$ , pressões entre 2,68 – 2,80 kbar e temperaturas de 667°C – 670°C. Os plútons do granito Serra Negra são metaluminosos com composições entre quartzo-monzoníticas a sieníticas, também cristalizados sob condições de alta  $fO_2$ , temperaturas entre 711°C – 751°C e pressões entre 4,72 – 5,42kbar. Estes granitos resultam de graus de fusão parcial distintos de fontes semelhantes e similares aos ortognaisses do complexo Caicó. O amazonita pegmatito Serra Branca deriva de magmas residuais evoluídos da cristalização do granito Serra Branca. No contexto geológico da Província Borborema, o Amazonita pegmatito Serra Branca, é o primeiro pegmatito granítico classificado como pertencente à família NYF da classe dos elementos raros, tipo da gadolinita.

**Palavras-chave:** Pegmatito tipo NYF. Amazonita. Mineralogia. Química de Rocha Total. Campo pegmatítico de Vieirópolis.

## ABSTRACT

The Vieirópolis pegmatite field is characterized by amazonite- and/or beryl-bearing pegmatites hosted in the Serra Branca granite, also including the Serra Negra granite. This pegmatite field is the first field to reveal NYF-type pegmatites (Nb-Y-F) with economic importance inserted in the Rio Grande do Norte Domain, outside the Seridó Pegmatite Province context. The main pegmatite body from this field, the Serra Branca amazonite pegmatite, stands out by the amazonite megacrysts mineralization and its exploitation as ornamental rock with elevated economic value. In order to characterize the chemistry and mineralogy from this pegmatite, besides comprehend the magmatic crystallization conditions and the granites and pegmatite sources, field data, petrography, X-ray diffraction, mineral chemistry, and whole-rock chemistry were used. The Serra Branca amazonite pegmatite occurs as tabular dyke with approximately 3 m width, NW-SE strike and 45°WSW plunge, it is characterized by an amazonite and quartz megacrysts zone and a saccharoidal albite and quartz zone. This pegmatite presents a wide spectrum of accessory minerals highlighted by sulfide mineralization and the beryllium silicates represented by the helvite and phenakite which constitute the first occurrence of these mineral species in the Borborema Province. Chemically, this pegmatite is enriched in Cs, Rb, Pb, Nb and Ta. The Serra Branca pluton displays monzogranitic to quartz-monzonitic compositions, metaluminous to weakly peraluminous, crystallized under high  $fO_2$ , pressure varying 2.68 – 2.80 ( $\pm 0.6$  kbar) and temperature from 667°C – 670°C. The Serra Negra plutons are metaluminous with quartz-monzonitic to syenitic compositions, also crystallized under high  $fO_2$ , temperatures between 711 – 751°C and pressures of 4.72 – 5.42 ( $\pm 0.6$  kbar). These granites result from distinct high degree partial melts of the same source, which has similar compositions to the Caicó Complex orthogneiss. The Serra Branca amazonite pegmatite results from the residual evolved melts of the Serra Branca granite crystallization. In the Borborema Province geological context, the Serra Branca amazonite pegmatite consists of the first granitic pegmatite classified as belonging to the NYF-family of the rare-elements class and gadolinite type.

**Keywords:** NYF-type Pegmatite. Amazonite. Mineralogy. Whole-rock chemistry. Vieirópolis pegmatite field.

## SUMÁRIO

|              |                                                                                                                                                                                                                                               |           |
|--------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1</b>     | <b>INTRODUÇÃO .....</b>                                                                                                                                                                                                                       | <b>12</b> |
| 1.1          | APRESENTAÇÃO.....                                                                                                                                                                                                                             | 12        |
| 1.2          | OBJETIVOS.....                                                                                                                                                                                                                                | 13        |
| 1.3          | LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....                                                                                                                                                                                                             | 13        |
| 1.4          | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....                                                                                                                                                                                                                    | 14        |
| <b>1.4.1</b> | <b>Pegmatitos.....</b>                                                                                                                                                                                                                        | <b>14</b> |
| <b>1.4.2</b> | <b>Classificação dos Pegmatitos.....</b>                                                                                                                                                                                                      | <b>16</b> |
| <b>1.4.3</b> | <b>Pegmatitos à Amazonita.....</b>                                                                                                                                                                                                            | <b>19</b> |
| <b>1.4.4</b> | <b>Os pegmatitos da Província Borborema.....</b>                                                                                                                                                                                              | <b>20</b> |
| <b>2</b>     | <b>MATERIAL E MÉTODOS.....</b>                                                                                                                                                                                                                | <b>22</b> |
| 2.1          | ATIVIDADES DE CAMPO.....                                                                                                                                                                                                                      | 22        |
| 2.2          | AMOSTRAGEM.....                                                                                                                                                                                                                               | 22        |
| 2.3          | PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....                                                                                                                                                                                                                   | 23        |
| <b>2.3.1</b> | <b>Seções delgadas para análises micropetrográficas e química mineral.....</b>                                                                                                                                                                | <b>23</b> |
| <b>2.3.2</b> | <b>Amostras em pó para análises de difração de raios X (DRX).....</b>                                                                                                                                                                         | <b>23</b> |
| <b>2.3.3</b> | <b>Amostra em pó para análises químicas de rocha total por Fluorescência de raios X (FRX), Espectrometria de Emissão com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-ES) e Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS).....</b> | <b>24</b> |
| 2.4          | MÉTODOS ANALÍTICOS.....                                                                                                                                                                                                                       | 24        |
| <b>2.4.1</b> | <b>Microscopia por Luz Transmitida e Refletida.....</b>                                                                                                                                                                                       | <b>24</b> |
| <b>2.4.2</b> | <b>Microssonda Eletrônica.....</b>                                                                                                                                                                                                            | <b>25</b> |
| <b>2.4.3</b> | <b>Difração de Raios X.....</b>                                                                                                                                                                                                               | <b>25</b> |
| <b>2.4.4</b> | <b>Fluorescência de raios X (FRX).....</b>                                                                                                                                                                                                    | <b>26</b> |
| <b>2.4.5</b> | <b>Espectrometria de Emissão com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-ES) e Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS).....</b>                                                                                         | <b>26</b> |

|          |                                                                                                                                                                                                |            |
|----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>3</b> | <b>RESULTADOS .....</b>                                                                                                                                                                        | <b>27</b>  |
| 3.1      | ARTIGO 1 – A mineralogia acessória do Amazonita<br>Pegmatito Serra Branca: classificação de um pegmatito<br>NYF na Província Borborema, Nordeste do<br>Brasil.....                             | 28         |
| 3.2      | ARTIGO 2 – Whole rock and mineral chemistry<br>characterization of contrastanting granitoids, constraints<br>on the source of the Vieirópolis NYF–type pegmatites,<br>northeastern Brazil..... | 60         |
| <b>4</b> | <b>CONCLUSÃO.....</b>                                                                                                                                                                          | <b>106</b> |
|          | <b>REFERÊNCIAS.....</b>                                                                                                                                                                        | <b>108</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

Os pegmatitos da Província Pegmatítica do Seridó (PPS) da Província Borborema (Santos et al. 2014) são mundialmente conhecidos desde a primeira guerra mundial, pela exploração de micas. No final da segunda guerra mundial esses pegmatitos ficaram mundialmente famosos pela importante produção de minérios de tântalo e de belos espécimes de minerais exóticos (Beurlen et al. 2009). Devido a sua dimensão e importância econômica, estudos relacionados a pegmatitos no nordeste brasileiro concentraram-se na PPS. Recentes, em estudos fora do contexto geológico e geográfico da PPS, identificaram o Campo Pegmatítico de Vieirópolis (Barreto et al., 2016), caracterizado pela ocorrência de corpos pegmatíticos mineralizados em amazonita e/ou berilo. Estes pegmatitos estão hospedados no granito Serra Branca, se apresentado com espessuras métricas a centimétricas, além de conter importantes reservas de amazonita exploráveis comercialmente e/ou berilos azuis gemológicos.

### 1.1 APRESENTAÇÃO

O Campo Pegmatítico de Vieirópolis está localizado no extremo oeste do estado da Paraíba e sudoeste do estado do Rio Grande do Norte. Geologicamente o campo pegmatítico Vieirópolis está inserido no contexto geológico do terreno Rio Piranhas, sendo localmente caracterizado pela ocorrência dos granitos Serra Branca e Serra Negra, que intrudem as rochas do embasamento do complexo Caicó. O granito Serra Branca condiciona a ocorrência de diques e veios pegmatíticos amazoníticos que compõem o campo pegmatítico de Vieirópolis. O Campo Pegmatítico de Vieirópolis é caracterizado como o primeiro campo pegmatito de filiação nióbio-ítrio-flúor (NYF), segundo a classificação proposta por Černý (1991) e Černý & Ercit (2005), no nordeste brasileiro.

Dentre os pegmatitos que ocorrem no campo pegmatítico de Vieirópolis, destaca-se o Amazonita pegmatito Serra Branca, caracterizado pela ocorrência de megacristais de amazonita com até 2 metros de comprimento, atualmente explorado como rocha ornamental de excelente qualidade pela empresa Grainstone S.A.. O Amazonita pegmatito Serra Branca ocorre como extenso dique tabular de direção NW-SE e caimento 45° WSW, com dimensões de 3 metros de espessura e 800 metros de comprimento aproximadamente, apresentando duas zonas com limites irregulares,

sendo a zona basal constituída essencialmente por albita sacaroidal, e a zona de topo caracterizada-se pela ocorrência de megacristais de quartzo e amazonita.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é o estudo do principal pegmatito mineralizado em amazonita do campo pegmatítico de Vieirópolis, o Amazonita pegmatito Serra Branca, e investigar a relação desse pegmatito com os granitos circunvizinhos.

Desta forma, foram determinadas (i) as composições mineralógicas e realizada caracterização petrográfica detalhada do Amazonita pegmatito Serra Branca e dos granitos Serra Branca e Serra Negra; (ii) geoquímicas dos elementos maiores, menores e traços do pegmatito e dos granitoides; (iii) classificação mineralógica e química do Amazonita pegmatito Serra Branca; (iv) condições magmáticas e tectônicas de cristalização dos granitos Serra Branca e Serra Negra; (v) relação entre o Amazonita pegmatito Serra Branca e os granitos Serra Branca e Serra Negra e (vi) Comparação química entre o pegmatito Serra Branca e outros pegmatitos tipo NYF descritos na literatura.

Desta forma, buscou-se contribuir para o conhecido geológico dos pegmatitos com potencial econômico da Província Borborema fora da PPS, reportando a primeira ocorrência de um pegmatito da família NYF (nióbio, ítrio e flúor) na Província da Borborema. Além, de contribuir com o conhecimento sobre os granitoides que compõem o campo pegmatítico de Vieirópolis, os granitos Serra Branca e Serra Negra, granitoides com estudos escassos na literatura.

## 1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no extremo oeste do estado da Paraíba próximo à divisa com o estado do Rio Grande do Norte, no nordeste do Brasil. A área possui como principal ponto de referência à cidade de Vieirópolis (PB), que está situada 29 km a norte da cidade de Sousa (PB). Partindo de Recife (PE), percorre-se a BR-101, até o município de João Pessoa (PB), onde se tem acesso à rodovia BR-230, até o município de Sousa (PB), a partir desse município segue pela PB-391 até o município de Vieirópolis (PB) (Figura 1).

Os limites longitudinais e latitudinais da área estudada, expressos em coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator) são respectivamente 585000-5750000 e 9282000-9275000, inseridos na quadrícula 24M da zona 24S em *datum* WGS84.

Figura 1 – Vias de acesso para área de pesquisa a partir de Recife (PE).



Fonte: O autor (2019).

## 1.4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Nesta seção será apresentada uma revisão bibliográfica sobre a natureza e caracterização dos pegmatitos, além do histórico das principais ocorrências dessas rochas no nordeste do Brasil.

### 1.4.1 Pegmatitos

Os pegmatitos são rochas ígneas, comumente de composição granítica, que se caracteriza por sua granulometria extremamente grossa, mas com variáveis tamanhos de grãos, ou por uma abundância de cristais com hábitos esqueletais, intercrescimentos gráficos, ou com crescimento extremamente direcional. Pegmatitos ocorrem como corpos homogêneos a zonados, hospedados em rochas ígneas e metamórficas (London, 2008).

Os pegmatitos em sua vasta maioria apresentam composições graníticas (Jahns & Tuttle, 1963; Norton, 1966), embora composições básicas, intermediárias ou alcalinas sejam comumente encontradas. Os pegmatitos graníticos podem apresentar enriquecimento em Li, Be, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, ETR (elementos terras raras), B, P e F em concentrações expressas como percentagem em peso (wt%).

A composição da maioria dos pegmatitos é similar a das rochas ígneas mais comuns. O que distingue os pegmatitos de outros tipos de rochas ígneas são as texturas. As características texturais reconhecidas como pegmatíticas incluem muito mais do que apenas o tamanho muito grosso dos seus grãos. Para classificar uma rocha como um pegmatito deve-se identificar alguns atributos texturais, individualmente ou em combinação, como a granulometria extremamente grossa dos cristais em relação a uma rocha ígnea normal de composição similar, a extrema variação no tamanho dos grãos que geralmente aumentam da borda para o centro do corpo, a zonação espacial nitidamente delimitada de assembleias minerais, abundância de cristais com hábitos esqueléticos ou intercrescimentos gráficos, e crescimento de cristais fortemente alinhados perpendiculares a margens dos corpos pegmatíticos (London 2018).

Os pegmatitos ocorrem como massas segregadas dentro de corpos ígneos fontes, e na forma de diques, *sills* ou *pods* em outras rochas ígneas ou metamórficas hospedeiras (London 2008). As segregações ocorrem nas zonas superiores de teto dos plutons fontes e apresentam composições geralmente iguais à rocha hospedeira.

A anatomia interna que os corpos pegmatíticos podem apresentar é ampla, considerando a configuração interna (fábrica) e a distribuição zonal dos minerais. O zoneamento ou ausência dele é o elemento inicial da compreensão da anatomia interna. Os pegmatitos não zonados i.e., distribuição do tamanho dos grãos e da mineralogia é homogênea, ocorrem associados a rochas de alto grau metamórfico nos campos de estabilidade da cianita e espodumênio. Os pegmatitos zonados exibem variações espaciais nas distribuições do tamanho dos grãos, assembleia mineral, hábitos dos cristais, ou na configuração interna da rocha. Cameron et al. (1949) descreveu a estrutura zonal dos pegmatitos e propôs quatro zonas principais: (i) a zona de borda, localizada no contato entre o pegmatito e a rocha hospedeira, apresenta espessura fina e grãos pequenos (~2-5mm), podendo ocorrer cristais maiores (~1-3cm) de turmalina, muscovita, biotita, hornblenda, berilo, e cristais de feldspatos alcalinos alongados; (ii) a zona de parede, apresenta-se na maior parte dos

pegmatitos com espessura aproximada de um metro e grãos de 1 a 3 centímetros de comprimento; (iii) a zona intermediária, esta unidade é marcada pelo aumento acentuado no tamanhos dos cristais, e tende a ser composta predominante por uma única fase mineral, tipicamente essas fases são microclinas pertíticas, plagioclásio, quartzo, espodumênio, petalita, ou montebrasita; (iv) zona de núcleo, a unidade mais interna de um pegmatito, podendo ocorrer como uma única massa (bolsão) ou como múltiplas repetições com a mesma mineralogia, são comumente monominerálicas sendo quartzo o mineral mais comum.

#### **1.4.2 Classificação dos Pegmatitos**

Várias classificações para pegmatitos tem sido propostas, as primeiras delas são as de Landes (1933) e Vlasov (1961). Ginsburg (1984) baseando-se na mineralogia ou características texturais relacionados com a mineralogia e profundidade de cristalização dos pegmatitos, reconheceu quatro “formações”, denominadas como Classes dos pegmatitos (abissal, muscovita, elementos raros e miarolítica). Černý (1991) propôs uma classificação correlacionando às classes dos pegmatitos com dados petrogenéticos. Černý & Ercit (2005) revisaram a classificação proposta por Černý (1991) e modificaram as classes dos pegmatitos de Ginsburg (1984), e propondo a classificação dos pegmatitos de acordo com ambientes geológicos de formação, o qual segue a hierarquia de Classes, Subclasses Tipos, Subtipos (Quadro 1) e por parâmetros petrogenéticos em Famílias (Quadro 2), sendo essa classificação amplamente utilizada atualmente.

Segundo Černý & Ercit (2005) os pegmatitos apresentam cinco classes: abissal, muscovita, muscovita-elementos raros, elementos raros e miarolíticos. Os pegmatitos da classe abissal foram originalmente definidos para aqueles que se hospedam em rochas de alta a intermediária profundidade e de alto grau metamórfico. A classe muscovita foi pioneiramente descrita por Landes (1933) como pegmatitos comuns de cinturões orogênicos, porém Černý & Ercit (2005) descrevem que os pegmatitos dessa classe são praticamente indistinguíveis dos pegmatitos da classe abissal. A classe muscovita - elementos raros foi adicionado por Černý & Ercit (2005) para diferenciar da classe muscovita, os pegmatitos que se hospedam de forma concordante a sua hospedeira e que localmente produzem anatexia. Os pegmatitos da classe dos elementos raros se hospedam em rochas de baixa pressão (e baixa

profundidade), geralmente em rochas com o pico metamórfico entre as fácies xisto verde e anfibolito baixo, se caracterizam por apresentar diversidade composicional, com um acentuado fracionamento de vários elementos traços em relação a sua fonte. A classe miarolítica é representada por pegmatitos que ocorrem em cavidades, chamados de miárolos, e são os pegmatitos miarolíticos as principais fontes pegmatíticas de gemas e espécies raras de minerais (London 2008).

Em contraste com a classificação puramente descritiva de ambiente geológico e mineralogia, que propõem a hierarquia de classe – sub-classe – tipo – sub-tipo, Černý (1991) baseado nas relações petrogenéticas entre pegmatitos e as suas fontes ígneas, propôs a classificação dos pegmatitos em três famílias com afinidades geoquímicas semelhantes (Quadro 2), as famílias LCT (Lítio – Césio – Tântalo), NYF (Nióbio – Ítrio – Flúor) e a mistura NYF+ LCT. A família LCT está relacionada a granitos do tipo S (Chappell & White 1992, 2001), e estes pegmatitos são comumente enriquecidos em Be, B, F, P, Mn, Ga, Rb, Nb, Sn e Hf, tendo sua natureza peraluminosa expressa pela presença de muscovita, turmalina, granada, e gahbute ( $\text{ZnAl}_2\text{O}_4$ ), topázio ou andalusita (London, 2008).

Quadro 1 – Sistema de classes de pegmatitos graníticos.

| Classe                                    | Subclasse                            | Tipo                                                             | Subtipo                                                        |
|-------------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|
| Abissal<br>(AB)                           | AB-HREE<br>AB-LREE<br>AB-U<br>AB-BBe |                                                                  |                                                                |
| Muscovita<br>(MS)                         |                                      |                                                                  |                                                                |
| Muscovita -<br>Elementos raros<br>(MSREL) | MSREL-REE<br>MSREL-Li                |                                                                  |                                                                |
| Elementos Raros<br>(REL)                  |                                      | allinta<br>euxenita<br>gadolinita                                |                                                                |
|                                           |                                      | berilo                                                           | berilo-columbita<br>berilo-columbita-fosfato                   |
|                                           |                                      | complexo                                                         | espodumênio<br>petalita<br>lepidolita<br>albita<br>ambligonita |
|                                           |                                      | albita-espodumênio<br>albita                                     |                                                                |
| Miarolíticos<br>(MI)                      | MI-REE                               | topázio<br>gadolinita-fergusonita                                |                                                                |
|                                           | MI-Li                                | berilo-topázio<br>MI-espodumênio<br>MI-petalita<br>MI-lepidolita |                                                                |

Fonte: Černý e Ercit 2005

A família NYF é marcada pela presença típica de Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th e F. Seus pegmatitos têm como característica principal a ocorrência de feldspato potássico amazonítico. Os granitos fontes dos pegmatitos NYF são razoavelmente homogêneos texturalmente e geoquimicamente, sendo mais diferenciados nas porções pegmatíticas (Garrison et al. 1979, Simmons & Heinrich 1980, Wilson et al. 1986, Simmons et al. 1987, Buck et al. 1999, Ercit 2005). São gerados por fusão de crosta inferior, durante eventos extensionais em zonas de rift continental (London, 2008).

A mistura da família NYF+LCT consiste de pegmatitos que exibem a mistura nas características geoquímicas e mineralógica das duas famílias, também referidos como pegmatitos híbridos.

Quadro 2 – Sistema de classificação de famílias petrogenéticas para pegmatitos graníticos.

| Família | Subclasse dominante do pegmatito | Assinatura geoquímica                   | Composição química do pegmatito                  | Associação os granitos                                                           | Composição química dos granitos                                    | Fontes litológicas                                                                          |
|---------|----------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|
| LCT     | REL-Li<br>MI-Li                  | Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb (B, P, F) | peraluminosos a subaluminosos                    | (sin-orogênicos para) tardi-orogênico (para anorogênico); fortemente heterogêneo | peraluminosos, tipos S, I ou a mistura de S+I                      | Rochas supracrustais e embasamento gnaissico da crosta superior e média                     |
| NYF     | REL-REE<br>MI-REE                | Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr U, Th, F      | peraluminosos a metaluminosos (a subalcalinos)   | (sin-tardi-pós-) para anorogênico; quase-homogêneo                               | (peraluminosos para) subaluminosos e metaluminosos dos tipos A e I | Granulitos, granitos juvenis, material mantático metassomatizado da crosta média e inferior |
| Mixed   | Cross-bred<br>LCT and NYF        | mixed                                   | (metaluminosos para) moderadamente peraluminosos | (pós-orogênico para) anorogênico; heterogêneo                                    | subaluminosos para fracamente peraluminosos                        | mistura dos protólitos ou assimilação de rochas supracrustais de granitos NYF               |

Fonte: Černý & Ercit (2005).

### 1.4.3 Pegmatitos à Amazonita

Segundo Martin *et al.* (2008) pegmatitos à amazonita ocorrem em dois contextos principais: I) em pegmatitos graníticos da família NYF e rochas intrusivas decorrentes de magmatismo anorogênico, associados a extensão crustal, e II) em pegmatitos graníticos associados a depósitos de sulfeto maciços, a exemplo do observado em Broken Hill - Austrália.

Os ETR dividem-se em 02 grupos: elementos terras raras leves (ETRL), que incluem os elementos do La, Ce, Pr, Nd, Sm e elementos terras raras pesados (ETRP), que englobam os elementos Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu e Y. Em geral, são trivalentes exceto o Eu, que pode ocorrer como  $\text{Eu}^{2+}$  em ambiente redutores e o Ce, que pode ocorrer como  $\text{Ce}^{4+}$  em ambientes oxidantes. A variância nos raios iônicos, facilitando a substituição de sítios de diferentes números de coordenação, favorece a um comportamento geoquímico complexo.

A abundância total de ETR aumenta com a elevação da alcalinidade e diminuição do conteúdo de sílica durante a processos de fusão (Cullers & DeGraf, 1982), consequentemente, a concentração de ETR total é muito baixa em granitos peraluminosos e pegmatitos associados, como os da família LCT, quando comparados com os pegmatitos da família NYF (Ercit, 2005).

Os ETRP são importantes constituintes de pegmatitos tipo NYF, associados a granitos tipo A, enquanto as concentrações de ETRL são mais elevadas em pegmatitos sieníticos - carbonatíticos. As diferenças nas assinaturas geoquímicas refletem a fonte e os processos envolvidos na evolução dos magmas, reações específicas, extensão da fusão e composições de suas fontes. Em geral, fusão com granada e piroxênio no restito, gera magmas empobrecidos em ETRP, enquanto fusão parcial com anfibólios e biotitas residual gera líquidos enriquecidos em ETRP (London, 2008).

#### **1.4.4 Os pegmatitos da Província Borborema**

Na região nordeste do Brasil ocorre inúmeras ocorrências de pegmatitos e uma das maiores províncias pegmatíticas em escala global, a Província Pegmatítica do Seridó, localizada entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, e geologicamente localizada na Faixa Seridó da Província Borborema (Almeida et al. 1981). Os pegmatitos da PPS são conhecidos desde a primeira guerra mundial, pela exploração de micas, mas no final da segunda guerra mundial, a PPS ficou famosa mundialmente pela importante produção de minérios de Ta e de belos espécimes de minerais exóticos (Beurlen et al. 2009). Os pegmatitos da PPS, baseados nas classificações propostas por Černý (1991 a,b) e Černý & Ercit (2005), são classificados como pertencentes a classe de elementos raros, família LCT (Lítio-Césio-Tântalo), e dos sub-tipos berilo-columbita, berilo-columbita-fosfatos e espodumênio (Da Silva et al., 1995; Beurlen et al., 2008).

Além da PPS, no contexto da PB destacam-se os pegmatitos de filiação LCT do distrito Pegmatítico Solonólopes-Quixeramobim (Souza (1985)), localizado no domínio Ceará Central, da subprovincia Norte, caracterizado pela produção de gemas (turmalina, água marinha, granada), minerais industriais e outros minerais de valor econômicos (berilo, cassiterita, amblygonita, tantalita, columbita, lepidolita e espodumênio) (Vidal e Nogueira Neto, 2005).

No terreno Rio Piranhas do domínio Rio Grande do Norte, fora do contexto geológico e geográfico da PPS, foi recentemente descoberto o Campo Pegmatítico de Vieirópolis (Barreto et al., 2016), caracterizado pela ocorrência de corpos pegmatíticos mineralizados em amazonita e/ou berilo sendo classificados como pegmatitos da

família NYF. Tal tipologia caracteriza o Campo Pegmatítico de Vieirópolis como o primeiro campo pegmatítico de filiação NYF do nordeste brasileiro.

## 2 MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia de trabalho iniciou-se com uma extensa revisão bibliográfica, sobre dados geológicos pré-existentes da área de estudo, a respeito dos principais pegmatitos que ocorrem na Província Borborema e métodos analíticos de caracterização. Foram realizadas quatro etapas principais de trabalho: (i) etapa de campo; (ii) preparação de amostras; (iii) métodos analíticos; (iv) interpretação de dados e confecção da dissertação.

### 2.1 ATIVIDADES DE CAMPO

As etapas de campo tiveram por finalidade, realizar o estudo geológico-estrutural da área e o estudo de detalhe do corpo aflorante do Amazonita Pegmatito Serra Branca, assim como descrever a relação do pegmatito com demais litotipos. Essa atividade teve como principais objetivos o reconhecimento da geologia local e a elaboração de mapa geológico de escala adequada. Durante esta etapa, foi realizada a descrição estrutural em detalhe do pegmatito e das suas zonas individualmente, coleta de amostras do pegmatito e dos granitos para as análises laboratoriais e para o refinamento da geologia local. Um total de 172 amostras de rochas e minerais foram coletadas e confeccionado mapa geológico da área de pesquisa na escala de 1:50.000.

### 2.2 AMOSTRAGEM

Foi coletado um segmento (fatia) posicionado no perfil transversal do Amazonita Pegmatito Serra Branca, obtido através de corte desde topo até a base do com dimensões de  $3,4 \times 0,2 \times 0,3$  m e 300 kg de rocha. Esta amostragem compreendeu as zonas da amazonita e albita em espessura real, o que permitiu a obtenção de amostras representativas para a caracterização química de rocha total do Amazonita pegmatito Serra Branca, caracterização escassa na literatura de pegmatitos.

## 2.3 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

A preparação consistiu da individualização de amostras de rochas e minerais de acordo com o método analítico que foi empregado. Foram confeccionadas seções delgadas para o estudo micropetrográfico sobre luz transmitida, e seções delgadas polidas para análises micropetrográficas por luz refletida e química mineral. Para obter a identificação de minerais e a química de rocha total, foram cominuídas em pó amostras de minerais e de rochas, respectivamente.

### 2.3.1 Seções delgadas para análises micropetrográficas e química mineral

Foram selecionadas amostras mono- e poliminerálicas do Amazonita pegmatito Serra Branca e dos granitos Serra Branca e Serra Negra, para a produção de seções delgadas com e sem polimento no Laboratório de Gemologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), com o intuito de realizar estudos micropetrográficos através da microscopia por luz transmitida e refletida, além de realizar análises de química mineral.

Essas seções foram coladas com epóxi em vidros, em seguida, cortadas em serra de precisão Labcut 1010 e desbastadas em politriz Aropol VV (Arotec), utilizando discos de abrasão nos grãos 50, 100, 200, 400, 800, 1.500 e 3.000 micras. As seções selecionadas para análises de química mineral foram polidas por solução de diamante em suspensão nas granulações 1  $\mu\text{m}$  e 3  $\mu\text{m}$  sobre pano de veludo flocado (FVL) em politriz Aropol VV (Arotec).

### 2.3.2 Amostras em pó para análises de difração de raios X (DRX)

Para obtenção da identificação das fases minerais acessórias do Amazonita pegmatito Serra Branca foram coletadas 41 amostras minerais para serem analisadas por difração de raios X (DRX). Essas amostras foram selecionadas por apresentarem hábitos e cores diferentes da mineralogia predominante do pegmatito, ou por ocorrerem como cristais milimétricos em cavidades centimétricas. As amostragens foram realizadas em afloramentos do pegmatito, blocos cortados preparados para rocha ornamental e nos rejeitos da exploração da mina. Para a realização das análises

de DRX os minerais foram retirados utilizando espátulas de aço e recipientes de vidro, e posteriormente cominuídas até 150 micron em almofariz e pistilo de ágata.

### **2.3.3 Amostra em pó para análises químicas de rocha total por Fluorescência de raios X (FRX), Espectrometria de Emissão com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-ES) e Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS)**

As amostras selecionadas para as análises químicas de rocha por FRX, ICP-ES e ICP-MS, foram pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Laboratório de Isótopos Estáveis do Núcleo de Estudos de Geoquímicos (NEG-LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco. O preparo dessas amostras seguiu os seguintes procedimentos: separação de amostras representativas de cada litotipo selecionado, britagem em britador de mandíbula, quarteamento do material britado, pulverização em moinho de disco, quarteamento do material pulverizado e envio da amostra para análise.

## **2.4 MÉTODOS ANALÍTICOS**

Os métodos analíticos aplicados nessa pesquisa tiveram como objetivos obter a caracterização petrográfica (microscopia por luz transmitida e refletida), a composição química (microsonda eletrônica) e identificação minerais (difração de raios x), e a química de rocha total (ICP-ES e ICP-MS) do Amazonita pegmatito Serra Branca e dos granitos Serra Branca e Serra Negra.

### **2.4.1 Microscopia por Luz Transmitida e Refletida**

O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Geomologia da UFPE, utilizou-se um microscópio petrográfico Olympus BX-51 com capacidade de operar sob luz transmitida ou refletida, com aumento variando de 20X a 500X, acoplado a um sistema de captura digital de imagens – câmera DP26 e software OLYMPUS Stream.

### 2.4.2 Microsonda Eletrônica

Para a aquisição da química dos elementos maiores e menores dos minerais acessórios, foram realizadas análises em seções delgadas polidas do Amazonita Pegmatito Serra Branca e nos granitos Serra Branca e Serra Negra no Laboratório de Microsonda Eletrônica (LASON) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). As seções delgadas foram recobertas previamente com carbono através de um sistema de revestimento a vácuo Edwards Auto 306. Para obtenção dos dados químicos, foi utilizada a microsonda JEOL modelo JXA-8230, equipada com microscópio eletrônico de varredura (scanning electron microscope, SEM), cinco espectrômetros de raios-X por dispersão de comprimento de onda (wavelength dispersive x-ray spectrometer, WDS) e um espectrômetro de raios-X por dispersão de energia (energy dispersive X-ray spectrometer, EDS). O sistema foi operado para análise de silicatos e sulfetos. Foram empregados cristais analisadores TAP, LDE1, PETJ, LIF e LIFH. Os padrões internos de calibração utilizados foram: albita (Na), microclina (K), wollastonita (Si e Ca), topázio (F), vanadinita (V, Cl e PbO),  $\text{TiMnO}_3$  (Ti e Mn), andradita (Fe), forsterita (Mg), barita (Ba), pollucita (Cs), ZnS (ZnO), apatita ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ),  $\text{CuFeS}_2$  (CuO),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , NiO, RbSi ( $\text{Rb}_2\text{O}$ ) e addeleyita ( $\text{ZrO}_2$ ). Empregou-se os seguintes parâmetros analíticos: voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, diâmetro do feixe eletrônico de 1  $\mu\text{m}$  e tempo de contagem no pico de 10 s. Imagens de microscopia óptica através de câmera CCD acoplada à microsonda e imagens de composição (COMPO) geradas por elétrons retroespalhados foram utilizadas para selecionar os pontos de análise desejados.

