

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO DAS APATITAS NAS ROCHAS ALCALINAS DA ILHA DOS BÚZIOS, LITORAL
NORTE DO ESTADO DE SÃO PAULO: PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL.**

Vania de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Gaston Eduardo Enrich Rojas

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF – 17/47)

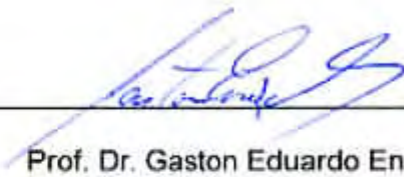
São Paulo

2017

De acordo.

A handwritten signature in blue ink, consisting of several overlapping loops and a long horizontal stroke at the bottom.

Vania de Oliveira

A handwritten signature in blue ink, featuring a large, stylized 'G' and 'R' with a long horizontal stroke extending to the left.

Prof. Dr. Gaston Eduardo Enrich Rojas

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus familiares, colegas e amigos, com destaques especiais ao meu marido Adilson Ramos de Oliveira, Wagner de Oliveira, Sérgio Octaviani, Guilherme de Oliveira, Heloisa Laurenti (in memoriam), Satiko Uehara e Carlos Henrique da Rocha que ofereceram o fundamental apoio, incentivo e compreensão em todos os momentos em que desenvolvia meus estudos.

Ao prof. Dr. Gaston Eduardo Enrich Rojas que sempre esteve disponível de maneira paciente, orientando e compartilhando seu conhecimento a ponto de permitir a estruturação e realização desta monografia.

Agradeço ao suporte financeiro disponibilizado pelo projeto temático da FAPESP intitulado, “A Província Magmática Paraná-Etendeka no Brasil: relações temporais e petrológicas entre o magmatismo toleítico e alcalino e suas implicações geodinâmicas”, processo nº 2012/06082-6, que viabilizou a execução de parte importante desta atividade, custeando as análises químicas.

Meus agradecimentos também necessitam ser endereçados aos membros da Comissão de Trabalho de Formatura e a todos os professores do IGc, que de alguma forma contribuíram para o meu desenvolvimento profissional e com a minha formação como ser humano.

E por fim e não menos importante, um muito obrigado a todos os colaboradores dos laboratórios utilizados, aos motoristas e funcionários do IGc.

Sumário

1. IDENTIFICAÇÃO	4
2. RESUMO	5
3. ABSTRACT	6
4. INTRODUÇÃO	7
5. METAS E OBJETIVOS	8
6. TRABALHOS PRÉVIOS	9
6.1. Contexto geológico regional	9
6.2. Geologia local	10
6.3. Apatitas	12
7. MATERIAIS E MÉTODOS	15
8. RESULTADOS OBTIDOS	18
8.1. Descrição petrográfica	18
8.2. Análise textural e química da apatita	26
9. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	33
9.1. Petrografia	33
9.2. Análise química	34
10. CONCLUSÕES	38
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	40
12. ANEXO	46

1. IDENTIFICAÇÃO

Trabalho de Formatura TF-17/47

Título do projeto: Estudo das apatitas nas rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, Litoral Norte do Estado de São Paulo: petrografia e química mineral.

Nome da Aluna: Vania de Oliveira (número USP 7240821)

Nome do Orientador: Prof. Dr. Gaston Eduardo Enrich Rojas (Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP).

2. RESUMO

O complexo alcalino da Ilha dos Búzios está localizado no litoral norte do estado de São Paulo. É composto por rochas ígneas alcalinas formadas a cerca de 80 Ma que estão associadas à Província Alcalina da Serra do Mar. As rochas sieníticas que compõem esse complexo representam cerca de 90% da ilha e são cortadas por uma grande quantidade de diques máficos/ultramáficos e félsicos.

O presente estudo teve como objetivo a caracterização das apatitas das rochas sieníticas e diques félsicos (principalmente de álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos) que compõem o complexo alcalino da Ilha dos Búzios através da sua análise petrográfica e química. As apatitas em geral exibem hábitos euedrais a subedrais, com dimensões submilimétricas, e ocorrem na matriz ou inclusas em biotita, clinopiroxênio, anfibólio ou minerais opacos.

A química mineral das apatitas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios foi realizada através da microsonda eletrônica. As apatitas analisadas apresentaram concentrações de CaO entre 48,07 e 54,60% em peso e de P₂O₅ entre 35,11 e 41,70% em peso. O conteúdo de flúor variou entre 2,93 a 4,62% em peso, e está presente nas apatitas de todas as rochas analisadas, caracterizando-as como Fluorapatitas. O SiO₂ apresentou valores de 0,1 a 1,60% em peso e os Elementos Terras Raras (ETR) variações entre 1,26 a 9,04% em peso.

Dois tipos texturais de apatitas foram identificados nas rochas sieníticas da Ilha dos Búzios. O primeiro tipo ocorre nos quartzo-álcali feldspato sienitos e é composto de grãos homogêneos. O segundo tipo é formado de grãos com zoneamento concêntrico e oscilatório, identificado nos álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos. Essas apatitas com zoneamentos concêntricos e/ou oscilatórios indicam que o processo de cristalização fracionada foi acompanhado de diferentes pulsos magmáticos.

Os principais mecanismos de substituições acopladas nas apatitas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios foram $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$, para os álcali feldspato sienitos, quartzo-álcali feldspato sienitos e álcali feldspato microssienitos e $2\text{Ca}^{2+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Na}^{+}$ para os nefelina microssienitos. Além disso, a análise dos grãos indicou aumento no conteúdo de ETR da região do núcleo para a borda.

3. ABSTRACT

The Búzios Island alkaline complex is located at the northern coast of the São Paulo State. It is composed of alkaline igneous rocks formed at about 80 Ma that are related to the Serra do Mar Alkaline Province. Syenitic rocks that forms this complex represent about 90% of the island and are cut by several mafic/ultramafic and felsic dikes.

The aim of this present study is to characterize the apatites of the syenites rocks and felsic dikes (mainly alkali feldspar microsyenites and nepheline microsyenites) from the Búzios Island alkaline complex through its petrographic and chemical analysis. Apatites generally exhibit euhedral to subeuhedral habits, with submillimetric-size, and occur within the matrix or included in biotite, clinopyroxene, amphibole, or opaque minerals.

The mineral chemistry of the apatites from the Búzios Island alkaline complex was performed through the electron probe micro-analyzer. The analyzed apatites showed CaO content between 48.07 and 54.60 wt% and P₂O₅ between 35.11 and 41.70 wt%. The fluorine content ranged from 2.93 to 4.62 wt%, and it is present in the apatites from all analyzed rocks, characterizing them as Fluorapatites. The SiO₂ showed values from 0.1 to 1.60 wt% and the rare earth elements (REE) ranges from 1.26 to 9.04 wt%.

Two textural types of apatite were identified at the syenitic rocks from Búzios Island. The first one is homogeneous, observed in quartz-alkali feldspars syenites. The second one is formed by concentric and oscillatory-zoned grains, observed in the alkali feldspars syenites, alkali feldspar microsyenites and nepheline microsyenites. Those apatites with concentric and/or oscillatory zoning indicate that different magmatic pulses occur concomitantly to the fractional crystallization process.

The main coupled substitution mechanisms in the apatites from the Búzios Island alkaline complex were $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$, for the alkali feldspar syenite, quartz-alkali feldspar syenite and alkali feldspar microsyenites and $2\text{Ca}^{2+} = \text{REE}^{3+} + \text{Na}^{+}$ for the nepheline microsyenites. Furthermore, grain analysis indicated an increase in REE content from the core region to the edge.

4. INTRODUÇÃO

O estudo das rochas alcalinas possibilita a compreensão dos diversos mecanismos geradores dessas rochas e sua sequência de evolução, assim como seu comportamento geotectônico no contexto regional (e.g. Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005), tendo em vista que o magma que dá origem a essas rochas não é quimicamente homogêneo. Esse estudo pode ser realizado com base em minerais acessórios como, por exemplo, a apatita. Pois a apatita, assim como outros minerais, responde ao desenvolvimento de mudanças magmáticas através das texturas minerais e sua composição, preservando informações sobre a história de cristalização e composição dos processos magmáticos (cf. Ginibre et al. 2007).

A apatita é considerada o mineral de fosfato mais abundante na crosta terrestre. Por conta disto, é praticamente o único mineral de minério dos depósitos fosfáticos explorados no mundo. No Brasil, os fosfatos constituem recursos minerais de grande importância, principalmente na fabricação de fertilizantes, tratamento de metais e indústria alimentícia, entre outras aplicações. Segundo Toledo e Pereira (2001), os estudos mineralógicos e cristalográficos da apatita em depósitos alcalinos brasileiros, além de caracterizarem as variações de composição, de estrutura e de morfologia desse mineral, proporcionam o conhecimento sobre suas características com implicações em várias áreas do conhecimento e atividade humana, dentre eles o tratamento de minério.

Por ser um mineral acessório comum em rochas ígneas a apatita é considerada como boa indicadora de evolução magmática, por conta da sua composição que está relacionada com o meio de formação e apresenta diversas substituições que ocorrem entre os íons de cargas diferentes. Esse mineral também apresenta importância geoquímica, por ser um dos minerais em que os elementos terras raras (ETR) tendem a se concentrar. Consequentemente sua composição reflete aquela do magma e sua evolução, colaborando com uma melhor compreensão dos processos de formação das ocorrências alcalinas.

As primeiras pesquisas geológicas desenvolvidas na Ilha dos Búzios foram de Björnberg e Ellert (1955), que ofereceram uma contribuição sobre a geomorfologia, tectônica e idade geológica, com aprofundamento sobre a geologia da região, trazendo descrições petrográficas detalhadas. Posteriormente, os trabalhos de Alves (1997), Alves e Gomes (2001) e Gomes et al. (2017) trouxeram contribuições à geologia, petrografia, química das rochas e química mineral, além de estudos isotópicos com K/Ar e Rb/Sr.

Este estudo teve como finalidade analisar química e texturalmente as apatitas das rochas sieníticas que compõem o complexo alcalino da Ilha dos Búzios, uma vez que esse mineral acessório é comum nessas rochas. Além disso, buscou contribuir com a

compreensão da evolução magmática e os processos de formação das rochas ígneas alcalinas neste complexo. Para tanto a petrografia e a química mineral foram utilizadas como ferramentas para analisar as texturas, zoneamentos e variabilidade composicional dessas apatitas.

A área do presente estudo pertence ao município de Ilhabela, no litoral norte do Estado de São Paulo, situa-se a leste da Ilha de São Sebastião e dista cerca de 30 km do continente (Figura 1). O acesso a esta região tem como ponto de partida o Bairro de São Francisco, na cidade de São Sebastião, ou pelo cais de Ilhabela.

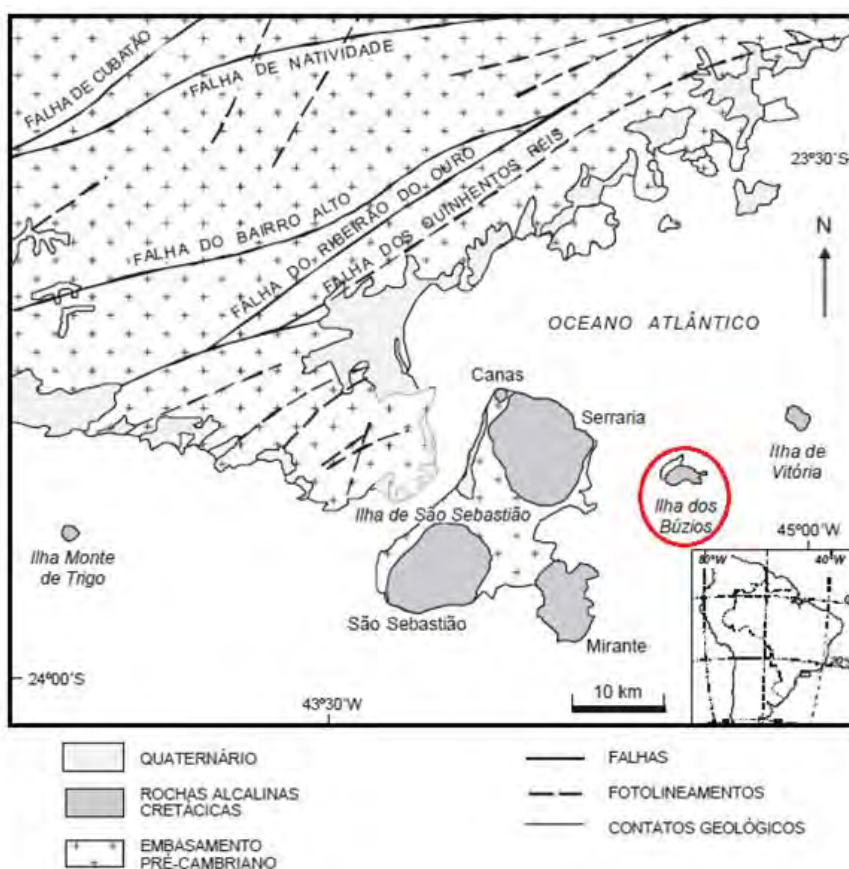


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo delimitada em vermelho. (Extraído de Alves et al., 2001).

5. METAS E OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo o estudo textural e químico das apatitas das rochas sieníticas da Ilha dos Búzios, situada no litoral norte paulista. Através da química mineral em conjunto com a petrografia foi possível analisar e caracterizar as rochas portadoras de apatita, que compreendem diferentes fácies do stock principal e alguns diques interpretados como diferenciados deste, além das texturas, zoneamentos e variabilidade

composicional da apatita. O conjunto de dados obtidos através tanto da petrografia quanto da química mineral permitiu definir os mecanismos de substituições químicas e suas extensões ao longo do processo de evolução magmática no complexo alcalino da Ilha dos Búzios, caracterizando os processos de cristalização fracionada, recargas na câmara magmática e indícios de contaminação crustal.

6. TRABALHOS PRÉVIOS

6.1. Contexto geológico regional

A Plataforma Sul-Americana apresentou um intenso e variado magmatismo tectônico de idade meso-cenozoica, que teve como resultado a reativação de antigos falhamentos, surgimento de blocos de falhas, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras e acentuada subsidência da Bacia do Paraná (Almeida, 1983, 1986). Por conta desses processos a porção sudeste apresentou um magmatismo extenso gerado por um vulcanismo basáltico de caráter toleítico, além de enxames de diques de diabásio expostos junto à borda da bacia que se estenderam até uma área que hoje é atualmente a Bacia de Santos. Além disso, ocorreu de forma mais restrita um magmatismo alcalino-carbonatítico, por conta da reativação de estruturas localizadas nas bordas dessas bacias como arcos, zonas de falhas e flexuras.

Segundo Ulbrich e Gomes (1981) e Almeida (1983), a Província da Serra do Mar compreende o litoral norte do Estado de São Paulo e praticamente todo o litoral do Estado do Rio de Janeiro, se estendendo para o interior do continente até a Serra da Mantiqueira. Esta província apresenta ocorrências alcalinas do Cretáceo Superior ao Paleoceno Inferior, sendo composta pelos seguintes complexos alcalinos: Barra do Piraí, Cabo Frio, Cannã, Ilha dos Búzios, Ilha do Monte de Trigo, Ilha de São Sebastião, Ilha de Vitória, Itatiaia, Mendanha, Morro Redondo, Morro de São João, Passa Quatro, Ponte Nova, Rio Bonito, Soarinho, Tanguá, Tinguá, além dos diques lamprófiros que se encontram espalhados pelo litoral, principalmente na região do litoral norte de São Paulo até as proximidades da cidade do Rio de Janeiro. As rochas encaixantes desta província alcalina fazem parte da faixa Ribeira e são representadas predominantemente por rochas ígneas e metamórficas de composição granítica.

Ricomini et al. (2005), revisaram o modelo classificatório de Almeida (1983) e propuseram a subdivisão da província em: Província Serra do Mar e Província do Lineamento Mágmató Cabo Frio. A primeira se desenvolveu na porção continental oeste da Bacia de Santos e apresenta ocorrências somente do Cretáceo Superior. Já a segunda

apresenta pelo menos duas fases de magmatismo alcalino, sendo do Cretáceo Superior ao Paleógeno, com ocorrências que se distribuem ao longo do lineamento.

Ainda, segundo Riccomini et al. (2005), a província Serra do Mar inclui as rochas alcalinas do Cretáceo Superior da região do Arco de Ponta Grossa, que antes eram incluídas em província homônima, e de Lages, no qual estas eram relacionadas antes como Província de Santa Catarina. Dessa maneira, a província Serra do Mar foi dividida em três setores (norte, central e sul), ambos associados aos soerguimentos cenozoicos ao longo da região costeira *on shore* do sudeste brasileiro.

O setor norte é constituído por rochas alcalinas das Ilhas costeiras de São Sebastião (Freitas, 1947; Enrich et al., 2005), Monte de Trigo (Enrich, 2000, 2005; Enrich et al., 2009), Vitória (Motoki, 1986) e Búzios (Alves, 1997; Alves e Gomes, 2001), além do maciço Ponte Nova (Azzone et al., 2009) na Serra da Mantiqueira. Inclui também as ocorrências de diques alcalinos máficos e félsicos que se distribuem nessa região. A petrografia das rochas alcalinas deste setor, segundo Ulbrich e Gomes (1981) e Almeida (1983), é predominantemente de caráter félsico nas ilhas costeiras (nefelina microssienitos, sienitos, fonólitos e traquitos). Quanto às rochas máficas, elas ocorrem localmente na forma de diques ou pequenos stocks, como os corpos gabróides cumuláticos da Ilha de São Sebastião (Lima, 2001; Augusto, 2003) e da Ilha Monte de Trigo (Enrich et al., 2009). Já o maciço Ponte Nova possui caráter predominantemente máfico-ultramáfico (Azzone et al., 2009).

6.2. Geologia local

O maciço alcalino da Ilha dos Búzios encontra-se localizado na porção sudeste do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 7,5 km² e apresenta forma irregular. As rochas sieníticas compõem cerca de 90% da ilha e estão introduzidas em rochas encaixantes charnoquíticas de idade pré-cambriana (Figura 2). Essas rochas são cortadas por uma grande quantidade de diques com espessuras que variam de centimétricas a métricas e possuem direção preferencialmente para NE. Segundo Alves (1997), as rochas sieníticas apresentam idade média de 81,4±2,6 Ma e os diques idade média de 79±2,4 Ma, configurando a idade do magmatismo alcalino da área em torno de 80 Ma.

Ainda de acordo com Alves (1997), as rochas alcalinas que cobrem a maior parte da área são de natureza sienítica, apresentam granulação que varia desde grossa a fina, exibem cores claras que podem gradar para verde escuro a esverdeada até cinzenta esverdeada. Além disso, são portadoras de xenólitos, que são comuns por toda a faixa próxima dos contatos. Os xenólitos podem aparecer em concentrados que representam

cerca de 20% a 30% da área exposta, ou ocorrer de maneira dispersa não ultrapassando 5% da superfície analisada.

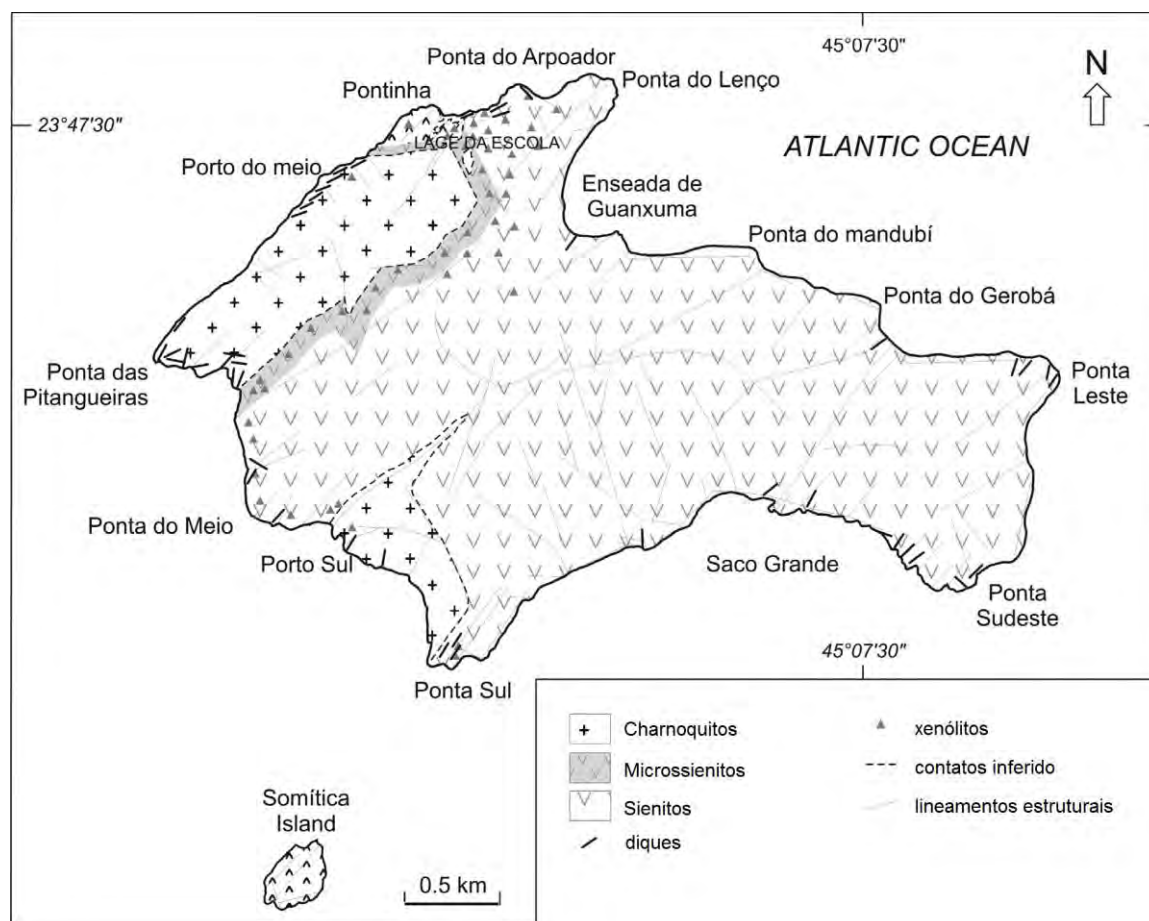


Figura 2: Mapa geológico da Ilha dos Búzios (Extraído de Gomes et al., 2017).