### 2.4.3 Difração de Raios X

As amostras pulverizadas dos minerais acessórios foram analisadas no o Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Agronomia da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) e no Laboratório de Tecnologia Mineral da UFPE. Foi utilizado o difratômetro Bruker, com tubo de Cu, potência de 1.200 VA (40 kV, 30 mA) e velocidade de goniômetro de 1°/minuto na faixa de  $2\theta$  de 3° a 70°.

#### **2.4.4 Fluorescência de raios X (FRX)**

As amostras pulverizadas do Amazonita pegmatito Serra Branca foram enviadas para análise de rocha total por FRX (Fluorescência de raios X) no Laboratório de Isótopos Estáveis do Núcleo de Estudos de Geoquímicos (NEG-LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco. Cada amostra foi separada uma porção para secar em estufa a 110°C e levada a uma mufla, a 1000°C, por duas horas, para determinação de perda ao fogo. Foram feitas pérolas fundidas usando tetraborato de lítio como fundente. Essas pérolas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raios X Rigaku modelo ZSX Primus II, equipado com tubo de Rh e sete cristais analisadores, pelo método de curvas de calibração, que foram construídas com materiais de referências internacionais.

#### **2.4.5 Espectrometria de Emissão com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-ES) e Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS)**

Amostras do Amazonita pegmatito Serra Branca e dos granitos Serra Branca e Serra Negra pulverizadas foram enviadas para análise química de rocha total ao Bureau Veritas Mineral Laboratories, Vancouver (Canadá), onde foram fundidas em borato de lítio e analisadas por *ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry)* para obtenção da concentração dos principais elementos maiores, e por *ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)* para obtenção da concentração dos elementos menores e traços.

### 3 RESULTADO

Os resultados da pesquisa são apresentados na forma de 02 artigos submetidos, mostrados a seguir:

Gmail - [GEOUSP] Agradecimento pela submissão

<https://mail.google.com/mail/u/0?ik=a2b5e60572&view=pt&search=all...>



Igor Manoel <igor.manoel.belo@gmail.com>

---

## [GEOUSP] Agradecimento pela submissão

1 mensagem

---

**Daniel Machado** <portalderevistas@usp.br>

12 de setembro de 2019

10:26

Para: Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza  
<igor.manoel.belo@gmail.com>

Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza,

Agradecemos a submissão do trabalho "A mineralogia acessória do Amazonita Pegmatito Serra Branca" para a revista Geologia USP. Série Científica.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão: <https://www.revistas.usp.br/guspsc/authorDashboard/submission/162199>

Login: igormanoel

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Daniel Machado

### 3.1 ARTIGO 1 – A MINERALOGIA ACESSÓRIA DO AMAZONITA PEGMATITO SERRA BRANCA: CLASSIFICAÇÃO DE UM PEGMATITO NYF NA PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL.

*Accessory mineralogy of the Serra Branca Amazonite Pegmatite: classification of a NYF pegmatite in Borborema Province, Northeast Brazil*

Minerais acessórios do pegmatito NYF Serra Branca

Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza<sup>1</sup>, Sandra de Brito Barreto<sup>1</sup>, Glenda Lira Santos<sup>1</sup>, José Ferreira de Araújo Neto<sup>1</sup>, Ignez de Pinho Guimarães<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n – Cidade Universitária, 50740-550, Recife – PE, Brasil. Telefone: +55 (81) 2126-8719

([igor.manoel.belo@gmail.com](mailto:igor.manoel.belo@gmail.com); [sandradebritobarreto@gmail.com](mailto:sandradebritobarreto@gmail.com);  
[glendaliraa@gmail.com](mailto:glendaliraa@gmail.com); [araujoneto.geo@gmail.com](mailto:araujoneto.geo@gmail.com); [ignez@ufpe.br](mailto:ignez@ufpe.br))

**Autor Correspondente:** Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza

**E-mail:** [igor.manoel.belo@gmail.com](mailto:igor.manoel.belo@gmail.com)

## **A mineralogia acessória do Amazonita Pegmatito Serra Branca: classificação de um pegmatito NYF na Província Borborema, Nordeste do Brasil.**

### **RESUMO**

O campo pegmatítico de Vieirópolis é caracterizado pela ocorrência de pegmatitos com amazonita e/ou berilo. Este campo contém pegmatitos do tipo NYF (Nb-Y-F) inseridos na Subprovíncia Rio Grande do Norte, fora do contexto da Província Pegmatítica do Seridó. O principal pegmatito desse campo, o Amazonita Pegmatito Serra Branca, destaca-se pela mineralização de megacristais de amazonita e por sua exploração como rocha ornamental de elevado valor econômico. Para caracterizar a paragénese e química mineral das fases acessórias do Amazonita Pegmatito Serra Branca, além de elucidar a classificação e natureza petrogenética deste pegmatito, foram utilizados dados de campo, petrográficos, difração de raios X e química mineral. O Amazonita Pegmatito Serra Branca ocorre como dique tabular de espessura de aproximadamente 3 m, de direção NW-SE e caimento 45° WSW, caracterizado por apresentar uma zona composta por megacristais de amazonita e quartzo, e outra por quartzo e albita sacaroidais. Apresenta uma vasta mineralogia acessória que compreende anglesita, biotita, bismutita, cerussita, (Mn)-columbita, espessartita, helvita, fenaquita, fluorita, hematita, ilita, ilmenita, magnetita, montmorilonita, muscovita, piromorfita, pirocloro, rutilo e zircão. Destacam-se, também, atípicas mineralizações de sulfetos, e a presença de beríliossilicatos reportados pioneiramente no contexto geológico da Província Borborema. A paragénese mineral e química dos minerais acessórios do amazonita pegmatito Serra Branca o classificam como pertence à família NYF da classe dos elementos raros, tipo da gadolinita, possivelmente associado ao magmatismo do tipo I.

**PALAVRAS-CHAVE:** Amazonita Pegmatito Serra Branca; Campo Pegmatítico de Vieirópolis; Paragénese mineral acessória; Pegmatitos NYF; Província Borborema.

### ABSTRACT

The Vieirópolis Pegmatite Field is characterized by amazonite- and/or beryl-bearing pegmatites. This field is composed of NYF-type pegmatites (Nb-Y-F) inserted in the Rio Grande do Norte Subprovince, outside the Seridó Pegmatite Province context. The main pegmatite body from this field, the Serra Branca Amazonite Pegmatite, stands out by the amazonite megacrysts mineralization and its exploitation as ornamental rock with elevated economic value. In order to characterize the mineral chemistry and paragenesis of accessory phases of the Serra Branca Amazonite Pegmatite, and to enlighten the classification and petrogenetic nature of this pegmatite, petrographic, x-ray diffraction, chemical and field data were used. The Serra Branca Amazonite Pegmatite occurs as tabular dyke with approximately 3 m width, NW-SE strike and 45° WSW plunge, it is characterized by an amazonite and quartz megacrysts zone and a saccharoidal albite and quartz zone. This pegmatite presents a wide spectrum of accessory minerals composed by anglesite, bismutite, cerussite, columbite-(Mn), spessartine, helvite, phenakite, fluorite, hematite, illite, magnetite, montmorillonite, muscovite, pyromorphite, pyrochlore, rutile and zircon. The presence of atypical sulfide mineralization and beryllium silicates are also highlighted as pioneering occurrence reported in the geological context of the Borborema Province. The mineral paragenesis and chemistry of the accessory minerals from the Serra Branca Amazonite Pegmatite classify this pegmatite as member of the NYF-family of the rare-element class, gadolinite type probably associated to an I-type magmatism.

**KEY-WORDS:** Serra Branca Amazonite Pegmatite; Vieirópolis Pegmatite Field; Accessory mineral paragenesis; NYF pegmatites; Borborema Province.

## INTRODUÇÃO

O Nordeste brasileiro apresenta abundantes ocorrências de pegmatitos hospedados em rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento, sequências supracrustais e/ou granitoides que compõem o mosaico geológico da Província Borborema (PB) (Almeida et al., 1981). Essa região contém uma das maiores províncias pegmatíticas graníticas em escala global, a Província Pegmatítica do Seridó (PPS) (Santos et al., 2014), composta de pegmatitos pertencentes à família LCT (Lítio-Césio-Tântalo) da classe de elementos raros, e aos sub-tipos berilo-columbita, berilo-columbita-fosfatos e espodumênio (Da Silva et al., 1995; Beurlen et al., 2008). A PPS tornou-se mundialmente famosa ao final da Segunda Guerra Mundial pela importante produção de minérios de tântalo e de espécimes gemológicas de turmalina, berilo, euclásio, quartzo e apatita (Beurlen et al., 2009; Soares et al., 2018). Ainda no contexto da PB destacam-se os pegmatitos de filiação LCT do Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim (Souza, 1985) conhecidos pela produção de gemas, minerais industriais e outros minerais de valor econômico (Vidal e Nogueira Neto, 2005).

Estudos recentes realizados por Barreto et al. (2016) definiram, fora do contexto geológico e geográfico da PPS, o Distrito Pegmatítico Vieirópolis (PB)-Tenente Ananias (RN)-Malta (PB). Nesse distrito, o Campo Pegmatítico de Vieirópolis, destaca-se pela mineralização de grandes reservas de amazonita e/ou berilo. Classicamente, a ocorrência de feldspatos amazoníticos estão associadas a pegmatitos pertencentes à família NYF (Nióbio-Ítrio-Flúor) (Martin et al., 2008). Dessa forma, as ocorrências de pegmatitos com filiação NYF do Campo Pegmatítico de Vieirópolis são as primeiras a serem registradas na Província Borborema. O Amazonita Pegmatito Serra Branca é o principal corpo dentro deste campo pegmatítico, ocorrendo como dique tabular mineralizado em megacristais de amazonita estando localizado na Mina Amazon da empresa Granistone S.A. Este pegmatito é atualmente explorado como rocha ornamental de excelente qualidade e de elevado valor comercial nos mercados nacional e internacional. Um grande espectro de silicatos, sulfetos, sulfatos, carbonatos e óxidos compõe, a mineralogia acessória deste pegmatito.

A mineralogia acessória de pegmatitos NYF vem sendo investigada principalmente pela sua diversidade, importância econômica e por auxiliar na classificação de pegmatitos graníticos (Brown, 1999). Observações criteriosas na

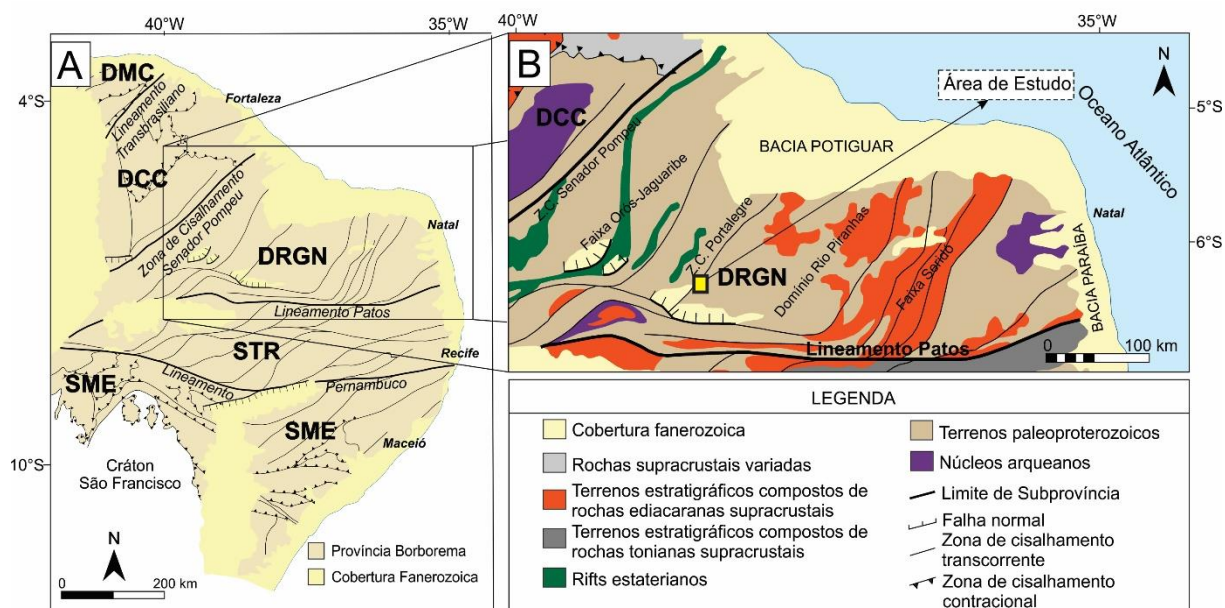
assembleia mineral de pegmatitos, especialmente na mineralogia acessória, podem elucidar as diferentes categorias (classes, subclasses, tipos e subtipos) e famílias petrogenéticas (e.g. NYF, LCT ou NYF+LCT) dos pegmatitos graníticos (Černý e Ercit, 2005; Wise 2013).

Este trabalho concentra-se no Amazonita Pegmatito Serra Branca e apresenta dados de campo, petrográficos, mineralógicos e químicos dos minerais acessórios que compõem este pegmatito. Neste sentido, almeja-se: (i) identificar as fases minerais acessórias através de técnicas analíticas, (ii) entender as relações petrográficas entre os minerais acessórios, (iii) caracterizar quimicamente os minerais e (iv) elucidar a tipologia do pegmatito através da sua paragênese mineral.

## **GEOLOGIA REGIONAL**

A Província Borborema é constituída de um embasamento paleoproterozóico compreendendo complexos gnáissicos - migmatíticos com pequenos núcleos arqueanos, parcialmente cobertos por rochas supracrustais com idade de deposição variando de Paleo- a Neoproterozóica (Van Schmus et al., 1995; Neves et al., 2008; Guimarães et al., 2015; Silva Filho, 2016). A estruturação atual da província é resultado da orogênese Brasileira – Pan Africana (650-580 Ma; Van Schmus et al., 2008), caracterizada por intenso magmatismo granítico que está associado, em grande parte, a um sistema de zonas de cisalhamento de alta temperatura transcorrentes destrais, com direção E-W, e ramificações sinistrais, com direção NE-SW (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Guimarães e Da Silva Filho, 1998, Ferreira et al., 1998; Neves e Mariano, 1999; Neves et al., 2000; Silva e Mariano, 2000). A Província Borborema foi dividida em 03 subprovíncias Norte, Transversal e Sul (Van Schmus et al., 2011- Fig.1A) sendo cada subprovíncia subdividida em domínios, exceto a subprovíncia Transversal, subdividida em terrenos, seguindo o modelo geotectônico de Santos (1995).

Figura 1. (A) Divisão tectônica da Província Borborema. (B) Destaque da área de estudo no Domínio Rio Grande do Norte. DMC: Domínio Médio Coreaú; DCC: Domínio Ceará Central; DRGN: Domínio Rio Grande do Norte; STR: Subprovíncia Transversal; SME: Subprovíncia Meridional. Modificado de Santos et al. (2014).

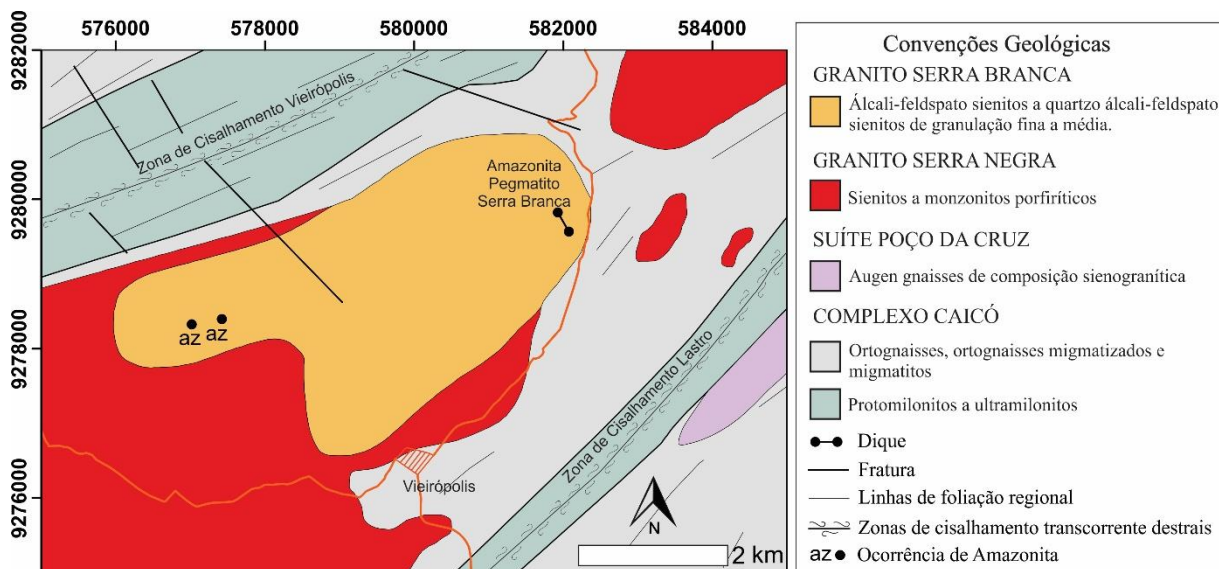


O domínio Rio Grande do Norte (DRGN) compreende um embasamento de idade riaciana a orosiriana, limitado a sul pelo Lineamento Patos e a oeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, além apresentar núcleos Arqueanos do subdomínio São José do Campestre. Assim como outras regiões da PB, esta subprovíncia foi intensamente afetada por intrusões graníticas de idade brasileira, geralmente, associadas a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 1995; Dantas, 1997; Brito Neves et al., 2000). A DRGN subdivide-se nos sub-domínios São José do Campestre, Rio Piranhas e Jaguaribeano, além da Faixa Seridó (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves et al., 2000; Angelim et al., 2006; Medeiros et al., 2008). O sub-domínio Rio Piranhas é composto por rochas paleoproterozoicas do embasamento pertencentes ao Complexo Caicó, definido como uma sequência litológica de alto grau metamórfico que abrange uma unidade metavulcanosedimentar mais antiga e uma unidade mais jovem que compreende rochas metaplutônicas que são representadas por ortognaisses, migmatitos e milonitos (Meunier, 1964; Ferreira e Albuquerque, 1969; Medeiros et al., 2008). De acordo com Hackspacher et al. (1990), o metamorfismo nesta região varia da fácies xisto verde a anfibolito alto, podendo ter alcançado a fácies granulito.

## GEOLOGIA LOCAL

O Campo Pegmatítico de Vieirópolis compreende diques pegmatíticos mineralizados em amazonita intrudidos no Pluton granítico Serra Branca, o qual intrude ortognaisses migmatizados do Complexo Caicó e granitos do pluton ediacarano Serra Negra, localizados entre as zonas de cisalhamento destrais Lastro e Vieirópolis (Araújo Neto et al., 2018). O granito Serra Negra exhibe granulação média a grossa e textura porfirítica marcante, apresentando composições sieníticas a monzoníticas, com biotita e anfibólios cálcicos como principais minerais acessórios. Os granitos do pluton Serra Branca são inequigranulares de granulação fina a média, metaluminoso a subaluminoso com composição variando entre álcali-feldspato sienítica a quartzo álcali-feldspato sienítica, e apresetam anfibólios cálcios, piroxênios e biotitas como principais fases acessórios. Segundo Souza et al. (2019, submetido), os pegmatitos do campo de Vieirópolis foram originados por extremo fracionamento do magma dos granitos Serra Branca.

Figura 2. Mapa geológico local da região do Campo Pegmatítico de Vieirópolis. Modificado de Araújo Neto et al. (2018).



## MATERIAL E MÉTODOS ANALÍTICOS

### Amostragem

Para a identificação das fases minerais acessórios do pegmatito foram selecionadas 41 amostras minerais para serem analisadas por difração de raios X

(DRX). Estas amostras foram escolhidas por apresentarem hábitos e cores diferentes da mineralogia principal do pegmatito, ou por sua ocorrência como cristais submilimétricos a milimétricos em cavidades centimétricas. A amostragem foi realizada no pegmatito *in situ*, em blocos cortados para rocha ornamental e nos rejeitos da exploração da mina. Os minerais foram retirados utilizando-se espátulas de aço e recipientes de vidro, e posteriormente cominuídos até 150 microns em almofariz e pistilo de ágata. Estas preparações de amostras para DRX foram realizadas no Laboratório de Gemologia da Universidade Federal de Pernambuco (LabGem-UFPE).

Para os estudos petrográficos (luz transmitida e refletida) e determinação da química mineral, foram selecionados cristais centimétricos de biotita e helvita e dos agregados de sulfetos visando a produção de seções delgadas polidas preparadas no LabGem-UFPE. Seções dos minerais foram coladas com cola epóxi em vidro, e em seguida, cortadas em serra de precisão Labcut 1010 e desbastadas em politriz Aropol VV (Arotec), utilizando discos de abrasão nos grãos 50, 100, 200, 400, 800, 1.500 e 3.000 micras. As seções selecionadas para análises pontuais de química mineral foram polidas sobre pano de veludo flocado (FVL) em politriz Aropol VV (Arotec) utilizando solução de diamante em suspensão, nas granulações 1µm e 3 µm.

## **Métodos Analíticos**

### *Microscopia por Luz Transmitida e Refletida*

O estudo petrográfico foi realizado no LabGem-UFPE utilizando microscópio petrográfico Olympus BX-51 com capacidade de operar sob luz transmitida ou refletida, com aumento de 20x a 500x, acoplado a um sistema de captura digital de imagens – câmera DP26 e software OLYMPUS Stream.

### *Difração de Raios X*

As amostras pulverizadas dos minerais acessórios foram analisadas no Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Agronomia da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) e no Laboratório de Tecnologia Mineral da UFPE. Foi utilizado o difratômetro Bruker, com tubo de Cu, potência de 1.200 VA (40 kV, 30 mA) e velocidade de goniômetro de 1º/minuto na faixa de 2θ de 3° a 70°.

### *Microsonda Eletrônica*

Para a aquisição da química dos elementos maiores e menores dos minerais acessórios, foram realizadas análises em 5 seções delgadas polidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica (LASON) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). As seções delgadas foram recobertas previamente por átomos de carbono através de um sistema de recobrimento à vácuo Edwards Auto 306. Para obtenção dos dados químicos foi utilizada a microsonda JEOL modelo JXA-8230, equipada com microscópio eletrônico de varredura (*scanning electron microscope*, SEM), cinco espectrômetros de raios-X por dispersão de comprimento de onda (*wavelength dispersive x-ray spectrometer*, WDS) e um espectrômetro de raios-X por dispersão de energia (*energy dispersive X-ray spectrometer*, EDS). O sistema foi operado para análise de silicatos e sulfetos. Foram empregados cristais analisadores TAP, LDE1, PETJ, LIF e LIFH. Os padrões internos de calibração utilizados foram: albita (Na), microclina (K), wollastonita (Si e Ca), topázio (F), vanadinita (V, Cl e PbO),  $\text{TiMnO}_3$  (Ti e Mn), andradita (Fe), forsterita (Mg), barita (Ba), pollucita (Cs), ZnS (ZnO), apatita ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ),  $\text{CuFeS}_2$  (CuO),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , NiO, RbSi ( $\text{Rb}_2\text{O}$ ) e baddeleyita ( $\text{ZrO}_2$ ). Empregou-se os seguintes parâmetros analíticos: voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, diâmetro do feixe eletrônico de 1  $\mu\text{m}$  e tempo de contagem no pico de 10 s. Imagens de microscopia óptica através de câmera CCD acoplada à microsonda e imagens de composição (COMPO) geradas por elétrons retroespalhados foram utilizadas para selecionar os pontos de análise desejados.

## RESULTADOS

### Petrografia e Aspectos de Campo

#### *Amazonita Pegmatito Serra Branca*

O Amazonita Pegmatito Serra Branca apresenta-se na forma de dique tabular de aproximadamente 3 metros de espessura e 800 metros de comprimento de área aflorante, com direção NW-SE e caimento 45° WSW. As texturas e distribuições dos seus minerais se dão de forma complexa, onde a abundância dos minerais formadores desse pegmatito varia do contato inferior ao superior do pegmatito com a rocha encaixante. Duas zonas principais podem ser identificadas por predominância de minerais principais: a zona da amazonita e a zona da albita (Figura 3A). A zona da amazonita totaliza, em média, cerca de 75% do volume do pegmatito e se localiza na

parte superior do dique, enquanto a zona de albita é encontrada principalmente na parte inferior do dique, mas por vezes, ocorre inserida na zona da amazonita.

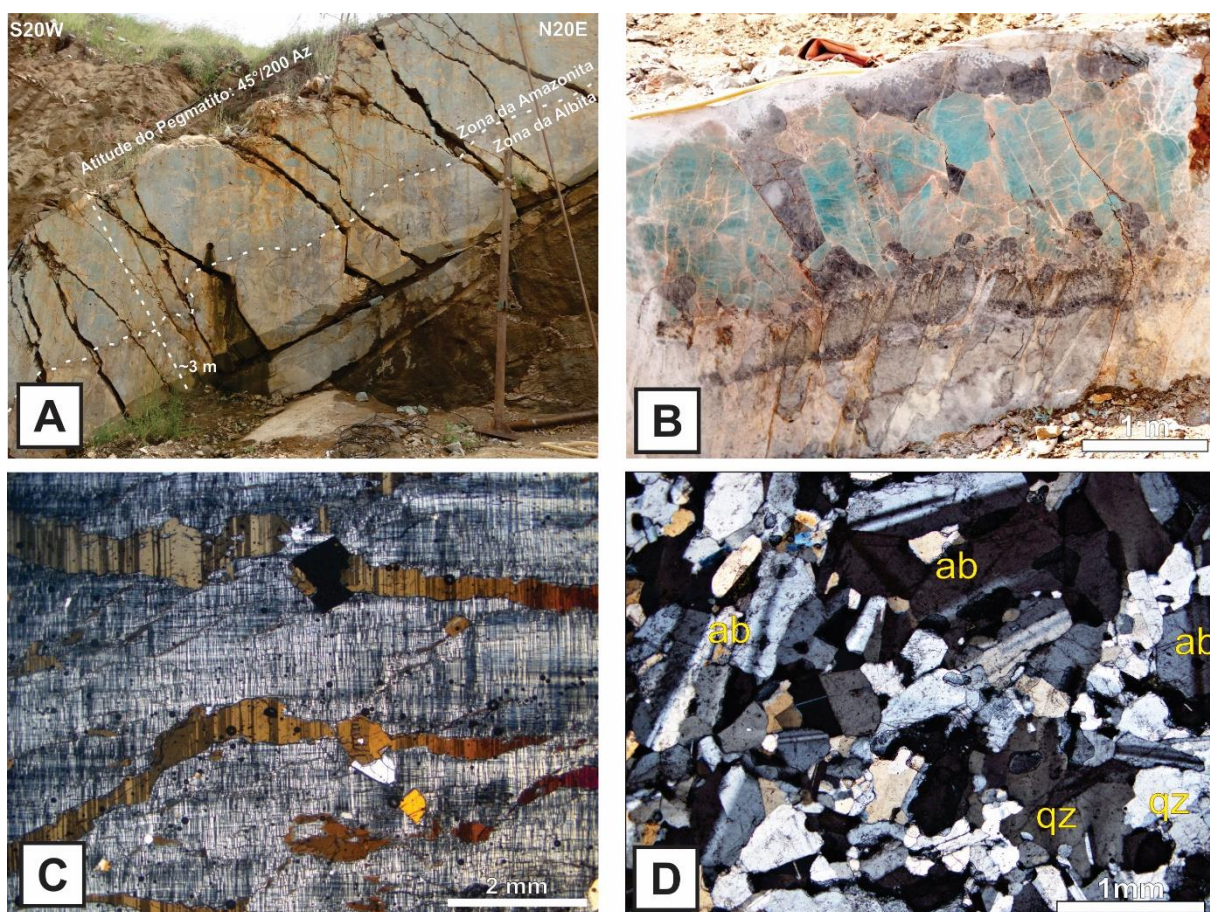
A zona da amazonita é caracterizada pela mineralização de megacristais de amazonita e quartzo. A amazonita ocorre como cristais verde azulados prismáticos centimétricos a métricos, idiomórficos, por vezes com intercrescimento gráfico com o quartzo (Figura 3B). Microscopicamente, a amazonita apresenta-se com geminação cruzada e veios pertíticos com geminação polissintética da Lei da Albita (Figura 3C). O quartzo ocorre como cristais de dimensão centimétrica, subidiomórficos a idiomórficos, por vezes exibindo hábito pseudo-hexagonal, e apresentam-se com a coloração esfumada a incolor (Figura 3B). Ambos os cristais estão intensamente fraturados, e entre seus contatos e nas fraturas dos megacristais da amazonita, ocorre o preenchimento por albita sacaroidal e/ou placosa, porém em pouco volume nesta zona. A zona da amazonita exhibe uma ampla variedade de minerais acessórios, sendo a biotita o mineral acessório mais abundante, ocorrendo como lamelas centimétricas de coloração preta (Figura 3C). São observadas mineralizações irregulares de sulfetos centimétricos hospedados entres os megacristais de amazonita e quartzo (Figura 4E), compostos essencialmente por sulfetos primários e em menor proporção por fases minerais de alteração. Além desses, a assembleia de minerais acessórios da zona da amazonita, também apresenta: helvita, ilmenita, fluorita, muscovita, fenaquita, piromorfita, rutilo, pirocloro, montmorilonita e ilita. Entre os megacristais são observados dois tipos de cavidades que ocorrem (i) nos cristais de amazonita e (ii) nas porções sacaroidais da zona da amazonita, ambas apresentando minerais secundários distintos.

A zona da albita é composta essencialmente por albita esbranquiçada sacaroidal e quartzo hialino sacaroidal (Figura 3B), e em menor frequência, albita de hábito placoso (clevelandita). Apesar da granulometria fina, micropetrograficamente a rocha apresenta textura inequigranular e observa-se hábitos lamelares da clevelandita (Figura 3D). Nesta zona ocorrem raros cristais centimétricos de amazonita e quartzo esfumado pseudo-hexagonal, ambos intensamente fraturados e preenchidos por material sacaroidal. Além da biotita em hábito lamelar, a zona de albita tem como minerais acessórios: ilmenita, zircão, (Mn)-columbita, espessartita e minerais do supergrupo do pirocloro.

O contato entre as zonas da amazonita e albita é marcado por uma mudança abrupta de granulometria, além de apresentar ocorrências de fitas de quartzo e

lamelas centimétricas a milimétricas de biotita. A interação entre as zonas é caracterizada por texturas penetrativas da zona de albita intrudindo os megacrístais da zona da amazonita (Figura 3B), além da substituição parcial a total de prismas de amazonita por material sacaroidal.

Figura 3. (A) Dique tabular aflorante do Amazonita Pegmatito Serra Branca com direção NW-SE e caimento 45° WSW. (B) Megacrístais de amazonita e quartzo na porção superior do pegmatito, e predominância de albita e quartzo sacaroidais na porção inferior. (C) Amazonita com geminação cruzada e veios pertíticos de albita com geminação polissintética da Lei da Albita observada por microscopia de luz transmitida a nicóis cruzados. (D) Microtextura inequigranular da zona da albita. Legenda: albita (ab) e quartzo (qz).



#### *Petrografia da Mineralogia Acessória*

A biotita é a fase acessória com maior representatividade volumétrica, ocorrem como lamelas de coloração preta, intercaladas ou inclusas nos megacrístais da zona da amazonita, sem apresentar orientação preferencial, podendo chegar a 10 centímetros de comprimento (Figura 4A). Na zona da albita, apresenta-se como pequenas lamelas dispersas na massa sacaroidal.

A helvita, um raro beríliosilicato de manganês, ocorre inclusa na amazonita ou no interior de cavidades centimétricas preenchidas por albita e quartzo sacaroidais nesses cristais, apresentando-se na forma de triângulos e cristais euédricos a subédricos de até 3 centímetros de comprimento, com coloração marrom escura a marrom avermelhada (Figura 4B). Microscopicamente, os cristais de helvita apresentam uma grande quantidade de fraturas (Figura 4C), sendo parte destas preenchidas por material mineral de granulação muito fina que não pode ser identificada por meio das técnicas aplicadas neste trabalho. A fenaquita é outro beríliosilicato que ocorre em cristais translúcidos, subédricos na zona da amazonita dentro de cavidades centimétricas, onde predomina quartzo e albita sacaroidal.

A ilmenita ocorre como cristais anédricos com coloração preta e brilho metálico, atingindo máximo de 3 milímetros de comprimento, principalmente inclusos nos megacristais de amazonita. Sua presença é evidenciada por auréolas de alteração avermelhadas no feldspato (Figura 4D). Ocorrendo em pouca abundância, a (Mn)-columbita apresenta-se como cristais anédricos de coloração preta, comumente associada a pequenas lamelas de biotita. Hematita e magnetita aparecem juntas na zona da amazonita, ambos minerais como cristais anédricos de coloração preta com bordas alaranjadas a amareladas e magnetismo fraco, e ocorrem preferencialmente inclusos nos cristais de quartzo esfumaçados e nas porções sacaroidais da zona da amazonita.

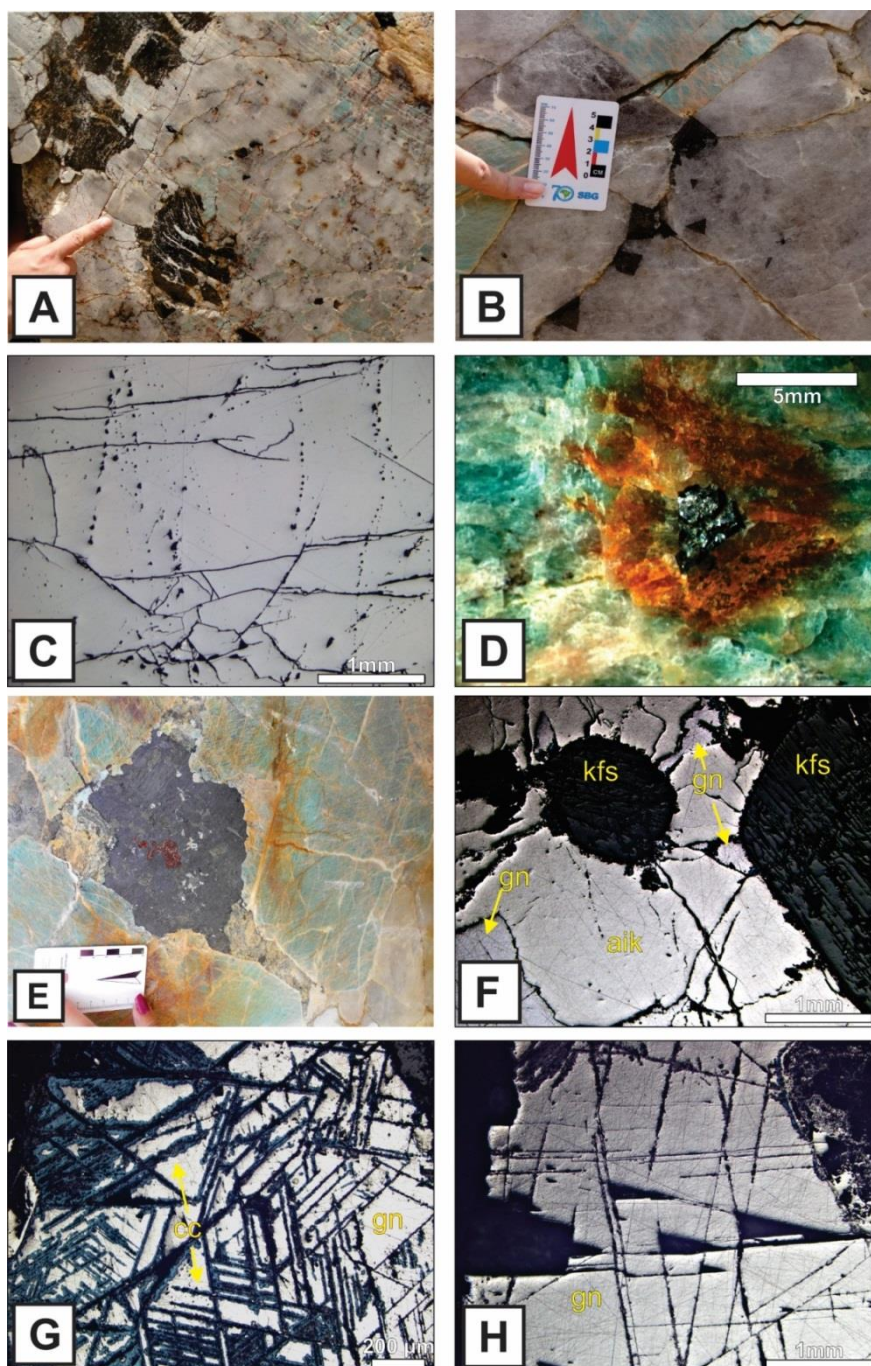
Nas cavidades centimétricas dos cristais de amazonita se observa cristais euédricos de fluorita amarela a esverdeada com até 4 centímetros de comprimento, muscovita euédrica com até 5 milímetros, rutilo e pirocloro com hábitos pulverulentos e coloração avermelhada e roxa, respectivamente, além da ocorrência de cristais milimétricos de helvita, biotita, ilmenita e piromorfita. montmorilonita e ilita ocorrem como produtos de alteração do feldspato amazonítico nessas cavidades.

A zona da amazonita hospeda poucas mineralizações centimétricas a decimétricas de sulfetos. Esta mineralização sulfetada está distribuída aleatoriamente entre os megacristais, apresentando contatos irregulares com os feldspatos amazoníticos e quartzo (Figura 4E). Os sulfetos apresentam duas colorações predominantes de brilho metálico, preta e prata, que correspondem à galena e aikinita, respectivamente. Em seções delgadas polidas observadas por microscopia de luz refletida percebe-se que o feldspato e o quartzo possuem contatos retilíneos com os sulfetos e podem ocorrer como inclusões arredondadas (Figura 4F). A galena é o

mineral mais abundante da mineralização sulfetada, apresentando coloração cinza, três planos de clivagem perfeitos e destaques triangulares (Figura 4H). A aikinita ocorre com a coloração amarela pálida e refletividade maior do que a galena (Figura 4F), comumente apresentando fraturas preenchidas por silicatos e minerais secundários nesse mineral. A calcocita, somente observável através do estudo micropetrográfico, ocorre com cor azul e intercrescida ao longo dos três planos de clivagem da galena, onde são observadas microtexturas penetrativas partindo do plano de clivagem em direção ao centro dos cristais de galena (Figura 4G).

Além da mineralização em sulfetos, cavidades alongadas com até 0,5 centímetros de comprimento podem apresentar mistura de fosfatos, sulfatos e carbonatos secundários pulverulentos.

Figura 4 – (A) Cristais de biotita na zona de amazonita. (B) Cristais retangulares e triangulares de helvita encrustados nos megacristais da zona da amazonita. (C) Cristal de helvita fraturado observado por microscopia de luz refletida. (D) Foto em lupa binocular de um cristal de ilmenita encrustado em amazonita. (E) Agregados de sulfetos na zona da amazonita. (F) Ocorrência de galena (gn) e aikinita (aik) em contato com cristais euedricos de feldspato potássico amazonítico (Kfs). (G) Intercrescimento de calcocita (cc) nos planos de clivagens de galena (gn). (H) Galena (gn) exibindo destaques triangulares.



## Caracterização Mineralógica por Difração de Raio X

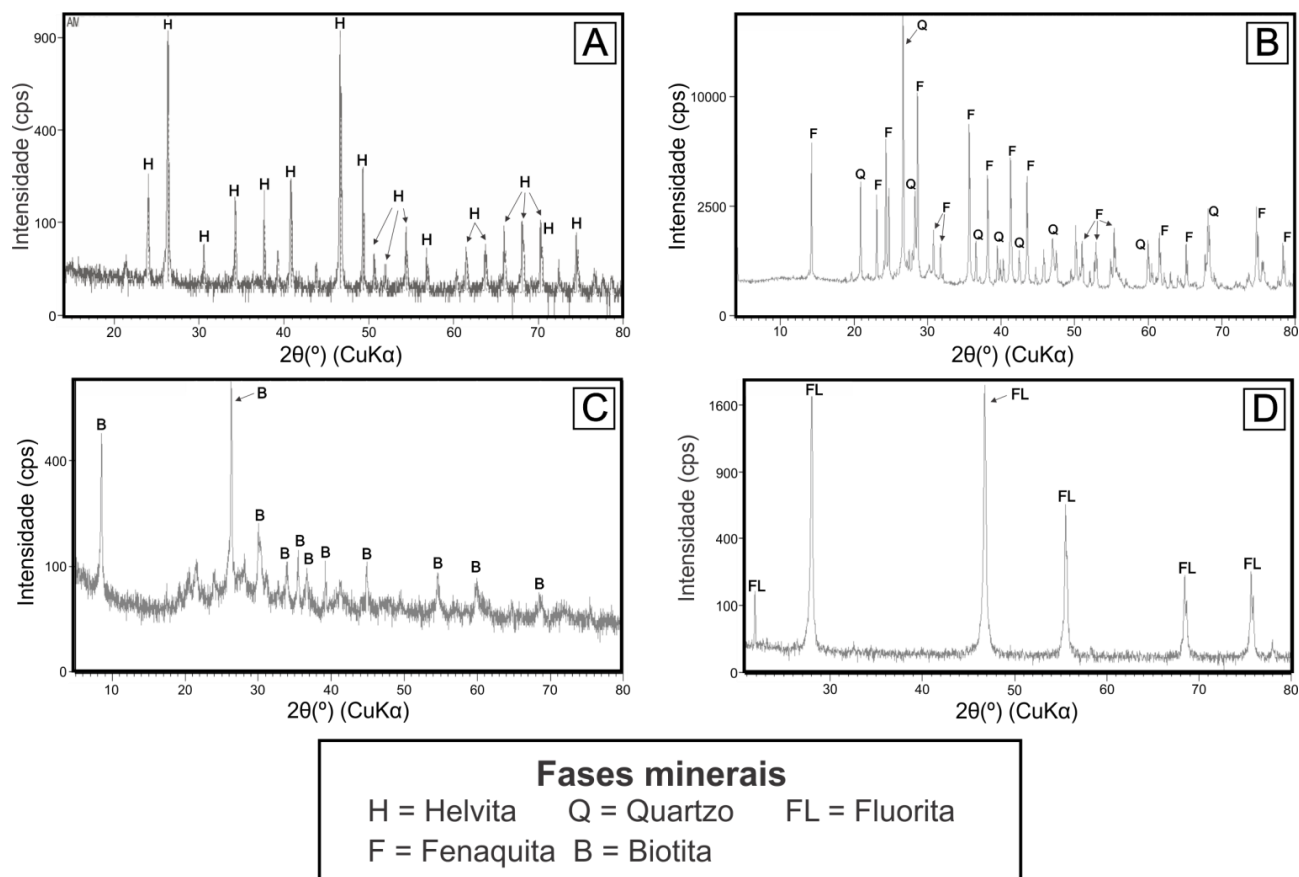
Para a caracterização da mineralogia acessória do Amazonita Pegmatito Serra Branca foram realizadas 41 análises de difração de raios X (DRX), os dados dessas análises foram indexados e interpretados no software X'PERT High Score Plus e o resumo das fases minerais que compõem o pegmatito está na Tabela 1.

Tabela 1 – Resumo dos minerais acessórios por zonas do Amazonita Pegmatito Serra Branca.

| Minerais Acessórios | Zona da Amazonita | Zona da Albita |
|---------------------|-------------------|----------------|
| Aikinita            | _____             |                |
| Anglesita           | _____             |                |
| Biotita             | _____             | _____          |
| Bismutita           | _____             |                |
| Cerussita           | _____             |                |
| (Mn)-Columbita      | _____             | _____          |
| Espessartita        |                   | _____          |
| Fenaquita           | _____             |                |
| Fluorita            | _____             |                |
| Galena              | _____             |                |
| Helvita             | _____             |                |
| Hematita            | _____             |                |
| Ilita               | _____             |                |
| Ilmenita            | _____             | _____          |
| Magnetita           | _____             |                |
| Montmorillonita     | _____             |                |
| Muscovita           | _____             |                |
| Piromorfita         | _____             |                |
| Pirocloro           | _____             | _____          |
| Rutilo              | _____             |                |
| Zircão              |                   | _____          |

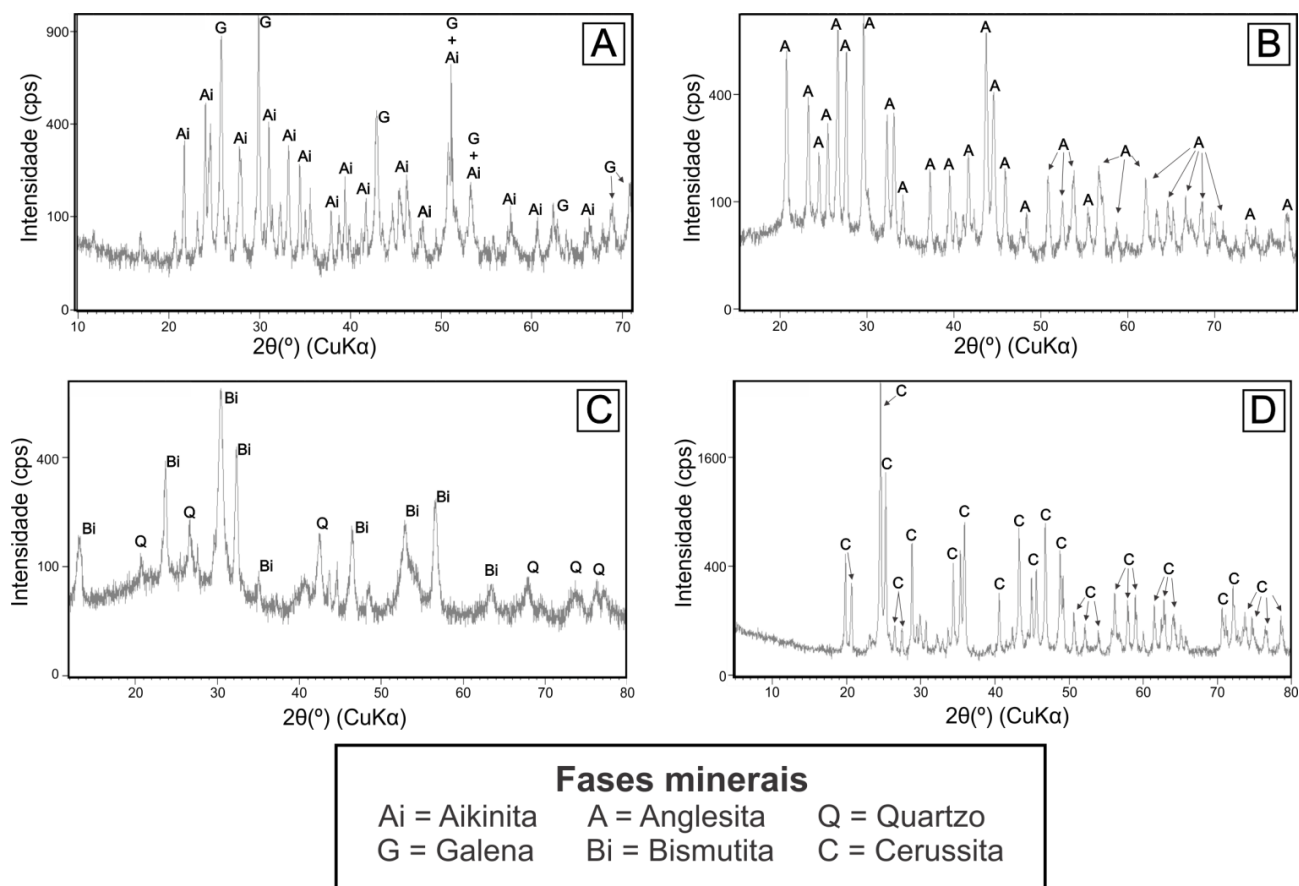
Associadas diretamente aos megacristais da zona da amazonita e/ou aos minerais com hábito sacaroidal da zona albita, foram identificadas 12 fases minerais acessórias. Os difratogramas revelaram a presença de berílio-silicatos raros, como fenaquita e helvita (Figura 5A e 5B). Além dos silicatos de Be, foram identificadas biotita (Figura 5C), fluorita (Figura 5D), muscovita, magnetita, ilmenita, rutilo, hematita, (Mn)-columbita, pirocloro, piromorfita e ilita.

Figura 5 – Difratomogramas evidenciando presença das seguintes fases minerais no Amazonita Pegmatito Serra Branca: (A) helvita, (B) fenaquita e quartzo, (C) biotita e (D) fluorita.



A identificação dos minerais constituintes das mineralizações sulfetadas por DRX permitiu a confirmação de suas principais fases minerais, galena e aikinita (Figura 6A), previamente observadas por microscopia de luz refletida (Figuras 4E, F, G). Os difratogramas revelaram que cavidades alongadas dessas mineralizações são preenchidas pelos minerais anglesita (Figura 6B), bismutita (Figura 6C) e cerussita (Figura 6D), que ocorrem como produtos secundários resultado da alteração de galena e aikinita.

Figura 6 – (A) Difratoograma de aikinita e galena das mineralizações sulfetadas. Difratoogramas dos minerais secundários das mineralizações sulfetadas: (B) anglesita, (C) bismutita e quartzo e (D) cerussita.



## Química Mineral

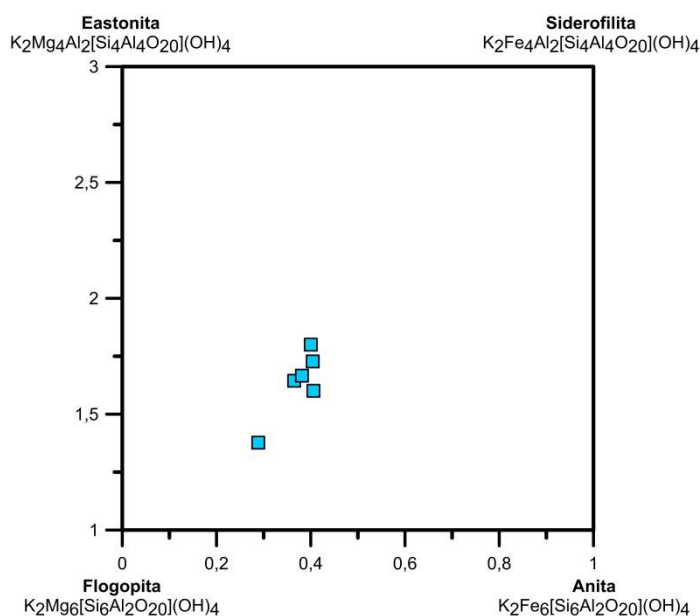
### *Biotita*

Foram analisados por microsonda eletrônica seis cristais de biotita do Amazonita Pegmatito Serra Branca. A composição química destes cristais é apresentada na Tabela 2. As biotitas apresentam conteúdos intermediários a baixos de ferro, com valores de Fe#  $[Fe/(Fe+Mg)]$  variando entre 0,29 e 0,41. No diagrama  $Al^{IV}$  versus Fe estão dispostas próximo ao campo das flogopitas (Figura 7). As biotitas apresentam concentrações elevadas de  $TiO_2$  (concentrações entre 1,15 e 1,91 % peso),  $MnO$  (concentrações entre 0,59 e 2,39 % peso) e em  $Rb_2O$  (concentrações entre 1,40 e 1,98 % peso).

Tabela 2 - Composição química dos cristais de biotita.

| Amostras                                                          | Amz-35 | Amz-104.1 | Amz-104.2 | Amz-104.3 | Amz-104.4 | Amz-104.5 |
|-------------------------------------------------------------------|--------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Elementos maiores em peso percentual                              |        |           |           |           |           |           |
| SiO <sub>2</sub>                                                  | 39,40  | 39,06     | 40,26     | 38,25     | 39,53     | 43,44     |
| TiO <sub>2</sub>                                                  | 1,50   | 1,15      | 1,57      | 1,78      | 1,49      | 1,91      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                    | 10,90  | 9,25      | 9,97      | 8,95      | 9,58      | 9,70      |
| FeO                                                               | 15,70  | 14,57     | 13,46     | 14,84     | 13,96     | 10,48     |
| MnO                                                               | 2,30   | 1,91      | 1,74      | 2,39      | 2,13      | 0,59      |
| MgO                                                               | 12,40  | 11,98     | 13,15     | 12,28     | 12,71     | 14,48     |
| CaO                                                               | 0,00   | 0,14      | 0,06      | 0,05      | 0,04      | 0,03      |
| Na <sub>2</sub> O                                                 | 0,00   | 0,09      | 0,09      | 0,04      | 0,05      | 0,00      |
| K <sub>2</sub> O                                                  | 8,90   | 8,40      | 9,03      | 8,92      | 8,81      | 8,98      |
| Rb <sub>2</sub> O                                                 | 1,40   | 1,42      | 1,40      | 1,53      | 1,98      | 1,71      |
| F                                                                 | 3,90   | 4,76      | 5,25      | 4,76      | 5,16      | 6,31      |
| Cl                                                                | 0,00   | 0,05      | 0,00      | 0,01      | 0,00      | 0,03      |
| BaO                                                               | 0,00   | 0,00      | 0,07      | 0,03      | 0,03      | 0,09      |
| H <sub>2</sub> O <sup>(Calculado)</sup>                           | 1,97   | 1,38      | 1,31      | 1,39      | 1,29      | 0,93      |
| Total                                                             | 96,73  | 92,15     | 95,15     | 93,22     | 94,59     | 96,01     |
| Átomos por unidade de formula (com base em 22 átomos de oxigênio) |        |           |           |           |           |           |
| Si                                                                | 5,50   | 6,40      | 6,36      | 6,27      | 6,33      | 6,62      |
| Ti                                                                | 0,20   | 0,14      | 0,19      | 0,22      | 0,18      | 0,22      |
| Al <sup>IV</sup>                                                  | 1,80   | 1,60      | 1,64      | 1,73      | 1,67      | 1,38      |
| Al <sup>VI</sup>                                                  | 0,00   | 0,19      | 0,21      | 0,00      | 0,14      | 0,37      |
| Fe <sup>+2</sup>                                                  | 1,80   | 2,00      | 1,78      | 2,04      | 1,87      | 1,34      |
| Mn                                                                | 0,30   | 0,26      | 0,23      | 0,33      | 0,29      | 0,08      |
| Mg                                                                | 2,60   | 2,93      | 3,09      | 3,00      | 3,04      | 3,29      |
| Ca                                                                | 0,00   | 0,03      | 0,01      | 0,01      | 0,01      | 0,01      |
| Na                                                                | 0,00   | 0,03      | 0,03      | 0,01      | 0,02      | 0,00      |
| K                                                                 | 1,60   | 1,76      | 1,82      | 1,87      | 1,80      | 1,75      |
| Rb                                                                | 0,10   | 0,15      | 0,14      | 0,16      | 0,20      | 0,17      |
| OH                                                                | 2,30   | 1,52      | 1,38      | 1,53      | 1,39      | 0,95      |
| F                                                                 | 1,70   | 2,47      | 2,62      | 2,47      | 2,61      | 3,04      |
| Cl                                                                | 0,00   | 0,01      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,01      |
| Total                                                             | 17,9   | 19,49     | 19,5      | 19,64     | 19,55     | 19,23     |
| Fe#                                                               | 0,40   | 0,41      | 0,36      | 0,40      | 0,38      | 0,29      |

Figura 7. Diagrama químico Fe# vs Al<sup>iv</sup> para a classificação de biotitas segundo Speer (1984).



### Helvita

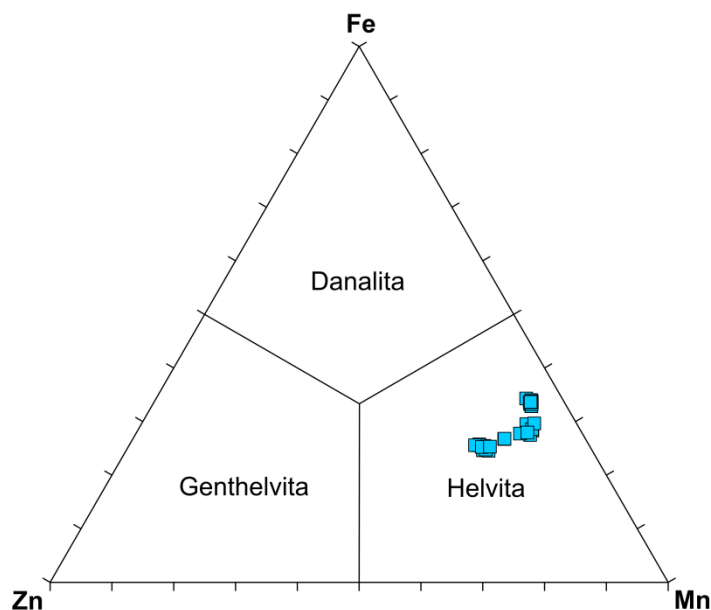
As análises por microsonda eletrônica dos minerais do grupo da helvita foram realizadas em duas amostras de monocristais em vários pontos ao longo de cada cristal, totalizando 12 e 18 pontos analisados para as amostras AM104 e CAVA01, respectivamente. O conteúdo de BeO foi calculado através da fórmula estequiométrica com base em 22 átomos de oxigênio e 6 átomos de berílio por unidade de fórmula. A média das análises das amostras AM104 e CAVA01 estão na Tabela 3. As variedades das espécies minerais do grupo da helvita podem ser determinadas com base na ocupação do sítio-M (considerando a fórmula geral  $M_8Be_6(SiO_4)_6S_2$ ) pelos cátions Zn, Fe e Mn (Zito e Hanson, 2017). Projetando as análises dos cristais estudados de berílioossilicatos no diagrama triangular genthelvita-danalita-helvita (Figura 8), estes cristais são classificados como helvita *stricto sensu*, onde há uma predominância de Mn, pequenas variações nas proporções de Zn e Fe.

Tabela 3 - Composição química dos cristais de helvita.

| Amostra                        | AM104 | CAVA01 | AM104                                                                              | CAVA01 |       |
|--------------------------------|-------|--------|------------------------------------------------------------------------------------|--------|-------|
| Elementos maiores em % peso    |       |        | Átomos por unidade de fórmula (com base em 22 átomos de oxigênio e 6 átomos de Be) |        |       |
| SiO <sub>2</sub> (% peso)      | 31,76 | 32,05  | Si (apuf)                                                                          | 5,957  | 6,133 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,02  | 0,04   | Ti                                                                                 | 0,003  | 0,005 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,05  | 0,04   | Al                                                                                 | 0,012  | 0,009 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,05  | 0,02   | Cr                                                                                 | 0,007  | 0,004 |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,02  | 0,02   | V                                                                                  | 0,003  | 0,003 |
| BeO <sub>calc</sub>            | 13,32 | 13,05  | Be                                                                                 | 6,000  | 6,000 |
| FeO*                           | 17,08 | 12,79  | Fe <sup>2+</sup>                                                                   | 2,679  | 2,046 |
| MnO                            | 30,51 | 28,34  | Mn                                                                                 | 4,847  | 4,594 |
| MgO                            | 0,05  | 0,04   | Mg                                                                                 | 0,013  | 0,011 |
| CaO                            | 0,09  | 0,02   | Ca                                                                                 | 0,018  | 0,005 |
| BaO                            | 0,05  | 0,03   | Ba                                                                                 | 0,004  | 0,002 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,05  | 0,09   | Na                                                                                 | 0,017  | 0,035 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,02  | 0,01   | K                                                                                  | 0,004  | 0,002 |
| Rb <sub>2</sub> O              | 0,01  | 0,02   | Rb                                                                                 | 0,001  | 0,002 |
| Cs <sub>2</sub> O              | 0,06  | 0,09   | Cs                                                                                 | 0,005  | 0,007 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08  | 0,03   | P                                                                                  | 0,012  | 0,004 |
| NiO                            | 0,04  | 0,02   | Ni                                                                                 | 0,006  | 0,003 |
| PbO                            | 0,03  | 0,06   | Pb                                                                                 | 0,002  | 0,003 |
| CuO                            | 0,03  | 0,03   | Cu                                                                                 | 0,004  | 0,004 |
| ZnO                            | 3,11  | 7,07   | Zn                                                                                 | 0,431  | 0,999 |
| S                              | 3,34  | 3,32   | S                                                                                  | 1,174  | 1,191 |
| -S=O                           | 1,66  | 1,66   | O                                                                                  | 0,886  | 0,809 |
| Total                          | 98,11 | 95,52  |                                                                                    |        |       |

Média de 12 e 18 pontos analisados das amostras AM104 e CAVA01, respectivamente. BeO calculado com base em 22 átomos de oxigênio e 6 de berílio por unidade de fórmula. \*Ferro total representado por FeO.

Figura 8 – Diagrama triangular genthelvita-danalita-helvita de classificação dos minerais do grupo da helvita.



#### *Mineralizações de Sulfetos*

Para a caracterização da mineralização sulfetada do amazonita pegmatito Serra Branca foram realizadas 23 análises em sulfetos, sendo 12 análises de galena, 4 de aikinita e 7 de calcocita. A média dessas análises são apresentadas na tabela 4. As galenas são compostas essencialmente por S (12,97 a 13,31 % peso) e Pb (84,68 a 87,22 % peso), apresentam concentrações significativas de Mo (0,78 a 0,94 % peso) e Bi (0,1 a 0,22 % peso). Segundo Foord e Shawe (1989) bismuto é um elemento traço comum em galena, porém a ocorrência de molibdênio é incomum. Além de Bi e Mo, as galenas analisadas apresentam baixas concentrações de Zn (0,009 a 0,07 % peso), Se (0,01 a 0,08 % peso), Cd (0,03 a 0,15 % peso), Fe (0,007 a 0,03 % peso), Co (0,006 a 0,06 % peso), Cu (0,001 a 0,089 % peso) e Ni (0,002 a 0,018 % peso).

Aikinita é um mineral composto majoritariamente por S (16,56 a 16,84 % peso), Bi (39,3 a 40,39 % peso), Pb (33,72 a 34,53 % peso) e Cu (10,69 a 11,14 % peso). Os elementos traços são Zn (0,006 a 0,084 % peso), Se (0,01 a 0,032 % peso), Cd (0,01 a 0,08 % peso), Fe (0,012 a 0,036 % peso), Co (0,002 a 0,043 % peso) e Mo (0,475 a 0,5 % peso).

A calcocita é composta por S (26,57 a 29,8 % peso), Cu (59,2 a 63,1 % peso) e Pb (1,37 a 6,5 % peso), apresentando altos teores de Ag (3,3 a 4,53 % peso) e Bi (0,75 a 1,57 % peso), e baixas concentrações de Zn (0,03 a 0,2 % peso), Se (0,01 a 0,1 % peso), Cd (0,01 a 0,06 % peso) e Mo (0,04 a 0,14 % peso).

Tabela 4 – Composição química dos sulfetos do pegmatito Serra Branca.

| Elementos                    | Galena       | Aikinita      | Calcocita    |
|------------------------------|--------------|---------------|--------------|
| Porcentagem em peso (% peso) |              |               |              |
| As                           | 0,00         | 0,00          | 0,00         |
| Zn                           | 0,01         | 0,05          | 0,10         |
| Ga                           | 0,00         | 0,00          | 0,00         |
| Se                           | 0,04         | 0,02          | 0,07         |
| S                            | 13,11        | 16,74         | 28,81        |
| Pb                           | 85,52        | 34,17         | 3,29         |
| Bi                           | 0,15         | 39,95         | 0,96         |
| Cd                           | 0,08         | 0,03          | 0,02         |
| Fe                           | 0,01         | 0,02          | 0,01         |
| Co                           | 0,02         | 0,02          | 0,01         |
| Cu                           | 0,02         | 10,90         | 60,37        |
| Ni                           | 0,00         | 0,01          | 0,01         |
| Mo                           | 0,85         | 0,50          | 0,07         |
| Au                           | 0,00         | 0,00          | 0,00         |
| Ag                           | 0,00         | 0,00          | 4,22         |
| <b>Total</b>                 | <b>99,82</b> | <b>102,40</b> | <b>97,94</b> |

## DISCUSSÃO

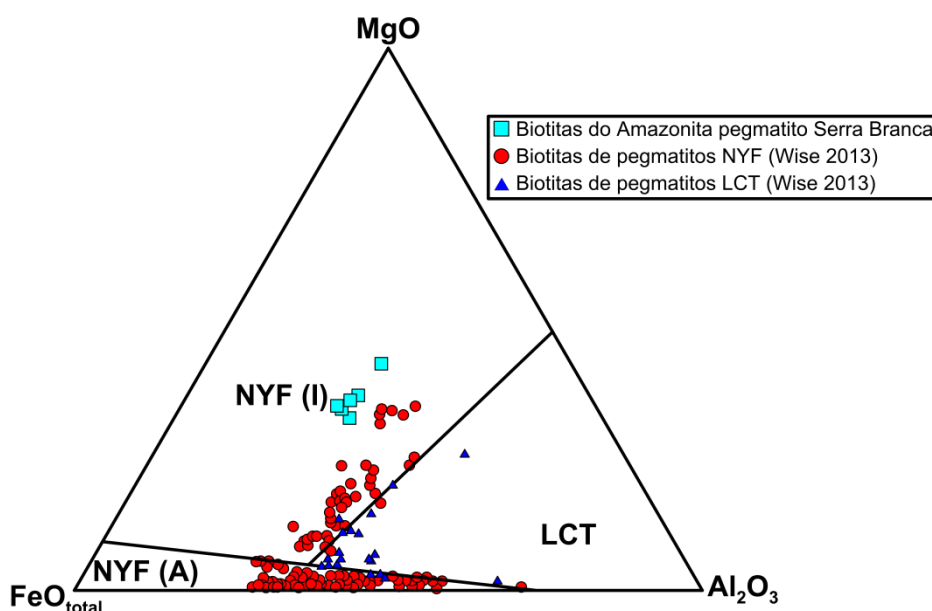
### Classificação do Amazonita Pegmatito Serra Branca

O Amazonita Pegmatito Serra Branca apresenta mineralizações expressivas de megacristais de feldspatos amazoníticos, que o caracteriza como pegmatito da família NYF (Martin et al., 2008). Além disso, a mineralogia acessória é importante para a elucidação da tipologia dos pegmatitos graníticos, de modo que, a associação minerais acessórios e principais (amazonita), permite afirmar que o pegmatito estudado apresenta características mineralógicas que indicam a sua filiação NYF. A ocorrência de minerais acessórios que contém elementos de alto potencial iônico (HFSE *high field strength elements*) como pirocloro, rutilo e ilmenita (Černý e Ercit, 2005), escassa presença de fases minerais ricas em alumínio e lítio (características de pegmatitos da família LCT), e a predominância de biotita como principal mineral acessório do grupo das micas (Wise, 2017), corroboram filiação NYF do Amazonita

Pegmatito Serra Branca. Ainda, a paragênese mineral enriquecida em HFSE classificam este pegmatito como da subclasse de elementos raros-ETR (*subclasse rare-element REE*) (Černý e Ercit, 2005) e a presença virtual de Be, representada pela helvita e fenaquita, permite classificá-lo como pertencente ao tipo gadolinita (Wise, 1999).