As rochas encaixantes são representadas por charnoquitos. Em geral apresentam coloração verde escura, granulação muito grossa e cristais de feldspato orientados. Na forma de intercalações ocorrem gnaisses mais claros, gnaisses alasquíticos finos cisalhados e quartzo gnaisse. Também são comuns camadas anfibolíticas ou metabásicas, concordantes estruturalmente.

Os diques intrusivos aparecem cortando tanto as rochas sieníticas quanto as encaixantes charnoquíticas e se distinguem em dois grupos os máficos/ultramáficos e os félsicos. O primeiro apresenta coloração cinza escuro a preta, e o segundo configura uma tonalidade mais clara a verde escuro. Esses corpos em sua maioria são retilíneos com espessuras que variam de decimétricas a métricas e estão associados a diversas gerações. Além da maior parte dos diques apresentarem direção preferencialmente para NE, sendo que uma pequena parte deles possui direção para NW.

6.3. Apatitas

A apatita é considerada o mineral mais importante e abundante do grupo dos fosfatos, possui a composição química $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$, e pode ser encontrada na maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. As variedades encontradas de forma mais frequente são representadas por fluorapatita (mais abundante), cloroapatita, hidroxiapatita e carbonato-apatita (Deer et al., 2000). Esse mineral é um componente importante na maioria das rochas não somente pela sua fonte de fósforo, mas também pela sua afinidade com halogênio, sulfato, carbonato, estrôncio, elementos terras raras (ETR), assim como outros elementos.

O mineral apatítico geralmente citado como o mais frequente acessório nas rochas ígneas é a fluorapatita, de fórmula simplificada $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$. A fluorapatita se cristaliza no sistema hexagonal, grupo espacial $\text{P6}_3/\text{m}$ (Bragg e Claringbull, 1965). Quando observado perpendicularmente ao plano (001) (Figura 3), apresenta dois tipos de canais em relação aos tetraedros do grupo aniônico $[\text{PO}_4]^{3-}$. O primeiro possui diâmetro de aproximadamente 2Å e corresponde aos eixos ternários da estrutura, com os íons Ca^{2+} em posição *Ca1* ao centro sendo coordenados por 9 átomos de oxigênio. O segundo tipo possui diâmetro maior, entre 3 a $3,5\text{Å}$, é formado por eixos *c* helicoidais com átomos de F ao centro e são bordejados por íons Ca^{2+} na posição *Ca2*, que estão coordenados por 7 átomos de oxigênio. Sua estrutura resulta em um prisma reto de base losangular com quatro íons *Ca1*, seis íons *Ca2*, seis íons P, dois íons F e 24 átomos de O.

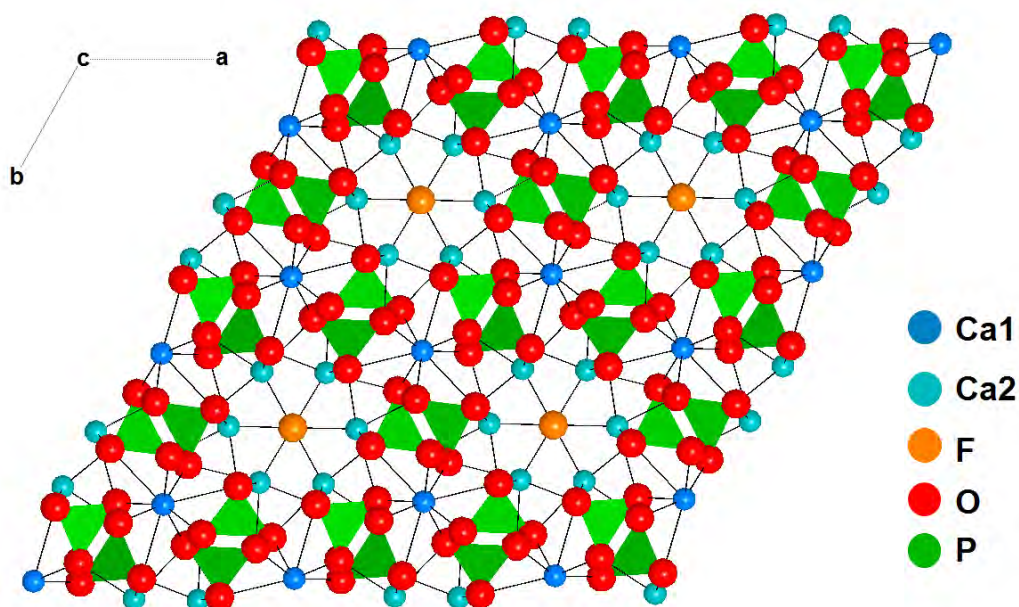


Figura 3: Modelo da estrutura da apatita (CaF) em corte perpendicular ao eixo *c* (Fleet e Pan, 1995), desenhado com o auxílio do programa XtalDraw. Destaque para os átomos de Ca em suas posições *Ca1* e *Ca2*, o F e os tetraedros de PO_4^{3-} (grupo aniônico).

O diâmetro da apatita varia de acordo com as substituições que ocorrem nos seus sítios iônicos (Montel, 1968). Seu conteúdo aniônico pode incluir SiO_4^{4-} , SO_4^{2-} , VO_4^{-3} , AsO_4^{-3} , CrO_4^{-2} e ainda outros, enquanto que o sítio do ânion monovalente F^- pode ser ocupado principalmente por OH^- , Cl^- ou CO_3^{2-} . O conteúdo catiônico substituindo o Ca^+ pode conter Na^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , U^{4+} , U^{6+} , K^+ , Cd^{2+} , ETR^{2+} , ETR^{3+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} , Be^{2+} e ainda outros. Al^{3+} poderia substituir tanto C^{2+} como P^{5+} (Fischer e McConnell, 1969). Segundo Fleet et al. (2000), os ETR substituem de forma diferente as posições *Ca1* e *Ca2* na estrutura da apatita. Na fluorapatita essa substituição ocorre preferencialmente na posição *Ca2* (Hughes et al., 1991). Para Pan e Fleet (2002) essa preferência está relacionada como o mecanismo de substituição de eletronegatividade e/ou equalização da valência.

As composições da apatita magmática são controladas por temperatura, pressão, fugacidade de oxigênio e composição das fases de coexistência, bem como pela composição em massa do magma hospedeiro (e.g. Watson e Green, 1981; Ayers e Watson, 1993; Hoskin et al., 2000; Belousova et al., 2001; Parat et al., 2002; Boyce e Hervig, 2008; Chu et al., 2009; Miles et al., 2014). Sendo assim, sua composição está associada ao meio de formação, mas também pode ser influenciada pela necessidade de compensação de cargas quando ocorrem substituições entre íons de carga diferente em relação à fórmula ideal da apatita (Toledo e Pereira, 2001). Esse fator influencia nas características do mineral, tais como diferença de densidade, índice de refração, birrefringência, solubilidade e etc. Segundo Stoppa e Liu (1995), por conta dessas possibilidades de substituições de ânions e cátions a apatita é considerada como uma boa indicadora de evolução magmática.

Outra característica relevante da apatita é sua importância geoquímica, sendo um dos minerais nos quais os ETR tendem a se concentrar. A substituição de ETR nas apatitas de complexos ígneos apresenta uma grande relevância, pois esse processo reflete a composição do magma e sua evolução, além de ser considerado como um mineral importante na variação do conteúdo de ETR das rochas ígneas (Hughes et al., 1991). Segundo estudos concluídos por Rønso (1989) e Hughes et al. (1991), a substituição do Ca^{2+} por ETR é acompanhada pela entrada de sódio monovalente e Si no lugar do P. De acordo com Hoggarth (1989), a concentração de ETR nas apatitas pode apresentar variações entre 1% a mais de 8% em peso.

Com relação à ocorrência da apatita em rochas ígneas ela pode se dar como uma fase de cristalização precoce, ou ocorrer por precipitação apresentando um intervalo de cristalização muito longo ou ainda pode começar cristalizar-se mais tardiamente (Boudreau et al., 1993; Hoskin et al., 2000). Por conta disso, esse mineral pode ser considerado como um registro sensível de processos magmáticos, como por exemplo, cristalização fracionada

ou mistura de magma durante o resfriamento (e.g. Tepper e Kuehner, 1999; Harlov e Förster, 2003; Harlov et al., 2005; Rønso, 2008; Chu et al. 2009; Wang et al., 2014; Teiber et al., 2015).

As apatitas nas rochas ígneas podem apresentar zoneamento ou não. O zoneamento pode ser concêntrico e/ou oscilatório (e.g. Ladenburger et al., 2016) e pode estar associado à concentração de halogênios nas rochas ígneas por conta do resfriamento do magma. Sendo a apatita a principal repositora de halogênios nas rochas tanto do manto quanto da crosta terrestre, ela pode ser útil na determinação da composição dos fluídos crustais e mantélicos. Como exemplo, podemos mencionar os estudos realizados no plúton La Gloria no Chile por Cornejo e Mahood (1997), que revelaram uma gradação composicional nas apatitas presentes na parte superior do plúton que apresentavam um teor mais alto de flúor em relação ao cloro. Segundo, Ladenburger et al. (2016), o conteúdo de cloro tende ser maior devido ao aumento de ETR e Si no magma durante processo de diferenciação magmática por conta da substituição acoplada $Ca^{2+} + P^{5+} = ETR^{3+} + Si^{4+}$.

Os cristais de apatita nas rochas ígneas apresentam hábitos eudrais a subedrais e aciculares, com dimensões que raramente excedem a 1mm. Wyllie et al. (1962), em seus estudos experimentais relataram que na presença de líquido ou vapor se cristalizavam apatitas eudrais a subedrais e com o aumento do resfriamento do sistema surgiam formas aciculares, ou seja, ocorria uma variabilidade do hábito da apatita em relação a variação da temperatura. Um estudo similar, desenvolvido no complexo carbonatítico de Oka no Canadá (Girault, 1966), inferiu que o carbonatito cristalizado era pelo menos parcialmente fluído, sendo que esta conclusão foi possível com a conexão dos resultados experimentais de Wyllie et al. (1962). Por outro lado, Azzone et al. (2016) interpreta as apatitas aciculares presentes no maciço alcalino de Ponte Nova (SP) como uma feição de hibridização de magmas. Dessa maneira, esses estudos mostram que o hábito da apatita está relacionado diretamente com o meio e seu histórico de resfriamento, ressaltando que quanto maior a taxa de resfriamento do meio maior será a presença da apatita acicular.

Quanto à solubilidade do mineral apatita no magma, diversos estudos revelaram que a mesma está diretamente associada à temperatura. Segundo London et al. (1999), o aumento da temperatura provoca aumento na solubilidade e decréscimo da polimerização do magma fazendo com que a concentração de sílica na apatita diminua. Essas características podem ser utilizadas para estimar a temperatura de cristalização da apatita em sistemas magmáticos.

7. MATERIAIS E MÉTODOS

Primeiramente foi realizado um levantamento de todas as lâminas da coleção do professor Francisco Rubens Alves, que se encontravam disponíveis com o orientador. Em seguida foram separadas 40 lâminas representativas quanto aos tipos litológicos e à presença de apatita, contidas nas rochas sieníticas da Ilha dos Búzios, sendo 27 de sienitos intrusivos e 13 de diques félsicos. Para isso o mapa de pontos da Ilha dos Búzios confeccionado por Alves (1997) foi utilizado, visando obter amostras que contemplassem praticamente todas as regiões da Ilha.

A análise petrográfica das 40 (quarenta) lâminas escolhidas foi realizada no Laboratório de Microscopia Petrográfica do IGc-USP, utilizando o microscópio petrográfico Olympus, modelo BXP-50, com ênfase na análise do mineral apatita. As fotomicrografias foram realizadas no Laboratório de Microscopia Petrográfica do Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP, utilizando o microscópio óptico binocular de luz polarizada Olympus BXP 50 com câmera digital Olympus acoplada.

Para as análises químicas da apatita foram selecionadas 10 (dez) amostras representativas, que continham o mineral apatita, nas diferentes litologias da Ilha dos Búzios. As análises minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, empregando-se o instrumental de fabricação JEOL JXA-FE-8530, com canhão eletrônico suportado por *Field Emission* (FE) provido com cinco espectrômetros WDS e um espectrômetro EDS. As amostras foram analisadas por WDS (análise quantitativa) em seções delgadas de 30 μm polidas e metalizadas com películas de carbono (~30nm). Para facilitar a localização destes pontos durante o procedimento analítico na microsonda, as seções delgadas foram escaneadas a 9600 dpi em luz transmitida utilizando-se o scanner Epson V500 Photo. Os grãos estudados foram previamente selecionados petrograficamente com o auxílio de um microscópio óptico, acoplado a uma platina automatizada, sendo que a localização dos pontos foi definida com o recurso do software Digimax. Os cristais utilizados nas rotinas analíticas foram: TAP (1), LIFL (2), PETJ (3), PETL (4), TAPH (5). As condições analíticas foram de 20 kV para o potencial de aceleração e de 50 nA para a corrente do feixe eletrônico. O diâmetro do feixe incidente foi de 5 μm para os grãos maiores, e 2-3 μm na borda dos grãos com zoneamento. As configurações de análise para cada elemento, incluindo os tempos máximos de integração das contagens de pulsos, o cristal e espectrômetro utilizado, o padrão analítico e a linha de emissão do característico encontram-se reunidos na Tabela 1. Para obtenção das imagens de elétrons retroespalhados a voltagem permaneceu a mesma (20 kV) e a corrente foi reduzida para 30 nA.

Elemento	Cristal (espectrômetro)	Linha de emissão	Padrão	Tempo de Contagem
P	PETL (4)	K α	Fluorapatita	2,5s
Si	TAP (1)	K α	Diopsídio	10s
Ti	PETJ (3)	K α	Rutilo	15s
Al	TAPH (5)	K α	Hornblenda	15s
Fe	LIFL (2)	K α	Faialita	5s
Mn	LIFL (2)	K α	Faialita	15s
Ca	PETJ (3)	K α	Fluorapatita	7,5s
Y	TAP (1)	L α	Fosfato de Ítrio	25s
La	PETJ (3)	L α	Fosfato de Lantânio	5s
Ce	PETJ (3)	L α	Fosfato de Cério	10s
Pr	LIFL (2)	L β	Fosfato de Praseodímio	15s
Nd	LIFL (2)	L β	Fosfato de Neodímio	15s
Sm	LIFL (2)	L β	Fosfato de Samário	15s
Gd	LIFL (2)	L β	Fosfato de Gadolínio	15s
Dy	LIFL (2)	L β	Fosfato de Disprósio	15s
Sr	PETL (4)	L α	Estroncianita	15s
Na	TAP (1)	K α	Albita	5s
Th	PETL (4)	M α	Vidro riolítico	50s
F	TAPH (5)	K α	Fluorapatita	2,5s
Cl	PETJ (3)	K α	Sodalita	5s

Tabela 1: Padronização utilizada nas rotinas analíticas.

As condições analíticas foram escolhidas de forma a priorizar a qualidade da determinação dos elementos menores e traços pesados, como os ETR, em detrimento dos elementos mais leves, como o F. Nessas condições, os erros relativos encontram-se abaixo de 0,5% para os elementos maiores (Ca e P), de 1 a 10% para os principais elementos menores (F, Si, Fe, Mn, Y e Ce) e entre 5 e 100% para os demais elementos menores e traços. Os limites de detecção situam-se entre 0,01 e 0,03 % em peso para todos os óxidos e o Cl, enquanto o limite de detecção do F é de 0,07 % em peso.

Com o conjunto de dados obtidos, primeiramente foi realizado o cálculo das respectivas fórmulas estruturais calculadas na base de 8 cátions de oxigênio, seguindo os procedimentos descritos por Deer et al. (2000). Em seguida os dados foram tratados com o auxílio do pacote de softwares Microsoft, no qual foram geradas tabelas e gráficos.

A microsonda eletrônica é um método analítico que permite a visualização do material e análises pontuais em minerais, sendo considerada como uma técnica não destrutiva que é amplamente utilizada no campo da geologia, como apresentado por Gomes

e Girardi (1973) e Gomes (2015). Além disso, apresenta outros fatores relevantes como: não provoca alterações na composição química ou física da amostra; oferece uma visão abrangente das relações texturais das diversas fases presentes em uma amostra; possui alta resolução espacial na determinação (qualitativa e quantitativa) da composição química de substâncias sólidas com diâmetro da ordem de alguns microns; a visualização em tempo real da análise permite uma correlação do quimismo com aspectos morfológicos e texturais da amostra (por exemplo, estruturas zonadas, pequenas inclusões, lamelas de exsolução etc.); determinação quantitativa com boa exatidão; limite de detecção na região de 50 ppm permitindo a determinação de elementos menores e traços; apresenta alta eficiência na coleta de dados químicos num intervalo de tempo entre 1 e 5 minutos.

Cabe destacar que a microsonda eletrônica propicia uma técnica analítica que tem sido utilizada por diversos pesquisadores em estudos relacionados à textura, zoneamento e variação composicional das apatitas em complexos ígneos. Como exemplo pode-se citar: Macdonald et al. (2013), que estudaram a paleogênese dos granitos da Escócia e noroeste da Irlanda; Ladenburger et al. (2016), que analisaram as variações composicionais e texturas da apatita em rochas ígneas alcalinas, no rift da Província de Gardar, localizada no sul da Groelândia; Rønsbo (2008), que estudou as apatitas do complexo alcalino de Ilímaussaq, localizado no sul da Groelândia, distinguindo quatro gerações de apatitas; Liferovich e Mitchell (2006), que avaliaram a textura e evolução composicional do grupo das apatitas relacionados aos nefelina microssienitos, no complexo de Pilansberg, África do Sul, no qual as variações composicionais dos minerais do grupo da apatita forneceram informações sobre a evolução de seus fluídos e magmas parentais.

Por outro lado, pesquisadores como Mao et al. (2016) utilizaram em complemento à análise química via microsonda eletrônica o LA-ICP-MS para obter dados mais robustos. Esta técnica analítica permite um maior limite de detecção para os lantanídeos médios e pesados. Em contra partida este recurso apresenta limitações para caracterizar quimicamente o zoneamento de pequenos cristais de apatita, como os que ocorrem nas rochas sieníticas da Ilha dos Búzios, uma vez que este necessita de um diâmetro de análise consideravelmente maior que o da microsonda eletrônica. Sendo assim, a escolha da técnica utilizada para análise química das apatitas da Ilha dos Búzios foi baseada em estudos que foram mencionados acima, e que somente com o uso da microsonda conseguiram atingir seus objetivos.