Wise (2013) propôs um diagrama ternário  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ - $\text{FeO}_{\text{total}}$  em que se projeta os dados de química mineral de biotitas, para discriminar os pegmatitos das famílias NYF e LCT, além de separar os pegmatitos dos tipos NYF-I e NYF-A. Projetando os dados químicos das biotitas do Amazonita Pegmatito Serra Branca, observa-se que as biotitas pertencem ao campo dos pegmatitos NYF-I (Figura 9). Sendo assim, o Amazonita Pegmatito Serra Branca pode ser classificado como pertencente à família NYF associado ao magmatismo de um granitoide do tipo I.

Figura 9 – Dados químicos das biotitas plotados no diagrama ternário  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para classificação de pegmatitos do tipo NYF e LCT segundo Wise (2013).



### Mineralização Sulfetada do Amazonita Pegmatito Serra Branca

Os pegmatitos podem conter uma complexa assembleia de sulfetos (Černý e Harris, 1978; Černý et al., 2001), embora ocorram principalmente como inclusões de outros minerais devido a serem susceptíveis à oxidação (London, 2008). Os sulfetos também podem ocorrer ao longo de fraturas na zona de núcleo de quartzo ou às margens da zona de núcleo, associados às fases minerais tardias no interior dos pegmatitos (Seaman, 1974). No contexto dos pegmatitos graníticos, o Amazonita

Pegmatito Serra Branca apresenta uma rara ocorrência de sulfetos e sulfossais, representada por galena e aikinita. Salienta-se que a aikinita é um mineral raramente reportado em pegmatitos e mais comumente associado a veios hidrotermais (e.g. Cryolite pegmatite; Seaman, 1974). Além desses minerais, o pegmatito estudado apresenta a calcocita intercrescida ao longo dos planos de clivagem da galena (Figura 4G), possivelmente como produto de estabilização da galena em relação ao seu conteúdo de Cu. Nas cavidades dessas mineralizações sulfetadas ocorrem os minerais secundários anglesita e cerussita, resultados comuns do intemperismo da galena (Bowles et al., 2011).

Landes (1933) propõe que a ocorrência de minerais metálicos em pegmatitos se dá pela precipitação de soluções hidrotermais que se formam pela cristalização dos estágios tardios dos magmas/fluídos pegmatíticos. Os sulfetos são formados em pegmatitos em condições de baixa temperatura, geralmente abaixo de 450°C (London, 2018). A galena e a aikinita do Amazonita Pegmatito Serra Branca são caracterizadas petrograficamente por constituírem fases minerais posteriores a consolidação dos megacristais da zona da amazonita (Figura 4E). Baseando-se nas evidências de campo e petrográficas, estas fases minerais sulfetadas provavelmente foram originadas de fluídos pegmatíticos residuais da cristalização dos minerais da zona da amazonita. Além disso, este mesmo fluido, possivelmente, formou os cristais milimétricos de albita, clevelandita e quartzo da zona da albita que penetram a zona da amazonita.

### **Beríliossilicatos do Amazonita Pegmatito Serra Branca**

Apesar da baixa concentração de berílio na crosta terrestre, os beríliossilicatos são comuns em pegmatitos (London, 2008) e apresentam uma mineralogia diversificada em pegmatitos graníticos (Černý, 2002). Para os pegmatitos do tipo NYF, os principais minerais de Be são os pertencentes ao grupo da gadolinita (London, 2008) e para os pegmatitos NYF quimicamente mais evoluídos são os berilos (Wise, 2017). De acordo com Černý (2002) as espécies minerais fenaquita e helvita são raras em pegmatitos graníticos, ocorrendo associados às fases paragenéticas tardias em pegmatitos do tipo NYF. Martín-Izard et al. (1995) reportam a ocorrência de fenaquita metassomática nos pegmatitos do depósito gemológico de Franqueira (Galícia,

Espanha), enquanto Ragu (1994) relaciona a ocorrência de helvita às atividades hidrotermais em rochas graníticas.

No Amazonita Pegmatito Serra Branca a fenaquita ocorre exclusivamente em cavidades da zona da amazonita com predominância de quartzo e albita sacaroidal, enquanto a helvita ocorre encrustada nos megacristais da zona da amazonita ou em cavidades junto à fenaquita. Os cristais de helvita provavelmente apresentam duas gerações distintas (i) uma primeira representada por cristais tetraédricos inclusos nos cristais de amazonita, e (ii) uma segunda associada aos cristais de fenaquita nas cavidades, possivelmente devido a atuação de fluídos tardios relacionadas ao alojamento tardio da zona da albita. Porém, são necessários estudos mais detalhados, com foco nesta paragênese mineral para elucidar essa sequência de cristalização.

As ocorrências de fenaquita e helvita no Brasil restringem-se aos estados do Amazonas, Bahia, Espírito Santo, Goiás e Minas Gerais. A identificação dessas espécies minerais como constituintes minerais do Amazonita Pegmatito Serra Branca são as primeiras ocorrências a serem reportadas no contexto geológico da Província Borborema.

## CONCLUSÃO

O Amazonita pegmatito Serra Branca caracteriza-se como um raro corpo pegmatítico que contém importantes reservas de amazonita e mineralizações sulfetadas atípicas, além de apresentar uma ampla assembleia mineral acessória composta por anglesita, biotita, bismutita, cerussita, (Mn)-columbita, espessartita, helvita, fenaquita, fluorita, hematita, ilita, ilmenita, magnetita, montmorilonita, muscovita, piromorfita, pirocloro, rutilo e zircão.

As mineralizações sulfetadas e os berílioossilicatos de cavidades que ocorrem no pegmatito estudado podem estar relacionados à cristalização de fases mais tardias, as quais estão associadas à alocação da albita e quartzo sacaroidais da zona albita. Os raros berílioossilicatos do Amazonita Pegmatito Serra Branca, helvita e fenaquita, são as primeiras ocorrências desses minerais reportadas na Província Borborema.

A paragênese e a química dos minerais acessórios permitiram a confirmação da filiação petrogenética NYF do Amazonita Pegmatito Serra Branca e classificação na subclasse dos pegmatitos de elementos raros-ETR do tipo da gadolinita. Através

da química das biotitas foi possível indicar que o Amazonita Pegmatito Serra Branca é do tipo NYF derivado de magmatismo do tipo I. A tipologia deste pegmatito revela para a Província Borborema natureza diferente e relevante de pegmatitos, comparados aos conhecidos pegmatitos LCT presentes na Província Pegmatítica do Seridó, nordeste do Brasil.

## AGRADECIMENTOS

Os autores são agradecidos a empresa GRANISTONE pelo suporte a nossa pesquisa e pelas amostras do pegmatito cedidas. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelas bolsas de mestrado concedidas à Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza e Glenda Lira Santos. Nós gostaríamos de expressar nossa gratidão ao Professor Dr. Axel Müller por sua assistência durante esta pesquisa. Ao Professor Dr. Nilson Botelho (Universidade de Brasília) pelas análises de microsonda eletrônica. Ao Professor Dr. Pedro Luiz Guzzo (Universidade Federal de Pernambuco) e a Professora Dra. Sheila Maria Bretas Bittar Schulze (Universidade Federal Rural de Pernambuco) pelas análises de difração de raios X.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1-29.
- Angelim, L.A.A., Medeiros, V.C., Nesi, J.R. (2006). Programa Geologia do Brasil - PGB. *Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN.
- Araújo Neto, J.F., Lira Santos, G., Souza, I.M.B.A., Barreto, S.B., Santos, L.C.M.L., Bezerra, J.P.S., Carrino, T.A. (2018). Integration of remote sensing, airborne geophysics and structural analysis to geological mapping: a case study of the Vieirópolis region, Borborema Province, NE Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 18(3), 89-103.
- Barreto, S. B., Muller, A., Araujo Neto, J. F., Bezerra, J. P. S., Souza, I. M. B. A., França, R. H. M., Santos, L. C. M. L. (2016). Vieirópolis Pegmatite Field, Northwest of Paraíba State, Brazil: New Occurrences of Amazonite Pegmatites. In: M. I. Jacobson

- (Ed.), *Second Eugene E. Foord Pegmatite Symposium: Abstracts, Short Papers, Posters and Program* (24-26). Denver: Friends of Mineralogy, Colorado Chapter.
- Beurlen, H., Da Silva, M.R.R., Thomas, R., Soares, D.R., Olivier, P. (2008). Nb-Ta-(Ti-Sn)-oxide mineral chemistry as tracers of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Mineralium Deposita*, 43, 207-228.
- Beurlen, H., Rhede, D., Da Silva, M.R.R., Thomas, R., Guimaraes, I.P. (2009). Petrography, Geochemistry and Chemical Electron Microprobe U-Pb-Th dating of Pegmatitic Granites in Borborema Province, Northeastern Brazil: A Possible Source of Rare Element Granitic Pegmatites. *Terrae*, 6(1-2), 59–71.
- Bowles, J.F.W., Howie, R.A., Vaughan, D.J., Zussman, J. (2011) *Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides. Volume 5A, Second Edition Rock-Forming Minerals*. The Geological Society London.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic History of the Borborema Province. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (151-182). Rio de Janeiro: SBG.
- Brown, C. (1999). Mineralogy of NYF granitic pegmatites. In: The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites (Denver). *Canadian Mineralogist*. 37, 848-849.
- Černý, P. (2002) Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites. In: Grew ES (ed) Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 50, 405-444.
- Černý, P., Ercit, T.S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43, 2005-2026.
- Černý, P., Harris, D.C. (1978). The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XI, Native elements, alloys, sulfides, and sulfosalts. *Canadian Mineralogist*, 16, 625- 640.
- Černý, P., Fryer, B.J., Chapman, R. (2001). Apatite from granitic pegmatite exocontacts in Moldanubian serpentinites. *Journal of the Czech Geological Society*, 46(1-2), 15-20.
- Da Silva, M.R.R., Höll, R., Beurlen, H. (1995). Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South America Earth Sciences*, 8, 355-364.
- Dantas, E.L. (1997). *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.

- Ferreira, J.A.M., Albuquerque, J.P.T. (1969). Série Geológica – Boletim 18. *Sinopse da geologia da Folha Seridó*. Recife: SUDENE, DRN/DG.
- 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. *Journal of South America Earth Sciences*, 2(5), 439 - 455.
- Foord, E.E., Shawe, D.R. (1989) The Pb–Bi–Ag–Cu–(Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: a review and some new data from Colorado, California and Pennsylvania. *Canadian Mineralogist*, 27, 363-382.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F. (1998). Nd- and Srisotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *International Geology Review*, 40, 500-527.
- Guimarães, I.P., Brito, M.F.L., Lages, G.A., Silva Filho, A.F., Santos, L., Brasilino, R.G. (2015). Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Science*, 68, 97-112.
- Hackspacher, P.C., Van Schums, W.R., Dantas, E.L. (1990) Um embasamento transamazônico na província Borborema. In: SBG-NE. *Anais do 36º Congresso Brasileiro De Geologia (Natal)* (2683-2696).
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB.
- Landes, K.K. (1933). Origin and Classification of Pegmatites. *American Mineralogist*, 18(3), 95-103.
- London, D. (2008) *Pegmatites*. Canada: The Canadian Mineralogist, Special Publication.
- Martin, G.R., De Vito, C., Pezzota, F. (2008) Why is amazonitic K-feldspar an earmark of NYF-type granitic pegmatites? Clues from hybrid pegmatites in Madagascar. *American Mineralogist*. 93, 263-269.
- Martin-Izard, A., Paniagua, A., Moreiras, D., Acevedo, R.D., Marcos-Pascual, C. (1995). Metasomatism at a granitic pegmatite – Dunite contact in Galicia : The Franqueira occurrence of chrysoberyl (alexandrite), emerald, and phenakite. *The Canadian Mineralogist*, 33, 775-792.
- Medeiros, V. C. (Ed.) (2008). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-Z-A*. Escala 1:250.000. Recife: CPRM.

- Meunier, A.R. (1964). Sucession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Antecambrien du Nord-Est brésilien. *Comptes Rendus Mathematique Academie des Sciences, Paris*, 259, 3796-3799.
- Neves, S.P., Mariano, G. (1999). Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21, 1369-1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G. (2000). Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 99(1), 1-32.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosh, D., Silva, J.M.R., Mariano, G. (2008). U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 285-297.
- Ragu, A. (1994). Helvite from the French Pyrénées as evidence for granite-related hydrothermal activity. *The Canadian Mineralogist*, 32, 111-120.
- Santos, E. J., Souza Neto, J. A., Silva, M. R. R., Beurlen, H., Cavalcanti, J. A. D., Silva, M. G., Dias, V. M., Costa, A. F., Santos, L. C. M. L., Santos, R. B. (2014). Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: M. G. Silva, M. B. Rocha Neto, H. Jost, R. M. Kuyumjian (Eds.), *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, 343-388. Belo Horizonte: CPRM.
- E.J. Santos. (1995). *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP.
- Seaman, D.M. (1974). Sulphides and Sulphosalts in Pegmatite. *Rocks & Minerals*. 49(7-8), 435-438.
- Silva, J.M.R., Mariano, G. (2000). Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review*, 42, 86-95.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W.R. (2016). Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 134-154.

- Soares, D.R., Beurlen, H., Silva, M.R.R., Gonzaga, F.A.S., Filho, J.I.S., Oliveira, H.B.L. Variedades gemológicas de minerais da Província Pegmatítica da Borborema, NE do Brasil: Uma síntese. *Estudos Geológicos*, 28(1), 56-71.
- Souza, J. V. 1985. *Geologia dos pegmatitos de metais raros da região W e NW de Solonópole – CE. Fortaleza*. Tese (Concurso para provimento de cargo de professor titular do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará). Ceará: Departamento de Geologia - UFC.
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. In: S.W. Bailey, Ed., *Micas: Reviews in Mineralogy*, 13, 299-356. Washington DC: Mineralogical Society of America.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3/4), 267-288.
- 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, 227-252.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brasil and the Central African Fold Belt. *Geological Society – Special Publications*, 294, 69-99.
- Vauchez, A., Egydio-Silva, M. (1992). Termination of a continentalscale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pemambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, 20, 1007-1010.
- Vidal, F.W.H., Nogueira Neto, J.A. (2005). Minerais de Pegmatitos. In: Vidal, F.W.H., Sales, F.A.C.B., Roberto, F.A.C., Sousa, J.F., Mattos, I.C. (Eds.) *Rochas e Minerais Industriais do Estado do Ceará*. 67–82. Fortaleza: CETEM/UECE/DNPM/FUNCAP/SENAI.
- Wise, M.A. (1999). Characterization and classification of NYF-type pegmatites. *Canadian Mineralogist*. 37, 802-803.
- Wise, M.A. (2013). The discrimination of LCT and NYF granitic pegmatites using mineral chemistry: a pilot study. In: PEG 2013: *The 6<sup>th</sup> International Symposium on Granitic Pegmatites*, 156-157. Maine.
- Wise, M.A. (2017). Mineralogy and mineral chemistry of NYF-type granitic pegmatites. *NGF Abstracts and Proceedings*. 2, 177-180.

Zito, G., Hanson, S.L. (2017) Genthelvite overgrowths on danalite cores from a pegmatite miarolitic cavity in Cheyenne Canyon, El Paso County, Colorado, *The Canadian Mineralogist*, 55, 195-206.



Igor Manoel &lt;igor.manoel.belo@gmail.com&gt;

---

**Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2019-0083**


---

Tatiana Alonso &lt;onbehalf@manuscriptcentral.com&gt;

4 de setembro de 2019

10:12

Responder a: secretaria@zeppelini.com.br

Para: igor.manoel.belo@gmail.com

Cc: igor.manoel.belo@gmail.com, ignez@ufpe.br, sandradebritobarreto@gmail.com, glendaliraa@gmail.com, araujoneto.geo@gmail.com

04-Sep-2019

Dear Mr. Souza:

Your manuscript has been screened for possible publication in the Brazilian Journal of Geology and was forwarded to the Associated Editor, who will handle the peer-review process.

Please note that this message constitutes a confirmation of submission for manuscript ID BJGEO-2019-0083, entitled "Whole rock and mineral chemistry characterization of contrasting granitoids, constraints on the source of the Vieirópolis NYF-type pegmatites, northeastern Brazil", to the Brazilian Journal of Geology.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geology.

Sincerely,  
Brazilian Journal of Geology Editorial Office

### 3.2 ARTIGO 2 – WHOLE ROCK AND MINERAL CHEMISTRY CHARACTERIZATION OF CONTRASTANTING GRANITOIDES, CONSTRAINTS ON THE SOURCE OF THE VIEIRÓPOLIS NYF-TYPE PEGMATITES, NORTHEASTERN BRAZIL

Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza<sup>1</sup>, Ignez de Pinho Guimarães<sup>1</sup>, Sandra de Brito Barreto<sup>1</sup>, Glenda Lira Santos<sup>1</sup>, José Ferreira de Araújo Neto<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n – Cidade Universitária, 50740-550, Recife – PE, Brazil.

([igor.manoel.belo@gmail.com](mailto:igor.manoel.belo@gmail.com); [ignez@ufpe.br](mailto:ignez@ufpe.br); [sandradebritobarreto@gmail.com](mailto:sandradebritobarreto@gmail.com); [glendaliraa@gmail.com](mailto:glendaliraa@gmail.com); [araujoneto.geo@gmail.com](mailto:araujoneto.geo@gmail.com))

**Corresponding author:** Igor Manoel Belo de Albuquerque e Souza

**E-mail:** [igor.manoel.belo@gmail.com](mailto:igor.manoel.belo@gmail.com)

**Whole rock and mineral chemistry characterization of contrastanting  
granitoids, constraints on the source of the Vieirópolis NYF–type pegmatites,  
northeastern Brazil**

**ABSTRACT**

The Vieirópolis pegmatite field is characterized by amazonite pegmatites inserted in the Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province. The Serra Branca pegmatite is hosted by the Serra Branca granites, which intrude partially the Serra Negra granites, and stands out by amazonite mineralization. To comprehend the magmatic crystallization conditions and the source of this pegmatite and associated granites of the Serra Branca and Serra Negra plutons, petrographic, mineral chemistry, and whole-rock geochemical data were used. The Serra Branca pegmatite is Cs-, Rb-, Pb-, Nb-, and Ta-rich. The Serra Branca granites are metaluminous to weakly peraluminous, crystallized under high  $fO_2$  conditions, pressure of 2.68–2.80 kbar and temperatures ranging from 667–670°C. The Serra Negra granites are metaluminous, also crystallized under high  $fO_2$  conditions, temperatures within the 711–751°C interval, and pressure varying from 4.72 to 5.42 kbar. Both granites result of distinct partial melting degrees from the same source, the Caicó orthogneisses. The Serra Branca pegmatite geochemical data suggest that it was originated by extreme fractionation of the Serra Branca granites magma. The Serra Branca amazonite pegmatite is the first mineralogically and geochemically pegmatite characterized as NYF (Nb-Y-F) type from the gadolinite subtype in the Borborema Province geological context.

**KEYWORDS:** Serra Branca amazonite pegmatite; NYF-type pegmatite; mineral chemistry; crystallization conditions; whole-rock geochemistry.

## 1. INTRODUCTION

The Borborema Province (BP) in Northeastern Brazil hosts one of the largest, in global scale, pegmatite Province; the Seridó Pegmatite Province (SPP; Santos *et al.* 2014), located in the Rio Grande do Norte domain of the Northern sub-province. The pegmatites from the SPP are known since the First World War when started the mica exploitation. By the end of the Second World War, the SPP became globally famous due to the production of Ta ore and the beautiful species of exotic minerals (Beurlen *et al.* 2009). According to Černý (1991 a,b) and Černý and Ercit (2005), the SPP pegmatites are classified as belonging to the LCT Family (Li-Ce-Ta) rare elements class, within the beryl-columbite, beryl-columbite-phosphate and spodumene sub-types (Da Silva *et al.* 1995, Beurlen *et al.* 2008). Besides the SPP, the Northern sub-province hosts the Solonópole-Quixeramobim pegmatite district in the Ceará domain (Souza 1985). The pegmatites of the Solonópole-Quixeramobim district are dominantly LCT-type, and the presence of gemstones, industrial minerals and others of economic values (beryl, cassiterite, amblygonite, tantalite, columbite, lepidolite and spodumene) has been reported (Vidal and Nogueira Neto 2005). Many others isolated occurrences of pegmatite are described in the Northern sub-province of the Borborema Province (Santos *et al.* 2014).

The Vieirópolis pegmatite field was reported for the first time by Barreto *et al.* (2016), and it constitutes the first reported occurrence of a pegmatite field out of the SPP, in the Rio Grande do Norte domain. The Vieirópolis pegmatite field is characterized by amazonite- and/or beryl-bearing pegmatites. The presence of amazonite classifies these pegmatites as NYF (Nb-Y-F)-type (Martin *et al.* 2008), thus, being the first NYF-type pegmatite identified in the Borborema Province.

This paper focuses on the study of two plutons (Serra Branca and Serra Negra) and the Serra Branca amazonite pegmatite of the Vieirópolis field. We present petrographic, mineral and whole-rock chemical data to constrain the conditions of magmatic crystallization and the sources of both granites and the pegmatite.

## 2. REGIONAL GEOLOGY

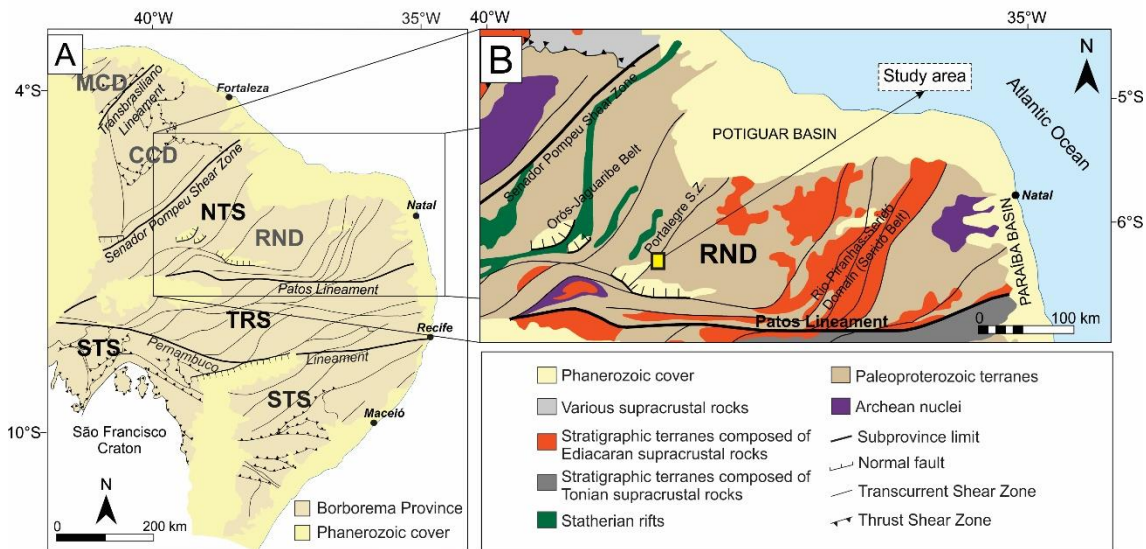
The Borborema Province (Almeida *et al.* 1981) comprehends an area of ~ 450,000 km<sup>2</sup>, in Northeastern Brazil, and it is limited to the south by the São Francisco Craton, to the West by the Parnaíba Basin, and to the north and east by coastal basins. The BP comprises Paleoproterozoic gneiss-migmatitic complexes, small Archean

nuclei and Neoproterozoic to Mesoproterozoic supracrustal sequences (Van Schmus *et al.* 1995, 2008, Neves *et al.* 2008, Guimarães *et al.* 2015, Silva Filho *et al.* 2016). According to Van Schmus *et al.* (2008), the province resulted from the breakup of a Paleoproterozoic supercontinent (Atlantica; Rogers 1996) during the late Mesoproterozoic to early Neoproterozoic. This event was associated with volcanism (mostly felsic) and granitic intrusions, deposition of extensional basins floored by Palaeoproterozoic crust approaching small oceans, and a larger ocean between the northern edge of extensional crust and the West African-Sao Luis craton.

The actual framework of the Borborema Province resulted from the Brasiliano (=Pan-African) Orogeny (650-550 Ma; Van Schmus *et al.* 2008), which was responsible for extensive granitic magmatism along with large scale transcurrent shear zones. The transcurrent shear zones occur as contemporaneous conjugate sets of sinistral NE-SW striking and dextral E-W striking mylonitic belts developed under middle- to high temperature amphibolite facies conditions (Vauchez and Egydio-Silva 1992, Guimarães and Da Silva Filho 1998, Ferreira *et al.* 1998, Neves and Mariano 1999, Neves *et al.* 2000, Silva and Mariano 2000, Neves *et al.* 2006). The granites have been used to date the Brasiliano deformations.

Van Schmus *et al.* (1995), using the E-W trending Pernambuco and Patos shear zones with dextral kinematic, divided the Borborema Province into three major domains, later renamed to sub-provinces (Van Schmus *et al.* 2011; Fig. 1A): Northern, Transversal and Southern. Each sub-province was divided into domains. The Northern sub-province is subdivided into Rio Grande do Norte, Ceará and Medio Coreaú domains. The studied area is located within the Rio Grande do Norte domain.

Figure 1. (A) Tectonic Division of the Borborema Province. B) Schematic geologic area of the Northern sub-province and the location of the studied area. MCD: Médio Coreaú domain; CCD: Ceará Central; RND: Rio Grande do Norte domain; NTS: Sub-province Northern; TRS: Sub-province Transversal; STS: Sub-province South. Modified from Van Schmus *et al.* (2011).



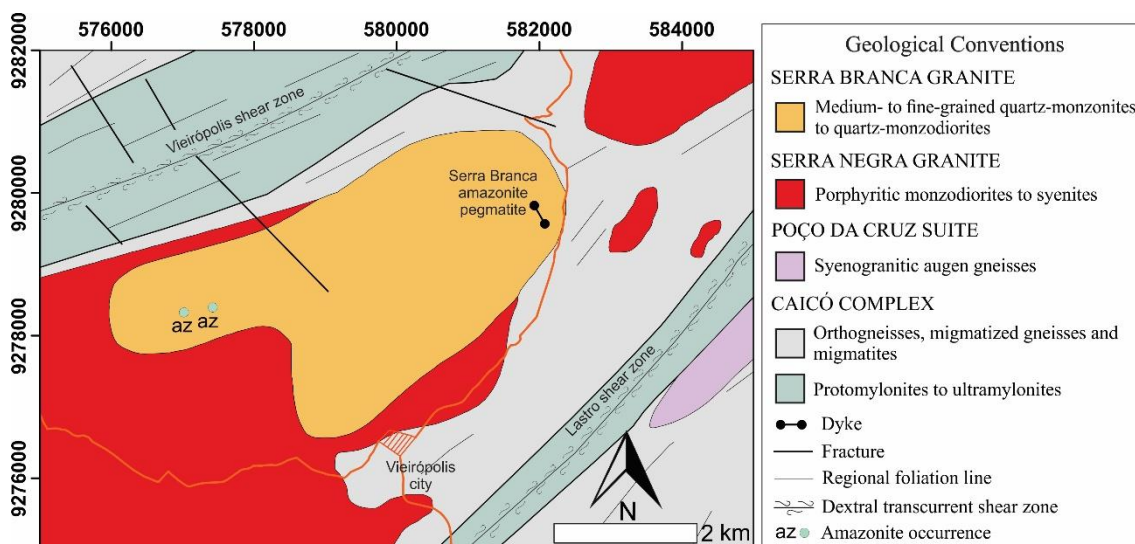
The Rio Grande do Norte domain (RGND) is a Rhyacian to Orosirian crustal block bordered to the south by the Patos shear zone and to the west by the Ceará domain (Van Schmus *et al.* 2011). Besides the Paleoproterozoic rocks, which comprise the Serrinha Pedro Velho and Caicó complexes, it also encloses an Archean nucleus (São José do Campestre) and the NE-trending metasedimentary Seridó Fold Belt. In the RGND, the granitic magmatism is associated to large scale shear zones (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 1995, Dantas 1997, Brito Neves *et al.* 2000) and have crystallization ages ranging from 575 to 540 Ma (McMurry *et al.* 1987, Leterrier *et al.* 1994, Jardim de Sá 1994, Trindade *et al.* 1999, Hollanda *et al.* 2003, Guimarães *et al.* 2009, Nascimento *et al.* 2015). Ages younger than 540 Ma (Rb–Sr method) have been recorded by Nascimento *et al.* (2000), in alkaline intrusions within the Paleoproterozoic Serrinha–Pedro Velho Complex, which is part of the São José do Campestre domain.

### 3. GEOLOGICAL FRAMEWORK AND PETROGRAPHY OF THE VIEIRÓPOLIS AREA

The studied area comprises a Paleoproterozoic basement (Caicó Complex and Poço da Cruz Suite), granitic intrusions (Serra Negra and Serra Branca granitoids) and pegmatite dykes (Fig. 2).

The Caicó Complex (2.25–2.15 Ga) is the high-grade basement of the metasedimentary Seridó Group. It is composed of an older metavolcanosedimentary unit, and a younger and most common metaplutonic unit consisting of high-K calc-alkaline orthogneisses, locally migmatized, ranging in composition from diorite to granite and including mafic enclaves and elongated amphibolite bodies (Meunier 1964, Ferreira and Albuquerque 1969). According to Souza *et al.* (2007) the Caicó orthogneisses were generated by melting of a metasomatically enriched spinel- to garnet-bearing lherzolite in a subduction zone setting.

Figure 2. Geologic simplified map of the Vieirópolis pegmatitic field in the scale of 1: 50,000.

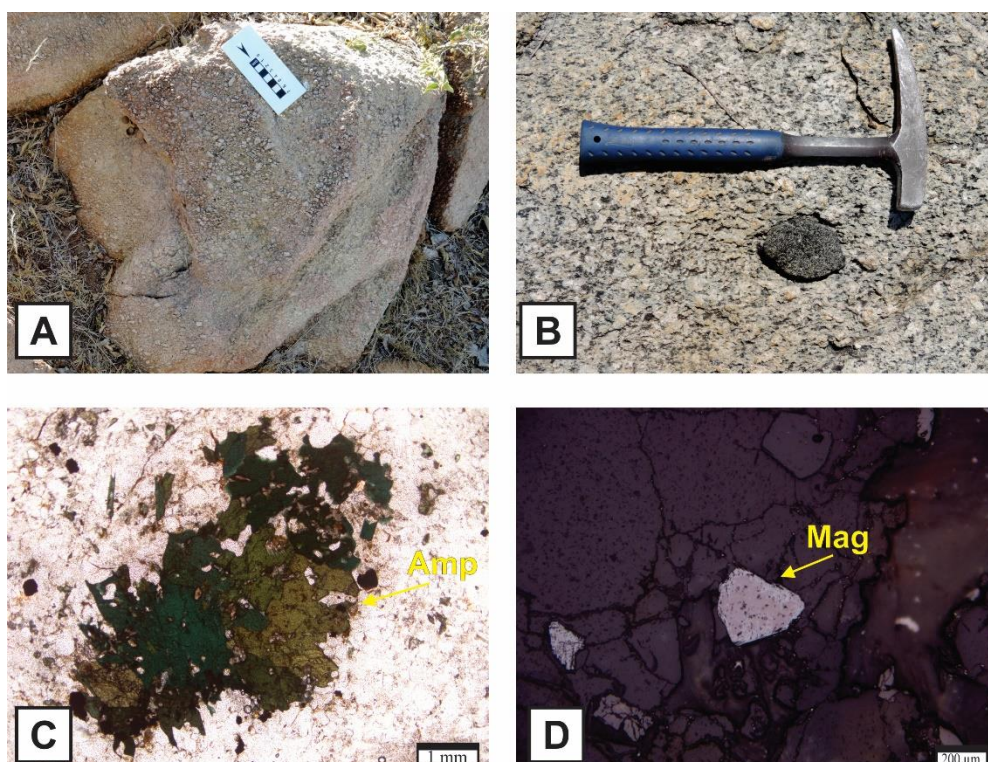


The Poço da Cruz Suite in the studied area, comprises a NE-trending elongate body, intruded into the Caicó Complex at the south of the Lastro Shear Zone. It comprises syenogranitic *augen* gneisses, with porphyroclasts of K-feldspars and lenses of dioritic composition. The Poço da Cruz suite was initially associated to the G<sub>2</sub>-type magmatism (Jardim de Sá *et al.* 1981) which comprised magmatism aging from 1.8 to 1.9 Ga (Jardim de Sá 1994, Nesi 2006). Recently, an U-Pb zircon SHRIMP Rhyacian age ( $2,172 \pm 24$  Ma) was defined for the Poço da Cruz Suite, in the Rio Grande do Norte domain (Hollanda *et al.* 2011, Sá *et al.* 2014).