8. RESULTADOS OBTIDOS

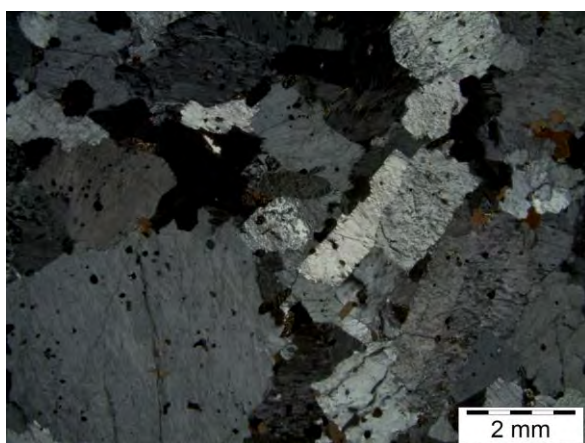
8.1. Descrição petrográfica

Álcali feldspato sienitos

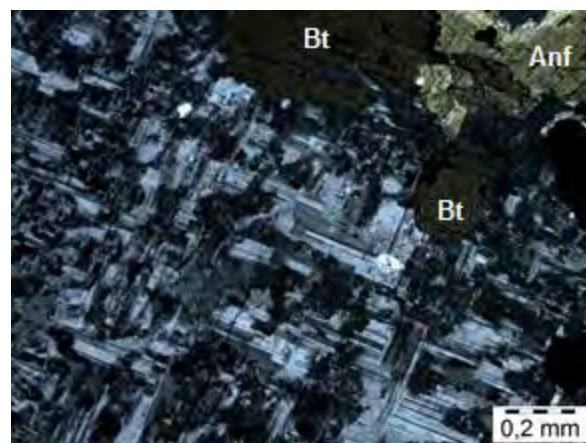
Os álcali feldspato sienitos apresentam uma granulação que varia desde média a grossa. Possuem texturas equigranulares a inequigranulares. Sua mineralogia é constituída por mesopertita, biotita, clinopiroxênio e anfibólio, podendo conter quartzo ou não, que geralmente não ultrapassam dos 5%. Os minerais acessórios são opacos, apatita, titanita e zircão.

O feldspato alcalino mesopertítico é dominante na rocha com porcentagens que correspondem entre 90 a 95%. Sua granulação varia de média a grossa (1 a 2 mm) e os contatos geralmente são irregulares com formatos retangulares a sub-retangulares. Em algumas amostras os contatos apresentavam embainhamento entre os grãos, enquanto que outras preservavam formas mais retilíneas (Fotomicrografia 1). Em grande parte das amostras os indivíduos possuem geminação simples do tipo carlsbad, mas também há geminação polissintética (Fotomicrografia 2).

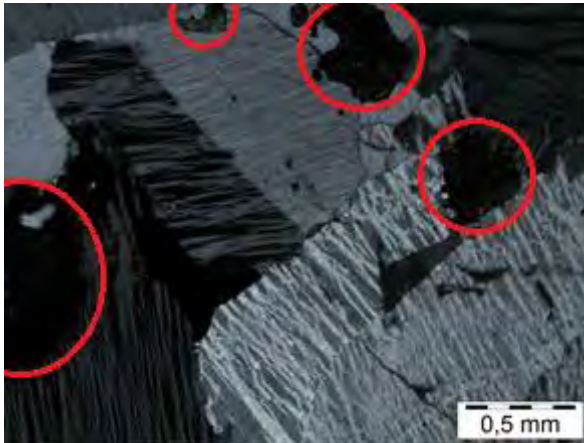
As mesopertitas são tipicamente lameladas “tigradas” (Fotomicrografia 3) e preservam fases sódicas e potássicas, além de fases intermediárias e homogêneas (Fotomicrografia 4). A fase sódica é a que mais predomina em torno de 50% e exibe com frequência geminação polissintética, se apresentando mais limpa (clara), enquanto que a fase potássica não apresenta geminação e possui um aspecto mais turvo (escuro).



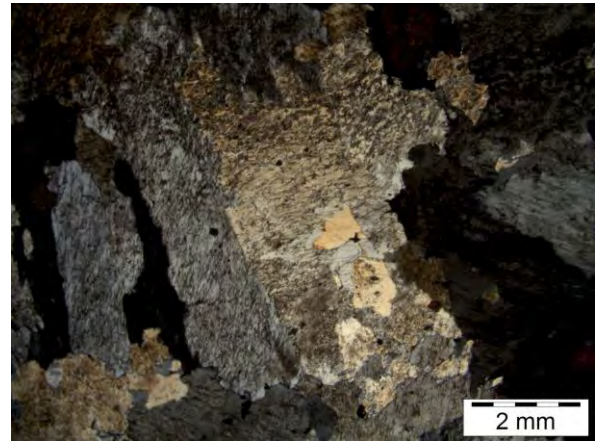
Fotomicrografia 1: Álcali feldspato sienito. Textura inequigranular. Os grãos de mesopertitas, biotita e opacos apresentam formas irregulares com embainhamento mútuo, ao mesmo tempo preservam partes mais retilíneas. (Polarizadores cruzados)



Fotomicrografia 2: Álcali feldspato sienito. Mesopertitas com geminação polissintética (fase albítica mais clara e fase potássica mais escura). No canto superior direito observa-se grãos de anfibólio e biotita. (Polarizadores cruzados).

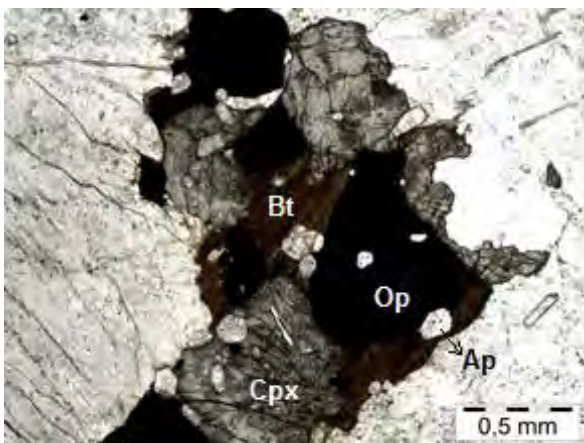


Fotomicrografia 3: Álcali feldspato sienito. Mesopertita lamelar “tigrada”, em grande parte anastomosada com inclusões de clinopiroxênio (circulados na figura). O indivíduo da esquerda no canto superior apresenta geminação Carlsbad. (Polarizadores cruzados).

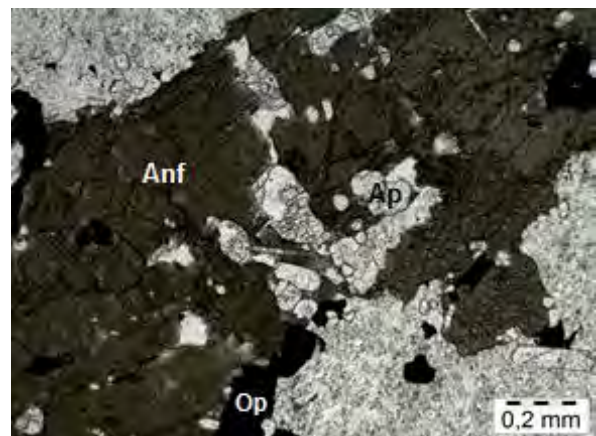


Fotomicrografia 4: Álcali feldspato sienito. Mesopertita com padrão irregular. Fase sódica (amarelada), fase intermediária (cinza clara) e fase potássica (cinza escuro). (Polarizadores cruzados).

Os máficos aparecem como agregados ou grãos isolados, preservando hábitos subedrais a anedrais cuja representação está entre 5 e 10% da rocha. Os minerais máficos mais abundantes são anfibólio, clinopiroxênio e biotita. Apresentam dimensões milimétricas e alguns ocorrem como inclusões, além se encontrarem dispersos entre os feldspatos (Fotomicrografia 5). Os minerais acessórios que representam cerca de 1% da rocha, também aparecem dispersos ou inclusos nos minerais máficos (Fotomicrografia 6). As assembleias mais comuns são clinopiroxênio-biotita-anfibólio-opacos e clinopiroxênio-biotita-opacos.

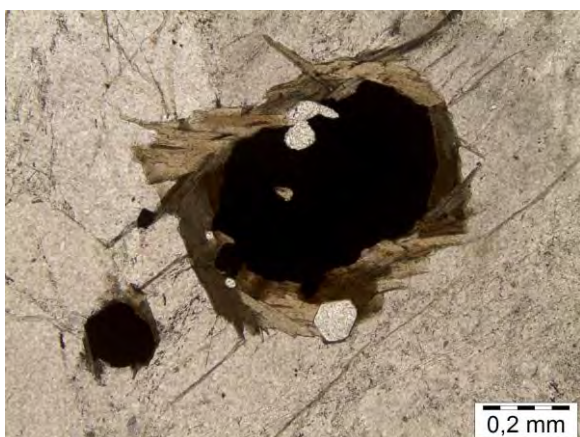


Fotomicrografia 5: Álcali feldspato sienito. Agregados de máficos com clinopiroxênio, biotita, opacos e apatitas. (Polarizadores descruzados).

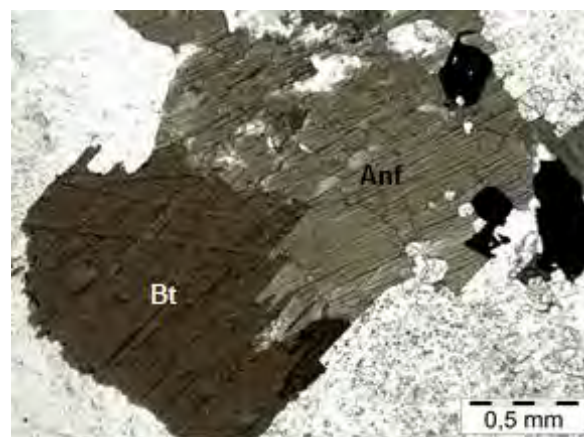


Fotomicrografia 6: Álcali feldspato sienito. Anfibólio com inclusões de opacos e apatita. (Polarizadores descruzados)

A biotita apresenta dimensões milimétricas a submilimétricas e aparece em forma de palhetas ou placas inclusa e dispersa no feldspato. Possui inclusões de opacos, apatita, zircão e, às vezes, inclui restos de piroxênio e anfibólio. Alguns cristais de opacos aparecem orlados por biotita (Fotomicrografia 7) e com certa frequência a biotita apresenta interdigitação (Fotomicrografia 8).



Fotomicrografia 7: Álcali feldspato sienito. Opacos orlados por biotita. Apatitas com hábitos eudrais a subedrais inclusas na biotita e no opaco. (Polarizadores descruzados).



Fotomicrografia 8: Álcali feldspato sienito. Interdigitação entre a biotita e o anfibólio. Anfibólio com inclusões de apatitas e opacos. (Polarizadores descruzados).

O clinopiroxênio ocorre com formas equidimensionais e estão inclusos nos feldspatos. Assumem dimensões menores desde milimétricas a submilimétricas. Possui inclusões de opacos, biotita e apatita. Alguns grãos apresentam clivagem de 90°, outros se encontravam corroídos e alterados com manchas mais claras no seu interior (Fotomicrografia 9).

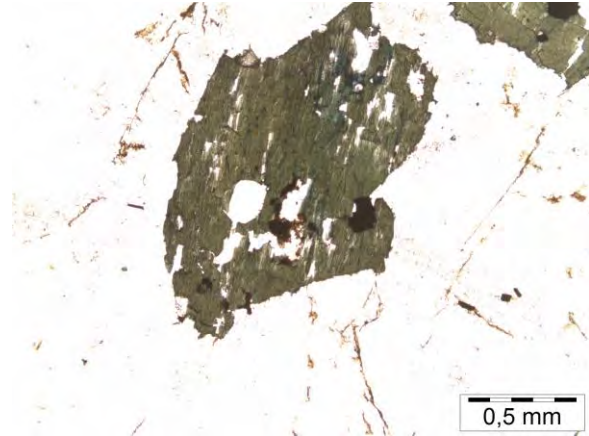
Os anfibólios apresentam formas irregulares e com inclusões de opacos, biotita e apatitas, além de ocorrerem inclusos nos feldspatos (Fotomicrografia 10). Alguns cristais se mostram corroídos e a maioria não indica clivagem, mas quando esta ocorre é possível ver a clivagem de 120° preservada. Sua cor pode variar desde tons de verde a amarelo pardacento. Raramente assumem tons azulados e são frequentemente manchados apresentando zoneamento.

O quartzo não ultrapassa os 5%, ocorrendo de forma isolada ou intersticial. Os opacos são presentes em todas as rochas e sempre estão associados aos máficos, possuem inclusões de apatita e às vezes se encontram orlados por biotita ou titanita.

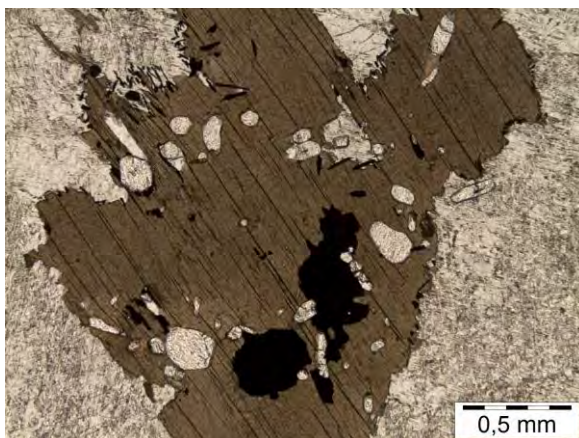
A apatita apresenta dimensões submilimétricas que não ultrapassam 0,2 mm, geralmente aparecem inclusas nos máficos e nos feldspatos (Fotomicrografia 11), possuem hábitos eudrais a subedrais e aciculares (Fotomicrografia 12). A titanita possui forma irregular e com frequência aparece orlando os cristais de opacos, ocorrendo inclusa nos máficos e nos feldspatos. Já o zircão é incolor e apresenta hábitos prismáticos ou arredondados, se apresentando de maneira mais restrita.



Fotomicrografia 9: Álcali feldspato sienito. Clinopiroxênio incluído nos feldspatos com inclusões de opacos, biotita e apatita. Apresenta aspecto corroído com núcleo incolor e bordas mais esverdeadas. (Polarizadores descruzados).



Fotomicrografia 10: Álcali feldspato sienito. Anfibólio com inclusões de opacos, apatita e zircão. Apresenta tons de azul na parte superior do grão. (Polarizadores descruzados).



Fotomicrografia 11: Álcali feldspato sienito. Inclusões de apatitas e opacos na biotita. Notar o hábito subarredondado das apatitas. (Polarizadores descruzados).



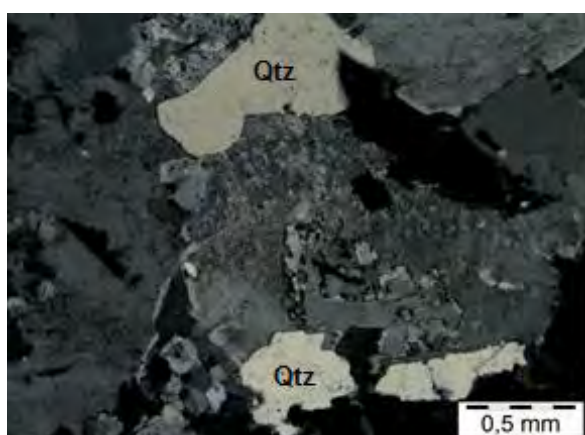
Fotomicrografia 12: Álcali feldspato sienito. Apatita com hábito acicular inclusa no feldspato. (Polarizadores descruzados).

Quartzo-álcali feldspato sienitos

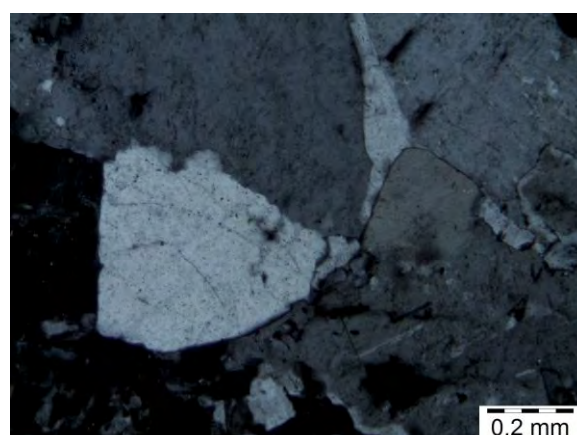
Os quartzo-álcali feldspato sienitos apresentam granulação fina a grossa. A maior parte das rochas analisadas possuem texturas equigranulares a inequigranulares (Fotomicrografia 13), porém em menor proporção algumas amostras exibem uma textura alotriomórfica (Fotomicrografia 14). Sua mineralogia é composta por mesopertitas, quartzo, anfibólio, clinopiroxênio, biotita e minerais acessórios, tais como apatita, opacos e zircão. O que diferencia essas rochas dos álcalis feldspatos sienitos é a presença de quartzo com porcentagens maiores que 5%, que em geral não ultrapassam os 10%.

Entre os minerais máficos que representam 5 a 10% da rocha, o anfibólio é o que aparece em maior proporção ocorrendo frequentemente de maneira isolada, mas às vezes encontra-se associado à biotita e ao piroxênio, sendo que a associação mais presente é anfibólio-opacos-apatita. O clinopiroxênio quase sempre se encontra alterado. A biotita aparece em menor quantidade sob a forma de paletas isoladas com grãos menores, e na maioria das vezes apresenta inclusões de opacos.

A apatita também ocorre em menor proporção, apresenta hábitos euedrais a subedrais e aciculares e está inclusa nos feldspatos e no anfibólio. O zircão encontra-se em maior proporção nessas rochas que nas demais, apresentando hábitos prismáticos a subarredondados. Em geral os minerais acessórios correspondem a aproximadamente 1% da rocha.



Fotomicrografia 13: Quartzo-álcali feldspato sienito. Textura inequigranular, contatos irregulares e grãos de quartzo. (Polarizadores cruzados).



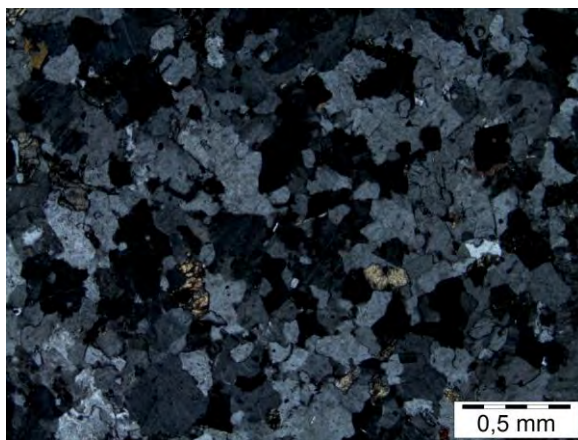
Fotomicrografia 14: Quartzo-álcali feldspato sienito. Textura alotriomórfica (cristais anédricos). (Polarizadores cruzados).

Álcali feldspato microssienitos

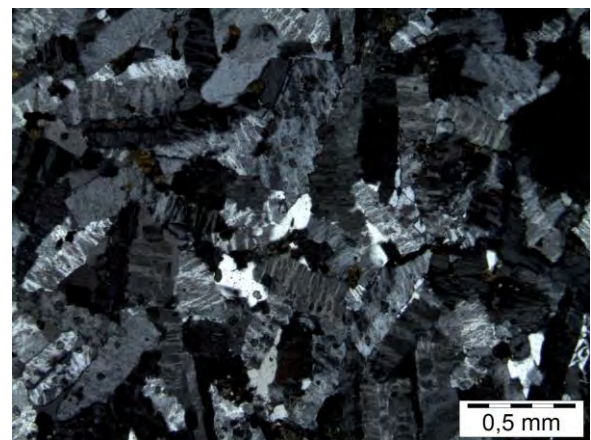
Os álcali feldspato microssienitos mineralogicamente não diferem dos sienitos e tendem a ocorrer como diques. Sua granulação varia de fina a média com textura equigranular e inequigranular (Fotomicrografia 15).

Sua composição mineralógica é composta por micromesopertitas variadas desde tabulares até subarredondadas que representam entre 90 a 95% da rocha. Apresenta contatos irregulares e geminações do tipo carlsbad e polissintética, as quantidades de quartzo são inferiores a 5%. Os máficos não ultrapassam os 10% e raramente são bem formados. Geralmente estão inclusos nas mesopertitas (fotomicrografia 16) mas podem ocorrer de maneira intersticial.

O anfibólio ocorre em maior proporção em relação ao clinopiroxênio e a biotita é quase ausente. Entre os acessórios que não ultrapassam 1% estão a apatita (menor proporção), o zircão (maior proporção) e os opacos que estão sempre associados aos anfibólios. Em algumas amostras foi observada a presença de carbonato intersticial como produto de alteração.



Fotomicrografia 15: Álcali feldspato microssienito. Textura equigranular com granulação fina. (Polarizadores cruzados).



Fotomicrografia 16: Álcali feldspato microssienito. Micromesopertitas lameladas com grãos tabulares e inclusões de anfibólio. (Polarizadores cruzados).

Quartzo-álcali feldspato microssienitos

Essas rochas apresentam proporções de quartzo superiores a 5% e não ultrapassam os 10% (Fotomicrografias 17 e 18). Possui textura inequigranular com granulação fina e sua mineralogia é composta por micromesopertitas (90 a 95%), minerais máficos (anfíbólio,

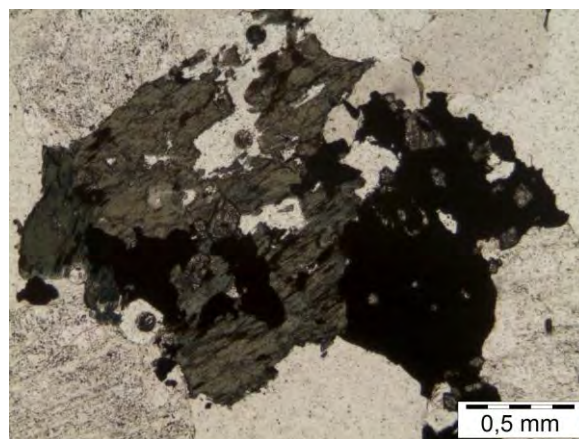
clinopiroxênio e biotita) que representam cerca de 5 a 10% da rocha. Como acessórios estão os opacos, apatita e zircão que não ultrapassam de 1%.

Entre os máficos o anfibólio é o que predomina e em menor proporção estão a biotita e o clinopiroxênio. Com relação aos minerais acessórios, a apatita é restrita, o zircão é mais abundante e os opacos geralmente encontram-se dispersos ou associados ao anfibólio.

As micromesopertitas possuem formas variadas, contato irregular, dimensões menores que 1mm e geminações do tipo carlsbad e polissintética. O anfibólio possui inclusões de opacos, apatita e zircão, além de cristais zoneados. A biotita por vezes apresenta intercrescimento no anfibólio e está inclusa nos feldspatos, mas também possuem inclusões de opacos e apatita.



Fotomicrografia 17: Alkali feldspato-quartzo microssienito. Textura inequigranular com concentrações de quartzo (em branco) em torno de 10%. (Polarizadores cruzados)

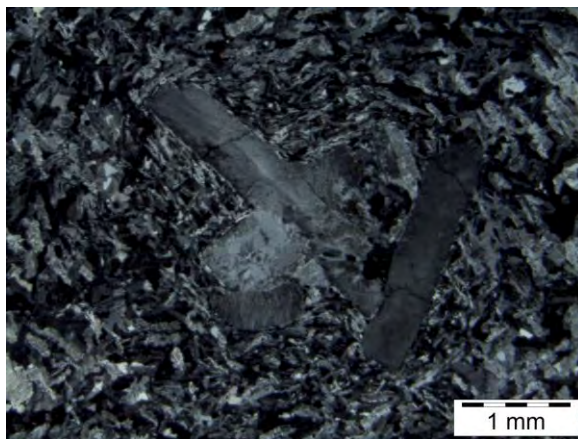


Fotomicrografia 18: Alkali feldspato-quartzo microssienito. Associação de anfíbólio e opacos. (Polarizadores descruzados).

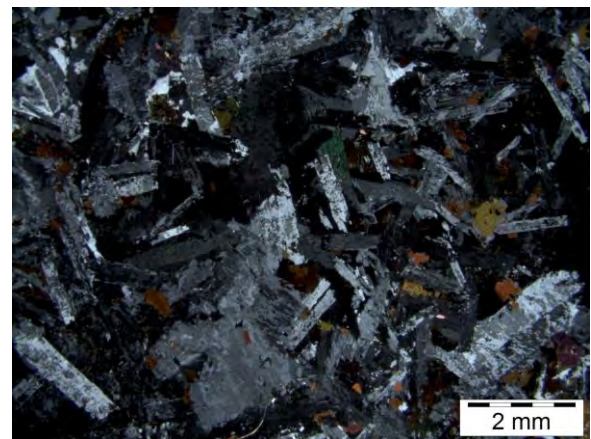
Nefelina microssienitos

Os nefelina microssienitos possuem granulação fina a média com textura inequigranular. Sua composição mineralógica é constituída por micromesopertitas, biotita, anfibólio e nefelina, como acessórios estão os opacos e apatita. Algumas amostras apresentaram fenocristais de feldspato potássico (Fotomicrografia 19), além de outros minerais como fluorita, cancrinita e lâvenita com inclusões de pirocloro. Os máficos e acessórios representam cerca de 10% da rocha, na qual as associações presentes são biotita-anfibólio-opacos, opacos-anfibólio e biotita-anfibólio.

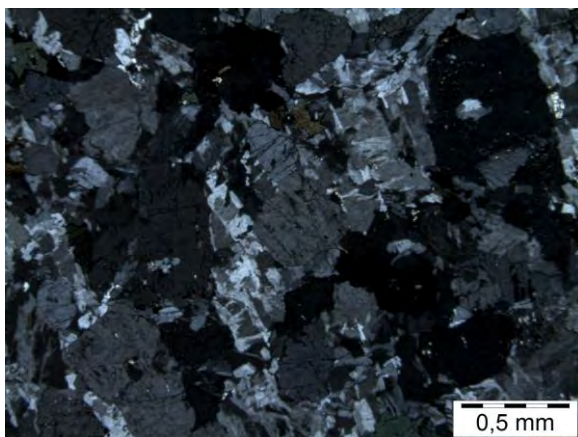
A mesopertita corresponde a aproximadamente 50% da rocha, possui formas variadas (Fotomicrografia 20), contatos irregulares (Fotomicrografia 21) a retilíneos e geminação do tipo carlsbad. Em menor quantidade ocorrem biotita e o clinopiroxênio. O anfibólio aparece em maior proporção e alguns grãos encontram-se alterados com presença de zoneamento, além de inclusões de opacos e biotita (Fotomicrografia 22). A nefelina representa cerca de 40% da rocha e é idiomórfica a subidiomórfica, ocorrendo como mosaico e geralmente inclui ou molda os minerais. As apatitas apresentam hábitos eudrais a subedrais e ocorrem inclusas na biotita e nos opacos.



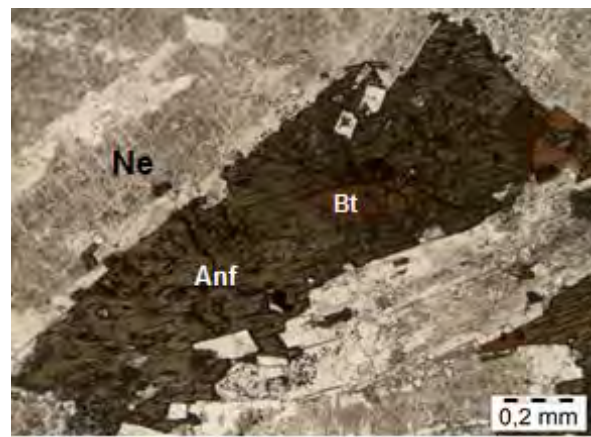
Fotomicrografia 19: Nefelina microssienito. Fenocristais de feldspato potássico com dimensões de 1 a 2mm. (Polarizadores cruzados).



Fotomicrografia 20: Nefelina microssienito. Mesopertita em formas de ripas com anfibólio e biotita intersticiais. (Polarizadores cruzados).



Fotomicrografia 21: Nefelina microssienito. Textura inequigranular com contatos irregulares. (Polarizadores cruzados).



Fotomicrografia 22: Nefelina microssienito. Associação de anfibólio e biotita. Notar a presença de nefelina que ocorre como mosaico. (Polarizadores descruzados).

8.2. Análise textural e química da apatita

Nas 10 amostras selecionadas foram realizadas ao todo 66 análises em apatitas das rochas sieníticas da Ilha dos Búzios, no qual os dados analíticos encontram-se na tabela 2 em anexo, juntamente com sua fórmula estrutural e os componentes moleculares. Para cada amostra, foram realizadas entre 5 e 7 imagens de elétrons retroespalhados em grãos de apatita previamente selecionados com vistas à descrever o tipo de zoneamento presente e escolher os 2 ou 3 melhores grãos para realizar a análise WDS. Com base nos resultados obtidos verificou-se que os álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos são quimicamente heterogêneos, enquanto que os quartzo-álcali feldspato sienitos apresentam aspecto químico homogêneo.

O conjunto de rochas analisadas revelou a presença de concentrações significativas para os elementos Cálcio, Fósforo, Terras Raras, Flúor, e Silício. Os principais constituintes da apatita, CaO e P₂O₅ apresentaram variações de 48,07 a 54,60% e 35,11 a 41,70% em peso, respectivamente. Os ETR (La₂O₃, Ce₂O₃, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃, Gd₂O₃, Dy₂O₃) e o Y₂O₃ analisados foram somados e os valores variaram entre 1,26 a 9,04% em peso, sendo que os mais abundantes foram Ce₂O₃ (0,38 a 4,43% em peso), La₂O₃ (0,11 a 2,20% em peso) e Nd₂O₃ (0,25 a 1,47% em peso), enquanto que os demais apresentaram valores menores que 1% em peso. Entre os ETR o Ce é o que apresenta maior teor em relação ao La e Nd e isso foi verificado em todas as amostras analisadas. O SiO₂ variou entre 0,1 a 1,60% em peso e Flúor entre 2,93 a 4,62% em peso.

As maiores concentrações de ETR e Si estão nos álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos. Por outro lado, nos quartzo-álcali feldspato sienitos os índices de ETR se mostraram mais baixos (1,26 a 1,55% em peso) e o SiO₂ ficou muito abaixo de 1% (0,13 a 0,18% em peso). O Flúor se encontra presente em todas as amostras analisadas, expressando valores que variam de 0,81 a 1,3 apfu, o que permite caracterizar as apatitas da Ilha dos Búzios como Fluorapatitas (CaF), conforme ilustra a figura 4.

Com relação aos componentes Na₂O, FeO, Cl, ThO₂, MnO e SrO as concentrações foram inferiores a 1% em peso, enquanto que os teores de TiO₂ e Al₂O₃ ficaram próximos ou abaixo dos limites de detecção.

Os elementos que possuem concentrações inferiores a 1% apresentaram algumas variações nos tipos de rochas amostradas que valem a pena serem ressaltadas (Figura 5). Os quartzo-álcali feldspato sienitos indicaram as maiores quantidades de Fe, embora nos outros elementos as concentrações tenham sido muito baixas. Nos álcali feldspato microssienitos as presenças de Cl e MnO foram maiores em relação aos demais. Os

nefelina microssienitos apresentaram concentrações maiores de Na₂O e SrO. Quanto aos álcali feldspato sienitos os valores se mantiveram relativamente baixos para esses elementos.

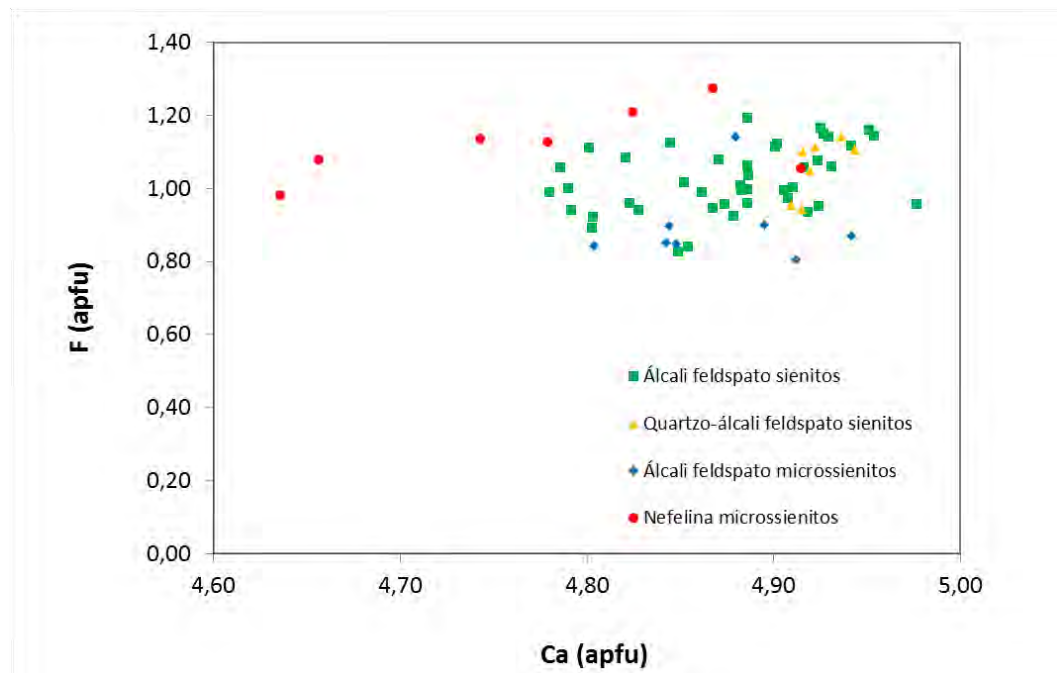


Figura 4: Concentrações de Flúor nas apatitas das rochas sieníticas da Ilha dos Búzios.

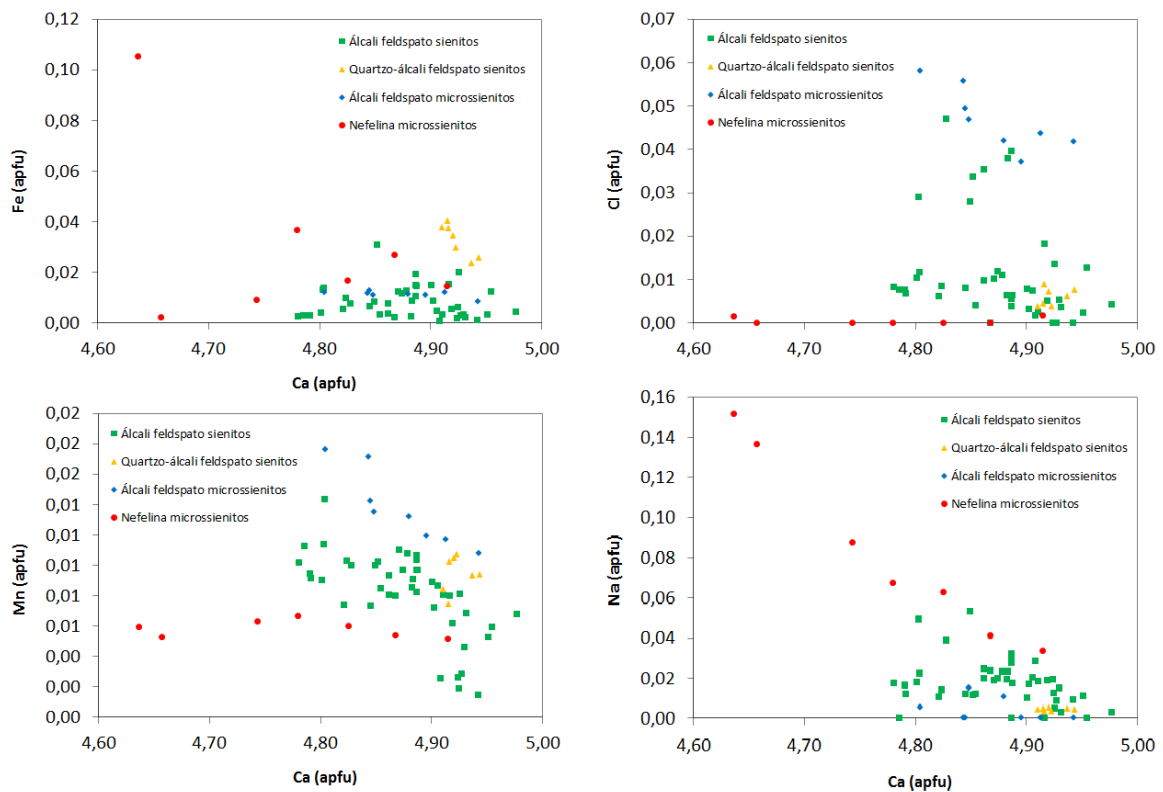


Figura 5: Diagramas de Fe, Cl, Mn e Na *versus* Ca (apfu) nas apatitas das quatro fácies analisadas no complexo alcalino da Ilha dos Búzios.

Com base nas imagens de elétrons retroespalhados foi possível observar que os cristais de apatita apresentaram zoneamentos concêntricos e/ou oscilatórios, que são registrados pelo enriquecimento dos ETR verificados na relação borda e núcleo dos grãos analisados (Figura 6). As apatitas em geral exibem hábitos euedrais a subedrais e prismáticos com tamanhos que variam entre 10 a 100 μm . Ocorrem inclusas na matriz, nos minerais máficos (biotita, clinopiroxênio, Anfibólio), em cristais de opacos (mineral acessório) e por vezes estão associadas a outras apatitas.

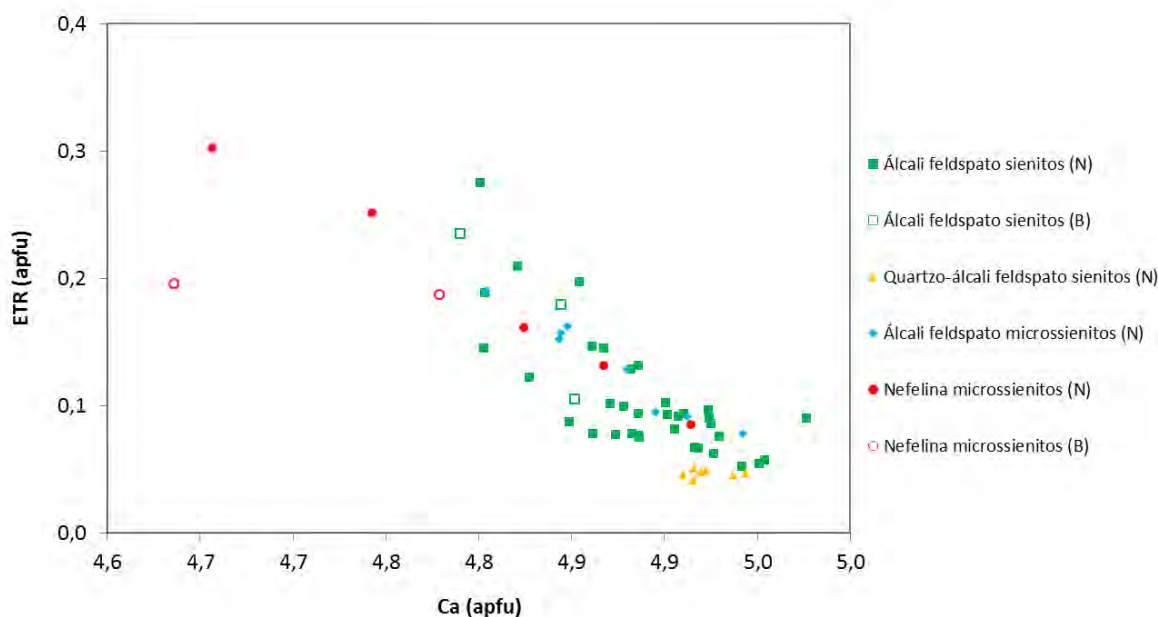


Figura 6: Imagens WDS das relações borda (B) e núcleo (N) das apatitas analisadas nas quatro fácies do complexo alcalino da ilha dos búzios.

Os álcali feldspato sienitos e álcali feldspato microssienitos possuem zoneamento concêntrico e/ou oscilatório (Figura 7 e 8) e os nefelina microssienitos zoneamento concêntrico (Figura 9). Os maiores conteúdos de ETR foram observados nos álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos sendo 1,66 a 9,04%, 2,36 a 5,60% e 2,68 a 9,03% em peso, respectivamente. Além disso, analisando as relações entre núcleo e borda os álcali feldspato sienitos e nefelina microssienitos apresentaram bordas mais ricas em ETR.

Os ETR que mais se destacam são Ce, La e Nd. Nos álcali feldspato sienitos as concentrações de Ce variam entre 0,58 a 4,06% em peso, La 0,19 a 2,09% em peso e Nd 0,27 a 1,43% em peso. Nos álcali feldspato microssienitos os teores de Ce, La e Nd variam 1,04 a 2,12%, 0,42 a 0,91% e 0,45 a 1,13% em peso, respectivamente. Os nefelina microssienitos apresentam valores de Ce entre 1,27 a 4,43% em peso, La 0,68 a 2,20% em peso e Nd de 0,40 a 1,47% em peso.

Nos quartzo-álcali feldspato sienitos as apatitas possuem grãos mais homogêneos (Figura 10) e os teores de ETR são menores, praticamente não apresentam variações ficando entre 1,26 a 1,55% em peso e as concentrações de Ce, La e Nd também são menores e não ultrapassam 1%.