The basement rocks occur in a NE-SW trend generated by the Vieirópolis and Lastro dextral transcurrent shear zones (Araújo Neto et al. 2018). The brittle regime characterized by fractures and/or faults predominantly in a NW-SE and E-W direction is subordinated, cross-cutting the main structures. In regions near to the shear zones, this fracturing pattern is transversal to the mylonitic foliation.

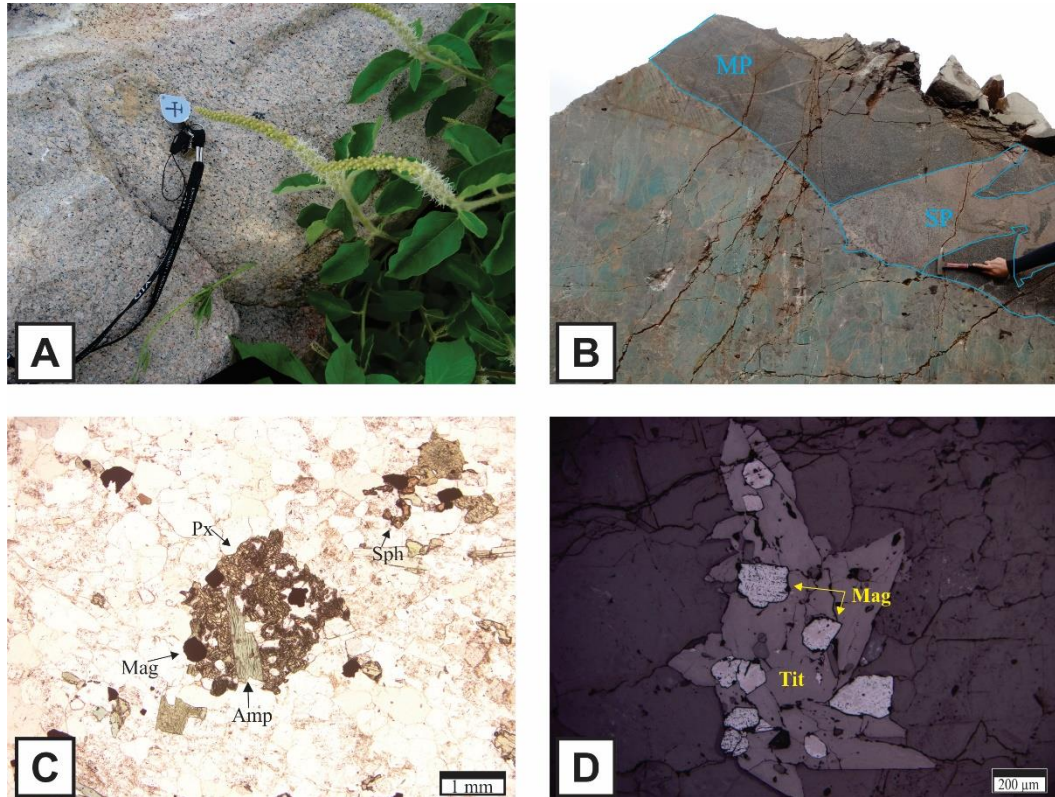
The Serra Negra granitoids comprise four NE-trending plutons of different sizes. Their emplacements were controlled by the NE-trending dextral kinematic Lastro and Vieirópolis shear zones (Araújo Neto et al. 2018) (Fig. 2). These granitoids are medium to coarse-grained, porphyritic, with K-feldspar phenocrysts enclosing quartz and plagioclase crystals, and compositions ranging from quartz monzonite to syenite (Fig. 3A). Plagioclase occurs as subhedral crystals, some of them showing lamellar deformation. Quartz occurs as anhedral crystals with undulatory extinction. Biotite and calcic amphiboles (Fig. 3C) are the principal mafic mineral phases and occur in modal concentrations of 7.0–1.0% and 23-3.5 % respectively. Titanite, epidote and magnetite (Fig. 3D) are the main accessory phases. The diorite and porphyritic granite enclaves are angular in shape. Some of them enclose amphibole clots, and some show evidence of partial melting (Fig. 3B).

Figure 3. Field and microscopic aspects of the Serra Negra granites; (A) Porphyritic texture with K-feldspar phenocrysts; (B) Igneous mafic enclaves; (C) Clots of amphibole (Amp); (D) Subhedral crystal of magnetite (Mag) under reflected light.



The Serra Branca granitoids comprise a NE-trending pluton, intruded into the Serra Negra granitoids and the Paleoproterozoic orthogneisses and migmatites of the Caicó Complex. The Serra Branca pluton is composed of medium grained monzogranites to quartz monzonites (Fig. 4A) and it is the host of the Vieirópolis pegmatites. Amphibole, pyroxene  $\pm$  biotite are the main mafic mineral phases, occurring in modal percentage varying from 10 to 20%. Quartz occurs as anhedral crystals showing undulose extinction. Pyroxene occurs as subhedral to anhedral crystals. Amphibole occurs as subhedral isolated crystals or replacing pyroxene (Fig. 4C). Epidote, allanite, titanite, apatite and opaque minerals constitute the accessory phases. Magnetite occurs as euhedral to anhedral crystal and makes up the main opaque minerals. Under reflected light, the magnetite shows pinkish gray color with white rims (Fig. 4D). At the contact with the pegmatites, the Serra Branca granites are fine grained, showing higher concentration of mafic minerals and, less frequently, portions of quartz and plagioclase with saccharoidal texture (Fig. 4B). These features suggest differences in temperature and magmatic fluid percolation during the emplacement of the pegmatite.

Figure 4. Field and petrographic aspects of the Serra Branca granite: (A) Inequigranular texture of medium grained (B) The contact between the Serra Branca granites and the Serra Branca amazonite pegmatite showing mafic phases concentration along the contact (MP) and portion of saccharoidal texture (SP); (C) Clot of amphibole (Amp) and magnetite (Mag) replacing pyroxene (Px); (D) Magnetite crystals (Mag) included by titanite (Tit) under reflected light.



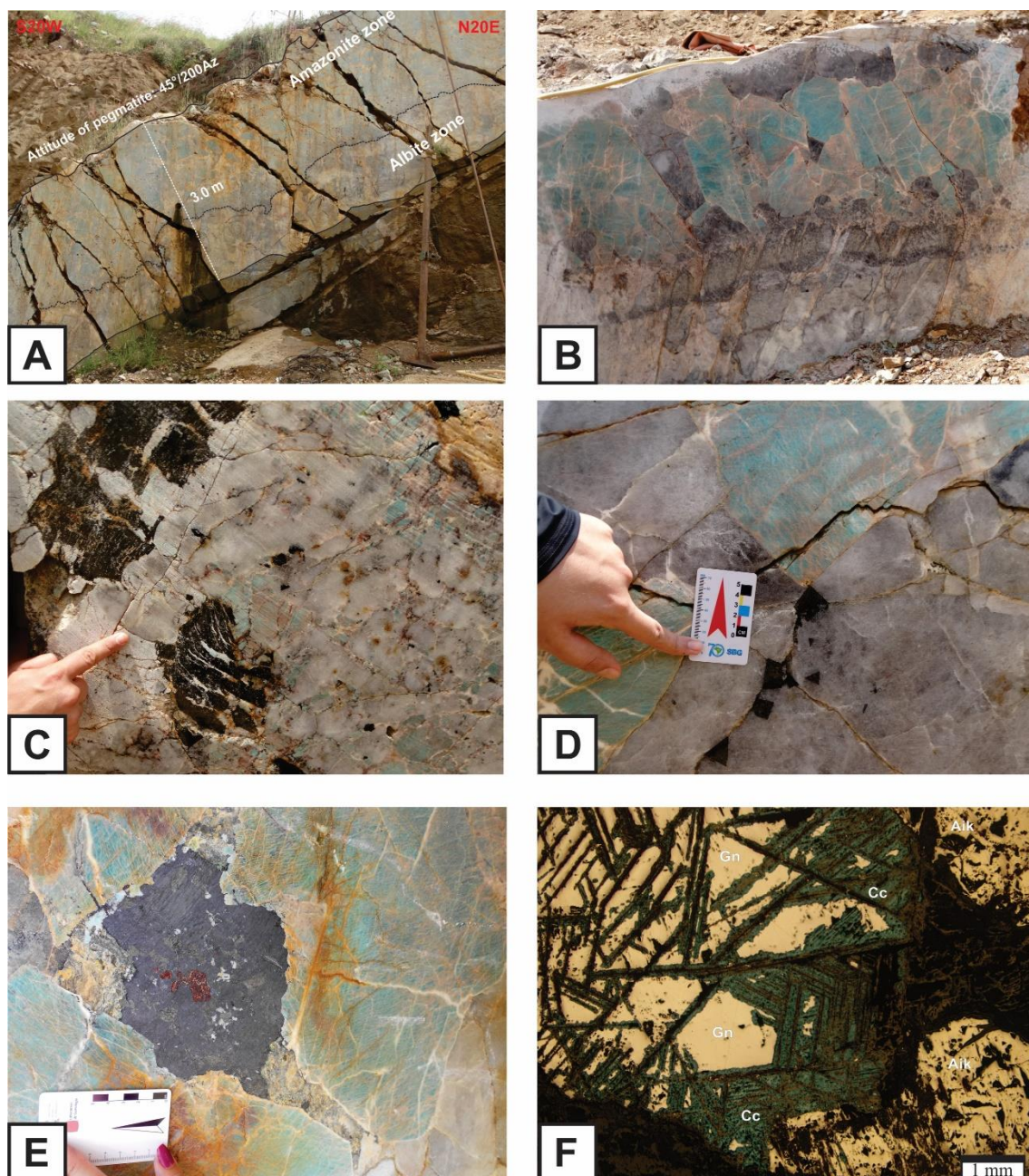
U-Pb TIMS zircon ages were reported by Medeiros *et al.* (2005) at  $571 \pm 3$  Ma for granitoids correlated to the Serra Negra granites and at  $541 \pm 4$  Ma to granitoids correlated to the Serra Branca granites.

The pegmatites in the Vieirópolis field comprise four dykes of amazonite-bearing NYF- type pegmatites, hosted by the Serra Branca granite (Fig. 2). These pegmatite bodies are distinct from other pegmatites of the Vieirópolis pegmatite field and from other well-known pegmatites of the Borborema Province by the presence of amazonite megacrysts, which can reach up to 2m of length.

The Serra Branca amazonite pegmatite constitutes an 800 m long, NW- trending dipping  $45^\circ$  to WSW dyke. Two zones were identified: 1) the amazonite zone and 2) the albite zone. The amazonite zone commonly occurs at the top of the pegmatite, and the albite zone in the bottom (Fig. 5A). The contacts between the two zones are irregular, complex and usually characterized by the presence of elongated quartz and biotite.

The main mineral phases of the amazonite zone are large amazonite crystals and quartz. The amazonite is prismatic and euhedral to subhedral, varying from centimeter to meter in size and showing bluish green color (Fig. 5B), perthitic exsolution and sometimes graphic texture. The quartz occurs as euhedral to subhedral crystals, with the larger crystals displaying a pseudo-hexagonal habit, with color varying from smoky to colorless (Fig. 5B). The amazonite megacrysts are fractured and the fractures, as well as the contacts between the amazonite and quartz, are filled up with saccharoidal and/or platy white albite (cleavelandite) and quartz. In this zone, occur a large variety of accessory minerals. Biotite is the most abundant accessory mineral phase occurring as black plates up to 10 cm long, without a preferential direction (Fig. 5C). Sulphides (galena and aikinite) occur as centimeter to decimeter irregular cluster (Fig. 5E). Chalcocite was recorded as intergrowths in the galena cleavages (Fig. 5F). Small cavities with diameters up to 0.5 cm, are commonly filled up with pyromorphite, cerussite, bismuthite and anglesite. Another cavity-type was found in the central part of the amazonitic zone filled with fluorite, muscovite, helvite, phenakite, biotite, ilmenite, pyromorphite, rutile, pyrochlore, montmorillonite and illite. Helvite occurs as centimeter crystals enclosed by amazonite (Fig. 5D). The ilmenite occurs as centimeter anhedral crystals disseminated between the amazonite and quartz megacrystals.

Figure 5. (A) The Serra Branca amazonite pegmatite dyke NW-trending and dipping 45° to WSW. (B) Amazonite megacryst and quartz (amazonite zone) above the albite zone, showing irregular contact between them. (C) Biotite in the amazonite zone. (D) Rectangular and triangulate crystals of helvite hosted by amazonite megacrysts. (E) Aggregates of sulfides in the amazonite zone. (F) Galena (Gn) showing intergrowths of aikinite (Aik), and chalcocite (Cc) along the cleavage planes.



The albite zone is composed mainly of saccharoidal whitish albite, hyaline quartz and less frequent cleavelandite (Fig. 5B). Rare centimeter fractured amazonite crystals and pseudo hexagonal smoky quartz crystals are recorded in the albite zone. The fractures in the amazonite and quartz crystals are filled with saccharoidal albite

and quartz. Biotite, ilmenite, zircon, Mn-columbite, spessartite and pyrochlore minerals make up the accessory phases.

#### 4. MINERAL CHEMISTRY

Plagioclase, K-feldspar, biotite, amphibole, titanite and opaque minerals were analyzed from 11 samples, using a JEOL JXA-8230 model electronic microprobe equipment, equipped with five WDS and one EDS spectrometers at the Microprobe Laboratory of the Brasilia University. For major elements analyses, were used an acceleration voltage of 15 v, a current of 10 nA and an electronic bin in the order of  $\mu\text{m}$ . For analyses of rare earth elements (REE) in titanite was used an acceleration voltage of 20 v and a current of 20 nA. The used standards were REE-oxide synthetic glass. The WDS REE corrections followed the Williams (1996) recommendations.

##### 4.1 Biotite

Biotite was analyzed from the Serra Branca (45) and Serra Negra (30) granitoids and from the Serra Branca (03) pegmatite, totaling 78 analyses. The results are shown in Table 1. Biotite analyzed from the Serra Negra granites show Fe#  $[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$  values ranging from 0.404 to 0.356, which are like those recorded in biotite from the Serra Branca amazonite pegmatite (Fig. 6A). The biotite from the Serra Branca granitoids shows higher Fe# values (0.591 to 0.499). In the  $\text{Al}^{\text{IV}}$  versus Fe diagram, the biotites analyzed from the Serra Branca and Serra Negra granitoids show compositions between annite and phlogopite, while biotite analyzed from the Serra Branca amazonite pegmatite have composition close to the phlogopite field (Fig. 6A). In the diagram proposed by Nachit *et al.* (1985), the biotite analyzed from the Serra Negra granitoids plot in the field of those biotites from granitoids of the subalkaline series while the analyzed biotite crystals from the Serra Branca granitoids plot dominantly within the field of biotites from granitoids of alkaline series (Fig. 6B).

Figure 6. Chemical diagrams for biotite classification. (A) Fe# vs. Al<sup>IV</sup> diagram; B) Mg vs. Al<sup>I</sup> diagram from Nachit *et al.* (1985).

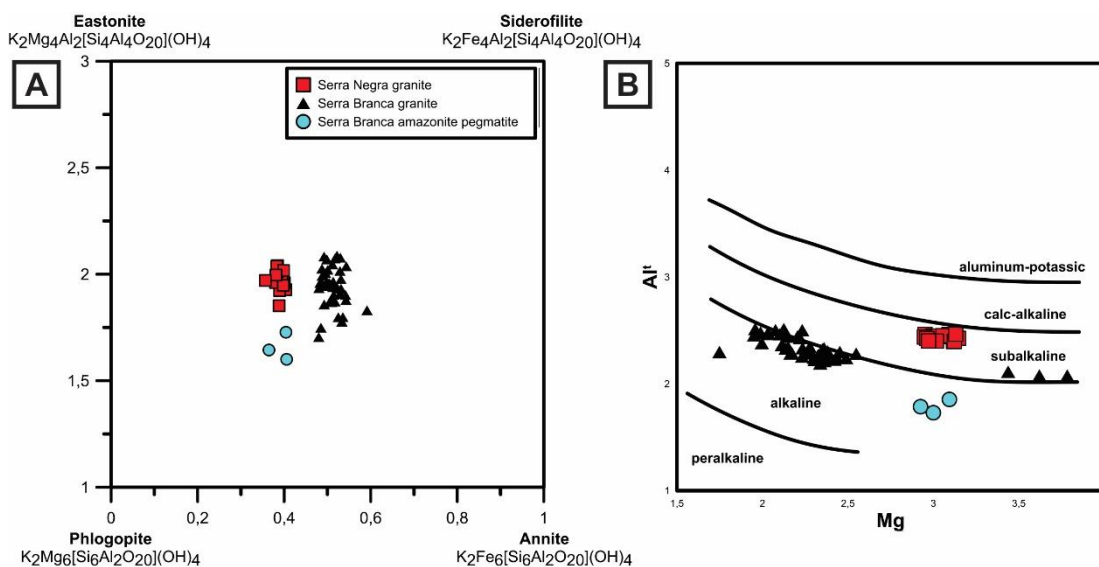


Table 1. Biotite chemical composition of the Serra Branca amazonite pegmatite, Serra Branca and Serra Negra granites.

| Lithotypes                     | Serra Branca granite |        |         | Serra Negra granite |         | Serra Branca Amazonite Pegmatite |            |            |
|--------------------------------|----------------------|--------|---------|---------------------|---------|----------------------------------|------------|------------|
| Samples                        | AMZ 56               | AMZ 74 | AMZ 74A | AMZ 113             | AMZ 114 | AMZ 104P 1                       | AMZ 104P 2 | AMZ 104P 3 |
| Number of points analyzed = n  | n = 6                | n = 15 | n = 27  | n = 5               | n = 10  | n = 1                            | n = 1      | n = 1      |
| SiO <sub>2</sub> (wt.%)        | 38.82                | 38.77  | 38.61   | 40.18               | 38.02   | 39.06                            | 40.26      | 38.25      |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.48                 | 2.13   | 2.15    | 1.15                | 1.34    | 1.15                             | 1.57       | 1.78       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.21                | 13.13  | 12.38   | 13.74               | 13.02   | 9.25                             | 9.97       | 8.95       |
| FeO                            | 11.74                | 16.61  | 18.51   | 15.52               | 14.56   | 14.57                            | 13.46      | 14.84      |
| MnO                            | 0.39                 | 2.52   | 2.68    | 0.27                | 0.39    | 1.91                             | 1.74       | 2.39       |
| MgO                            | 15.33                | 8.85   | 9.95    | 13.36               | 13.00   | 11.98                            | 13.15      | 12.28      |
| CaO                            | 0.07                 | 0.03   | 0.02    | 0.06                | 0.05    | 0.14                             | 0.06       | 0.05       |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.08                 | 0.05   | 0.06    | 0.05                | 0.06    | 0.09                             | 0.09       | 0.04       |
| K <sub>2</sub> O               | 9.40                 | 8.33   | 9.55    | 8.84                | 9.40    | 8.40                             | 9.03       | 8.92       |
| SrO                            | 0.00                 | 0.00   | 0.00    | 0.00                | 0.00    | 0.00                             | 0.00       | 0.00       |
| BaO                            | 0.10                 | 0.06   | 0.08    | 0.07                | 0.10    | 0.00                             | 0.07       | 0.03       |
| F                              | 1.96                 | 3.09   | 2.90    | 1.43                | 1.51    | 4.76                             | 5.25       | 4.76       |
| Cl                             | 0.01                 | 0.01   | 0.01    | 0.01                | 0.01    | 0.05                             | 0.00       | 0.01       |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.05                 | 0.02   | 0.04    | 0.03                | 0.04    | 0.05                             | 0.00       | 0.00       |
| NiO                            | 0.01                 | 0.02   | 0.04    | 0.02                | 0.02    | 0.06                             | 0.00       | 0.00       |
| Li <sub>2</sub> O              | 0.03                 | 0.04   | 0.01    | 0.00                | 0.03    |                                  |            |            |

|                        |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>H<sub>2</sub>O</b>  | 2.86  | 2.32  | 2.47  | 3.28  | 3.08  | 1.39  | 1.31  | 1.40  |
| <b>Subtotal</b>        | 93.71 | 96.58 | 99.53 | 98.17 | 94.82 | 95.14 | 97.71 | 95.60 |
| <b>O = F.Cl</b>        | 0.83  | 1.30  | 1.22  | 0.60  | 0.64  | 2.02  | 2.21  | 2.01  |
| <b>Total</b>           | 92.88 | 95.28 | 98.30 | 97.56 | 94.18 | 93.13 | 95.50 | 93.59 |
| <b>Si</b>              | 6.14  | 6.14  | 6.01  | 6.08  | 6.01  | 6.40  | 6.36  | 6.27  |
| <b>Al<sup>4+</sup></b> | 1.86  | 1.86  | 1.99  | 1.92  | 1.99  | 1.60  | 1.64  | 1.73  |
| <b>Al<sup>6+</sup></b> | 0.23  | 0.59  | 0.29  | 0.53  | 0.43  | 0.19  | 0.21  | 0.00  |
| <b>Ti</b>              | 0.18  | 0.25  | 0.25  | 0.13  | 0.16  | 0.14  | 0.19  | 0.22  |
| <b>Cr</b>              | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  |
| <b>Fe</b>              | 1.55  | 2.20  | 2.41  | 1.96  | 1.92  | 2.00  | 1.78  | 2.04  |
| <b>Mn</b>              | 0.05  | 0.34  | 0.35  | 0.03  | 0.05  | 0.26  | 0.23  | 0.33  |
| <b>Mg</b>              | 3.61  | 2.09  | 2.31  | 3.01  | 3.06  | 2.93  | 3.09  | 3.00  |
| <b>Ni</b>              | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  |
| <b>Cu</b>              | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  |
| <b>Li</b>              | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.00  | 0.02  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| <b>Ca</b>              | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.01  | 0.03  | 0.01  | 0.01  |
| <b>Na</b>              | 0.03  | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.02  | 0.03  | 0.03  | 0.01  |
| <b>K</b>               | 1.90  | 1.68  | 1.90  | 1.71  | 1.89  | 1.76  | 1.82  | 1.87  |
| <b>Sr</b>              | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |       | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| <b>Ba</b>              | 0.01  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| <b>OH</b>              | 3.02  | 2.45  | 2.57  | 3.32  | 3.24  | 1.52  | 1.38  | 1.53  |
| <b>F</b>               | 0.98  | 1.55  | 1.43  | 0.68  | 0.76  | 2.47  | 2.62  | 2.47  |
| <b>Cl</b>              | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  |
| <b>TOTAL</b>           | 19.61 | 19.27 | 19.56 | 19.43 | 19.60 | 19.55 | 19.53 | 19.67 |
| <b>Al total</b>        | 2.09  | 2.45  | 2.27  | 2.45  | 2.42  | 1.79  | 1.85  | 1.73  |
| <b>Fe/Fe+Mg</b>        | 0.30  | 0.51  | 0.51  | 0.39  | 0.39  | 0.41  | 0.36  | 0.40  |

## 4.2 Amphibole

Forty-six and forty-seven amphibole crystals were analyzed from the Serra Negra and Serra Branca granitoids, respectively. The results are shown in Table 2. According to Czamanske and Wones (1973), Si *versus* (Na+K+Ca) discriminates magmatic amphiboles from those tardi- to post magmatic. The amphiboles analyzed from the Serra Negra and Serra Branca granitoids have composition falling in both fields (Fig. 7A). According to the diagram for amphibole discrimination from Leake *et al.* (1997), the magmatic amphiboles of the Serra Negra granite show composition ranging from ferro-edenite to ferropargasite (Fig. 7D), while the tardi- to post magmatic

amphiboles have composition ranging from edenite to Mg-hornblende (Fig. 7B). The magmatic amphiboles from the Serra Branca granites are edenite and tardi to post-magmatic amphiboles are actinolite (Fig. 7D and 7B).

The magmatic amphiboles from both studied granites have low Fe# (Fe/(Fe+Mg) values suggesting crystallization under high  $fO_2$  (Fig. 7C). However, the magmatic amphiboles from the Serra Negra granites have Fe# values (0.424 to 0.663) slight higher than those analyzed from the Serra Branca granites (0.478 a 0.533), reflecting the simultaneous crystallization of biotite and amphibole during the cooling of the Serra Branca granitic magma, and an early crystallization of amphibole in the Serra Negra granitic magmas.

Figure 7. A) Classification diagram of amphiboles  $Si^{IV}$  versus (Na + K + Ca) with fields defined by Czamanske and Wones (1973); B) Amphibole classification diagram from Leake *et al.* (1997). C)  $Al^{IV}$  vs Fe/(Mg+Fe) diagram with oxygen fugacity fields of Anderson and Smith (1995). D) Amphibole classification diagram from Leake *et al.* (1997).

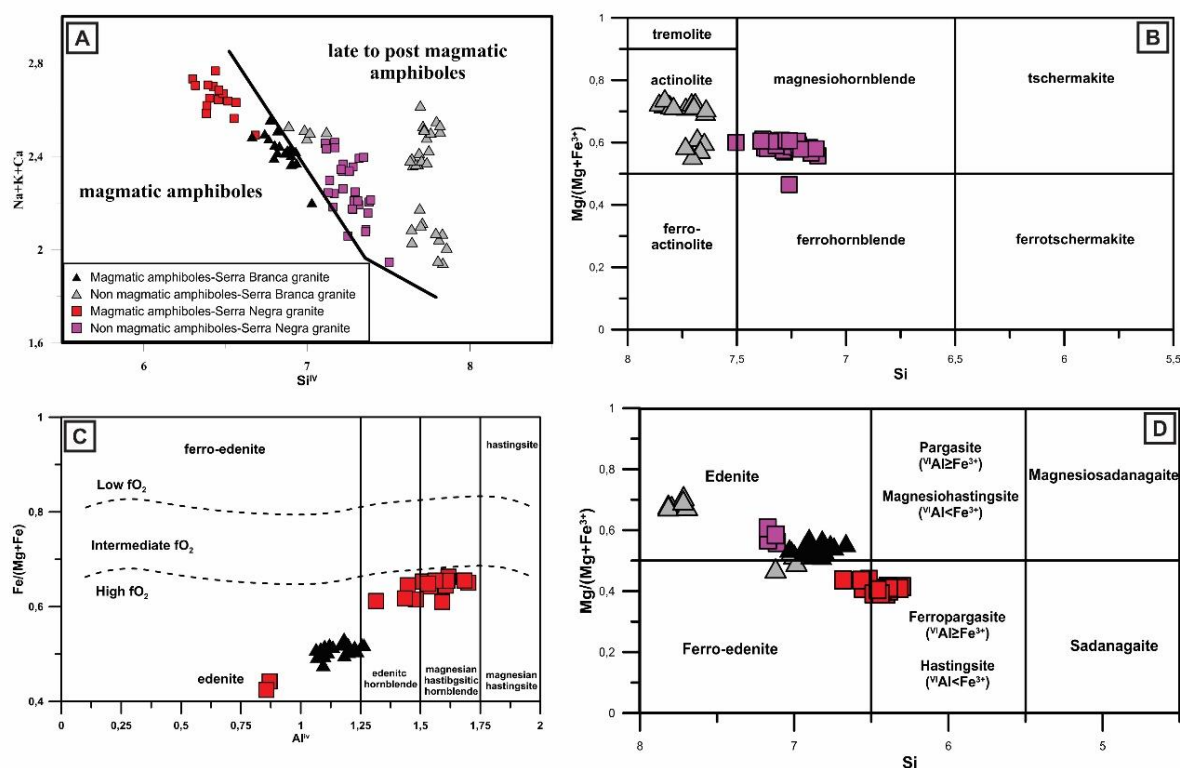


Table 2. Amphibole chemical composition of the Serra Branca and Serra Negra granites.

| Lithotypes                     | Serra Branca granite |                        |        | Serra Negra granite |         |         |                        |         |
|--------------------------------|----------------------|------------------------|--------|---------------------|---------|---------|------------------------|---------|
| Type                           | Magmatic amphibole   | Non magmatic amphibole |        | Magmatic amphibole  |         |         | Non magmatic amphibole |         |
| Samples                        | AMZ 55               | Amz 55                 | Amz 56 | AMZ 111             | AMZ 113 | AMZ 114 | AMZ 113                | AMZ-114 |
| Number of points analyzed = n  | n = 19               | n = 13                 | n = 24 | n = 18              | n = 1   | n = 1   | n = 12                 | n = 17  |
| SiO <sub>2</sub> (wt.%)        | 45.11                | 50.01                  | 52.97  | 41.37               | 47.10   | 47.12   | 49.39                  | 46.28   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.15                 | 0.12                   | 0.17   | 0.23                | 0.92    | 0.86    | 0.41                   | 0.59    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7.03                 | 3.09                   | 1.64   | 8.87                | 7.09    | 6.41    | 6.35                   | 6.71    |
| MnO                            | 0.87                 | 0.83                   | 0.56   | 0.92                | 0.56    | 0.45    | 0.52                   | 0.45    |
| FeO                            | 19.48                | 15.11                  | 9.74   | 22.99               | 15.34   | 15.23   | 15.26                  | 14.23   |
| MgO                            | 10.49                | 10.07                  | 13.15  | 7.25                | 10.85   | 11.59   | 11.74                  | 11.92   |
| CaO                            | 11.16                | 17.38                  | 16.72  | 11.52               | 11.23   | 11.46   | 11.47                  | 10.28   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.59                 | 1.47                   | 1.61   | 1.43                | 1.53    | 1.36    | 1.27                   | 1.11    |
| PbO                            | 0.02                 | 0.06                   | 0.02   | 0.03                | 0.09    | 0.05    | 0.02                   | 0.02    |
| K <sub>2</sub> O               | 1.32                 | 0.52                   | 0.21   | 1.46                | 0.79    | 0.86    | 0.73                   | 1.75    |
| F                              | 1.09                 | 0.42                   | 0.26   | 0.54                | 0.51    | 0.70    | 0.52                   | 0.69    |
| Cl                             | 0.01                 | 0.01                   | 0.01   | 0.01                | 0.02    | 0.00    | 0.01                   | 0.01    |
| Total                          | 98.33                | 99.06                  | 97.07  | 96.61               | 96.02   | 96.08   | 97.69                  | 94.05   |
| Si                             | 6.84                 | 7.43                   | 7.75   | 6.50                | 7.13    | 7.14    | 7.30                   | 7.15    |
| Al <sup>4+</sup>               | 1.15                 | 0.46                   | 0.20   | 1.50                | 0.87    | 0.86    | 0.70                   | 0.85    |
| Ti                             | 0.02                 | 0.03                   | 0.02   | 0.03                | 0.11    | 0.10    | 0.05                   | 0.07    |
| Al VI                          | 0.11                 | 0.24                   | 0.19   | 0.15                | 0.40    | 0.29    | 0.41                   | 0.39    |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.47                 | 0.23                   | 0.06   | 0.62                | 0.00    | 0.04    | 0.08                   | 0.01    |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.00                 | 1.82                   | 1.19   | 2.40                | 1.94    | 1.89    | 1.83                   | 1.70    |
| Mg                             | 2.37                 | 2.23                   | 2.87   | 1.70                | 2.45    | 2.62    | 2.59                   | 2.75    |
| Mn <sup>2+</sup>               | 0.11                 | 0.18                   | 0.09   | 0.12                | 0.00    | 0.06    | 0.07                   | 0.08    |
| Ca                             | 1.81                 | 1.92                   | 1.91   | 1.94                | 1.82    | 1.86    | 1.82                   | 1.69    |
| Na                             | 0.10                 | 0.10                   | 0.20   | 0.03                | 0.18    | 0.13    | 0.17                   | 0.08    |
| Na                             | 0.37                 | 0.39                   | 0.37   | 0.40                | 0.27    | 0.27    | 0.19                   | 0.29    |
| Pb                             | 0.00                 | 0.00                   | 0.00   | 0.00                | 0.00    | 0.00    | 0.00                   | 0.00    |
| K                              | 0.26                 | 0.13                   | 0.05   | 0.29                | 0.15    | 0.17    | 0.14                   | 0.36    |
| OH                             | 1.47                 | 1.79                   | 1.87   | 1.73                | 1.75    | 1.67    | 1.75                   | 1.66    |
| F                              | 0.53                 | 0.53                   | 0.27   | 0.27                | 0.24    | 0.33    | 0.24                   | 0.34    |

|                      |       |       |       |       |       |       |       |       |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cl                   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Cations <sup>t</sup> | 17.63 | 17.49 | 17.04 | 17.68 | 17.32 | 17.41 | 17.34 | 17.42 |

### 4.3 Feldspars

Fifty-nine feldspar grains, including plagioclase and K-feldspars, were analyzed from the Serra Negra and Serra Branca granites and Serra Branca amazonite pegmatite. Representative results are presented in Table 3.