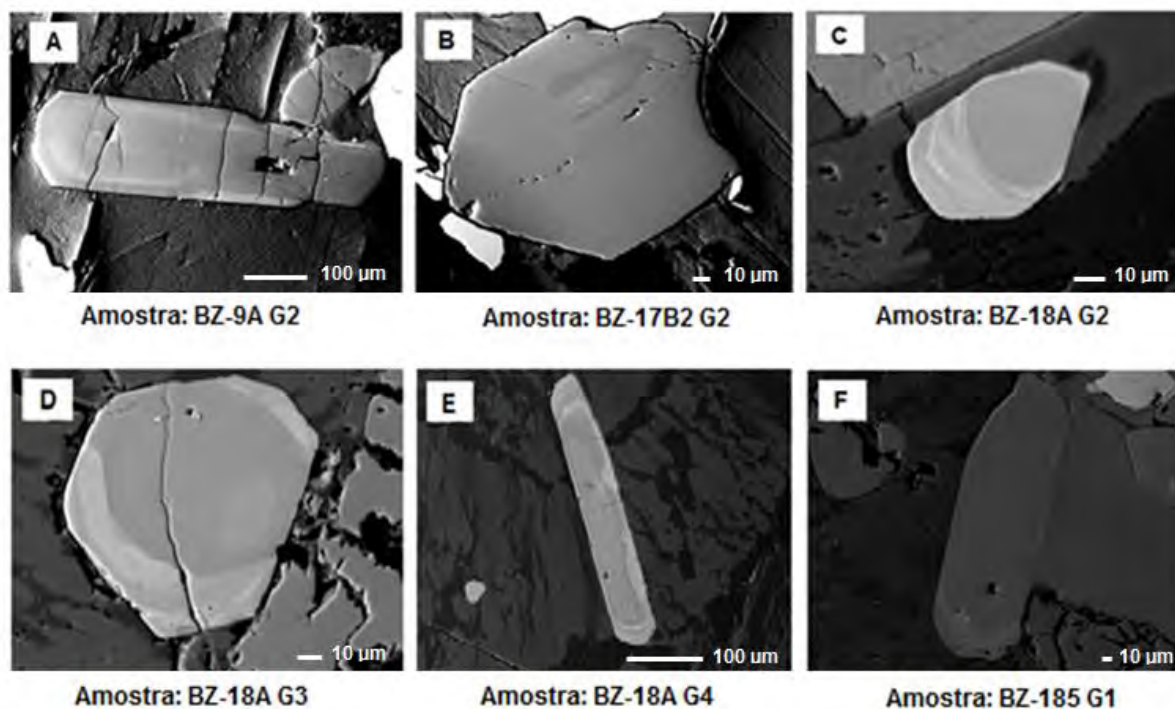


Figura 7: Imagens WDS de apatitas nos álcali feldspato sienitos. As figuras A, E e F apresentam grãos prismáticos com zoneamento oscilatório em A e zoneamento concêntrico e oscilatório em E e F. B e C possuem grãos subedrais com zoneamento concêntrico e oscilatório. Na figura D o grão é euedral com zoneamento concêntrico e oscilatório.

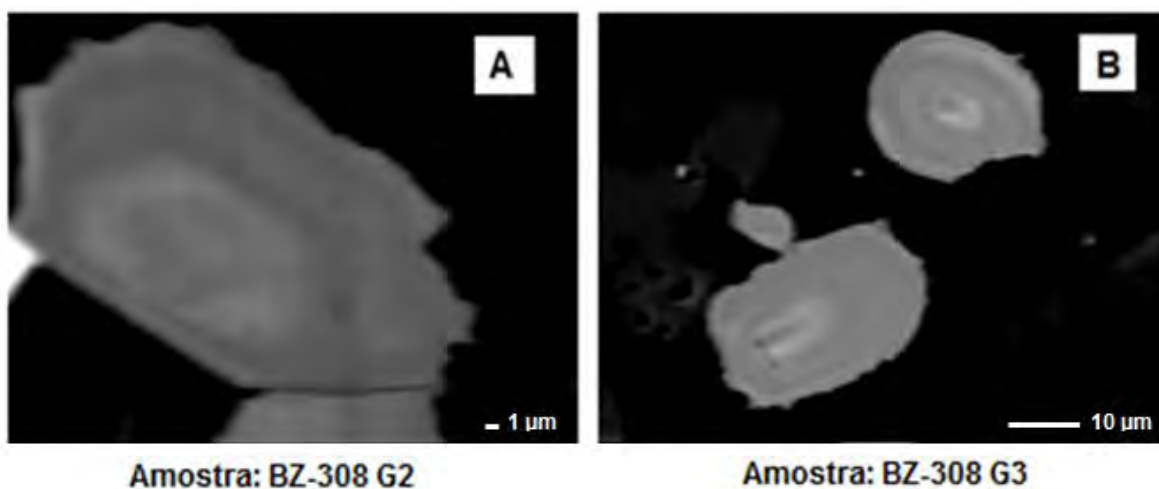


Figura 8: Imagens WDS de apatitas nos álcali feldspato microssienitos. A e B são grãos subedrais com zoneamento concêntrico e oscilatório.

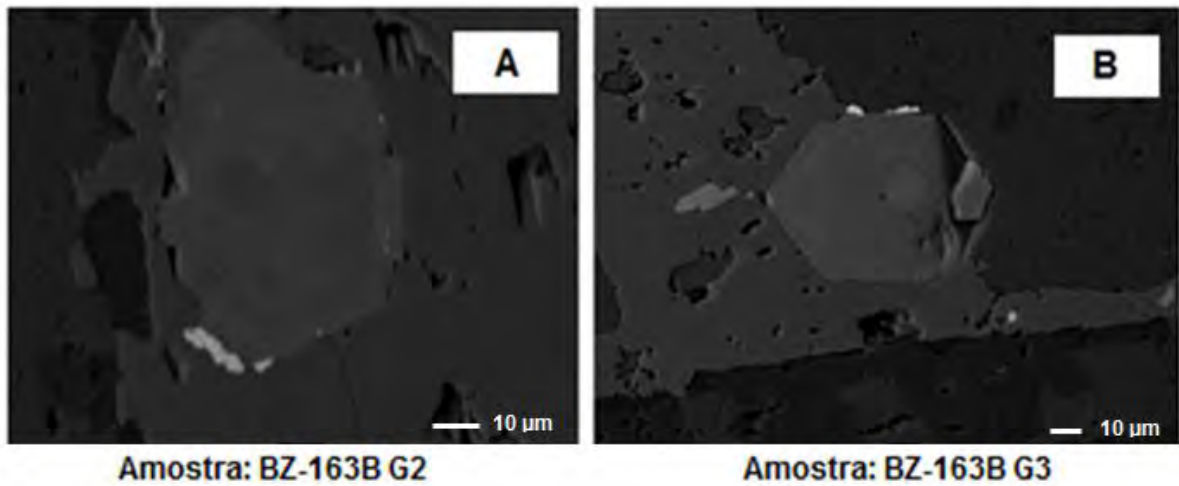


Figura 9: Imagens WDS de apatitas nos nefelina microssienitos. A e B apresentam zoneamento concêntrico.

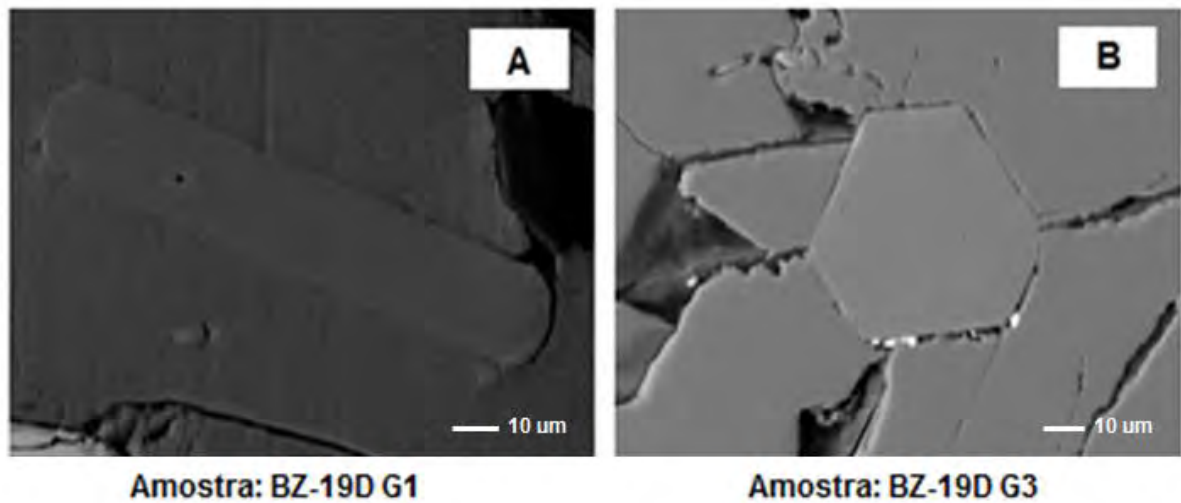


Figura 10: Imagens WDS de apatitas nos quartzo-álcali feldspato sienitos. A e B apresentam grãos homogêneos.

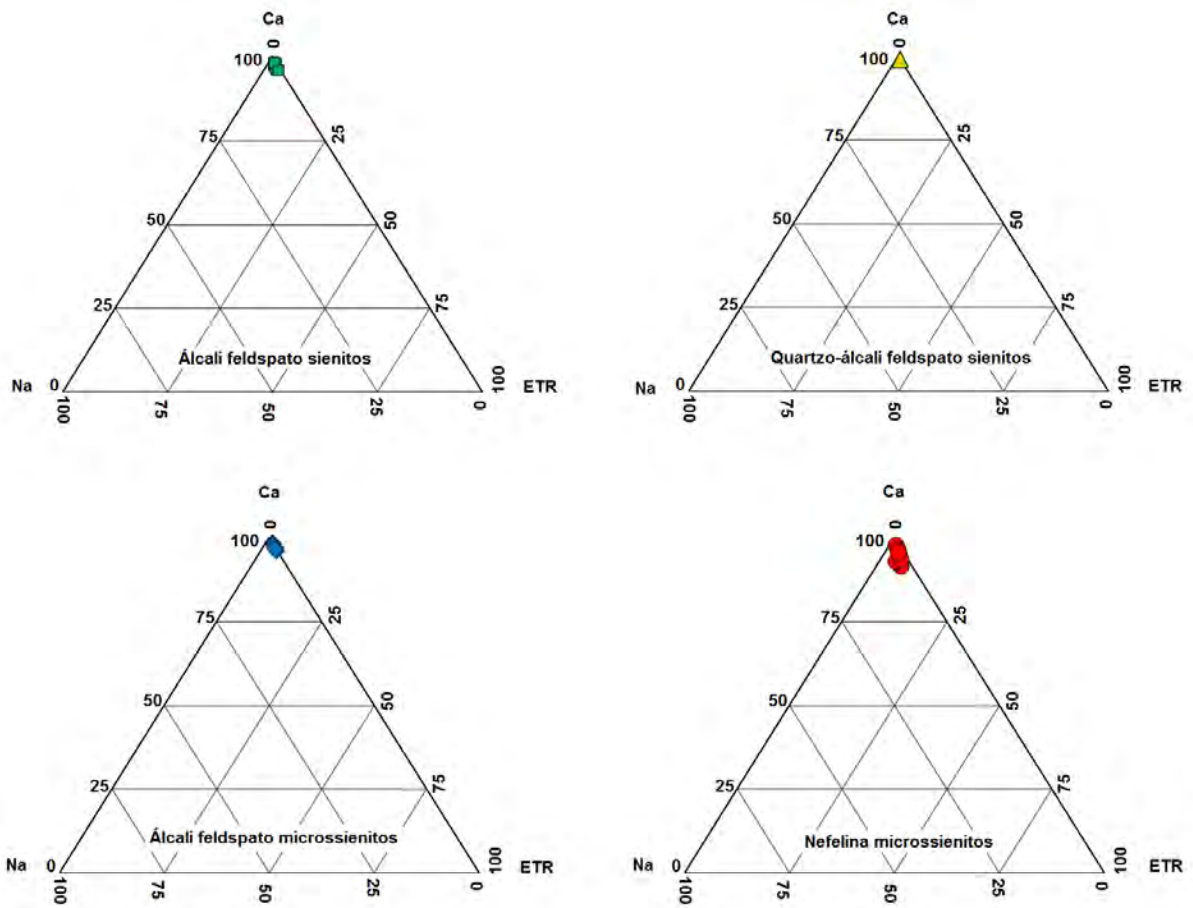


Figura 11: Diagramas ternários mostrando os conteúdos de Ca-ETR-Na (apfu) das apatitas das quatro fácies do complexo alcalino da Ilha dos Búzios.

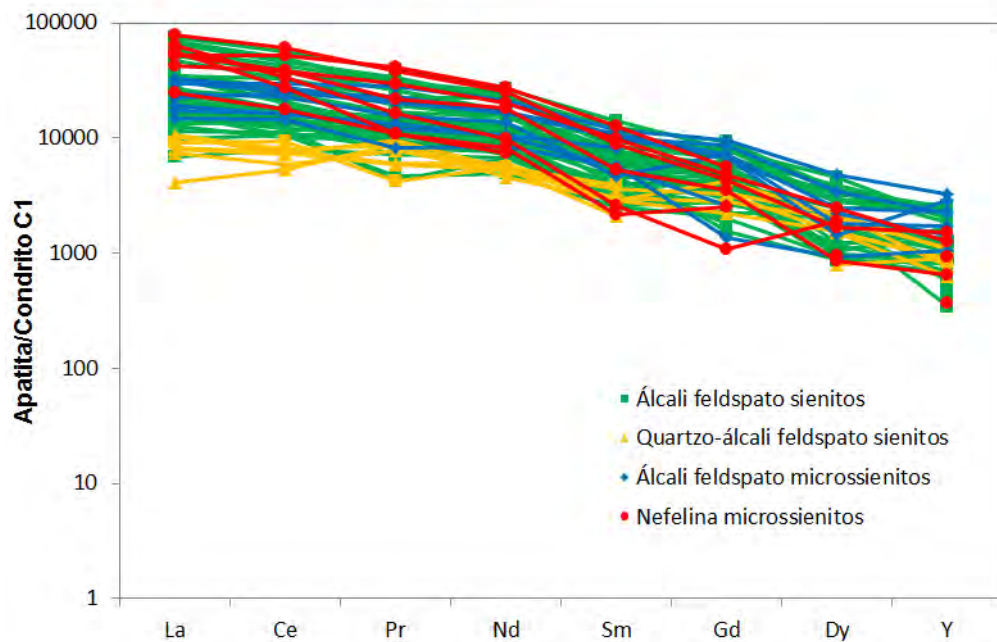


Figura 12: Diagrama dos ETR para as apatitas das quatro fácies do complexo alcalino da Ilha dos Búzios. Elementos normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

Os conteúdos de Ca-ETR-Na (apfu) analisados (Figura 11), apresentam concentrações de Ca com enriquecimento de ETR nos álcali feldspato sienitos, álcali feldspato-quartzo sienitos e álcali feldspato microssienitos, enquanto que os teores de Na são muito baixos nessas rochas variando entre 0,02 a 0,32 apfu. Já os Nefelina microssienitos além de apresentarem teores Ca com enriquecimento em ETR, também indicaram concentrações de Na mais altas com valores entre 0,20 a 0,88 apfu.

Analisando os padrões de ETR em relação ao condrito C1 de McDonough & Sun (1995) observa-se uma tendência contínua de enriquecimento dos ETR (Figura 12). Examinando separadamente as apatitas das quatro fácies, observa-se que os álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos mostram gráficos com inclinações mais acentuadas, destacando bem esse enriquecimento contínuo de ETR, enquanto que nos quartzo-álcali feldspato sienitos essa inclinação não é tão acentuada, indicando uma menor variação no enriquecimento de ETR, conforme ilustra a figura 13. Os álcali feldspato sienitos mostram enriquecimento entre 6.000 e 75.000 vezes, os quartzo-álcali feldspato sienitos de 4.000 a 10.500 vezes, os álcali feldspato microssienitos em torno de 14.900 a 32.600 vezes e os nefelina microssienitos entre 24.600 a 79.000. Embora o Ce apresente um teor maior em relação ao La, as figuras 12 e 13 mostram que a apatita prefere mais ao La do que o Ce, ou seja, a ordem de maior para menor preferência é La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy e Y.

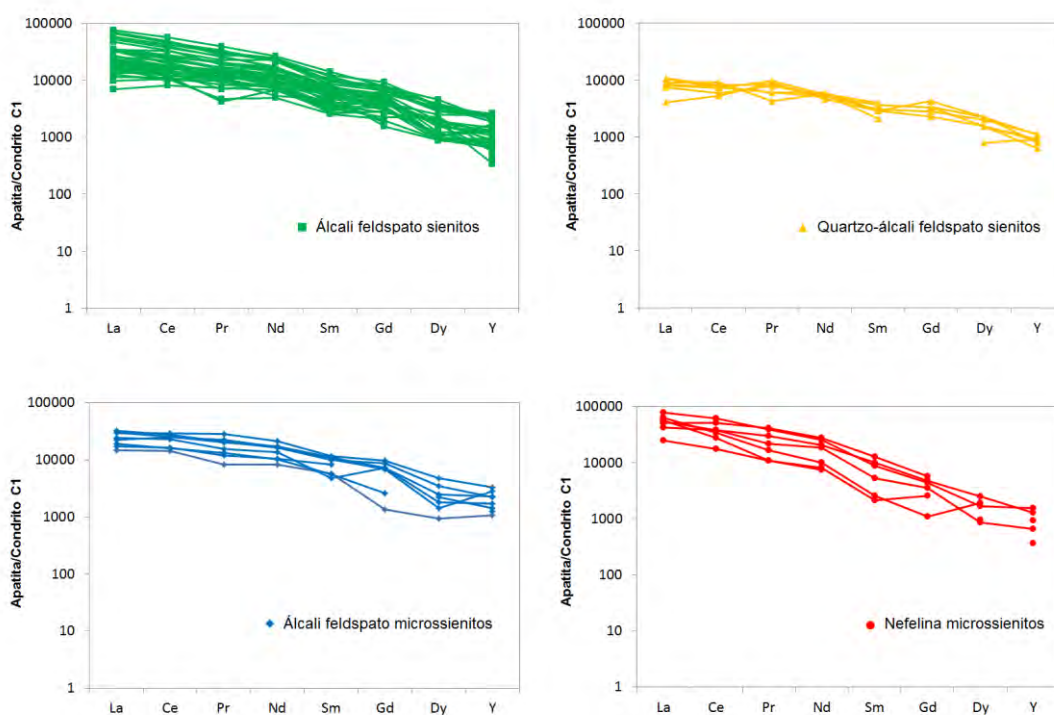


Figura 13: Diagrama dos ETR para as apatitas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios, mostrando separadamente as quatro fácies analisadas. Elementos normalizados segundo o condrito C1 de McDonough & Sun (1995).

9. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

9.1. Petrografia

Com base na petrografia realizada a grande maioria dos sienitos analisados são classificados como álcali feldspato sienitos, que podem conter quartzo ou não, mas geralmente quando contém os teores são relativamente baixos e não ultrapassam 5%. Quando as quantidades de quartzo presente nessas rochas apresentam proporções acima dos 5% são denominadas como quartzo-álcali feldspato sienitos. O feldspato predominante nessas rochas é a mesopertita que representa aproximadamente 90% a 95% da rocha. Os máficos são compostos por biotita, clinopiroxênio, anfibólio e opacos que não ultrapassam os 10%.

De acordo com Alves (1997), o clinopiroxênio deve corresponder a augitas, augitas diopisíticas, diopsídios ou ferroaugitas e os opacos correspondem a magnetita e ilmenita, sendo a magnetita a que mais predomina. Além disso, a presença de quartzo nessas rochas estaria associada à assimilação parcial das rochas encaixantes charnoquíticas no momento em que o magma alcalino intruiu as encaixantes, alterando a composição do magma intrudido principalmente no que diz respeito a concentração de sílica.

Os diques félsicos, denominados como álcali feldspato microssienitos, também apresentam variedades com e sem quartzo e sua composição mineralógica não difere dos álcali feldspato sienitos, exceto a sua granulação que é fina. Entre os diques félsicos também estão os nefelina microssienitos, que não apresentam quartzo em sua composição, mas possuem teores relevantes de nefelina, no qual a mesopertita e a nefelina em conjunto chegam a representar aproximadamente 90% da amostra. Dessa maneira, esses diques félsicos são classificados como álcali feldspato microssienitos, quartzo-álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos.