Plagioclases of the Serra Branca granites have albite composition ( $\sim \text{An}_6\text{Ab}_{93}\text{Or}_1$ ), while the plagioclase from the Serra Negra granites have composition ranging from oligoclase to albite ( $\text{An}_{0.5}\text{Ab}_{99}\text{Or}_{0.5}$  -  $\text{An}_{11}\text{Ab}_{88}\text{Or}_1$ ).

The K-feldspars from the Serra Negra and Serra Branca granites show similar compositions, ranging from  $\text{An}_0\text{Ab}_5\text{Or}_{95}$  to  $\text{An}_0\text{Ab}_7\text{Or}_{93}$  (Fig. 8A). However, the trace element compositions show significant distinctions: the K-feldspars of the Serra Branca granites show higher Ba contents (72 – 4,400 ppm) compared to the feldspars from the Serra Negra granites ( $\sim 3,400$  ppm) and the Serra Branca amazonite pegmatite ( $\sim 447$  ppm). The alkali feldspars from the Serra Branca granite and pegmatite have similar Cs contents ( $\sim 940$  ppm), and higher values compared to the Cs content recorded in the Serra Negra granites ( $\sim 660$  ppm). The amazonites from the Serra Branca amazonite pegmatite show a composition of  $\sim \text{An}_0\text{Ab}_5\text{Or}_{95}$ , high Rb ( $\sim 5,212$  ppm), and high to medium Pb (3,992 a 430 ppm) contents. Lead content in alkali feldspars is responsible for the bluish green color of the amazonites (Hofmeister and Rossman 1985, Ostrooumov and Banerjee 2005).

Table 3. Feldspars chemical composition of the Serra Branca amazonite pegmatite, Serra Branca and Serra Negra granites.

| Lithotypes                         | Serra Branca granite | Serra Negra granite | Serra Branca amazonite pegmatite | Serra Branca granite | Serra Negra granite |
|------------------------------------|----------------------|---------------------|----------------------------------|----------------------|---------------------|
|                                    | Alkali Feldspar      |                     |                                  | Plagioclase          |                     |
| <b>SiO<sub>2</sub> (wt.%)</b>      | 65.08                | 64.48               | 64.90                            | 68.22                | 66.89               |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 17.27                | 17.06               | 16.81                            | 18.99                | 20.59               |
| <b>FeO</b>                         | 0.08                 | 0.03                | 0.13                             | 0.17                 | 0.07                |
| <b>CaO</b>                         | 0.01                 | 0.01                | 0.01                             | 1.05                 | 2.46                |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | 0.73                 | 0.52                | 0.59                             | 10.75                | 10.12               |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | 15.43                | 15.58               | 15.40                            | 0.16                 | 0.15                |
| <b>Total</b>                       | 99.44                | 98.40               | 98.76                            | 99.75                | 100.50              |
| Trace elements in ppm              |                      |                     |                                  |                      |                     |
| <b>PbO</b>                         | 259.9                | 433.1               | 606.4                            | 259.9                | 0.0                 |
| <b>Cs<sub>2</sub>O</b>             | 943.2                | 660.3               | 943.2                            | 848.9                | 0.0                 |
| <b>Rb<sub>2</sub>O</b>             | 0.0                  | 91.4                | 5212.1                           | 0.0                  | 0.0                 |
| <b>BaO</b>                         | 4388.7               | 3493.1              | 447.8                            | 358.3                | 358.3               |
| <b>An</b>                          | 0.02                 | 0.07                | 0.05                             | 6.04                 | 11.74               |
| <b>Ab</b>                          | 7.22                 | 4.83                | 5.46                             | 93.01                | 87.43               |
| <b>Or</b>                          | 92.77                | 95.10               | 94.48                            | 0.90                 | 0.83                |

#### 4.4 Opaque Minerals

Thirteen grains of opaque minerals from the Serra Branca granites and 09 grains from the Serra Negra granites were analyzed (Table 4). The opaque minerals recognized under reflected light, from the Serra Negra granites are magnetite (Fig. 8B), while those from the Serra Branca granites are magnetite (the most abundant; Fig. 4D) and Mn-ilmenite, which shows MnO varying from 18.81wt.% to 20.23wt.%. The analyzed magnetite from both plutons have low Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0.18wt.%) and V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0.25wt.%), similar trace element composition is presented by the Mn-ilmenites of the Serra Branca granites (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> <0.12wt.% e V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> <0.631wt.%).

Figure 8. A) An-Ab-Or ternary diagram for feldspar classification from Deer *et al.* (1992); B)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{FeO}$  vs  $\text{TiO}_2$  ternary diagram for oxides classification from Buddington and Lindsley (1964).

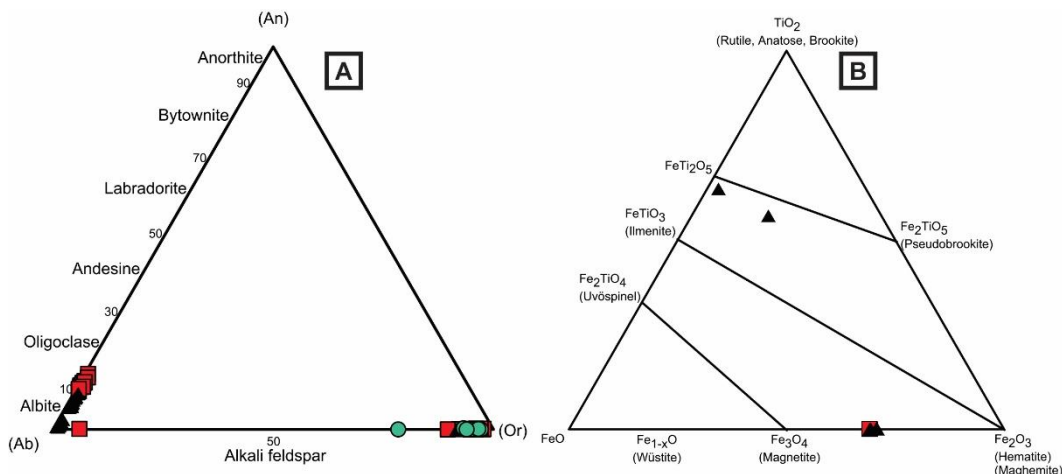


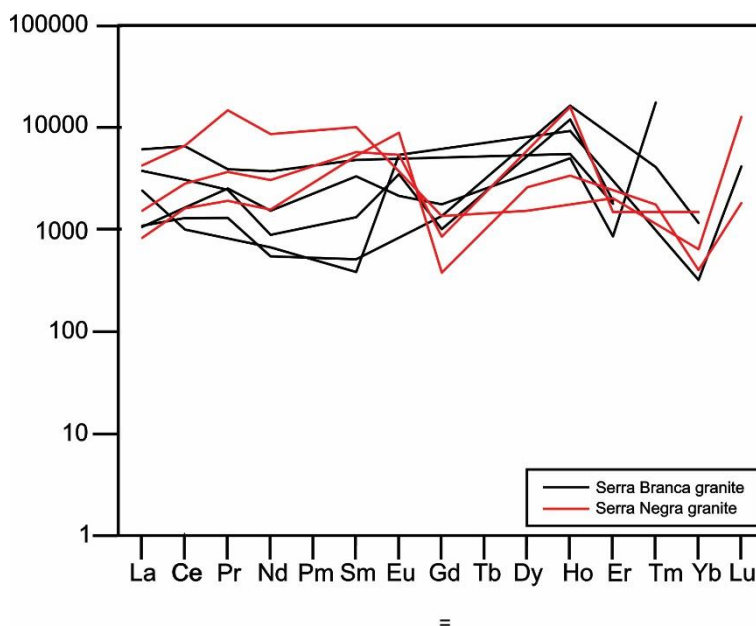
Table 4. Oxides chemical composition of the Serra Branca and Serra Negra granites.

| Lithotypes                     | Serra Branca<br>granite | Serra Negra<br>granite |
|--------------------------------|-------------------------|------------------------|
| $\text{Cr}_2\text{O}_3$ (wt.%) | 0.09                    | 0.04                   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$        | 1.29                    | 0.09                   |
| $\text{TiO}_2$                 | 10.59                   | 0.05                   |
| $\text{FeO}$                   | 28.21                   | 31.16                  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$        | 53.19                   | 69.68                  |
| $\text{MgO}$                   | 0.04                    | 0.02                   |
| $\text{MnO}$                   | 4.80                    | 0.14                   |
| $\text{NiO}$                   | 0.01                    | 0.00                   |
| $\text{V}_2\text{O}_5$         | 0.27                    | 0.20                   |
| Total                          | 98.48                   | 101.40                 |

#### 4.5 Titanite

Seven titanite crystals grains from the Serra Branca granites and 04 from the Serra Negra granites were analyzed. The results are shown in Table 5. The titanites from the Serra Negra granites show  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ranging from 1.62wt.% to 1.20wt.%, slightly higher than those recorded in titanites analyzed from the Serra Branca granites (0.87wt.% to 1.25wt.%).

Figure 9. Rare earth elements contents in titanite normalized to the chondrites values of Nakamura (1974).



The titanite REE patterns, normalized to the chondrite (Nakamura 1974), are shown in Fig. 9. The titanite from the Serra Negra Pluton is LREE enriched compared to the titanite from the Serra Branca granites. In the La versus Sm (Fig. 10A) and Ce versus Yb (Fig. 10B) diagrams, the titanite from the Serra Branca granites shows lower Ce and Sm contents and similar La and Yb contents, compared to those of the Serra Negra granites.

Figure 10. A) Chemical data of the titanites from the studied granites plotted on the La<sub>N</sub> versus Sm<sub>N</sub> diagram; B) Chemical data of the titanites from the studied granites plotted on the Ce<sub>N</sub> versus Yb<sub>N</sub>.

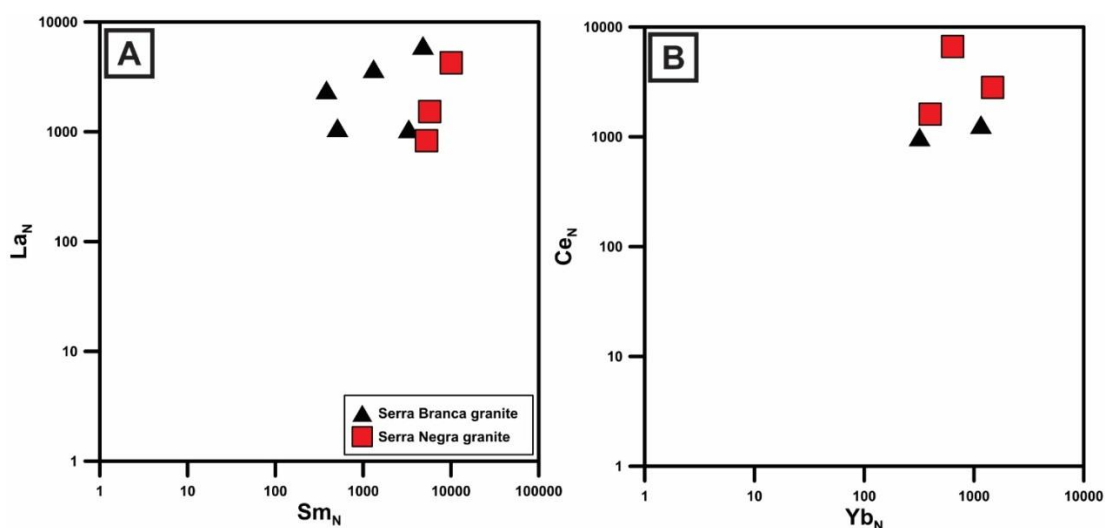


Table 5. Titanite chemical composition of the Serra Branca and Serra Negra granites.

| Lithotypes                         | Serra Branca<br>granite | Serra Negra<br>granite |
|------------------------------------|-------------------------|------------------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b><br>(wt.%)   | 30.56                   | 30.02                  |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 1.16                    | 1.63                   |
| <b>F</b>                           | 0.77                    | 0.72                   |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | 35.97                   | 36.04                  |
| <b>CaO</b>                         | 27.53                   | 27.79                  |
| <b>FeO</b>                         | 2.32                    | 2.60                   |
| <b>Total</b>                       | 98.32                   | 98.81                  |
| Trace elements in ppm              |                         |                        |
| <b>Er<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 175                     | 262                    |
| <b>Tm<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 175                     | 0                      |
| <b>Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 88                      | 263                    |
| <b>Ho<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 524                     | 436                    |
| <b>Lu<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 88                      | 88                     |
| <b>Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 0                       | 349                    |
| <b>Tb<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 0                       | 0                      |
| <b>Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 259                     | 1121                   |
| <b>Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 174                     | 174                    |
| <b>Eu<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 86                      | 345                    |
| <b>ThO<sub>2</sub></b>             | 281                     | 187                    |
| <b>Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 256                     | 598                    |
| <b>Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 979                     | 1957                   |
| <b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 2903                    | 2561                   |
| <b>La<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 1023                    | 512                    |
| <b>UO<sub>2</sub></b>              | 1587                    | 1763                   |
| <b>REE<sup>T</sup></b>             | 8597                    | 10617                  |

## 5. CRYSTALLIZATION CONDITIONS

The crystallization conditions (pressure, temperature and oxygen fugacity) were defined using petrography, mineral chemistry and Zr contents in whole-rock geochemistry (Table 6). Magmatic amphibole (Czamanske and Wones 1973) and plagioclase in equilibrium with magmatic amphibole were used to define crystallization conditions.

## 5.1 Amphibole Geothermobarometry

Studies carried on the paragenesis of calcic amphibole in mafic (meta-) igneous rocks (Spear 1981, Mader and Berman 1992, Ague and Brandon 1992, Ague 1997, Ernst and Liu 1998, Tulloch and Challis 2000) showed that with increasing P-T conditions, calcic amphiboles exhibit an increase in Mg/(Mg + Fe) and K, Al, Na, and Ti contents and a decrease in Si and total Fe + Mg + Mn + Ca. Pressure conditions of crystallization, deduced from contact aureoles or experimentally controlled runs, are linearly correlated with the Al<sub>i</sub> content in magmatic amphibole. Many calibrations of the Al-in-amphibole barometer have been published (Hollister *et al.* 1987, Johnson and Rutherford 1988, Rutter 1989, Blundy and Holland 1990, Schmidt 1992, Anderson and Smith 1995, Ernst and Liu 1998), since the pioneer work of Hammastrom and Zen (1986).

The buffering equilibrium assemblage: quartz + hornblende + plagioclase (oligoclase or andesine) + K-feldspar + biotite + titanite + magnetite (or ilmenite) is required in calc-alkaline granites, to use the total Al-in-hornblende as a pressure crystallization indicator. This assemblage is present in the granites from the studied plutons, except by the albite composition of the plagioclase recorded in the Serra Branca granites. Only amphibole with Fe<sub>i</sub>/(Fe<sub>i</sub> + Mg) ratio < 0.65 can be used in the Al-in-hornblende barometer (Anderson and Smith 1995). The Fe<sub>i</sub>/(Fe<sub>i</sub> + Mg) ratio of amphibole is in the range of 0.65–0.45 and 0.53–0.48 for the Serra Negra and Serra Branca granites, respectively.

Schmidt (1992) proposed an Al-in-amphibole barometer, experimentally calibrated under water-saturated conditions at pressures of 2.5-13 kbar, fO<sub>2</sub> < NNO and temperatures of 700-655 °C with a precision of 0.6 kbar.  $P(0.6\text{kbar}) = 4.76\text{Al} - 3.01$ . Anderson and Smith (1995) using experimental data at ~675 °C (Schmidt 1992) and at ~760 °C (Johnson and Rutherford 1989), revised the calibration of Schmidt (1992) incorporating the effect of temperature, obtained by the geothermometer plagioclase – amphibole:  $P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76\text{Al}_{\text{Total}} - 3.01 - \{[T(^{\circ}\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.53\text{Al}_{\text{Total}} + 0.00529 \times [T(^{\circ}\text{C}) - 675]\}$ .

Using the Anderson and Smith (1995) geobarometer with crystallization temperatures obtained through the amphibole-plagioclase geothermometer, pressure in the  $4.72 - 5.42 \pm 0.6$  kbar range were obtained for the crystallization conditions of

the Serra Negra granites, while the Serra Branca granites crystallized at upper crust under pressures of  $2.71 - 2.84 \pm 0.6$  kbar.

## 5.2 Geothermometer amphibole – plagioclase

The geothermometer amphibole – plagioclase can be used for granitic rocks when amphibole occurs in equilibrium with plagioclase. Blundy and Holland (1990), based on the reactions:  $\text{edenite} + 4\text{quartz} \leftrightarrow \text{tremolite} + \text{albite}$  and  $\text{pargasite} + 4\text{quartz} \leftrightarrow \text{hornblende} + \text{albite}$ , correlated the temperature with the  $\text{Al}^{\text{IV}}$  contents in amphibole and albite molecule in plagioclase. The use of the amphibole - plagioclase geothermometer is conditionate to the following rules: the amphibole should have  $\text{Si} < 7.8$  apfu (atom per formula unit) and the plagioclase composition with  $\text{An} < 92\%$ . Both conditions are achieved by the Serra Negra and Serra Branca granites. The plagioclase – amphibole equilibrium temperatures, obtained through the Blundy and Holland (1990) geothermometer, were  $666 - 670$  °C for the Serra Branca granite, and  $711 - 751$  °C for the Serra Negra granite (Table 6).

## 5.3 Zircon Saturation Geothermometer

This geothermometer is based on the principle that Zr partition coefficients in crustal felsic magmas are a function of temperature (Watson 1979, Watson and Harrison 1983, Watson and Harrison 1984). Watson and Harrison (1983) established an equation to define the zircon crystallization temperatures, using the zircon contents in the whole rock. Zircon saturation thermometer (Watson and Harrison 1983) defined temperatures within the  $768 - 792$ °C range to the Serra Branca granites crystallization and  $756 - 762$ °C to the Serra Negra granites crystallization (Table 6). The recorded temperatures are higher than those defined by the amphibole – plagioclase thermometer, which is expected, due the early crystallization of zircon, and are interpreted as the liquidus minimum temperature. On the other hand, the higher temperature can be caused by the presence of inherited zircon grains as have been reported to many plutons in the region.

## 5.4 Oxygen Fugacity

Oxygen fugacity is a magma dependent source (Loiselle and Wones 1979, Gill 1981, Wones 1989, Ishihara 1998) and it has an important influence on the liquidus temperature (Wones 1989), melt, mineral composition (Abbott and Clarke 1979, Abott

1985), magmatic process control, crystallization sequence, and types of crystallized minerals (Botcharnikov et al. 2005, France et al. 2010. According to Wones (1989) the equilibrium assemblage hedenbergite + ilmenite + oxygen  $\leftrightarrow$  titanite + magnetite + quartz is important in distinguishing relatively oxidized from relatively reduced granitic rocks. The equilibrium expression is expressed by  $\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P - 1)/7$ , where T is the temperature (in kelvins) and P is the pressure (in bars). Occurrences of hedenbergite-rich clinopyroxene and ilmenite in granitic plutons imply oxygen fugacities like those required for the stability of fayalite. When the assemblage titanite + magnetite + quartz occurs with clinopyroxene or amphibole with intermediate or higher Mg/(Mg + Fe) ratios, a relatively high oxygen fugacity are implied.

The  $fO_2$  values for the Serra Branca granites crystallization are in the  $10^{-17}$  order, while the Serra Negra  $fO_2$  values are in the order of  $10^{-14}$  to  $10^{-15}$ . The data suggests that both granites crystallized under high  $fO_2$ , above the hematite buffer (Fig. 11), confirming the results obtained by the chemistry of amphibole.

Figure 11. Oxygen fugacity of the studied granites obtained from the  $\log fO_2$  versus  $10^3/T(^{\circ}K)$  diagram (Wones 1989).

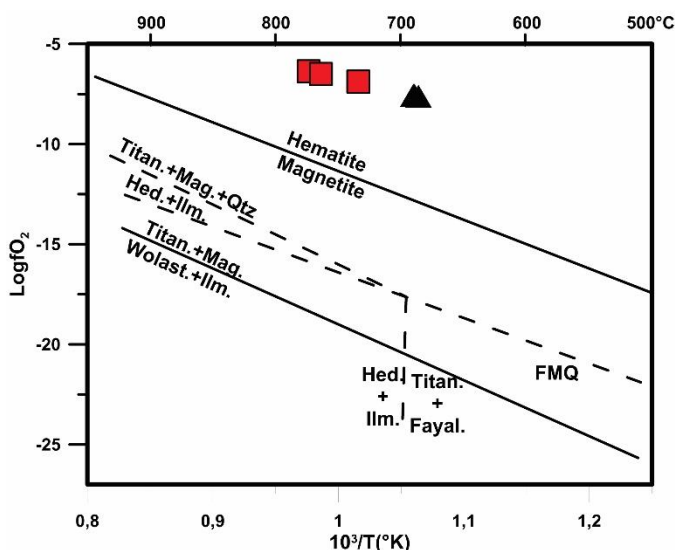


Table 6. Temperature and pressure data obtained from the amphibole-plagioclase geothermometer and zirconium saturation, and the total Al geobarometer in amphibole

| Lithotypes                                                                | Serra Branca Granite   |                        |                        |                        | Serra Negra Granite    |                        |                        |
|---------------------------------------------------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| T ( $\pm 75^{\circ}\text{C}$ )<br>amphibole-plagioclase<br>geothermometer | 670 $^{\circ}\text{C}$ | 670 $^{\circ}\text{C}$ | 670 $^{\circ}\text{C}$ | 667 $^{\circ}\text{C}$ | 751 $^{\circ}\text{C}$ | 741 $^{\circ}\text{C}$ | 711 $^{\circ}\text{C}$ |
| P ( $\pm 0.6$ kbar)<br>amphibole barometer                                | 2.73 kbar              | 2.80 kbar              | 2.68 kbar              | 2.71 kbar              | 5.42 kbar              | 5.09 kbar              | 4.72 kbar              |
| T $^{\circ}\text{C}$<br>Zr saturation<br>geothermometer                   | 793 $^{\circ}\text{C}$ | 768 $^{\circ}\text{C}$ | 776 $^{\circ}\text{C}$ |                        | 763 $^{\circ}\text{C}$ | 756 $^{\circ}\text{C}$ | 773 $^{\circ}\text{C}$ |
| LogfO <sub>2</sub>                                                        | -17.41                 | -17.39                 | -17.39                 | -17.51                 | -14.63                 | -14.94                 | -15.83                 |

## 6. GEOCHEMISTRY

Nine samples were analyzed by ICP-AES for major elements and ICP-MS for trace elements, including samples of granites from the Serra Negra and Serra Branca plutons and 03 samples from the Serra Branca amazonite pegmatite. Whole-rock chemical composition of pegmatites is not common due to the difficulties in obtain representative sample from rocks with large crystals and heterogeneities such as pegmatites (London, 2018). Data from NYF- type pegmatite are even more scarce (Ercit 2005). In order to achieve the best representative samples of the Serra Branca amazonite pegmatite, a transversal sampling including albite and amazonite zones was done. The pegmatite sampling comprised 300 kg of 3.4 x 0.2 x 0.3 m block. The sample was grinded and quarter before milled down to 200 mesh and then subdivided in 03 samples for geochemical analyses. The results are shown in Table 7.

Table 7. Whole rock chemical data performed by ICP-MS in the Serra Branca.

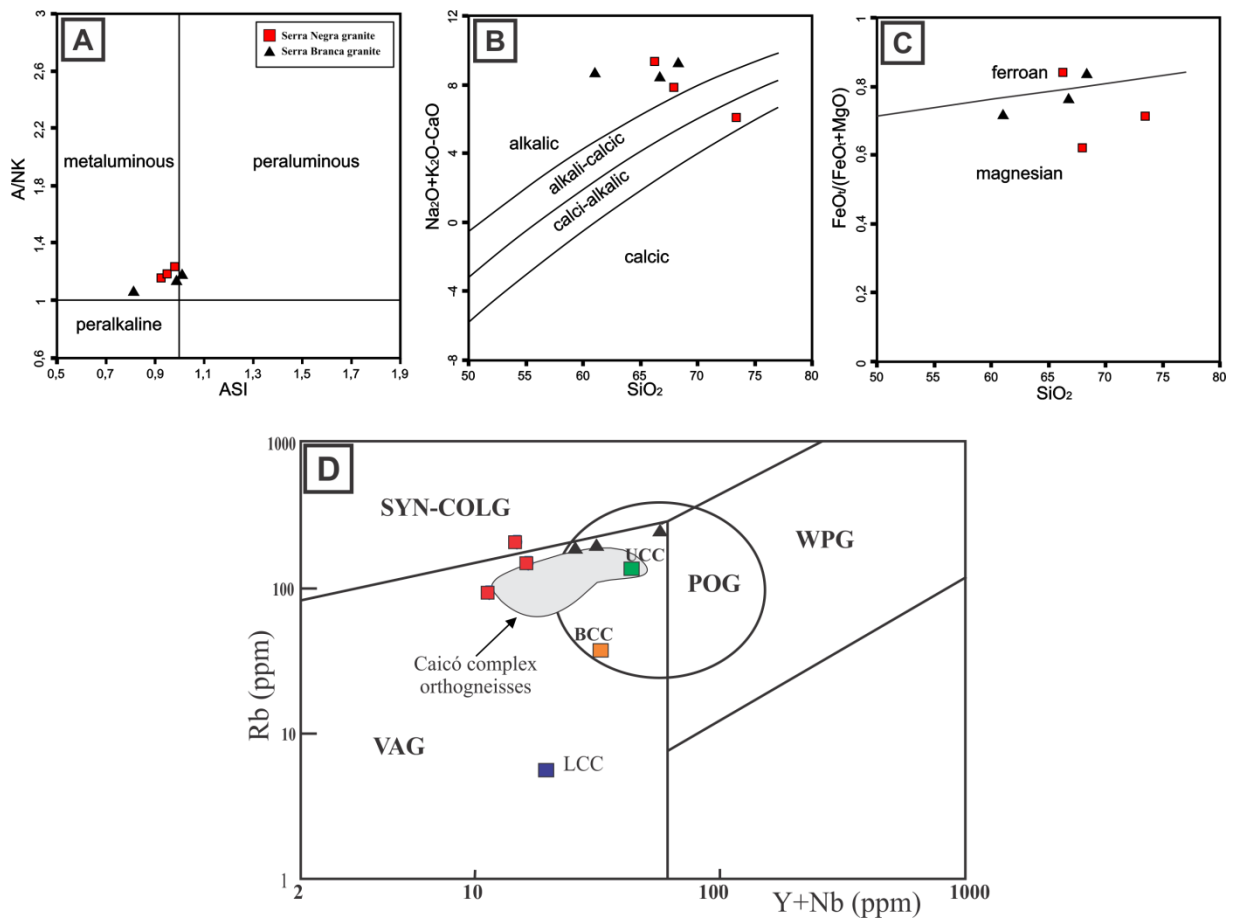
| Lithotypes                     | Serra Negra<br>Granite |       |       | Serra Branca<br>Granite |       |       | Serra Branca Amazonite<br>Pegmatite |       |       |
|--------------------------------|------------------------|-------|-------|-------------------------|-------|-------|-------------------------------------|-------|-------|
| Oxide weight percent (wt.%)    |                        |       |       |                         |       |       |                                     |       |       |
| SiO <sub>2</sub> (wt.%)        | 66.3                   | 73.47 | 67.98 | 68.34                   | 61.06 | 66.73 | 72.56                               | 72.47 | 72.21 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.56                  | 13.67 | 15.49 | 16.06                   | 16    | 18.18 | 14.88                               | 14.87 | 15.01 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.19                   | 1.87  | 2.28  | 2.17                    | 4.8   | 2.02  | 0.29                                | 0.28  | 0.28  |
| MgO                            | 0.37                   | 0.68  | 1.26  | 0.39                    | 1.72  | 0.57  | 0.04                                | 0.02  | 0.03  |
| CaO                            | 2.01                   | 1.65  | 1.94  | 1.26                    | 2.93  | 1.45  | 0.04                                | 0.04  | 0.04  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.69                   | 4.91  | 4.53  | 5.07                    | 4.71  | 8.74  | 3.31                                | 3.42  | 3.4   |
| K <sub>2</sub> O               | 7.64                   | 2.8   | 5.22  | 5.4                     | 6.86  | 1.08  | 8.36                                | 8.26  | 8.31  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.19                   | 0.15  | 0.26  | 0.2                     | 0.43  | 0.23  | 0.02                                | 0.01  | 0.01  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.06                   | 0.08  | 0.15  | 0.09                    | 0.34  | 0.07  | <0.01                               | <0.01 | <0.01 |
| MnO                            | 0.07                   | 0.03  | 0.04  | 0.04                    | 0.09  | 0.23  | 0.02                                | 0.02  | 0.02  |
| F                              | 0.02                   | 0.05  | 0.06  | 0.06                    | 0.07  | 0.19  | 0.03                                | 0.02  | 0.02  |
| (ppm)                          |                        |       |       |                         |       |       |                                     |       |       |
| Ba                             | 2411                   | 900   | 2206  | 2009                    | 2568  | 75    | 415                                 | 400   | 407   |
| Be                             | 1                      | 8     | 2     | 9                       | 7     | 34    | 50                                  | 42    | 40    |
| Cs                             | 12.7                   | 2.8   | 3     | 4.1                     | 5.6   | 50.6  | 131.8                               | 129.4 | 129.5 |
| Ga                             | 17.5                   | 17.9  | 18.4  | 20.4                    | 19.7  | 38.1  | 52                                  | 53.3  | 50.4  |
| Hf                             | 3.3                    | 3.2   | 3.8   | 4.5                     | 3.1   | 4.9   | 2.4                                 | 14.5  | 2.3   |
| Nb                             | 6.6                    | 5.7   | 8.5   | 10.4                    | 7.3   | 50.5  | 56.5                                | 74.5  | 34    |
| Rb                             | 211                    | 97    | 153   | 216                     | 200   | 271   | 3004                                | 2994  | 3016  |
| Sr                             | 913                    | 1096  | 1280  | 1429                    | 1420  | 508   | 217                                 | 210   | 213   |
| Ta                             | 0.5                    | 0.4   | 0.7   | 0.7                     | 0.5   | 1.7   | 8.2                                 | 11.5  | 5.6   |
| Zr                             | 113                    | 104   | 127   | 160                     | 121   | 132   | 17.5                                | 117.8 | 12.1  |
| Y                              | 8.6                    | 6     | 8.3   | 21.5                    | 17.8  | 7.2   | 7.1                                 | 7.3   | 5.7   |
| Cr                             | 68                     | 89    | 103   | 130                     | 68    | 109   | 82                                  | 82    | 89    |
| Cu                             | 2.1                    | 0.9   | 0.7   | 8.1                     | 40.8  | 3     | 13.5                                | 13    | 13.1  |
| Pb                             | 25.9                   | 5.6   | 4.1   | 7.2                     | 4.6   | 38.4  | 193                                 | 189.7 | 185.6 |
| Zn                             | 22                     | 16    | 17    | 27                      | 25    | 166   | 23                                  | 24    | 23    |
| La                             | 18.8                   | 14.9  | 23.2  | 79                      | 48.6  | 9.1   | 1                                   | 0.9   | 0.6   |
| Ce                             | 27.5                   | 24.5  | 42.8  | 81.7                    | 80.8  | 29.1  | 1.5                                 | 2.1   | 1.4   |
| Pr                             | 3.38                   | 2.58  | 4.72  | 11.7                    | 8.9   | 1.8   | 0.23                                | 0.31  | 0.17  |
| Nd                             | 11.8                   | 8.8   | 16.7  | 40.3                    | 33.1  | 5.8   | 0.8                                 | 1.1   | 0.8   |
| Sm                             | 2.01                   | 1.76  | 3.08  | 6.41                    | 5.76  | 1.01  | 0.32                                | 0.39  | 0.29  |
| Eu                             | 0.83                   | 0.48  | 0.86  | 1.92                    | 1.72  | 0.29  | 0.1                                 | 0.1   | 0.09  |
| Gd                             | 1.83                   | 1.25  | 2.28  | 4.86                    | 4.57  | 0.95  | 0.42                                | 0.48  | 0.35  |

|           |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <b>Tb</b> | 0.25 | 0.19 | 0.3  | 0.66 | 0.59 | 0.13 | 0.09 | 0.08 | 0.07 |
| <b>Dy</b> | 1.44 | 0.97 | 1.61 | 3.41 | 3.12 | 0.72 | 0.57 | 0.62 | 0.45 |
| <b>Ho</b> | 0.3  | 0.19 | 0.34 | 0.66 | 0.6  | 0.2  | 0.12 | 0.13 | 0.1  |
| <b>Er</b> | 0.94 | 0.54 | 0.78 | 1.65 | 1.65 | 0.64 | 0.46 | 0.55 | 0.33 |
| <b>Tm</b> | 0.14 | 0.08 | 0.12 | 0.26 | 0.23 | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.07 |
| <b>Yb</b> | 0.93 | 0.56 | 0.78 | 1.55 | 1.46 | 0.95 | 0.8  | 1.21 | 0.54 |
| <b>Lu</b> | 0.13 | 0.1  | 0.12 | 0.2  | 0.22 | 0.19 | 0.13 | 0.23 | 0.11 |

### 6.1 The Serra Negra and Serra Branca granites and the Serra Branca Amazonite Pegmatite

The granitoids from the Serra Negra Pluton show higher SiO<sub>2</sub> contents (66 – 73wt.%) compared to those of the Serra Branca pluton (61 – 68wt.%). Granitoids from both plutons show high total alkalis (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) contents and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios > 1. According to the Shand's index the granitoids of the Serra Negra Pluton are metaluminous while those from Serra Branca range from metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 12A). The Alumina Saturation Index (ASI = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) of the Serra Negra and Serra Branca granites ranges from 1.2 to 1.4 and from 1.1 to 1.3, respectively.

Figure 12. A) Studied rocks classification according to Shand's index (1943); B)  $\text{SiO}_2$  versus MALI ( $\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) diagram (Frost *et al.* 2001); C) Studied granites plotted on  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Frost *et al.* 2001); D) Tectonic discrimination diagram of Rb vs  $(\text{Y} + \text{Nb})$  (Pearce *et al.* 1984) with the Post-Orogenic granites field (Pearce 1996) for the studied granites.

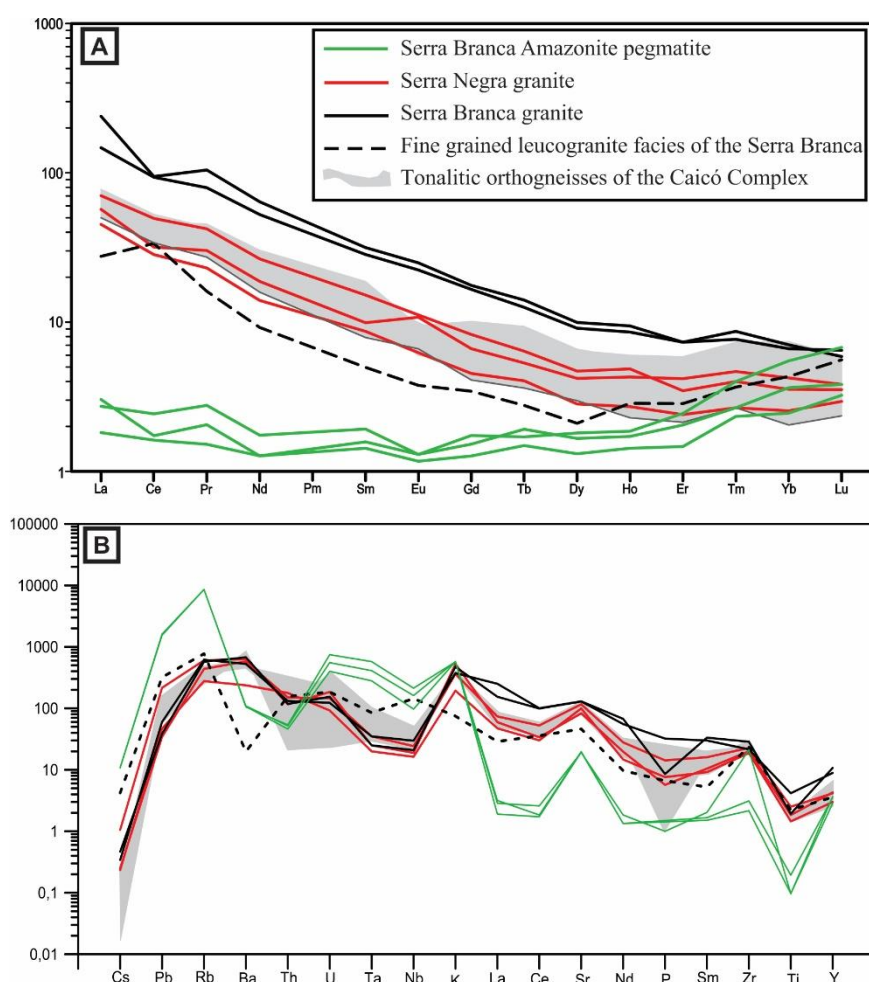


The Serra Branca granitoids are alkaline while the Serra Negra granitoids range from calcic alkaline to alkaline (Figure 12B) in the MALI ( $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Frost *et al.* 2001). The Serra Branca granitoids show  $\text{Fe}^\#$  [ $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ ] ranging from 0.85 to 0.74 and the Serra Negra granitoids range from 0.86 to 0.64, both plotting in the magnesian field, except for 02 samples which fall in the ferroan field, in the  $\text{SiO}_2$  versus  $(\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}))$  diagram (Fig. 12C), with fields after Frost *et al.* (2001). The magnesian granitoids are associated to crystallization under high  $f\text{O}_2$  condition while ferroan granitoids are crystallized under low  $f\text{O}_2$  conditions.

The REE patterns of the Serra Negra granites, normalized to chondrite values of Nakamura (1974), are characterized by  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  ratios varying from 7.52 to 13.96 and absence of Eu anomalies (Fig. 13A). These patterns are similar to those recorded in the tonalitic orthogneisses of the Caicó Complex (Fig. 13A), except by higher

contents of total REE in the Caicó tonalitic orthogneisses, which can be explained by amphibole in the melting residue. The Serra Branca granites show REE patterns like those of the Serra Negra granites. One analyzed sample, comprising medium to fine grained leucogranite, showed lower light rare earth elements (LREE) and medium rare earth elements (MREE) contents compared to the two other samples. The REE patterns of the Serra Branca granites are like those of the Serra Negra granites, with similar  $(\text{Ce/Yb})_N$  ratios (7.52 to 13.96) but have higher total REE concentration.

Figure 13. Chemical data of the minor and trace elements from the Serra Branca and Serra Negra granites, Serra Branca amazonite pegmatite and the Caicó Complex tonalitic orthogneiss plotted on: A) REE pattern normalized by chondrite (Nakamura 1974); B) Spidergram normalized to the chondrite of (Sun (1980).



The Serra Branca amazonite pegmatite shows very low LREE contents, heavy rare earth elements (HREE) similar to those recorded in the Serra Negra and Serra Branca granitoids, and patterns characterized by  $\text{Ce/Yb}$  ratios  $<1$ . The Serra Negra REE patterns are characterized by  $(\text{Ce/Yb})_N$  ratios ranging from 7.52 to 13.96, absent or positive Eu anomalies (Fig. 13A).

The spidergrams for the analyzed samples from the Serra Negra e Serra Branca granitoids are similar in shape, except by the higher LREE, K, Sr, P, Ti and Y contents recorded in the Serra Branca granitoids patterns. On the other hand, the medium to fine grained leucogranite facies of the Serra Branca pluton spidergram is distinct from others Serra Branca and Serra Negra granitoids. This leucogranite facies is characterized by higher Cs, Rb, Pb, Nb, Ta, and lower Ba, K, Sr, P and LREE being similar in shape to those recorded in the Serra Branca amazonite pegmatite (Fig.13B).

In the tectonic setting discriminant diagrams of Pearce *et al.* (1984) (Fig. 12D), the Serra Negra granites fall in the volcanic arc (VAG) and syn-collisional (syn-COLG) fields and the Serra Branca granites fall in the volcanic arc (VAG), syn-collisional (syn-COLG) and within plate (WPG) fields. In the Pearce (1996) diagram the Serra Branca granites fall within the Post-Orogenic granites (POG) field (Fig. 12D), while the Serra granites fall in the volcanic arc (VAG) and syn-collisional (syn-COLG) fields. According to Pearce *et al.* (1990) and Pearce (1996) the trace elements composition of a melt generated by lithosphere zone undergoing melting, can have either volcanic arc or within plate character, depending on the previous geotectonic history. Besides that, crustal sources (lower, upper and bulk) have a volcanic arc character (Fig. 12D). On the other hand, Y behaves as a compatible element during melting or fractional crystallization if there is a melt residue or crystallization assemblage involving amphibole and/or garnet. Thus, these discriminant diagrams reflect the source composition and the processes involved during the magma evolution, rather than the setting in which the melt was generated and crystallized.

## 7. DISCUSSIONS

The field relationships show that the Serra Branca pluton is younger than the Serra Negra Pluton, and the amazonite pegmatite was intruded only into the Serra Branca granites. The Serra Negra pluton shows elongated shape, NE-SW-trending, magmatic foliation and S-C foliation, with C foliation plane aligned parallel to the NE-SW trending branch of the Lastro and Vieirópolis dextral kinematic shear zones, suggesting that the Serra Negra granitoids were emplaced syn- to tardi-transcurrence. The Serra Negra and Serra Branca granitoids show high SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents, and low compatible elements (MgO, Cr, Ni) contents suggesting that their magma sources were crustal.

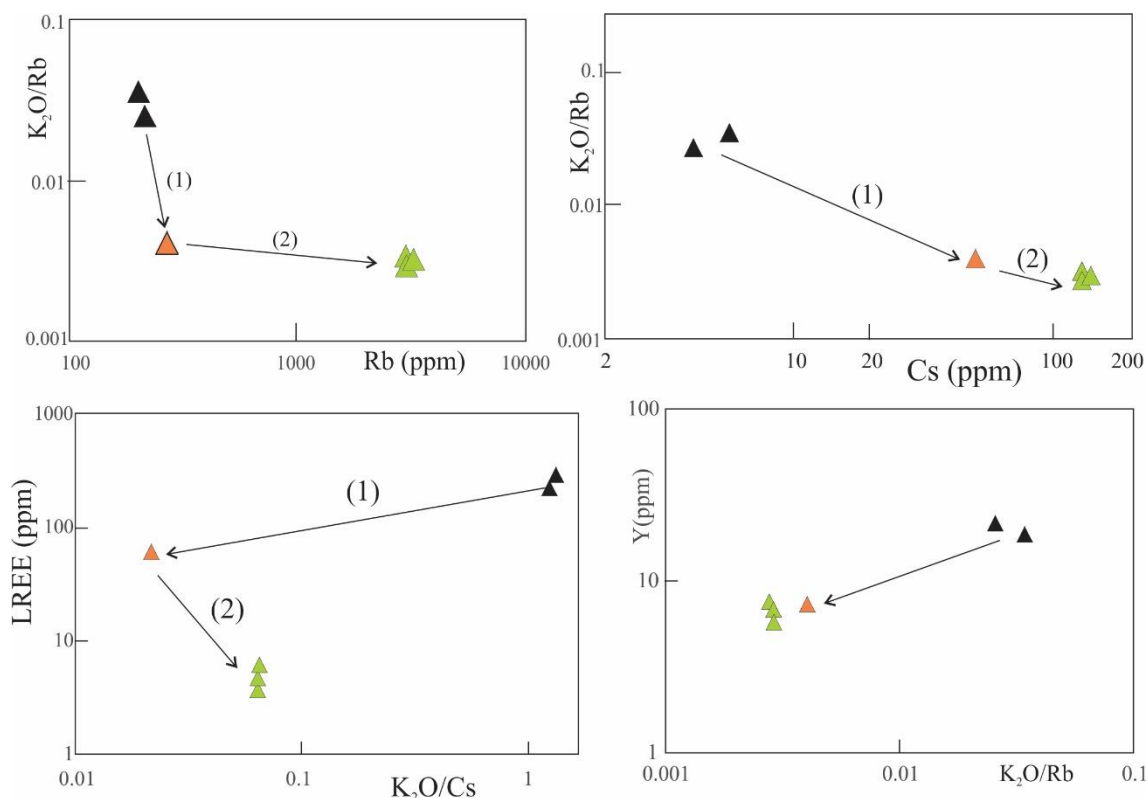
The Serra Negra granitoids show trace element composition like those of the Caicó tonalitic orthogneisses (Fig. 13B), except by slightly higher Th and U contents, suggesting that the Serra Negra granitoids magma was generated by partial melting of a source geochemically similar to the Caicó tonalitic orthogneisses. A large percentage of melting from a source like the Caicó complex, explain the similarities between the trace elements composition of the Serra Negra granites and the Caicó orthogneisses. The VAG signature of the Serra Negra granites is also explained by their derivation from the Caicó orthogneisses, because as shown in the Rb versus (Y + Nb) discriminant tectonic setting diagram (Pearce 1996), the Caicó orthogneisses have a VAG signature (Fig.12D). The detailed geochemical data presented by Souza *et al.* (2007) also show that the Caicó tonalitic orthogneisses have a subduction-related signature. The presence of diorite enclaves hosted by the Serra Negra granites, suggests that the necessary heating to promote the orthogneisses melting may have involved mafic magmas from the lithospheric mantle, ascending through the shear zones. However, isotopic data are necessary to confirm this hypothesis. The crystallization of the Serra Negra granitoids occurred at the middle crust (12 to 15 km) under high  $fO_2$ .

The Serra Branca granites are isotropic and intrude the Serra Negra granites, suggesting that their emplacement is post-transcurrence or post orogenic according to Pearce (1996) discriminant tectonic setting (Fig 12D). The coarse-grained facies of the Serra Branca pluton are geochemically similar to the Serra Negra granitoids and Caicó orthogneisses, except by higher  $Na_2O$ , LREE, P and Ti contents, which suggests that the Serra Negra and Serra Branca granites share similar sources i.e., the Caicó orthogneisses. However, the trace element composition of the most differentiate facies (medium grained leucogranites) of the Serra Branca pluton is distinct from the coarse-grained facies by having higher incompatible element (F, Pb, Rb, Cs, Nb and Ta) contents and lower Ba, Sr, Y and LREE contents, resembling in shape the trace element patterns of the Serra Branca amazonite pegmatite. During low degree of crustal melting at low-T conditions, or during fractional crystallization, Pb becomes strongly enriched in the melt relative to Ba and also relative to the source rock contents, because Pb is a more incompatible element. On the other hand, anatexis at high-T condition and large degree of partial melting produce melts less enriched in Pb and less depleted in Ba or even enriched relative to source rock (Finger and Schiller 2012).

The incompatible Pb behavior, associated to K-feldspar and/or plagioclase fractional crystallization, and low-T crystallization temperature of the Serra Branca granites explains the high Pb and lower Ba contents in the Serra Branca amazonite pegmatite. According to Martin (2004), efficient fractionation leads to NYF-type pegmatites, with peralkaline or metaluminous signature. Mildly peraluminous character can be developed in epizonal plutons owing to alkali loss during degassing. The Serra Branca granites were crystallized at depth between 7.8 and 9.5 km, under high  $fO_2$  conditions, and are metaluminous to slightly peraluminous.

The evolution of the Serra Branca granites magma involved fractional crystallization of  $\pm$ K-feldspars, titanite, apatite and allanite, (Fig. 14) leading to a melt enriched in incompatible elements (Cs, Pb, Rb, U, Ta, Nb) that crystallized as the leucogranite, and a residual melt even enriched in Pb and Rb, and LREE depleted. The melt continues fractionating apatite, titanite and allanite resulting in a volatile rich melt that crystallized as the amazonite pegmatite (Fig. 14). These variations, associated to the epizonal character of the Serra Branca pluton provide evidence that the Serra Branca amazonite pegmatite resulted from extreme fractional crystallization of the Serra Branca granitic magma, which was generated by low degree of partial melting of a source similar to the Caicó orthogneisses, under high  $fO_2$  condition and relatively low T conditions.

Figura 14. Geochemical variation diagrams of A)  $K_2O/Rb$  vs  $Rb$ ; B)  $K_2O/Rb$  vs  $Cs$ ; C) LREE vs  $K_2O/Cs$ ; D)  $Y$  vs  $K_2O/Rb$ , showing the magma evolution of the Serra Branca granites and amazonite pegmatites for a fractional crystallization of (1)  $\pm K$ -feldspars, titanite, apatite and allanite; (2) apatite, titanite and allanite. Legend: Serra Branca granite (black triangle), fine-grained leucogranite facies of the Serra Branca granites (orange triangle), and Serra Branca amazonite pegmatite (green triangle).



## 7.1 Classification of the Serra Branca amazonite pegmatite

The classification of granitic pegmatites proposed by Černý and Ercit (2005) is the most accepted worldwide. This classification deals with geological location and divided the granitic pegmatites into five classes (abyssal, muscovite, muscovite – rare-element, rare-element and miarolitic), with most of them subdivided into subclasses taking under consideration geochemical and geological characteristics. This classification also divided the pegmatites of igneous sources into three families: 1) NYF family with progressive accumulation of Nb, Y and F (besides Be, REE, Sc, Ti, Zr, Th and U), fractionated from subaluminous to metaluminous A- and I-type granites with crust or mantle contributions; 2) LCT family with high Li, Cs and Ta (besides Rb, Be, Sn, B, P and F) contents, derived mainly from S-type granites, less commonly from I-type granites, and 3) mixed NYF + LCT. The evidence for the Serra Branca amazonite pegmatite to be a NYF -type (Černý and Ercit, 2005) are: 1) lack of Al- and Li-rich

mineral phases, which are typical in the mineral assemblage of LCT-type pegmatite, occurrence of pyrochlore, rutile and ilmenite (high field strength elements-rich mineral phases) and biotite which are typical mineral phases of NYF-type pegmatites (Wise 2017), 2) high Nb, Y, F, Ta, Rb and Pb contents and 3) amazonite megacrysts mineralization, which according to Martin *et al.* (2008) is a rare pegmatite mineralization in a global level, and its occurrence is restrict to NYF-type pegmatite.

Wise (1999) proposed a classification of the NYF pegmatites, based on 40 occurrences of post-tectonic to anorogenic plutons emplaced at shallow levels into non-compressional environment. He divided the NYF pegmatites into three groups, based on the alumina saturation of the parental granite, as peralkaline, metaluminous and peraluminous. Each group was subdivided using characteristic mineralogical and geochemical features. The metaluminous group, as the case of Serra Branca amazonite pegmatite, was subdivided in three subtypes: 1) allanite subtype enriched in LREE ( $\pm$ Ti,Zr,F), 2) euxenite subtype characterized by Nb >Ta, Ti, Zr, Y, P, LREE to HREE minerals, and 3) the gadolinite subtype, with Be, Y + HREE, Nb >Ta, Ti, Zr, P, and F. The Serra Branca amazonite pegmatite have moderate Be (40 to 50 ppm) contents, Be-bearing mineral phases (helvite and phenakite) within the amazonite zone and HREE contents higher than LREE contents, which characterize the studied pegmatites gadolinite subtype.

According to Černý and Ercit (2005), the NYF-type pegmatites are associated to metaluminous I- (syn-, tardi- to post-orogenic, NYF-I) and A-type granitoids (anorogenic, NYF-A). The Serra Branca amazonite pegmatite are likely from NYF-I subtype, due its derivation from the I-type Serra Branca granites, originated from partial melting of orthogneisses of the Caicó Complex.

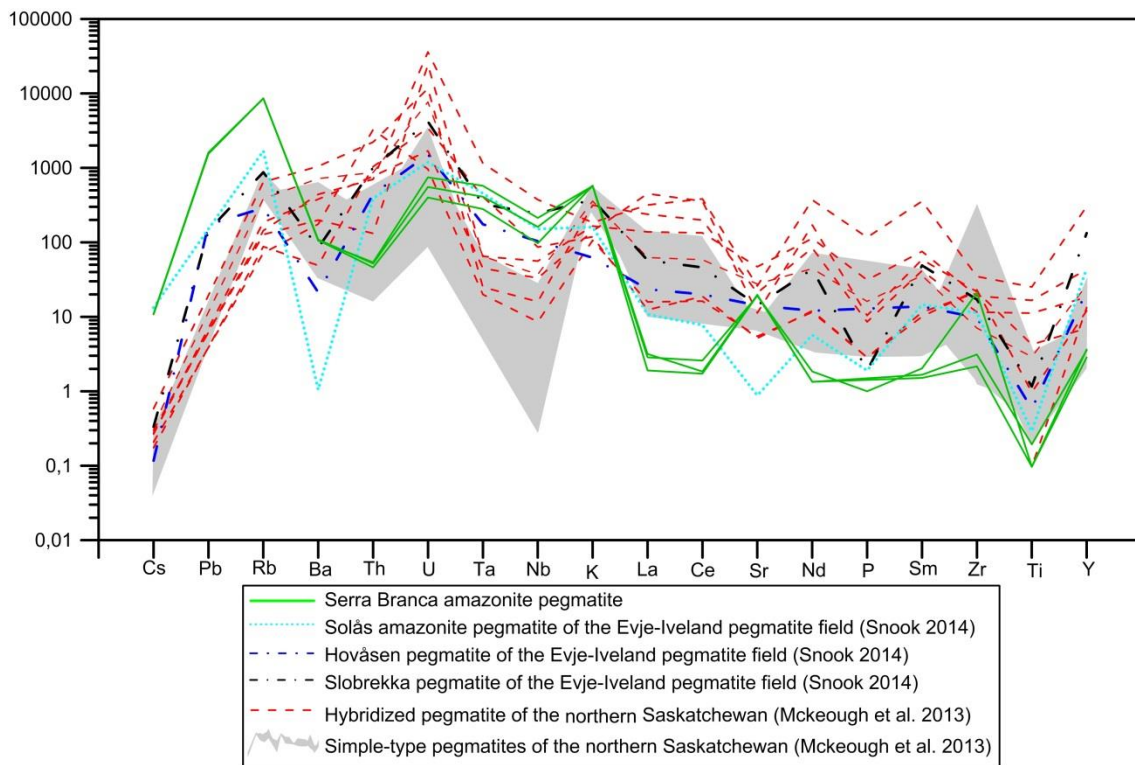
## **7.2 Is the Serra Branca amazonite pegmatite similar to NYF-type pegmatites worldwide?**

Whole-rock geochemical data for NYF pegmatites is rare in the literature. However, some data, available for NYF-type pegmatites without amazonite mineralization from the Hearne Province in northern Saskatchewan, Canada (McKeough *et al.* 2013), and 03 others, one amazonite pegmatite and 02 without amazonite mineralization, from Evje-Iveland, Norway (Snock 2014), were used to compare with the Serra Branca amazonite pegmatite. The pegmatites from the Hearn

Province is divided into two groups: hybrid pegmatites and simple pegmatites. The hybrid pegmatites represent complex-type hybridized pegmatites, due to metasomatic interaction with the host rocks (McKeough *et al.* 2013).

The Serra Branca amazonite pegmatite shows REE patterns very distinct from both pegmatite groups of the Hearne Province and Evje-Iveland (Fig. 15). The REE pattern of the Serra Branca amazonite pegmatite are characterized by very low REE contents mainly LREE, with LREE/HREE ratios  $> 1$ . On the other hand, the REE patterns of pegmatites from the Hearne Province and Evje-Iveland show deep negative Eu anomalies, and most of them have LREE/HREE ratios  $\sim 1$ .

Figure 15. Spidergram from the Serra Branca amazonite pegmatite, pegmatites of the Evje-Iveland pegmatite field (Snook 2013) and the simple and hybrid pegmatites from the Northern Saskatchewan (McKeough *et al.* 2013) normalized to the chondrite values of Sun (1980).

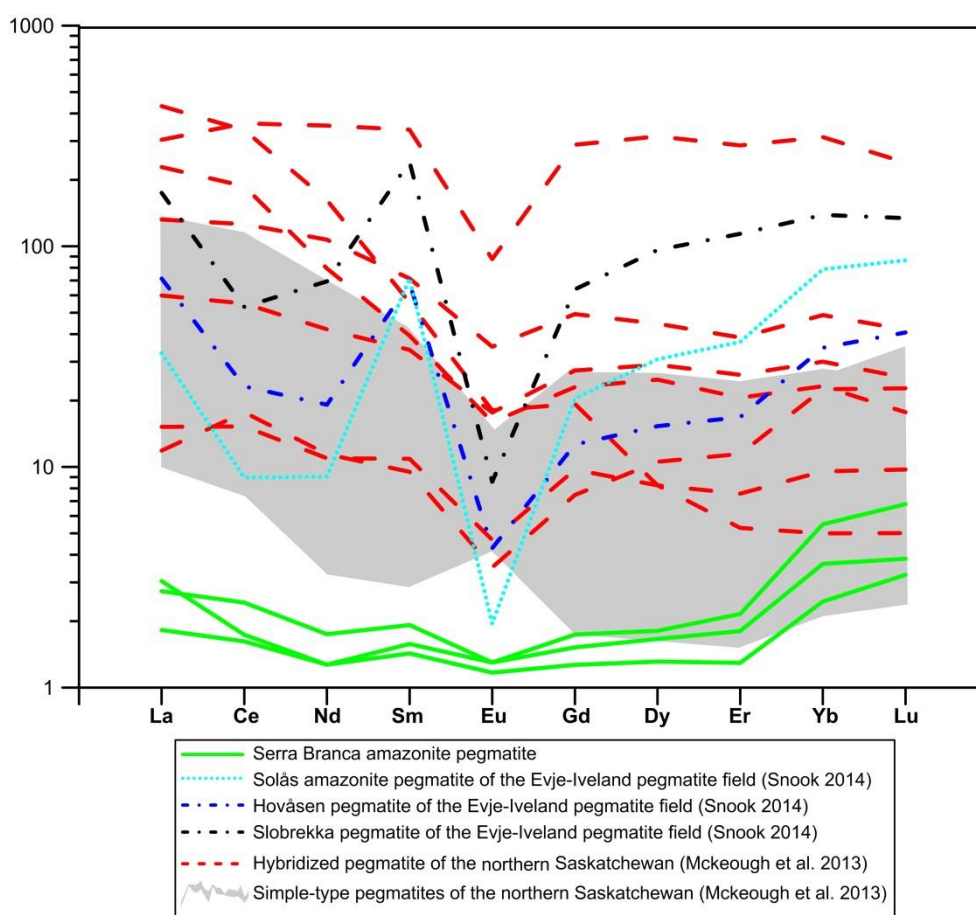


The Serra Branca amazonite pegmatite spidergrams (Fig 16) normalized to the Sun (1980) chondrite values are distinct from both the Evje-Iveland and those of the Hearne Province pegmatites by lower Th, U, LREE, P and higher Cs, Rb, Pb contents. Besides that, the Serra Branca amazonite pegmatite are geochemically distinct from the Evje-Iveland pegmatite by peak at Sr, lower Ti, and higher Ba, K, Nb and Ta contents (Fig. 16). The pegmatites from Evje-Iveland share similar incompatible

elements patterns, except by lower contents of Ba and Sr recorded in the amazonite mineralized pegmatite.

The simple pegmatites of the Hearne Province show a geochemical uniform behavior, and lower Ta and Nb and higher Ti contents compared to the Serra Branca amazonite pegmatite. The hybrid Hearne Province pegmatites show distinct incompatible element patterns. Compared to the Serra Branca amazonite pegmatite, the Hearne Province pegmatites show higher and lower Ti, Sr, Nb, Ta and Ba contents, but are always U-, and Th-rich and Cs, Pb, Rb and Ba depleted. It suggests that metasomatic interaction with the host rocks, was not a process involved in the Serra Branca amazonite pegmatite magma evolution.

Figure 16. REE pattern from the Serra Branca amazonite pegmatite, pegmatites of the Evje-Iveland pegmatite field (Snook 2013) and the simple and hybrid pegmatites from the Northern Saskatchewan (McKeough *et al.* 2013) normalized to the chondrite values of Nakamura (1974). Symbols as in figure 15.



## 8. CONCLUSIONS

The Serra Negra and Serra Branca granitoids resulted from distinct degree of partial melting of similar sources. The Serra Negra granites were emplaced syn- to tardi- transcurrence, associated to the Lastro and Vieirópolis shear zones, and crystallized in the middle crustal levels under higher  $fO_2$  conditions and temperatures within the 711 - 751°C intervals.

The Serra Branca granites are post-transcurrence (post-orogenic), emplaced at shallower levels, under high  $fO_2$ . The Serra Branca granitic magma evolved through fractional crystallization of  $\pm K$ -feldspar, titanite, allanite, apatite leading to rich incompatible elements melts, the Serra Branca leucogranitic facies, and the Serra Branca amazonite pegmatite.

The Serra Branca amazonite pegmatite is the first pegmatite characterized mineralogically and geochemically as a NYF-type gadolinite subtype within the Borborema Province and comprise rare pegmatites with economic importance outside the Seridó Pegmatite Province. They constitute a geochemically unique pegmatite occurrence of NYF type, due their low LREE, high Pb and Rb contents.

## ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to the GRANISTONE S/A company for providing support to our research and for the supply of pegmatite samples. We thank Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for the scholarship granted to Igor Manoel B. de Albuquerque e Souza and Glenda Lira Santos. We would like to express our gratitude to Professor Axel Müller for his general assistance with this research. We also thank Professor Dr. Nilson Botelho (Universidade de Brasília, Brazil) for the electron microprobe analysis.

## REFERENCES

- Abbott R.N., Clarke D.B. 1979. Hypothetical liquidus relationships in the system  $Al_2O_3$ -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase,  $a(H_2O) < 1$ . *Canadian Mineralogist*, **17**: 549-560.
- Abbot R.N. 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, **23**: 553-561.
- Ague J.J., Brandon M.T. 1992, Tilt and northward offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry. *Nature*, **360**: 146–149.

- Ague, J.J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implication for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, **25**: 563-566.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Anderson, J.L., Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**: 549-559.
- Araújo Neto J.F., Lira Santos G., Souza I.M.B.A., Barreto S.B., Santos L.C.M.L., Bezerra J.P.S., Carrino T.A. 2018. Integration of remote sensing, airborne geophysics and structural analysis to geological mapping: a case study of the Vieirópolis region, Borborema Province, NE Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, **18**(3): 89-103.
- Barreto S.B., Muller A., Araujo Neto J.F., Bezerra J.P.S., Souza I.M.B.A., França R.H.M., Santos L.C.M.L. 2016. Vieirópolis Pegmatite Field, Northwest of Paraíba State, Brazil: New Occurrences of Amazonite Pegmatites. In: M. I. Jacobson (eds). *Second Eugene E. Foord Pegmatite Symposium: Abstracts, Short Papers, Posters and Program*. Denver: Friends of Mineralogy, Colorado Chapter. p. 24-26.
- Beurlen H., Da Silva M.R.R., Thomas R., Soares D.R., Olivier P. 2008. Nb-Ta-(Ti-Sn)-oxide mineral chemistry as tracers of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Mineralium Deposita*, **43**: 207-228.
- Beurlen H., Rhede D., Da Silva M.R.R., Thomas R., Guimaraes, I.P. 2009. Petrography, Geochemistry and Chemical Electron Microprobe U-Pb-Th dating of Pegmatitic Granites in Borborema Province, Northeastern Brazil: a Possible Source of Rare Element Granitic Pegmatites. *Terrae*, **6**(1-2): 59–71.
- Blundy J.D., Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions Mineralogy Petrology*, **104**: 208-224.
- Botcharnikov R.E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wike M. 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**: 5071-5085.
- 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 South America*. Rio de Janeiro, *31st. International. Geological. Congress*, p. 151-182.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Petrology*, **5**: 310-57.

- Černý P. 1991a. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, **51**: 429-468.
- Černý P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, **18**: 49- 81.
- Černý P., Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, **43**: 2005-2026.
- Czamanske G.K., Wones D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate. *Journal of Petrology*, **14**(3): 349-380.
- Da Silva M.R.R., Höll R., Beurlen H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South America Earth Sciences*, **8**: 355-364.
- Dantas E.L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Doctorate thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, Brazil, 208 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, 2nd ed. London, Longman, 696p.
- Ercit T.S. 2005. REE-enriched granitic pegmatites. In: Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits (R.L. Linnen & I.M. Samson, eds.). *Geological Association of Canada, Short Course Notes*. **17**: 175-19.
- Ernst W.G., Liu J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, **83**: 952-969.
- Ferreira J.A.M., Albuquerque J.P.T. 1969. *Sinopse da geologia da Folha Seridó*. Recife, SUDENE, DRN/DG, Série Geológica. 52 p. (Boletim 18).
- Ferreira V.P., Sial A.N., Jardim de Sá E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terrenos of the Borborem a structural province, northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **2**(5): 439 - 455.
- Finger F., Schiller D. 2012. Lead contents of S-type granites and their petrogenetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **164**: 747–755.