Em geral, tanto os sienitos quanto os diques félsicos apresentam apatita, titanita e zircão como minerais acessórios, mas a apatita está presente em praticamente todas as rochas analisadas, além de ocorrer inclusive nos minerais máficos (anfíbólio, clinopiroxênio e biotita) e opacos (magnetita e ilmenita).

As apatitas examinadas apresentaram hábitos euedrais, subedrais e aciculares, com dimensões submilimétricas que não ultrapassam 0,2 mm. Tanto o hábito quanto as dimensões encontradas estão em conformidade com a literatura. A presença de apatita com hábito acicular evidencia mistura de magma e sua forma está associada com a taxa de resfriamento. Segundo Wyllie et al. (1962), quanto maior a taxa de resfriamento maior será a presença de apatitas aciculares.

Através das relações de inclusões, pode-se inferir a ordem de cristalização das fases minerais. Os acessórios como apatita e zircão ocorrem inclusos nas demais fases minerais indicando uma cristalização precoce. Na sequência se cristalizam os opacos por conter inclusões de apatitas. Analisando as relações texturais entre minerais máficos e félsicos, no qual esses se encontram inclusos nos félsicos, pode-se concluir que os máficos se cristalizaram primeiro e em seguida os félsicos.

Segundo Gomes et al. (2017), as evidências texturais indicam que os opacos foram os primeiros a cristalizarem-se, em seguida os minerais máficos (clinopiroxênio, anfibólio e biotita), sendo clinopiroxênio o primeiro a se cristalizar, e após estágios mais avançados da cristalização magmática formaram-se anfibólio e biotita. Já o feldspato alcalino (mesopertita) teria se formado simultaneamente com estes dois últimos minerais máficos (anfibólio e biotita).

9.2. Análise química

Nas apatitas da Ilha dos Búzios foram observadas dois tipos de substituições acopladas (Figura 14) envolvendo Ca, P, ETR, Na e Si. Nessas substituições os conteúdos catiônicos Na e Si mostram um enriquecimento proporcional ao de ETR através das substituições $2Ca^{2+} = Na^+ + ETR^{3+}$ e $Ca^{2+} + P^{5+} = ETR^{3+} + Si^{4+}$.

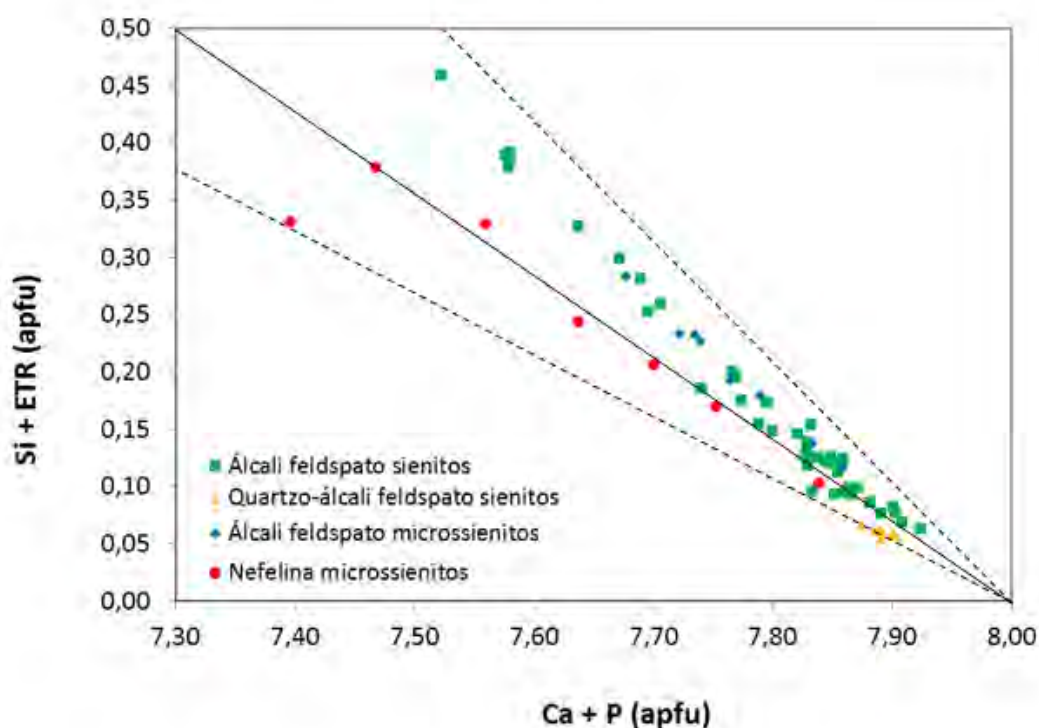


Figura 14: Principais mecanismos de substituições $Ca^{2+} + P^{5+} = ETR^{3+} + Si^{4+}$ e $2Ca^{2+} = ETR^{3+} + Na^+$ presentes nas apatitas das rochas sieníticas da Ilha dos Búzios.

Os álcali feldspato sienitos, quartzo-álcali feldspato sienitos e álcali feldspato microssienitos apresentaram substituição do tipo $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$ (Figura 15), enquanto que nos nefelina microssienitos a substituição foi do tipo $2\text{Ca}^{2+} = \text{Na}^{+} + \text{ETR}^{3+}$ (Figura 16).

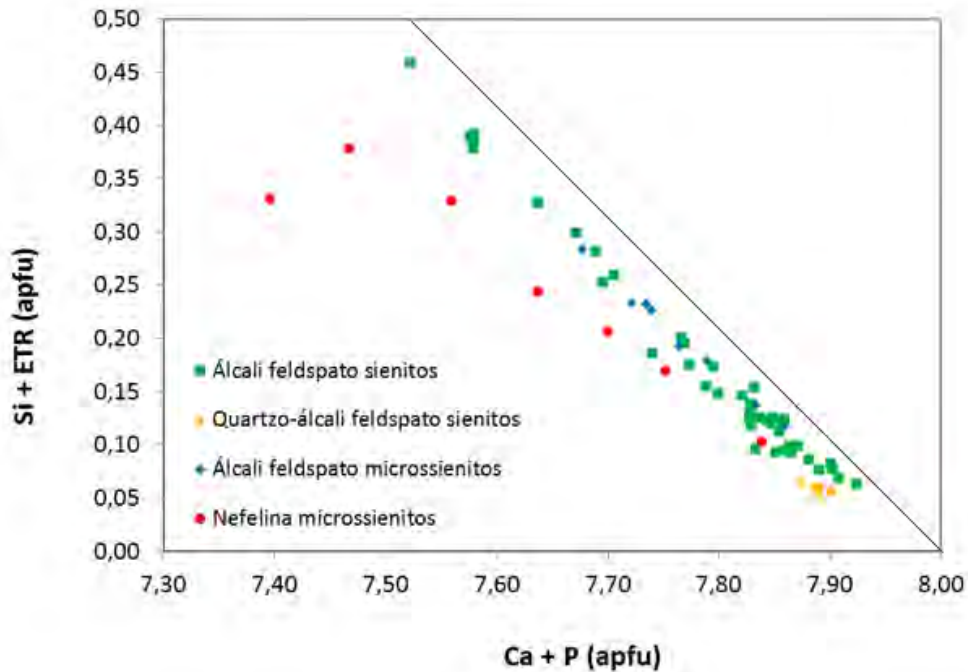


Figura 15: Mecanismo de substituição dominante das apatitas $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$ nos álcali feldspato sienitos, quartzo-álcali feldspato sienitos e álcali feldspato microssienitos da Ilha dos Búzios.

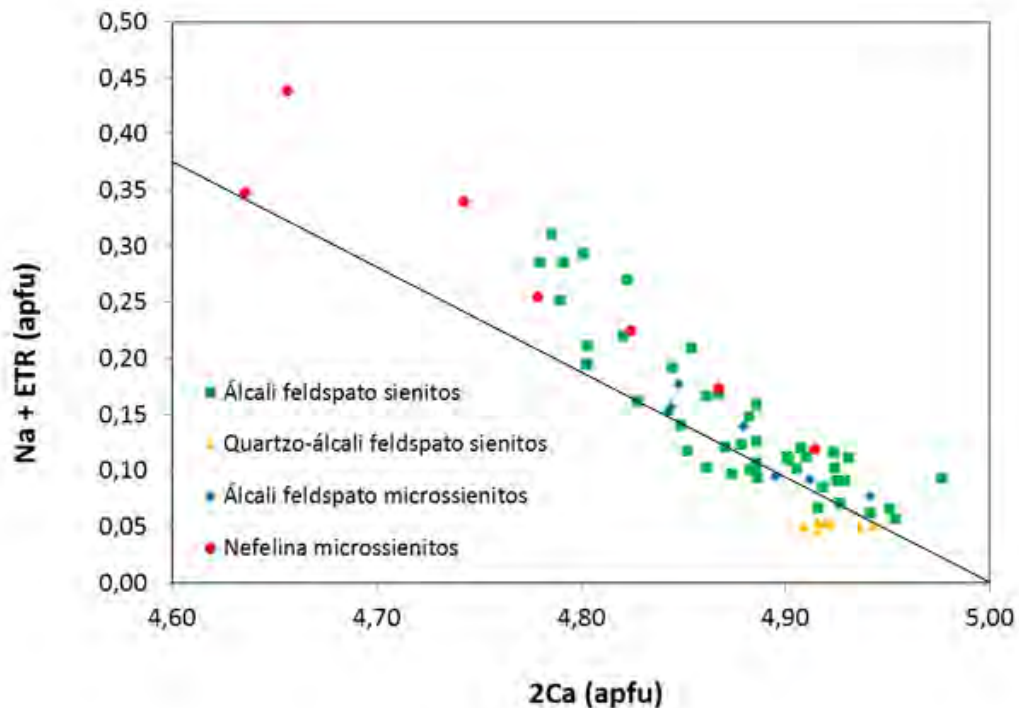


Figura 16: Mecanismo de substituição dominante das apatitas $2\text{Ca}^{2+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Na}^{+}$ nos nefelina microssienitos da Ilha dos Búzios.

Comparando as apatitas das rochas sieníticas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios com outros complexos alcalinos examinados na literatura, nota-se que os mecanismos de substituições acopladas $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$ e $2\text{Ca}^{2+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Na}^+$, verificadas neste complexo também foram descritos por, Rønsbo (1989, 2008) no complexo de Ilímaussaq, Liferovich e Mitchell (2006) no complexo de Pilansberg, Macdonald et al. (2013) na Escócia e Ladenburger et al. (2016) no complexo da província de Gardar. Esse tipo de substituição pode estar associado ao aumento da alcalinidade e/ou sílica no magma durante a diferenciação magmática, no momento em que as apatitas se cristalizam (Ladenburger et al., 2016), refletindo no aumento de ETR e Si, no qual as concentrações de F tendem a ser maiores e as de Cl menores. O Si não fornece informações sobre as composições do magma, mas a quantidade de Si substituída na apatita é influenciada pela disponibilidade de ETR envolvidos na substituição acoplada $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$.

Segundo Belousova et al. (2002) e Chu et al. (2009), o enriquecimento de ETR em apatitas ocorre durante a evolução relativamente de rochas primitivas para rochas mais evoluídas, sendo acompanhado pelo aumento de Si e Na. Este enriquecimento ocorre por conta da sensibilidade que a apatita apresenta em relação às mudanças de concentrações de ETR no magma, em relação à maioria dos minerais de silicatos formadores de rocha (Cherniak, 2000). Dessa maneira, os ETR tendem a se concentrar com mais facilidade na apatita, refletindo na composição do magma e sua evolução.

Nas apatitas do complexo alcalino da ilha dos Búzios o La + Ce estão entre 0,02 a 0,22 apfu, no complexo de Ilímaussaq (Rønsbo, 2008) esses teores variam entre 0,05 a 0,56 apfu, em Pilansberg (Liferovich e Mitchell, 2006) as fluorapatitas apresentaram conteúdos entre 0,02 a 0,20 apfu e Macdonald et al. (2013) registraram concentrações em torno de 0,02 a 0,01apfu nas fluorapatitas analisadas na Escócia. Essas características mostram um enriquecimento de ETR por conta das substituições acopladas.

O elementos Na, Sr e Si nas apatitas da Ilha dos Búzios possuem teores que variam entre 0 a 0,15 apfu, 0 a 0,01apfu e 0,01 a 0,15 apfu, respectivamente, enquanto que o conteúdo FeO está entre 0,01 a 0,57% em peso e MnO com 0,02 a 0,23% em peso. Nos complexos da província de Gardar (Ladenburger et al., 2016) verificaram-se valores entre 0,02 a 0,1apfu para o Na, no Si as concentrações variaram entre 0,01 a 0,27 apfu, o Sr com teores menores que 0,002 apfu, o FeO apresentou conteúdo abaixo de 0,9% em peso e o MnO indicou valores inferiores a 0,1% em peso. No complexo de Ilímaussaq (Rønsbo, 2008) as rochas mais evoluídas (sienitos agpáticos), apresentaram teores de Na de até 0,56 apfu e Sr de 0,001 até 0,10 apfu, indicando que as rochas mais primitivas contêm menores teores de Sr em relação a rochas mais evoluídas.

Em geral o conteúdo de Sr em apatitas tende a diminuir com a diferenciação magmática, por conta da partição preferencial do Sr no plagioclásio (e.g. Belousova et al., 2001, Chu et al., 2009). Quanto ao baixo teor de MnO verificado nas apatitas da Ilha dos Búzios, pode estar relacionado a uma baixa fugacidade de oxigênio durante a cristalização em temperaturas relativamente altas, similar ao descrito nos complexos da província de Gardar (Ladenburger et al., 2016).

Os halogênios, F e Cl, indicaram índices entre 0,81 a 1,27 apfu e 0 a 0,06 apfu, respectivamente, nas fluorapatitas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios. Os estudos realizados na província de Gardar (Ladenburger et al., 2016) indicaram que o F variou de 0,2 a 1,0 apfu e Cl de 0 a 0,05 apfu entre os complexos analisados. Segundo Ladenburger et al. (2016), o conteúdo de cloro tende ser maior por conta do aumento de ETR e Si no magma durante o processo de diferenciação magmática devido a substituição acoplada $Ca^{2+} + P^{5+} = ETR^{3+} + Si^{4+}$.

As apatitas da Ilha dos Búzios apresentaram zoneamentos concêntricos e/ou oscilatórios, assim como texturas homogêneas. A caracterização química das estruturas zonadas foram verificadas por meio das análises entre núcleo e borda, no qual observou-se um aumento de Na, Si e ETR do núcleo para borda. Essas características também foram observadas nos estudos realizados nos complexos de Gardar, no Sul da Groelândia (Ladenburger et al., 2016).

Com base nas relações texturais e de zoneamento foi possível inferir dois tipos distintos de apatitas no complexo alcalino da Ilha dos Búzios. A primeira geração, pobre em Na, Si e ETR, foi verificada nos quartzo-álcali feldspato sienitos que apresentaram grãos mais homogêneos. A segunda geração apresentou apatitas ricas em Na, Si e ETR, além de zoneamentos concêntricos e/ou oscilatórios, no qual essas características foram observadas nos álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nos nefelina microssienitos. As apatitas com zoneamento concêntrico geralmente estão associadas às mudanças na composição do magma durante o crescimento, podendo ser atribuída a mistura e diferenciação magmática. Já o zoneamento oscilatório pode ser interpretado, segundo Shore e Fowler (1996), como o reflexo de processos magmáticos sem equilíbrio.

De acordo com Gomes et al. (2017), as rochas alcalinas da Ilha dos Búzios são classificadas quimicamente como evoluídas e pertencentes a série miaskítica, tendo sua origem decorrente de diferentes pulsos magmáticos, através do processo de cristalização fracionada que está associada a um magma parental basanítico. Além disso, inferiram que essa atividade magmática que ocorreu na Ilha dos Búzios teria se desenvolvido sob condições de baixa pressão.

As apatitas analisadas no complexo alcalino da Ilha dos Búzios sugerem que a cristalização ocorreu primeiramente através de um pulso magmático saturado em sílica e pobre em Na e ETR, formando os quartzo-álcali feldspato sienitos com grãos de apatitas homogêneos. Na sequência outros pulsos ricos em Na e ETR teriam formado os álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nefelina microssienitos. Os cristais de apatitas presentes nessas rochas apresentaram zoneamento indicando que ambos sofreram mistura e diferenciação magmática durante o crescimento do mineral.

Com base na química mineral das apatitas da Ilha dos Búzios, pode-se inferir que a evolução magmática deste complexo foi acompanhada de diferentes pulsos mágmáticos, concomitante ao processo de cristalização fracionada, fato este também observado por Gomes et al. (2017), uma vez que a investigação das texturas minerais, zoneamentos e a variabilidade composicional confirmam este processo durante a evolução magmática do complexo alcalino da Ilha dos Búzios.

10. CONCLUSÕES

Com base na análise petrográfica, as rochas sieníticas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios são constituídas mineralogicamente por feldspato alcalino (mesopertita) que é o mineral mais abundante, clinopiroxênio (augitas, augitas diopisíticas, diopsídios ou ferroaugitas), anfibólio, biotita, opacos (magnetita e ilmenita) e quartzo que representam a fase principal, além de nefelina que ocorre em alguns sienitos com granulação mais fina (diques félsicos), como minerais acessórios encontramos a apatita, titanita e zircão.

A sequência de cristalização entre as fases minerais foi inferida com base nas relações texturais entre os minerais, no qual os máficos se cristalizaram primeiro e os minerais félsicos em seguida. A apatita que está presente na maior parte das rochas analisadas apresenta cristalização precoce que foi definida de acordo com as relações de inclusões.

Como resultado das análises químicas realizadas, as apatitas da Ilha dos Búzios são classificadas como fluorapatitas, que segundo Piccoli e Candela (2002) é típico para a maioria dos complexos ígneos investigados. Com o auxílio das imagens de elétrons retroespalhados foram observados zoneamentos concêntricos e/ou oscilatórios, indicando que o processo de cristalização do magma foi acompanhado de diferentes pulsos magmáticos, através do processo de cristalização fracionada. Também foram identificados dois tipos de apatitas. O primeiro não apresenta zoneamento, associado aos quartzo-álcali feldspato sienitos. O segundo tipo foi observado nos álcali feldspato sienitos, álcali feldspato microssienitos e nos nefelina microssienitos, caracterizado por cristais zonados, formados

durante a evolução de cristalização, devido ao processo de dissolução e recristalização do mineral por conta de novos pulsos magmáticos no complexo alcalino da Ilha dos Búzios.

Os principais mecanismos de substituição acoplada presentes nas apatitas das rochas sieníticas da Ilha dos Búzios são $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Si}^{4+}$ e $2\text{Ca}^{2+} = \text{ETR}^{3+} + \text{Na}^{+}$, fato que também foi observado em outros complexos alcalinos (e.g. Rønsbo, 2008; Liferovich e Mitchell, 2006; Macdonald et al., 2013; Ladenburger et al., 2016). Esses mecanismos de substituição refletem mudanças na composição do magma e variabilidade composicional durante a cristalização. As apatitas do complexo alcalino da Ilha dos Búzios apresentaram conteúdo de ETR entre 1,26 a 9,04% em peso, similar ao intervalo entre 1% a mais de 8% em peso descrito por Hoggarth (1989) para as apatitas em geral.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. (1983). Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da plataforma Sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13, 139-158.
- ALMEIDA, F. F. M. (1986). Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 235-349.
- ALVES, F. R. (1997). *Contribuição ao conhecimento geológico e petrográfico das rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, SP*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ALVES, F. R., GOMES, C. B. (2001). Ilha dos Búzios, Litoral Norte do Estado de São Paulo: Aspectos Geológicos e Petrográficos. *Geologia USP, Série Científica*, 1, 101-114.
- AYERS, J. C., WATSON, E. B. (1993). Apatite/fluid partitioning of rare-earth elements and strontium: experimental results at 1.0 GPa and 1000 °C and application to models of fluid-rock interaction. *Chemical Geology*, 110, 299-314.
- AUGUSTO, T. (2003). *Petrografia e quimismo mineral de rochas gábricas e sieníticas do maciço de São Sebastião, Ilha de São Sebastião, SP*. Trabalho de formatura (Geociências). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- AZZONE, R. G., RUBERTI, E., ENRICH, G. E. R., GOMES, C. B. (2009). Geologia e geocronologia do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). *Geologia USP, Série Científica*, 9, 23-46.
- AZZONE, R. G., MUÑOZ, P. M., ENRICH, G. E. R., ALVES, A., RUBERTI, E., GOMES, C. B. (2016). Petrographic, geochemical and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline mafic-ultramafic massif, SE Brazil. *Lithos*, 260, 58-75.
- BELOUSOVA, E. A., GRIFFING, W. L., O'REILLY, S. Y., FISHER, N. I. (2002) Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element composition and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76, 45–69.
- BELOUSOVA, E. A., WALTERS, S., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y. (2001). Trace element signatures of apatites from granitoids of Mount Isa Inlier, north-west Queensland, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 603-619.
- BJÖRNBERG, A. J. S., ELLERT, R. (1955). Observações geológicas e petrográficas sobre a Ilha dos Búzios. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 27, 169-182.