- France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F. 2010. New method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **189**: 340–346.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048.
- Gill J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. 390 p.
- Guimarães I.P., Da Silva Filho A.F. 1998. Nd- and Srisotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *International Geology Review*, **40**: 500-527.
- Guimarães I. P., da Silva Filho A. F., de Araújo D. B., de Almeida C.N., 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.
- Guimarães I.P., Brito M.F.L., Lages G.A., Silva Filho A.F., Santos L., Brasilino R.G. 2015. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Science*, **68**: 97-112.
- Hammarstrom J.M., Zen E. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297–1313.
- Hofmeister A.M., Rossman G.R. 1985. A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite: structurally hydrous, Pb-bearing feldspar. *American Mineralogist*, **70**: 794-804.
- Hollanda M.H.B.M., Pimentel M.M., Jardim de Sá E.F. 2003. Paleoproterozoic subductionrelated metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 885–900.
- Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Souza L.C., Dunyi L., Armstrong R. 2011. Longlived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**: 287–300.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al-in-hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.

- Ishihara S. 1998. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts: *Resource Geology*, **48**: 219–224.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 50-57.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Doctorate thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 804 p.
- Johnson M.C. Rutherford M.J. 1988. Experimental calibration of an Aluminium-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *EOS*, **69**: 1511.
- Johnson M.C. Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**(9): 837-841.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S, Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246.
- Leterrier J., Jardim de Sá E.F., Bertrand J.M., Pin C. 1994. Ages U-Pb sur zircon de granitoides "brasilianos" de la ceinture do Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *Comptes Rendus Mathématique Academie des Sciences, Paris*, **318**: 1505-1511.
- Loiselle M.C., Wones D.R. 1979. Characteristics of Anorogenic Granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **11**: 468.
- London D. 2008. *Pegmatites*. Canada, The Canadian Mineralogist Special Edition, 368 p.
- Mader U.K., Berman R.G. 1992. Amphibole thermobarometry, a thermodynamic approach, Current Research - Part E. *Geological Survey of Canada Paper*, **92**(1E): 393-400.
- Martin R., 2004. Where do LCT and NYF pegmatites fit in? A contribution to a revised classification of granitic pegmatites. *Geological Society of American Denver Annual Meeting Abstracts with Programs*, **36**(5): 44.

- Martin R.F., De Vito C., Pezzota F. 2008. Why is amazonite K-feldspar an earmark of NYF-type granitic pegmatites: clues from hybrid pegmatites in Madagascar. *American Mineralogist*, 93: 263-269.
- McKeough M.A., Lentz D.R., McFarlane C.R.M., Brown J. 2013. Geology and evolution of pegmatite-hosted U-Th  $\pm$  REE-Y-Nb Mineralization, Kulyk, Eagle, and Karin Lakes region, Wollaston Domain, northern Saskatchewan, Canada: examples of the dual role of extreme fractionation and hybridization processes. *Journal of Geosciences*, **58**(4): 321-346.
- McMurry J., Long L.E., Sial A.N. 1987. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 473-480.
- Medeiros, V. C., Amaral, C. A., Rocha, D. E. G. A. 2005. Programa de Geologia do Brasil – PGB. Folha SB.24-Z-A Sousa. Escala 1:250.000. Recife: CPRM
- Meunier A.R. 1964. Sucession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Antecambrien du Nord-Est brésilien. *Comptes Rendus Mathematique Academie des Sciences, Paris*, **259**: 3796-3799.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Mathematique Academie des Sciences, Paris*, **301**(11): 813-818.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 757-775.
- Nascimento M.A.L., Antunes A.F., Galindo A.C., Jardim de Sá E.F., Souza, Z.S. 2000. Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 161-164.
- 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.
- Nesi J.R., Angelim L.A.A., Medeiros V.C. 2006. Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. CPRM/FAPERN

- Neves S.P., Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, **21**: 1369-1383.
- Neves S.P., Vauchez A., Feraud, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, **99**(1): 1-32.
- Neves S.P., Bruguier O., Vauchez, A., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**: 197- 216.
- Neves S.P., Bruguier O., Bosh D., Silva J.M.R., Mariano G. 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 285-297.
- Ostrooumov M., Banerjee A. 2005. Typomorphic features of amazonitic K-feldspar from the Keivy granitic pegmatite (Kola Peninsula, Russia). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **85**: 89-102.
- Pearce J.A., Harris N.B.W, Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J. Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**: 189-229.
- Pearce J.A. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman, D.A., Ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, *Short Course Notes*, v. 12, p. 79-113.
- Rogers J.W. 1996. A History of Continents in the Past Three Billions Years. *The Journal of Geology*, **104**: 91-107.
- Rutter M.J. 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology*, **17**: 897-900.
- Sá J.M., Sousa L.C., Legrand J.M., Gallindo A.C., Maia H.N., Fillippi R.R. 2014. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-

- Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Serie Científica*, **14**(3): 97-110.
- Santos E.J., Souza Neto J.A., Silva M.R.R., Beurlen H., Cavalcanti J.A.D., Silva M.G., Costa A.F., Santos L.C.M.L., Santos R.B. 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: Silva, M.G, Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Eds) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. CPRM p. 343-388.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 304-310.
- Silva J.M.R., Mariano G. 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review*, **42**: 86-95.
- Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Santos L., Armstrong R., Van Schmus W.R. 2016. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 134-154.
- Snook B. 2014. *Towards exploration tools for high purity quartz: An example from the South Norwegian Evjveland pegmatite belt*. PhD thesis, UK, Camborne School of Mines, University of Exeter.
- Souza Z.S., Martin H., Peucat J.J., Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the archean-proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brasil). *Journal of Petrology*, **48**(11): 2149-2185.
- Souza J. V. 1985. *Geologia dos pegmatitos de metais raros da região W e NW de Solonópole – CE. Fortaleza*. Tese apresentada ao concurso para provimento de cargo de professor titular do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Departamento de Geologia. UFC. 109 p.
- Spear F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite: *American Journal of Science*, **281**: 697- 734.
- Sun S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, oceanic islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 297**: 409-445.
- Trindade R.I., Dantas E.L., Babinski M., Schmus W.R.V. 1999. Shortlived granitic magmatism along shear zone: evidence from U-Pb zircon and sphene age of

- Caraúbas and Tourão granite. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Argentina, *Actas*, 143-144.
- Tuloch A.J., Challis G.A. 2000. Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **43**: 555-567.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 267- 288.
- Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Silva Filho A.F., Toteu S.F., Penaye J., Guimarães I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London, Special Publication*, **294**: 69-99.
- 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**:227-25.
- Vauchez A., Egydio-Silva M. 1992. Termination of a continentalscale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pemambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, **20**: 1007-1010.
- Vidal F.W.H., Nogueira Neto J.A. 2005. Minerais de Pegmatitos. In: Vidal, F.W.H., Sales, F.A.C.B., Roberto, F.A.C., Sousa, J.F., Mattos, I.C. *Rochas e Minerais Industriais do Estado do Ceará*. CETEM / UECE / DNPM / FUNCAP / SENAI, Fortaleza. p. 67 – 82.
- Watson E.B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**(4): 407-419.
- Watson E.B., Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Science Letters*, **64**: 295-304.
- Watson E.B., Harrison T.M. 1984. Accessory phases and the geochemical evolution of crustal magmas: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **35**: 19–30.
- Wise M.A. 1999. Characterization and classification of NYF-type pegmatites. *Canadian Mineralogist*, **37**: 802-803 (abstract).
- Wise M.A. 2017. Mineralogy and mineral chemistry of NYF-type granitic pegmatites. *NGF Abstracts and Proceedings*. **2**: 177-180 (abstract).

Williams C.T. 1996. Analysis of rare earth minerals, pp. 327–348. A. Jones, F. Wall, and C. T. Williams (Eds.), *Rare Earth Minerals: Chemistry Origin and Ore Deposits*. Chapman and Hall, London, p. 193–226.

Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**:744-749.

#### 4 CONCLUSÃO

O Amazonita Pegmatito Serra Branca destaca-se dos outros pegmatitos do Campo Pegmatítico de Vieirópolis pela mineralização em amazonita, explorado para serem utilizados como rochas ornamentais de alto valor comercial. Este pegmatito caracteriza-se como extenso dique tabular de espessuras aproximada de 3-4 m, direção NW-SE e caimento 45° WSW. Texturalmente apresenta duas zonas: uma composta por megacristais de amazonita e quartzo, denominada zona da amazonita, e outra é a zona da albita, constituída essencialmente por quartzo e albita sacarodais. O pegmatito estudado contem mineralizações sulfetadas atípicas, além de exibir uma ampla assembleia mineral acessória composta por anglesita, biotita, bismutita, cerussita, (Mn)-columbita, espessartita, helvita, fenaquita, fluorita, hematita, ilita, ilmenita, magnetita, montmorilonita, muscovita, piromorfita, pirocloro, rutilo e zircão.

Os beríliosilicatos do Amazonita Pegmatito Serra Branca, helvita e fenaquita, são as primeiras ocorrências desses minerais reportadas na Província Borborema. Esses minerais de berílio e as mineralizações sulfetadas estão possivelmente associados à atuação de fluidos tardios relacionados ao alojamento tardio da zona da albita.

Os granitoides Serra Negra e Serra Branca que estão situados dentro do Campo Pegmatítico de Vieirópolis são resultados de graus distintos de fusão parcial de uma mesma fonte similar. Os plútons do granito Serra Negra são sin- a tardi-transcorrentes, associados às zonas de cisalhamento Lastro e Vieirópolis, e cristalizaram na profundidade da crosta média sob condições de alta  $fO_2$  e temperaturas entre 711 – 751°C.

Os granitos Serra Branca são pós-transcorrentes, cristalizados em níveis crustais mais rasos em condições de alta  $fO_2$ . Os magmas desses granitos evoluíram através da cristalização fracionada de K-feldspato, titanita, alanita e apatita enriquecendo o *melt* em elementos incompatíveis, gerando as fácies leucograníticas do granito Serra Branca e o Amazonita Pegmatito Serra Branca.

O Amazonita Pegmatito Serra Branca é caracterizado mineralogicamente e quimicamente como um pegmatito da família petrogenética NYF da subclasse dos pegmatitos de elementos raros-ETR e do tipo da gadolinita. Este pegmatito é provavelmente derivado de magmatismo do tipo I e constitui-se como o único pegmatito do tipo NYF que apresenta conteúdos baixos de ETRL, e altos de Pb e Rb.

O Amazonita Pegmatito Serra Branca é a primeiro pegmatito caracterizado do tipo NYF no contexto geológico da Província Borborema e único com importância econômica fora da Província Pegmatítica do Seridó no Domínio Rio Grande do Norte pela sua produção de rocha ornamental de elevado valor no mercado internacional e nacional.

## REFERÊNCIAS

- ABBOTT R.N.; CLARKE D.B. Hypothetical liquidus relationships in the system  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase,  $a(\text{H}_2\text{O}) < 1$ . **Canadian Mineralogist**, v. 17, p. 549-560, 1979.
- ABBOT R.N. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. **Canadian Mineralogist**, v. 23, p. 553-561, 1985.
- AGUE J.J.; BRANDON M.T. Tilt and northward offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry. **Nature**, v. 360, p. 146–149, 1992.
- AGUE, J.J. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implication for the aluminum-in-hornblende barometer. **Geology**, v. 25, p. 563-566, 1997.
- ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B.B.; FUCK R. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, n 1-2, p. 1-29, 1981.
- ANDERSON, J.L.; SMITH, D.R. The effects of temperature and  $f\text{O}_2$  on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist**, v. 80, p. 549-559, 1995.
- ANGELIM, L.A.A. (Ed). **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Recife: CPRM/FAPER: 2006. 1 mapa, colorido. Escala 1:500.000.
- ARAÚJO NETO J.F.; LIRA SANTOS G.; SOUZA I.M.B.A.; BARRETO S.B.; SANTOS L.C.M.L.; BEZERRA J.P.S.; CARRINO T.A. Integration of remote sensing, airborne geophysics and structural analysis to geological mapping: a case study of the Vieirópolis region, Borborema Province, NE Brazil. **Série Científica-USP**, v. 18, n. 3, p. 89-103, 2018.
- BARRETO, S.B.; MULLER, A.; ARAUJO NETO, J.F.; BEZERRA, J.P.S.; SOUZA, I.M.B.A.; FRANÇA, R.H.M.; SANTOS, L.C.M.L. Vieirópolis Pegmatite Field, Northwest of Paraíba State, Brazil: New Occurrences of Amazonite Pegmatites. In: Jacobson, M. I. (ed.), **Second Eugene E. Foord Pegmatite Symposium**: abstracts, short papers, posters and program. Denver: Friends of Mineralogy, Colorado Chapter, 2016, p. 24-26.
- BEURLIN H.; DA SILVA M.R.R.; THOMAS R.; SOARES D.R.; OLIVIER P. Nb-Ta-(Ti-Sn)-oxide mineral chemistry as tracers of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeast Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 43, p. 207-228, 2008.
- BEURLIN H.; RHEDE D.; DA SILVA M.R.R.; THOMAS R.; GUIMARAES I.P. Petrography, Geochemistry and Chemical Electron Microprobe U-Pb-Th dating of Pegmatitic Granites in Borborema Province, Northeastern Brazil: a Possible Source of Rare Element Granitic Pegmatites. **Terrae**, v. 6, n. 1-2 p. 59–71, 2009.

BLUNDY J.D.; HOLLAND T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. **Contributions Mineralogy Petrology**, v. 104, p. 208-224, 1990.

BOTCHARNIKOV R.E.; KOEPKE J.; HOLTZ F.; MCCAMMON C.; WIKE M. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 69, p. 5071-5085, 2005.

BOWLES, J.F.W.; HOWIE, R.A.; VAUGHAN, D.J.; ZUSSMAN, J. Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides. Second Edition Rock-Forming Minerals. **The Geological Society London**, v. 5A, 2011.

BRITO NEVES B.B.; SANTOS E. J.; VAN SCHMUS W.R. Tectonic History of the Borborema Province. In : CORDANI U. G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Presented at the 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182.

BROWN, C. Mineralogy of NYF granitic pegmatites. The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites, ver). **Canadian Mineralogist**, v.37, p. 848-849, 1999.

BUCK, H.M.; COOPER, M.A.; ČERNÝ, P.; GRICE, J.D.; HAW-THORNE, F.C. Xenotime-(Yb), YbPO<sub>4</sub>, a new mineral species from the Shatford Lake pegmatite group, south-eastern Manitoba, Canada. **Canadian Mineralogist**, v. 37, p. 1303-1306, 1999.

BUDDINGTON A.F.; LINDSLEY D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. **Petrology**, v. 5, p. 310-57, 1964.

ČERNÝ, P.; HARRIS, D.C. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XI, Native elements, alloys, sulfides, and sulfosalts. **Canadian Mineralogist**, v. 16, p. 625- 640, 1978.

ČERNÝ P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? **Precambrian Research**, v. 51, p. 429-468.,1991A.

ČERNÝ P. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis. **Geoscience Canada**, v. 18, p. 49- 81, 1991B.

ČERNÝ, P.; FRYER, B.J.; CHAPMAN, R. Apatite from granitic pegmatite exocontacts in Moldanubian serpentinites. **Journal of the Czech Geological Society**, v. 46(1-2), p. 15-20, 2001.

ČERNÝ, P. Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites. Em: Grew ES (ed) Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. **Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 50, p. 405-444, 2002.

ČERNÝ P.; ERCIT, T.S. The classification of granitic pegmatites revisited. **Canadian Mineralogist**, v. 43, p. 2005-2026, 2005.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society Edinburgh. **Earth Sciences**, v. 83, p. 1-26, 1992.  
CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite: 25 years later. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 48, p. 489-499, 2001.

CULLERS, R.L., DEGRAF, J.L., Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. **Rare Earth Element Geochemistry**, p. 275–316, 1982.

CZAMANSKE G.K.; WONES D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate. **Journal of Petrology**, v. 14, n. 3, p. 349-380, 1973.

DA SILVA M.R.R.; HÖLL R.; BEURLIN H. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 8, p. 355-364, 1995.

DANTAS E.L. **Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil**. 1997. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 1997.

DEER W.A.; HOWIE R.A.; ZUSSMAN J. **An Introduction to the Rock Forming Minerals**. (ed. 2). London, Longman, 696p, 1992.

ERCIT T.S. REE-enriched granitic pegmatites. In: Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits (R.L. Linnen & I.M. Samson, eds.). **Geological Association of Canada, Short Course Notes**, v. 17, p. 175-19, 2005.

ERNST W.G.; LIU J. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. **American Mineralogist**, v. 83, p. 952-969, 1998.

FERREIRA J.A.M.; ALBUQUERQUE J.P.T (org). **Sinopse da geologia da Folha Seridó**. Recife, SUDENE, DRN/DG. 1969. Série Geológica. p 52. Boletim 18.

FERREIRA V.P., SIAL A.N., JARDIM DE SÁ E.F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terrenos of the Borborema structural province, northeastern Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 2, n. 5, p. 439–455, 1998.

FINGER F.; SCHILLER D. Lead contents of S-type granites and their petrogenetic significance. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 164, p. 747–755, 2012.

FOORD, E.E.; SHAW, D.R. The Pb–Bi–Ag–Cu–(Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: a review and some new data from Colorado, California and Pennsylvania. **Canadian Mineralogist**, v. 27, p. 363-382, 1989.

FRANCE L.; ILDEFONSE B.; KOEPKE J.; BECH F. New method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 189, p. 340–346, 2010.

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

GARRISON, J.R.; LONG, L.E.; RICHMANN, D.L. Rb-Sr and K-Ar geochronologic and isotopic studies, Llano Uplift, central Texas. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 69, p. 361-374, 1979.

GILL J.B. **Orogenic Andesites and Plate Tectonics**. 1981. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, p. 390, 1981.

GINSBURG, A.I. The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. **27th IGC proceedings**, v. 15, p. 245-260, 1984.

GUIMARÃES I.P.; DA SILVA FILHO A.F. Nd- and Sr isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. **International Geology Review**, v. 40, p. 500-527, 1998.

GUIMARÃES I. P.; DA SILVA FILHO A. F.; DE ARAÚJO D. B.; DE ALMEIDA C.N.; DANTAS E. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha–Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. **Gondwana Research**, v. 15, n. 1, p. 98–110, 2009.

GUIMARÃES I.P.; BRITO M.F.L.; LAGES G.A.; SILVA FILHO A.F.; SANTOS L.; BRASILINO R.G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. **Journal of South American Earth Science**, v. 68, p. 97-112, 2015.

HACKSPACHER, P.C., VAN SCHUMS, W.R., DANTAS, E.L. Um embasamento transamazônico na província Borborema. **Anais do 36º Congresso Brasileiro De Geologia**, Natal, p. 2683-2696, 1990.

HAMMARSTROM J.M.; ZEN E. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. **American Mineralogist**, v. 71, p. 1297–1313, 1986.

HOFMEISTER A.M.; ROSSMAN G.R. A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite: structurally hydrous, Pb-bearing feldspar. **American Mineralogist**, v. 70, p. 794-804, 1985.

HOLLANDA M.H.B.M.; PIMENTEL M.M.; JARDIM DE SÁ E.F. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE

Brazil: inferences from trace element and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 885–900, 2003.

HOLLANDA M.H.B.M.; ARCHANJO C.J.; SOUZA L.C.; DUNYI L.; ARMSTRONG R. Longlived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 287–300, 2011.

HOLLISTER L.S.; GRISSOM G.C.; PETERS E.K.; STOWELL H.H.; SISSON V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al-in-hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. **American Mineralogist**, v. 72, p. 231-239, 1987.

ISHIHARA S. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts: **Resource Geology**, v. 48, p. 219–224. 1998.

JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. Layered pegmatite-aplite intrusives. **Mineralogical Society of America Special Paper**, v. 1, p. 78–92, 1963.

JARDIM DE SÁ E.F.; LEGRAND J.M.; MCREATH I. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, p. 50-57, 1981.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasiliana/Pan-Africana**. 1994. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 1994.

JOHNSON M.C; RUTHERFORD M.J. Experimental calibration of an Aluminium-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. **EOS**, v. 69, p. 1511, 1988.

JOHNSON M.C.; RUTHERFORD M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. **Geology**, v. 17(9), p. 837-841, 1989.

LANDES, K.K. Origin and Classification of Pegmatites. **American Mineralogist**, v. 18(3), p. 95-103, 1933.

LEAKE B.E.; WOOLLEY A.R.; ARPS C.E.S.; BIRCH W.D.; GILBERT M.C.; GRICE J.D.; HAWTHORNE F.C.; KATO A.; KISCH H.J.; KRIVOVICHEV V.G.; LINTHOUT K.; LAIRD J.; MANDARINO J.; MARESCH W.V.; NICKEL E.H.; ROCK N.M.S.; SCHUMACHER J.C.; SMITH D.C.; STEPHENSON N.C.N.; UNGARETTI L.; WHITTAKER E.J.W.; YOUZHI G. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. **Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219-246, 1997.

LETERRIER J.; JARDIM DE SÁ E.F.; BERTRAND J.M.; PIN C. Ages U-Pb sur zircon de granitoides "brasilianos" de la ceinture do Seridó (Province Borborema, NE

Brésil). **Comptes Rendus Mathematique Academie des Sciences**, v. 318, p. 1505-1511, 1994.

LOISELLE M.C.; WONES D.R. Characteristics of Anorogenic Granites. **Geological Society of America**, Abstracts with Programs, v. 11, p. 468, 1979.

LONDON D. **Pegmatites**. Canada, The Canadian Mineralogist Special Edition. 2008. 368 p.

LONDON, D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. **Ore Geology Reviews**, v. 101, p. 349-383, 2018.

MADER U.K.; BERMAN R.G. Amphibole thermobarometry, a thermodynamic approach, Current Research - Part E. **Geological Survey of Canada Paper**, v. 92, n. 1E, p. 393-400, 1992.

MARTIN R. Where do LCT and NYF pegmatites fit in? A contribution to a revised classification of granitic pegmatites. **Geological Society of American Denver Annual Meeting Abstracts with Programs**, v. 36(5), p. 44, 2004.

MARTIN R.F.; DE VITO C.; PEZZOTA F. Why is amazonite K-feldspar an earmark of NYF-type granitic pegmatites: clues from hybrid pegmatites in Madagascar. **American Mineralogist**, v. 93, p. 263-269, 2008.

MARTIN-IZARD, A.; PANIAGUA, A.; MOREIRAS, D. ; ACEVEDO, R.D. ; MARCOS-PASCUAL, C. Metasomatism at a granitic pegmatite – Dunite contact in Galicia : The Franqueira occurrence of chrysoberyl (alexandrite), emerald, and phenakite. **The Canadian Mineralogist**, v. 33, p. 775-792, 1995.

MCKEOUGH M.A.; LENTZ D.R.; MCFARLANE C.R.M.; BROWN J. Geology and evolution of pegmatite-hosted U-Th  $\pm$  REE-Y-Nb Mineralization, Kulyk, Eagle, and Karin Lakes region, Wollaston Domain, northern Saskatchewan, Canada: examples of the dual role of extreme fractionation and hybridization processes. **Journal of Geosciences**, v. 58(4), p. 321-346, 2013.

MCMURRY J.; LONG L.E.; SIAL A.N. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p. 473-480, 1987.

MEDEIROS, V. C. (org.). **Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-Z-A**. Escala 1:250.000. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Recife: CPRM– Serviço Geológico do Brasil. 2008. Relatório Técnico, 312p.

MEUNIER A.R. Sucession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Antecambrien du Nord-Est brésilien. **Comptes Rendus Mathematique Academie des Sciences**, v. 259, p. 3796-3799, 1964.

NACHIT H.; RAZAFIMAHEFA N.; STUSSI J.M.; CARRON J.P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. **Comptes Rendus Mathematique Academie des Sciences**, v. 301(11), p. 813-818, 1985.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775, 1974.

NASCIMENTO M.A.L.; ANTUNES A.F.; GALINDO A.C.; JARDIM DE SÁ E.F.; SOUZA, Z.S. Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 161-164, 2000.

NASCIMENTO M.A.L.; GALINDO A.C.; MEDEIROS V.C. 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**, v. 58, p. 281–299. 2015.

NESI J.R.; ANGELIM L.A.A.; MEDEIROS V.C. (org.). **Programa Geologia do Brasil - PGB**. Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. CPRM/FAPERN. 2006. Relatório Técnico.

NEVES S.P.; MARIANO G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 21, p. 1369-1383, 1999.

NEVES S.P.; VAUCHEZ A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v. 99, n. 1, p. 1-32, 2000.

NEVES S.P.; BRUGUIER O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH D.; SILVA J.M.R.; MARIANO G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v. 149, p. 197- 216, 2006.

NEVES S.P.; BRUGUIER O.; BOSH D.; SILVA J.M.R.; MARIANO G. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 285-297, 2008.

NORTON, J.J. Ternary diagrams of the quartz-feldspar content of pegmatites in Colorado. U.S. **Geological Survey Bulletin**, v. 1241, p. D1–D16. 1966.

OSTROOUMOV M.; BANERJEE A. Typomorphic features of amazonitic K-feldspar from the Keivy granitic pegmatite (Kola Peninsula, Russia). **Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, v. 85, p. 89-102, 2005.

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

PEARCE J.A.; BENDER J.F.; DE LONG S.E.; KIDD W.S.F.; LOW P.J.; GUNER Y.; SAROGLU F.; YILMAZ Y.; MOORBATH S.; MITCHELL J.G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 44, p. 189-229, 1990.

PEARCE J.A. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman, D.A., Ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, **Short Course Notes**, v. 12, p. 79-113. 1996.

Ragu, A. Helvite from the French Pyrénées as evidence for granite-related hydrothermal activity. **The Canadian Mineralogist**, p. 111-120, n. 32, 1994.

ROGERS J.W. A History of Continents in the Past Three Billions Years. **The Journal of Geology**, v. 104, p. 91-107, 1996.

RUTTER M.J. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 kbar pressure. **Geology**, v. 17, p. 897-900, 1989.

SÁ J.M.; SOUSA L.C.; LEGRAND J.M.; GALLINDO A.C.; MAIA H.N.; FILLIPPI R.R. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. **Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Serie Científica**, v. 14, n. 3, p. 97-110, 2014.

E.J. SANTOS. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. 1995. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP. 1995.

SANTOS E.J.; SOUZA NETO J.A.; SILVA M.R.R.; BEURLIN H.; CAVALCANTI J.A.D.; SILVA M.G.; COSTA A.F.; SANTOS L.C.M.L.; SANTOS R.B. (org) **Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema**. In: SILVA, M.G.; NETO, M.B.R.; JOST, H.; KUYUMIJAN, R.M. (Eds) **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. CPRM, 2014. p. 343-388. Relatório Técnico.

SCHMIDT M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p. 304-310, 1992.

SEAMAN, D.M. Sulphides and Sulphosalts in Pegmatite. **Rocks & Minerals**, v. 49, p. 435-438, 1974.

SILVA J.M.R.; MARIANO G. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. **International Geology Review**, v. 42, p. 86-95, 2000.

SILVA FILHO A.F.; GUIMARÃES I.P.; SANTOS L.; ARMSTRONG R.; VAN SCHMUS W.R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil, **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 134-154, 2016.

SIMMONS, W.B.; HEINRICH, E.W. Rare-earth pegmatites of the South Platte District, Colorado. **Colorado Geological Survey, Department of Natural Resources, Resource Series**, v. 11, p. 131, 1980.

SIMMONS, W.B.; LEE, M.T.; BREWSTER, R.H. Geochemistry and evolution of the South Platte granite=pegmatite system, Jefferson County, Colorado. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 51, p. 455-471, 1987.

SNOOK B. **Towards exploration tools for high purity quartz: An example from the South Norwegian Evjveland pegmatite belt**. 2014. Tese (PhD), UK, Camborne School of Mines, University of Exeter. 2014.

SOARES, D.R.; BEURLIN, H.; SILVA, M.R.R.; GONZAGA, F.A.S.; FILHO, J.I.S.; OLIVEIRA, H.B.L. Variedades gemológicas de minerais da Província Pegmatítica da Borborema, NE do Brasil: Uma síntese. **Estudos Geológicos**, v. 28(1), p. 56-71, 2018.

SOUZA Z.S.; MARTIN H.; PEUCAT J.J.; JARDIM DE SÁ E.F.; MACEDO M.H.F. Calc-alkaline magmatism at the archaean-proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brasil). **Journal of Petrology**, v. 48, n.11, p. 2149-2185, 2007.

SOUZA J. V. **Geologia dos pegmatitos de metais raros da região W e NW de Solonópole – CE. Fortaleza**. 1985. Tese apresentada ao concurso para provimento de cargo de professor titular do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Departamento de Geologia. UFC. 109 p.1985.

SOUZA, I.M.B.A.; GUIMARÃES, I.P.; BARRETO, S.B.; SANTOS L.S.; ARAÚJO NETO, J.F. Whole rock and mineral chemistry characterization of contrastanting granitoids, constraints on the source of the Vieirópolis NYF–type pegmatites, northeastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 2019. (submetido).

SPEAR F.S. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite: **American Journal of Science**, v. 281, p. 697- 734. 1981.

SUN S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, oceanic islands and island arcs. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. 297, p. 409-445, 1980.

TRINDADE R.I.; DANTAS E.L.; BABINSKI M.; SCHMUS W.R.V. Shortlived granitic magmatism along shear zone: evidence from U-Pb zircon and sphene age of Caraúbas and Tourão granite. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Argentina, **Actas**, p. 143-144. 1999.

TULOCH A.J.; CHALLIS G.A. Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 43, p. 555-567, 2000.

VAN SCHMUS W.R.; BRITO NEVES B.B.; HACKSPACHER P.; BABINSKI M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS W.R.; OLIVEIRA E.P.; SILVA FILHO A.F.; TOTEU S.F.; PENAYE J.; GUIMARÃES I.P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society of London, Special Publication**, v. 294, p. 69-99, 2008.

VAN SCHMUS W.R.; KOZUCH M.; BRITO NEVES B.B. 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**, v. 31, p. 227-25, 2011.

VAUCHEZ A.; EGYDIO-SILVA M. Termination of a continentalscale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pemambuco shear zone, northeast Brazil. **Geology**, v. 20, p. 1007-1010, 1992.

VIDAL F.W.H.; NOGUEIRA NETO J.A. **Minerais de Pegmatitos**. 2005. em: VIDAL, F.W.H.; SALES, F.A.C.B.; ROBERTO, F.A.C.; SOUSA, J.F.; MATTOS, I.C. Rochas e Minerais Industriais do Estado do Ceará. CETEM / UECE / DNPM / FUNCAP / SENAI, Fortaleza. p. 67 – 82. 2005.

VLASOV, K.A. Principles of classifying granite pegmatites and their textural-paragenetic types. **Transactions of the Academy of Sciences, U.S.S.R. Geological Service**, v. 1, p. 5–20, 1961.

WATSON E.B. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 70(4), p. 407-419, 1979.

WATSON E.B.; Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth Planet Science Letters**, v. 64, p. 295-304, 1983.

WATSON E.B.; HARRISON T.M. Accessory phases and the geochemical evolution of crustal magmas. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 35, p. 19–30., 1984.

WILLIAMS C.T. **Analysis of rare earth minerals**, 1996. A. JONES, F.; WALL, C. T.; WILLIAMS (Eds.), Rare Earth Minerals: Chemistry Origin and Ore Deposits. Chapman and Hall, London, p. 327–348. 1996.

WILSON, M.R. Granite types in Sweden. **Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar**, v. 108, p. 79-91, 1986.

WISE M.A. Characterization and classification of NYF-type pegmatites. **Canadian Mineralogist**, v. 37, p. 802-803, 1999.

Wise, M.A. (2013). The discrimination of LCT and NYF granitic pegmatites using mineral chemistry: a pilot study. In: PEG 2013. Maine, **The 6<sup>th</sup> International Symposium on Granitic Pegmatites**, 156-157, 2013.

WISE M.A. Mineralogy and mineral chemistry of NYF-type granitic pegmatites. **NGF Abstracts and Proceedings**, v. 2, p. 177-180, 2017.

WONES D.R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. **American Mineralogist**, v. 74, p. 744-749, 1989.

ZITO, G., HANSON, S.L. Genthelvite overgrowths on danalite cores from a pegmatite miarolitic cavity in Cheyenne Canyon, El Paso County, Colorado. **The Canadian Mineralogist**, v. 55, p. 195-206, 2017.