- BOYCE, J. W., HERVIG, R. L. (2008). Magmatic degassing histories from apatite volatile stratigraphy. *Geology*, 36, 63-66.
- BOUDREAU, A. E., LOVE, C., HOATSON, D. M. (1993). Variation in the composition of apatite in the Munni Munni Complex and associated intrusions of the West Pilbara Block, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 4467-4477.
- BRAGG, L. B., CLARINGBULL, G. F. (1965). *Crystal structure of mineral*. G. Bell & sons, London.
- CHERNIAK, D. J. (2000). Rare earth element diffusion in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 3871-3885.
- CHU, M. F., WANG, K. L., GRIFFIN, W. L., CHUNG, S. L., O'REILLY, S. Y., PEARSON, N. J., IIZUKA, Y. (2009). Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *Journal of Petrology*, 50, 1829-185.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B. (2005). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform*. Edusp/Fapesp.
- CORNEJO, P. C., MAHOOD, G. A. (1997). Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 159-175.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. (2000). *Minerais constituintes das rochas, uma introdução* (2a ed.). Fundação Calouste Gulbenkian.
- ENRICH, G. E. R. (2000). *Geologia e química mineral da Ilha Monte de Trigo, litoral norte do Estado de São Paulo, SP*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ENRICH, G. E. R. (2005). *Petrogênese da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ENRICH G. E. R., AZZONE R. G., RUBERTI E., GOMES C.B. (2005). Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião Island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar region. In: P. Comin-Chiaramonti, C. B. Gomes (eds.), *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform* (419-442). São Paulo: Edusp/Fapesp.
- ENRICH, G. E. R., RUBERTI, E., GOMES, C. B. (2009). Geology and geochronology of Monte Trigo Island Alkaline Suite, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, 67-80.
- FISCHER, D. J., MCCONNELL, D. (1969). Aluminum-Rich Apatite. *Science*, 164, 551-553.

- FLEET, M. E., LIU, X., PAN, Y. (2000). Site preference of rare Earth elements in hydroxyapatite $[Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2]$. *Journal of Solid State Chemistry*, 149, 391-398.
- FLEET, M. E., PAN, Y. (1995). Site preference of rare earth elements in fluorapatite. *American Mineralogist*, 80, 329-335.
- FREITAS, R. O. (1947) Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr. USP*, 85, 1-244.
- GINIBRE, C., WÖRNER, G., KRONZ, A. (2007). Crystal Zoning as an archive for magma evolution. *Elements*, 3, 261-266.
- GIRAULT, J. (1966). Sur la genese des cristaux d'apatite des carbonatites d'Oka (Canada). *C R Acad Sci Paris*, 263, 97-100.
- GOMES, C. B. (2015). *A Microsonda eletrônica na geologia*. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo (Edusp).
- GOMES, C. B., GIRARDI, V. A. V. (1973). Princípios e aplicações da microsonda eletrônica. *Ciência e Cultura*, 25, 711-722.
- GOMES, C. B., ALVES, F. R., AZZONE, R. G., ENRICH, G. E. R., RUBERTI, E. (2017). Geochemistry and petrology of the Búzios Island alkaline massif, SE, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47, 127-145.
- HARLOV, D. , FÖRSTER, H. J. (2003). Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II. Fluorapatite. *American Mineralogist*, 88, 1209-1229.
- HARLOV, D., WIRTH, D., FÖRSTER, H. J. (2005). An experimental study of dissolution-precipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 268-286.
- HOGGARTH, D. D. (1989). Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: Bell, K. (ed.) *Carbonatites - Genesis and evolution* (105-148). London: Unwin Hyman Ltd.
- HOSKIN, P. W. O., KINNY, P. D., WYBORN, D., CHAPPELL, B. W. (2000). Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 41, 1365-1396.
- HUGHES, J. M., CAMEROUN, M., MARIANO, A. N. (1991). Rare-earth element ordering and structural variations in natural rare-earth-bearing apatites. *American Mineralogist*, 76, 1165-1173.

- LADENBURGER, S., MARKS, M. A. W., UPTON, B., HILL, P., WENZEL, T., MARKL, G. (2016). Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland. *American Mineralogist*, 101, 612-626.
- LIFEROVICH, R. P., MITCHELL, J. G. (2006). Apatite-group minerals from nepheline syenite, Pilansberg alkaline complex, South Africa. *Mineralogical Magazine*, 70, 463-484.
- LIMA, G. A. (2001). *Gabros estratiformes da região norte da Ilha de São Sebastião, SP*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LONDON, D., WOLF, M. B., MORGAN, G. B. V. I., GARRIDOG, M. G. (1999). Experimental silicate-phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of Albuquerque Batholith at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. *Journal of Petrology*, 40, 215-240.
- MAO, M., RUKHLOV, A. S., ROWINS, S. M., SPENCE, J., COOGAN, L. A. (2016). Apatite Trace Element Composition: A Robust New Tool for Mineral Exploration. *Economic Geology*, 111, 1187-1222.
- MACDONALD, R., BAGINSKI, B., DZIERZANOWSKI, P., JOKUBAUSKAS, P. (2013). Apatite-supergroup minerals in UK Paleogene granites: composition and relationship to host-rock composition. *European Journal of Mineralogy*, 25, 461-471
- McDONOUGH, W. F., SUN, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- MILES, A. J., GRAHAM, C. M., HAWKESWORTH, C., GILLESPIE, M. R., HINTON, R. W., BROMILEY, G. D. (2014). Apatite: A new redox proxy for silicic magmas? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132, 101-119.
- MONTEL, G. (1968). Conceptions nouvelles sur la physico-chimie des phosphates de structure apatitique. *Bulletin de la Société Chimique de France*, 1968, 1693-1700.
- MOTOKI, A. (1986). *Geologia e Petrologia do Maciço Alcalino da Ilha de Vitória, SP*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PAN, Y., FLEET, M. E. (2002). Compositions of apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors. In "Phosphates – Geochemical, Geobiological and Materials Importance". M. J. Kohn, J. Rakovan, J. M. Hughes, eds. *Rev. Mineral. Geochem.*, 48, 13-49.

- PARAT, F., DUNGAN, M. A., STRECK, M. J. (2002). Anhydrite, pyrrhotite and sulfur-rich apatite: tracing sulfur evolution of an Oligocene andesite (Eagle Mountain, Colorado, U.S.A.). *Lithos*, 64, 63-75.
- PICCOLI, P. M., CANDELA, P. A. (2002). Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 255-292.
- RICCOMINI, C., VELÁZQUEZ, V. F., GOMES, C. B. (2005). Tectonic control of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Eds). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform* (31-36). São Paulo: EDUSP-FAPESP.
- RØNSBO, J.G. (1989). Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *American Mineralogist*, 74, 896-901.
- RØNSBO, J.G. (2008). Apatite in the Ilímaussaq alkaline complex: Occurrence, zonation and compositional variation. *Lithos*, 108, 71-82.
- SHORE, M., FOWLER, A. D. (1996). Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon. *The Canadian Mineralogist*, 34, 1111-1126.
- STOPPA F., LIU Y. (1995). Chemical Composition and petrogenetic implications of apatites from some ultra-alkaline Italian rocks. *European Journal of Mineralogy*, 7, 391-402.
- TEIBER, H., SCHARRER, M., MARKS, M. A. W., ARZAMASTSEV, A., WENZEL, T., MARKL, G. (2015). Equilibrium partitioning and subsequent re-distribution of halogens among apatite-biotite-amphibole assemblages from mantle-derived plutonic rocks: Complexities revealed. *Lithos*, 220-223, 221-237.
- TEPPER, J. H., KUEHNER, S. M. (1999). Complex zoning in apatite from the Idaho Batholith: A record of magma mixing and intracrystalline trace element diffusion. *American Mineralogist*, 84, 581-595.
- TOLEDO, M. C. M., PEREIRA, V. P. (2001). A variabilidade de composição da Apatita associada a carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico*, 22, 27-64.
- ULBRICH, H. H. G. J., GOMES C. B. (1981). Alkaline rocks from Brazil. *Earth Science Reviews*, 17, 135-154.
- WANG, L. X., MARKS, M. A. W., WENZEL, T., VON DER HANDT, A., KELLER, J., TEIBER, H., MARKL, G. (2014). Apatites from the Kaiserstuhl Volcanic Complex, Germany: new

constraints on the relationship between carbonatite and associated silicate rocks. *European Journal of Mineralogy*, 26, 397-414.

WATSON, E. B., GREEN, T. H. (1981). Apatite/liquid partitioning coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 405-421.

WYLLIE, P. J, COX, K. G., BIGGAR, G. M. (1962). The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3, 238-242.

12. ANEXO

Tabela 02 – Composição química, em porcentagem de peso, das apatitas das rochas sieníticas da Ilha dos Búzios.

Rocha	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS
Amostra	BZ-9A	BZ-9A	BZ-9A	BZ-9A	BZ-9A	BZ-9A	BZ-9A	BZ-9A	BZ-17B2	BZ-17B2
Análise	G1-1 (BC)	G1-2 (IE)	G1-3 (IC)	G1-4 (IE)	G2-2 (IC)	G2-3 (IE)	G3-1 (IC)	G3-2 (IE)	G1-1 (IC)	G1-2 (IE)
P ₂ O ₅	40,26	40,86	40,17	41,10	39,56	41,01	40,28	41,21	39,33	40,59
SiO ₂	0,49	0,19	0,28	0,18	0,47	0,10	0,37	0,17	0,41	0,24
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
FeO	0,43	0,21	0,15	0,12	0,18	0,12	0,11	0,11	0,20	0,20
MnO	0,14	0,14	0,15	0,13	0,15	0,14	0,14	0,11	0,12	0,13
CaO	52,37	53,19	52,70	53,16	51,11	52,66	51,89	52,72	52,03	52,70
Y ₂ O ₃	0,46	0,17	0,25	0,18	0,26	0,14	0,23	0,14	0,30	0,18
La ₂ O ₃	0,42	0,50	0,48	0,38	0,88	0,54	0,72	0,46	0,45	0,39
Ce ₂ O ₃	1,08	0,86	1,12	1,00	1,86	1,21	1,60	0,96	1,21	0,96
Pr ₂ O ₃	0,11	0,12	0,16	0,15	0,22	0,13	0,18	0,17	0,16	0,13
Nd ₂ O ₃	0,67	0,51	0,59	0,50	0,91	0,54	0,80	0,51	0,68	0,46
Sm ₂ O ₃	0,19	0,10	0,13	0,08	0,14	0,10	0,13	0,11	0,09	0,05
Gd ₂ O ₃	0,15	0,12	0,13	0,11	0,12	0,04	0,11	0,08	0,13	0,09
Dy ₂ O ₃	0,08	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,05	0,05
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,07	0,18	0,19	0,14	0,29	0,32	0,23	0,15	0,06	0,11
ThO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
F	3,71	3,54	3,64	3,67	3,21	3,04	3,42	3,63	4,00	3,78
Cl	0,23	0,27	0,27	0,26	0,20	0,19	0,32	0,24	0,05	0,04
-O=F,Cl	1,61	1,55	1,59	1,60	1,40	1,32	1,51	1,58	1,70	1,60
Total	99,28	99,48	98,86	99,61	98,24	99,00	99,07	99,25	97,62	98,53
Σ ETR ₂ O ₃	3,16	2,40	2,87	2,42	4,43	2,72	3,79	2,45	3,07	2,30
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios										
P	2,947	2,965	2,942	2,982	2,937	2,983	2,960	3,003	2,927	2,974
Si	0,042	0,016	0,024	0,016	0,041	0,008	0,032	0,015	0,036	0,020
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,031	0,015	0,011	0,009	0,013	0,008	0,008	0,008	0,015	0,015
Mn	0,010	0,010	0,011	0,009	0,011	0,010	0,010	0,008	0,009	0,010
Ca	4,851	4,885	4,885	4,882	4,802	4,848	4,826	4,861	4,900	4,887
Y	0,021	0,008	0,011	0,008	0,012	0,006	0,010	0,006	0,014	0,008
La	0,013	0,016	0,015	0,012	0,028	0,017	0,023	0,015	0,015	0,012
Ce	0,034	0,027	0,035	0,031	0,060	0,038	0,051	0,030	0,039	0,030
Pr	0,003	0,004	0,005	0,005	0,007	0,004	0,006	0,005	0,005	0,004
Nd	0,021	0,016	0,018	0,015	0,029	0,017	0,025	0,016	0,021	0,014
Sm	0,006	0,003	0,004	0,002	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002
Gd	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,004	0,003
Dy	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Sr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Na	0,012	0,030	0,032	0,023	0,049	0,053	0,039	0,025	0,010	0,018
Th	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	1,014	0,960	0,996	0,995	0,890	0,826	0,939	0,988	1,112	1,035
Cl	0,034	0,040	0,040	0,038	0,029	0,028	0,047	0,035	0,008	0,006
Σ _T	2,989	2,981	2,967	2,998	2,978	2,992	2,993	3,018	2,962	2,994
Σ _M	5,011	5,019	5,033	5,002	5,022	5,008	5,007	4,982	5,038	5,006
Σ ânions	1,048	0,999	1,036	1,033	0,919	0,854	0,986	1,023	1,120	1,041
Σ ETR	0,105	0,077	0,093	0,077	0,144	0,087	0,123	0,078	0,102	0,075

Legenda: **AFS** (Álcali feldspato sienito); **QAFS** (Quartzo-álcali feldspato sienito); **AFMs** (Álcali Feldspato microssienito); **NMs** (Nefelina microssienito).

Continuação Tabela 2

Rocha	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS
Amostra	BZ-17B2	BZ-17B2	BZ-17B2	BZ-17B2	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A
Análise	G2-1 (IE)	G2-2 (IC)	G2-3 (IC)	G2-4 (IC)	G1-1 (IC)	G1-2 (IE)	G2-1 (IC)	G2-2 (IE)	G2-3 (BC)	G3-1 (BC)
P ₂ O ₅	41,26	38,51	40,45	40,47	37,51	40,04	37,72	40,21	37,88	37,62
SiO ₂	0,20	0,71	0,32	0,31	0,94	0,34	1,01	0,39	0,89	1,03
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04
FeO	0,16	0,19	0,17	0,18	0,05	0,05	0,08	0,12	0,09	0,04
MnO	0,13	0,19	0,15	0,15	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,12
CaO	53,12	50,54	52,64	52,90	50,75	52,97	50,41	53,06	50,69	50,01
Y ₂ O ₃	0,14	0,41	0,24	0,21	0,37	0,15	0,38	0,14	0,33	0,40
La ₂ O ₃	0,50	0,96	0,53	0,60	1,45	0,76	1,50	0,73	1,31	1,62
Ce ₂ O ₃	1,01	2,35	1,29	1,22	2,68	1,29	2,83	1,28	2,39	3,07
Pr ₂ O ₃	0,08	0,25	0,12	0,14	0,29	0,14	0,28	0,17	0,21	0,33
Nd ₂ O ₃	0,49	1,20	0,68	0,69	0,89	0,41	0,93	0,45	0,84	1,17
Sm ₂ O ₃	0,09	0,22	0,13	0,07	0,08	0,05	0,12	0,04	0,13	0,14
Gd ₂ O ₃	0,07	0,21	0,13	0,10	0,15	0,09	0,13	0,06	0,12	0,18
Dy ₂ O ₃	0,03	0,10	0,02	0,05	0,02	0,02	0,10	0,02	0,03	0,13
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Na ₂ O	0,12	0,13	0,11	0,14	0,07	0,11	0,06	0,10	0,07	0,10
ThO ₂	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	0,15	0,08
F	3,53	3,28	3,95	3,39	2,97	3,66	3,84	4,11	3,98	3,53
Cl	0,08	0,08	0,07	0,08	0,03	0,02	0,04	0,02	0,05	0,05
-O=F,Cl	1,50	1,40	1,68	1,44	1,26	1,54	1,63	1,74	1,69	1,50
Total	99,55	97,97	99,38	99,30	97,18	98,73	98,01	99,34	97,67	98,20
Σ ETR ₂ O ₃	2,41	5,69	3,15	3,07	5,92	2,91	6,27	2,90	5,37	7,05
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios										
P	2,991	2,892	2,957	2,948	2,835	2,933	2,851	2,935	2,861	2,848
Si	0,017	0,063	0,028	0,026	0,084	0,029	0,090	0,034	0,080	0,092
Ti	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002
Fe	0,012	0,014	0,012	0,013	0,003	0,003	0,006	0,009	0,007	0,003
Mn	0,010	0,014	0,011	0,011	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,009
Ca	4,873	4,803	4,869	4,877	4,855	4,910	4,822	4,902	4,846	4,791
Y	0,006	0,019	0,011	0,010	0,017	0,007	0,018	0,006	0,016	0,019
La	0,016	0,031	0,017	0,019	0,048	0,024	0,049	0,023	0,043	0,053
Ce	0,032	0,076	0,041	0,038	0,088	0,041	0,093	0,040	0,078	0,100
Pr	0,002	0,008	0,004	0,004	0,009	0,004	0,009	0,005	0,007	0,011
Nd	0,015	0,038	0,021	0,021	0,028	0,013	0,030	0,014	0,027	0,037
Sm	0,003	0,007	0,004	0,002	0,002	0,002	0,004	0,001	0,004	0,004
Gd	0,002	0,006	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002	0,004	0,005
Dy	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,004
Sr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,020	0,022	0,019	0,023	0,012	0,018	0,011	0,017	0,012	0,017
Th	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,002
F	0,956	0,920	1,078	0,922	0,839	1,001	1,084	1,121	1,123	0,998
Cl	0,012	0,012	0,010	0,011	0,004	0,003	0,006	0,003	0,008	0,008
Σ _T	3,007	2,955	2,985	2,974	2,919	2,962	2,941	2,969	2,941	2,940
Σ _M	4,993	5,045	5,015	5,026	5,081	5,038	5,059	5,031	5,059	5,060
Σ ânions	0,968	0,932	1,089	0,933	0,843	1,004	1,090	1,124	1,131	1,006
Σ ETR	0,077	0,189	0,102	0,099	0,198	0,094	0,209	0,093	0,179	0,235

Legenda: **AFS** (Álcali feldspato sienito); **QAFS** (Quartzo-álcali feldspato sienito); **AFMs** (Álcali Feldspato microssienito); **NMs** (Nefelina microssienito).

Continuação Tabela 2

Rocha	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS
Amostra	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-18A	BZ-152	BZ-152
Análise	G3-2 (IE)	G3-3 (IC)	G3-4 (BC)	G4-1 (BC)	G4-2 (BC)	G4-3 (IC)	G4-4 (IC)	G4-5 (IE)	G1-1 (IE)	G2-1 (IE)
P ₂ O ₅	40,41	38,99	35,96	35,98	36,14	35,92	38,76	39,21	38,97	40,22
SiO ₂	0,21	0,50	1,36	1,30	1,28	1,26	0,61	0,51	0,57	0,26
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,06	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,07
FeO	0,07	0,15	0,13	0,04	0,03	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05
MnO	0,12	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,06
CaO	52,95	52,13	49,73	48,85	48,76	49,11	51,26	51,94	51,65	53,26
Y ₂ O ₃	0,12	0,23	0,45	0,48	0,49	0,51	0,26	0,23	0,25	0,07
La ₂ O ₃	0,56	0,95	1,84	1,91	1,91	1,93	0,99	0,94	0,91	0,64
Ce ₂ O ₃	1,11	1,79	3,34	3,54	3,48	3,49	1,99	1,70	1,93	1,05
Pr ₂ O ₃	0,10	0,18	0,36	0,31	0,32	0,34	0,23	0,17	0,22	0,11
Nd ₂ O ₃	0,43	0,69	1,15	1,30	1,22	1,32	0,71	0,65	0,86	0,40
Sm ₂ O ₃	0,07	0,11	0,15	0,20	0,16	0,17	0,11	0,09	0,09	0,05
Gd ₂ O ₃	0,09	0,08	0,15	0,15	0,16	0,18	0,14	0,09	0,12	0,06
Dy ₂ O ₃	0,05	0,02	0,11	0,09	0,08	0,10	0,02	0,06	0,04	0,02
SrO	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	0,12	0,16	0,08	0,07	0,10	0,10	0,12	0,12	0,14	0,09
ThO ₂	0,01	0,01	0,09	0,10	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01
F	3,63	4,31	3,35	3,25	3,42	3,85	3,53	3,63	3,40	4,17
Cl	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,04	0,01	0,04
-O=F,Cl	1,54	1,82	1,42	1,38	1,45	1,64	1,50	1,54	1,43	1,76
Total	98,62	98,68	97,10	96,39	96,40	96,99	97,50	98,04	97,91	98,88
Σ ETR ₂ O ₃	2,53	4,04	7,55	7,98	7,83	8,05	4,44	3,92	4,41	2,40
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios										
P	2,958	2,888	2,757	2,789	2,800	2,775	2,904	2,912	2,902	2,942
Si	0,018	0,043	0,123	0,119	0,117	0,115	0,054	0,045	0,050	0,022
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003
Fe	0,005	0,011	0,010	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,002	0,003
Mn	0,009	0,010	0,010	0,009	0,010	0,009	0,009	0,009	0,008	0,005
Ca	4,906	4,886	4,824	4,791	4,780	4,801	4,860	4,882	4,867	4,931
Y	0,005	0,011	0,022	0,023	0,024	0,025	0,012	0,011	0,011	0,003
La	0,018	0,031	0,061	0,064	0,064	0,065	0,032	0,030	0,030	0,020
Ce	0,035	0,057	0,111	0,119	0,117	0,117	0,064	0,055	0,062	0,033
Pr	0,003	0,006	0,012	0,010	0,011	0,011	0,007	0,005	0,007	0,003
Nd	0,013	0,021	0,037	0,043	0,040	0,043	0,022	0,021	0,027	0,012
Sm	0,002	0,003	0,005	0,006	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,001
Gd	0,003	0,002	0,005	0,005	0,005	0,006	0,004	0,002	0,003	0,002
Dy	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001
Sr	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,020	0,028	0,014	0,012	0,017	0,018	0,020	0,020	0,024	0,015
Th	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,993	1,192	0,959	0,941	0,990	1,111	0,988	1,007	0,946	1,139
Cl	0,007	0,005	0,009	0,007	0,008	0,011	0,010	0,006	0,001	0,005
Σ _T	2,976	2,931	2,880	2,907	2,917	2,889	2,958	2,957	2,952	2,965
Σ _M	5,024	5,069	5,120	5,093	5,083	5,111	5,042	5,043	5,048	5,035
Σ ânions	1,000	1,198	0,968	0,948	0,998	1,121	0,998	1,013	0,947	1,145
Σ ETR	0,081	0,132	0,255	0,273	0,268	0,275	0,147	0,128	0,145	0,076

Legenda: **AFS** (Álcali feldspato sienito); **QAFS** (Quartzo-álcali feldspato sienito); **AFMs** (Álcali Feldspato microssienito); **NMs** (Nefelina microssienito).

Continuação Tabela 2

Rocha	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS	AFS
Amostra	BZ-171F	BZ-171F	BZ-171F	BZ-171F	BZ-171F	BZ-185	BZ-185	BZ-185	BZ-185	BZ-185
Análise	G1-1 (IE)	G1-2 (IC)	G1-3 (IE)	G2-1 (IC)	G2-2 (IE)	G1-1 (BC)	G1-2 (BC)	G1-3 (IE)	G2-1 (BC)	G2-2 (IC)
P ₂ O ₅	40,73	39,89	41,34	40,04	40,44	39,83	35,11	40,89	39,48	39,30
SiO ₂	0,24	0,34	0,13	0,35	0,24	0,52	1,60	0,12	0,52	0,39
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
FeO	0,04	0,03	0,01	0,09	0,01	0,27	0,04	0,08	0,03	0,06
MnO	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,11	0,14	0,09	0,09	0,09
CaO	53,33	53,06	54,14	53,12	53,23	52,39	48,51	53,47	53,03	53,61
Y ₂ O ₃	0,11	0,16	0,07	0,17	0,19	0,13	0,52	0,07	0,17	0,13
La ₂ O ₃	0,42	0,55	0,35	0,53	0,53	0,91	2,09	0,48	0,93	0,67
Ce ₂ O ₃	0,86	1,32	0,72	1,24	1,19	1,44	4,06	0,87	1,49	1,24
Pr ₂ O ₃	0,05	0,16	0,11	0,16	0,15	0,10	0,43	0,12	0,14	0,15
Nd ₂ O ₃	0,36	0,59	0,28	0,50	0,51	0,39	1,43	0,39	0,46	0,44
Sm ₂ O ₃	0,05	0,10	0,08	0,06	0,11	0,07	0,25	0,06	0,06	0,06
Gd ₂ O ₃	0,09	0,07	0,04	0,10	0,14	0,05	0,18	0,06	0,08	0,05
Dy ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,08	0,05	0,03	0,06
SrO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02
Na ₂ O	0,05	0,12	0,06	0,08	0,17	0,02	0,02	0,11	0,02	0,02
ThO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,24	0,01	0,03	0,01
F	4,21	3,93	4,14	3,47	3,57	3,86	3,63	3,44	3,86	3,49
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03
-O=F,Cl	1,77	1,65	1,74	1,46	1,51	1,63	1,54	1,46	1,63	1,48
Total	98,91	98,80	99,84	98,56	99,09	98,64	96,87	98,94	98,84	98,37
Σ ETR ₂ O ₃	1,95	2,99	1,68	2,79	2,84	3,12	9,04	2,10	3,35	2,80
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios										
P	2,973	2,925	2,981	2,933	2,946	2,934	2,735	2,972	2,901	2,883
Si	0,020	0,029	0,011	0,030	0,021	0,045	0,147	0,010	0,045	0,034
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,003	0,002	0,001	0,006	0,001	0,019	0,003	0,006	0,002	0,004
Mn	0,003	0,003	0,001	0,002	0,003	0,008	0,011	0,006	0,007	0,007
Ca	4,926	4,923	4,941	4,924	4,908	4,884	4,782	4,918	4,931	4,977
Y	0,005	0,007	0,003	0,008	0,009	0,006	0,025	0,003	0,008	0,006
La	0,013	0,018	0,011	0,017	0,017	0,029	0,071	0,015	0,030	0,022
Ce	0,027	0,042	0,023	0,039	0,037	0,046	0,137	0,027	0,047	0,039
Pr	0,001	0,005	0,003	0,005	0,005	0,003	0,014	0,004	0,004	0,005
Nd	0,011	0,018	0,009	0,016	0,016	0,012	0,047	0,012	0,014	0,013
Sm	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,008	0,002	0,002	0,002
Gd	0,002	0,002	0,001	0,003	0,004	0,001	0,006	0,002	0,002	0,001
Dy	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002
Sr	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Na	0,009	0,020	0,009	0,013	0,029	0,003	0,004	0,019	0,003	0,003
Th	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,001	0,000
F	1,148	1,076	1,115	0,949	0,971	1,062	1,056	0,934	1,059	0,956
Cl	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,004	0,008	0,005	0,004	0,004
Σ _T	2,993	2,954	2,992	2,963	2,967	2,979	2,883	2,982	2,946	2,916
Σ _M	5,007	5,046	5,008	5,037	5,033	5,021	5,117	5,018	5,054	5,084
Σ ânions	1,149	1,078	1,117	0,951	0,973	1,066	1,064	0,939	1,063	0,961
Σ ETR	0,062	0,096	0,053	0,090	0,091	0,101	0,310	0,066	0,108	0,090

Legenda: **AFS** (Álcali feldspato sienito); **QAFS** (Quartzo-álcali feldspato sienito); **AFMs** (Álcali Feldspato microssienito); **NMs** (Nefelina microssienito).

Continuação Tabela 2

Rocha	AFS	AFS	AFS	AFS	QAFS	QAFS	QAFS	QAFS	QAFS	QAFS
Amostra	BZ-185	BZ-320B	BZ-320B	BZ-320B	BZ-19D	BZ-19D	BZ-19D	BZ-19D	BZ-19D	BZ-19D
Análise	G2-3 (IE)	G1-1 (IC)	G1-2 (IE)	G2-2 (IE)	G1-1 (IE)	G1-2 (IE)	G2-1 (IE)	G2-2 (IE)	G3-1 (IE)	G3-2 (IE)
P ₂ O ₅	40,92	40,29	40,93	41,03	41,55	41,55	41,51	41,45	41,16	41,03
SiO ₂	0,17	0,40	0,23	0,22	0,18	0,15	0,14	0,14	0,13	0,17
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08
FeO	0,05	0,28	0,18	0,22	0,54	0,57	0,33	0,49	0,36	0,52
MnO	0,07	0,11	0,08	0,11	0,12	0,10	0,13	0,15	0,13	0,14
CaO	54,14	53,67	54,34	53,77	54,18	54,24	54,58	54,26	54,36	53,85
Y ₂ O ₃	0,08	0,49	0,26	0,25	0,22	0,21	0,18	0,17	0,16	0,18
La ₂ O ₃	0,44	0,27	0,19	0,32	0,21	0,11	0,22	0,23	0,29	0,25
Ce ₂ O ₃	0,77	0,77	0,58	0,80	0,42	0,38	0,52	0,55	0,53	0,67
Pr ₂ O ₃	0,05	0,12	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,07	0,06	0,05
Nd ₂ O ₃	0,27	0,61	0,36	0,41	0,28	0,25	0,29	0,32	0,28	0,30
Sm ₂ O ₃	0,04	0,12	0,12	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,02	0,07
Gd ₂ O ₃	0,05	0,09	0,10	0,08	0,06	0,10	0,02	0,05	0,08	0,02
Dy ₂ O ₃	0,02	0,07	0,05	0,03	0,06	0,06	0,02	0,04	0,06	0,04
SrO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,07	0,03	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
ThO ₂	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
F	4,29	4,30	4,25	3,91	3,56	3,52	4,27	3,92	4,12	4,08
Cl	0,02	0,09	0,09	0,13	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06
-O=F,Cl	1,81	1,83	1,81	1,67	1,51	1,49	1,81	1,66	1,75	1,73
Total	99,70	99,93	100,11	99,85	100,12	100,01	100,67	100,35	100,12	99,83
Σ ETR ₂ O ₃	1,72	2,54	1,75	2,04	1,39	1,26	1,40	1,48	1,48	1,57
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios										
P	2,957	2,921	2,947	2,964	2,976	2,976	2,967	2,969	2,957	2,961
Si	0,014	0,034	0,020	0,019	0,016	0,012	0,012	0,012	0,011	0,015
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,004
Fe	0,003	0,020	0,012	0,015	0,038	0,040	0,024	0,034	0,026	0,037
Mn	0,005	0,008	0,006	0,008	0,008	0,007	0,009	0,011	0,009	0,010
Ca	4,951	4,924	4,952	4,915	4,910	4,916	4,936	4,919	4,943	4,917
Y	0,004	0,022	0,012	0,011	0,010	0,010	0,008	0,008	0,007	0,008
La	0,014	0,009	0,006	0,010	0,006	0,004	0,007	0,007	0,009	0,008
Ce	0,024	0,024	0,018	0,025	0,013	0,012	0,016	0,017	0,016	0,021
Pr	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001
Nd	0,008	0,019	0,011	0,012	0,008	0,007	0,009	0,010	0,009	0,009
Sm	0,001	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Gd	0,001	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001
Dy	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
Sr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,011	0,005	0,003	0,010	0,004	0,005	0,005	0,006	0,004	0,003
Th	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	1,158	1,164	1,143	1,055	0,952	0,942	1,140	1,049	1,106	1,100
Cl	0,002	0,014	0,013	0,018	0,004	0,005	0,006	0,007	0,008	0,009
Σ _T	2,971	2,955	2,967	2,983	2,991	2,988	2,978	2,981	2,968	2,975
Σ _M	5,029	5,045	5,033	5,017	5,009	5,012	5,022	5,019	5,032	5,025
Σ ânions	1,160	1,178	1,156	1,073	0,956	0,946	1,146	1,056	1,113	1,109
Σ ETR	0,054	0,085	0,057	0,067	0,046	0,041	0,045	0,048	0,048	0,051

Legenda: **AFS** (Álcali feldspato sienito); **QAFS** (Quartzo-álcali feldspato sienito); **AFMs** (Álcali Feldspato microssienito); **NMs** (Nefelina microssienito).

Continuação Tabela 2

Rocha	QAFS	AFMs	AFMs	AFMs	AFMs	AFMs	AFMs	AFMs	AFMs	NMs
Amostra	BZ-19D	BZ-308	BZ-308	BZ-308	BZ-308	BZ-308	BZ-308	BZ-308	BZ-308	BZ-163B
Análise	G4-1 (IE)	G1-1 (IE)	G1-4 (IE)	G2-2 (IC)	G2-3 (IE)	G3-1 (IC)	G3-2 (IE)	G3-3 (IE)	G3-4 (IC)	G1-1 (IE)
P ₂ O ₅	41,70	39,51	39,70	38,78	38,16	38,53	39,04	38,76	38,67	36,72
SiO ₂	0,16	0,45	0,52	0,84	1,06	0,84	0,96	0,73	0,81	0,84
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,02	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,08	0,06	0,04	0,04
FeO	0,42	0,12	0,17	0,16	0,16	0,17	0,15	0,16	0,15	0,03
MnO	0,15	0,15	0,16	0,23	0,23	0,19	0,16	0,18	0,18	0,07
CaO	54,63	52,89	52,75	51,23	50,42	51,02	52,17	51,80	51,53	48,07
Y ₂ O ₃	0,13	0,21	0,25	0,57	0,65	0,45	0,28	0,35	0,44	0,30
La ₂ O ₃	0,30	0,42	0,53	0,62	0,83	0,84	0,48	0,67	0,91	2,20
Ce ₂ O ₃	0,57	1,04	1,15	1,78	2,12	1,83	1,18	1,66	1,97	4,43
Pr ₂ O ₃	0,09	0,09	0,15	0,25	0,31	0,22	0,13	0,17	0,22	0,42
Nd ₂ O ₃	0,28	0,45	0,55	0,91	1,13	0,91	0,56	0,73	0,88	1,37
Sm ₂ O ₃	0,06	0,10	0,10	0,18	0,20	0,19	0,14	0,08	0,17	0,15
Gd ₂ O ₃	0,08	0,03	0,06	0,16	0,22	0,17	0,02	0,17	0,20	0,10
Dy ₂ O ₃	0,04	0,03	0,02	0,04	0,14	0,07	0,06	0,05	0,10	0,05
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08
Na ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,09	0,78
ThO ₂	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,07
F	4,19	3,15	2,93	3,05	2,99	3,20	3,25	4,10	3,05	3,77
Cl	0,03	0,28	0,30	0,37	0,39	0,33	0,25	0,28	0,32	0,01
-O=F,Cl	1,77	1,39	1,30	1,37	1,35	1,42	1,42	1,79	1,36	1,59
Total	101,12	97,60	98,10	97,89	97,77	97,65	97,56	98,24	98,41	97,93
Σ ETR ₂ O ₃	1,55	2,36	2,80	4,50	5,60	4,68	2,87	3,88	4,89	9,03
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios										
P	2,969	2,916	2,922	2,896	2,873	2,890	2,894	2,886	2,875	2,811
Si	0,013	0,039	0,046	0,074	0,094	0,075	0,084	0,064	0,071	0,076
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,002	0,002
Fe	0,030	0,009	0,012	0,012	0,012	0,013	0,011	0,011	0,011	0,002
Mn	0,011	0,011	0,012	0,017	0,018	0,014	0,012	0,013	0,014	0,005
Ca	4,923	4,941	4,913	4,842	4,805	4,844	4,895	4,881	4,849	4,658
Y	0,006	0,010	0,012	0,027	0,031	0,021	0,013	0,016	0,021	0,015
La	0,009	0,013	0,017	0,020	0,027	0,027	0,016	0,022	0,029	0,073
Ce	0,018	0,033	0,037	0,057	0,069	0,059	0,038	0,053	0,063	0,147
Pr	0,003	0,003	0,005	0,008	0,010	0,007	0,004	0,005	0,007	0,014
Nd	0,008	0,014	0,017	0,029	0,036	0,029	0,018	0,023	0,028	0,044
Sm	0,002	0,003	0,003	0,005	0,006	0,006	0,004	0,002	0,005	0,005
Gd	0,002	0,001	0,002	0,005	0,007	0,005	0,001	0,005	0,006	0,003
Dy	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001
Sr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004
Na	0,004	0,003	0,000	0,003	0,005	0,003	0,003	0,011	0,015	0,137
Th	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
F	1,114	0,869	0,805	0,851	0,841	0,897	0,900	1,140	0,847	1,078
Cl	0,004	0,042	0,044	0,056	0,058	0,049	0,037	0,042	0,047	0,002
Σ _T	2,982	2,956	2,967	2,970	2,967	2,965	2,978	2,950	2,946	2,888
Σ _M	5,018	5,044	5,033	5,030	5,033	5,035	5,022	5,050	5,054	5,112
Σ ânions	1,118	0,910	0,849	0,907	0,899	0,946	0,937	1,182	0,894	1,080
Σ ETR	0,049	0,078	0,092	0,152	0,190	0,157	0,095	0,129	0,162	0,302

Legenda: **AFS** (Álcali feldspato sienito); **QAFS** (Quartzo-álcali feldspato sienito); **AFMs** (Álcali Feldspato microssienito); **NMs** (Nefelina microssienito).

Continuação Tabela 2

Rocha	NMs	NMs	NMs	NMs	NMs	NMs
Amostra	BZ-163B	BZ-163B	BZ-163B	BZ-163B	BZ-163B	BZ-163B
Análise	G2-2 (IE)	G2-3 (BC)	G2-6 (BC)	G3-1 (IC)	G3-2 (IE)	G3-3 (IE)
P ₂ O ₅	40,19	36,72	38,38	36,97	39,09	38,73
SiO ₂	0,21	1,52	0,64	0,86	0,44	0,51
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01
FeO	0,20	1,42	0,50	0,12	0,37	0,23
MnO	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08
CaO	53,38	48,74	50,72	49,19	52,12	51,34
Y ₂ O ₃	0,07	0,25	0,13	0,19	0,01	0,01
La ₂ O ₃	0,68	1,19	1,49	1,44	1,57	1,78
Ce ₂ O ₃	1,27	2,74	2,74	3,71	2,00	2,43
Pr ₂ O ₃	0,12	0,32	0,23	0,44	0,12	0,18
Nd ₂ O ₃	0,44	1,09	0,98	1,47	0,40	0,53
Sm ₂ O ₃	0,04	0,17	0,09	0,22	0,02	0,04
Gd ₂ O ₃	0,06	0,11	0,08	0,13	0,02	0,03
Dy ₂ O ₃	0,02	0,07	0,02	0,02	0,03	0,05
SrO	0,04	0,10	0,10	0,01	0,04	0,08
Na ₂ O	0,20	0,88	0,39	0,50	0,25	0,37
ThO ₂	0,01	0,06	0,08	0,32	0,05	0,08
F	3,88	3,49	4,05	3,99	4,62	4,35
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
-O=F,Cl	1,64	1,47	1,71	1,68	1,95	1,83
Total	99,30	97,54	99,07	98,03	99,30	99,02
Σ ETR ₂ O ₃	2,70	5,94	5,77	7,62	4,16	5,05
Fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios						
P	2,924	2,760	2,858	2,816	2,884	2,876
Si	0,018	0,135	0,057	0,077	0,038	0,045
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,014	0,105	0,037	0,009	0,027	0,017
Mn	0,005	0,006	0,007	0,006	0,005	0,006
Ca	4,915	4,637	4,779	4,742	4,867	4,824
Y	0,003	0,012	0,006	0,009	0,000	0,000
La	0,022	0,039	0,048	0,048	0,050	0,058
Ce	0,040	0,089	0,088	0,122	0,064	0,078
Pr	0,004	0,010	0,008	0,015	0,004	0,006
Nd	0,013	0,034	0,031	0,047	0,012	0,017
Sm	0,001	0,005	0,003	0,007	0,001	0,001
Gd	0,002	0,003	0,002	0,004	0,001	0,001
Dy	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002
Sr	0,002	0,005	0,005	0,001	0,002	0,004
Na	0,034	0,151	0,067	0,088	0,041	0,063
Th	0,000	0,001	0,002	0,007	0,001	0,002
F	1,054	0,980	1,126	1,135	1,273	1,207
Cl	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001
Σ _T	2,942	2,896	2,914	2,894	2,922	2,920
Σ _M	5,058	5,104	5,086	5,106	5,078	5,080
Σ ânions	1,056	0,982	1,128	1,137	1,275	1,208
Σ ETR	0,085	0,195	0,187	0,252	0,133	0,162

Legenda: AFS (Álcali feldspato sienito); QAFS (Quartzo-álcali feldspato sienito); AFMs (Álcali Feldspato microssienito); NMs (Nefelina microssienito).