

## **PLUG FREI MARTINHO: MAGMATISMO CENOZOICO ALCALINO NO NORTE DO ESTADO DA PARAÍBA**

*FREI MARTINHO PLUG: CENOZOIC ALKALINE MAGMATISM IN THE NORTH OF THE  
STATE OF PARAIBA*

**Louana Kelly ARAÚJO BARROS<sup>1</sup>, Vinicius Anselmo CARVALHO LISBOA<sup>1</sup>, Ádila Renally  
Araújo AZEVEDO<sup>2</sup>, Jailson Júnior Alves SANTOS<sup>3</sup>, Herbet CONCEIÇÃO<sup>4</sup>, Maria de  
Lourdes da Silva ROSA<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia da Paraíba - Campus Picuí. Rodovia PB-177, s/n, Picuí – PB.  
E-mail: luanakelybarros@gmail.com; vinicius.lisboa@ifpb.edu.br

<sup>2</sup>Universidade Federal de Sergipe. Departamento de Geologia. Avenida Marechal Rondon, s/n-Jardim Rosa Elze, São Cristóvão-SE.  
E-mail: adila@academico.ufs.br

<sup>3</sup>Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. Rua Barão de Jeremoabo, s/n - Ondina, Salvador – BA.  
E-mail: jailsonjas@ufba.br

<sup>4</sup>Universidade Federal de Sergipe. Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias. Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa  
Elze, São Cristóvão – SE. E-mail: herbet.conceicao@gmail.com; lrosa@academico.ufs.br

Introdução  
Contexto geológico regional  
Geologia local  
Metodologia  
Petrografia  
Química mineral  
Olivina  
Piroxênio  
Feldspatos e nefelina  
Óxidos de ferro e titânio  
Discussões e considerações finais  
Agradecimentos  
Referências

**Resumo:** A ocorrência de vulcanismo de pequena escala é comum em vários locais do mundo, sendo estes corpos inseridos nos mais diversos contextos tectônicos. Na porção central dos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, ocorre uma série de *plugs* e *necks* de idade cenozoica e com composição predominantemente álcali-basáltica. O *Plug* Frei Martinho (PFM), é composto por basanitos isotrópicos de cor preta, de textura afanítica a microporfírica e apresenta uma orientação relacionada ao alinhamento Macau-Queimadas. A olivina e o espinélio ocorrem como fenocristais, já a matriz é composta por nefelina, diopsídio, minerais opacos, plagioclásio, olivina, feldspato alcalino, apatita e vidro. A olivina mostra variação composicional entre Fo<sub>79,8</sub> a Fo<sub>90,9</sub>, onde os termos mais magnesianos representam xenocristais. O diopsídio (Wo<sub>40,5-55,6</sub>En<sub>38-45,2</sub>Fs<sub>8,9-17,2</sub>) é a composição predominante entre os cristais de clinopiroxênio. O plagioclásio é sódico com molécula de An<sub>5,7-21,7</sub>. O feldspato alcalino possui composição Or<sub>32,7-45,5</sub>Ab<sub>51,2-63,7</sub>An<sub>2,1-7,3</sub>. As composições da nefelina variam no intervalo Ne<sub>60,48-83,11</sub>Ks<sub>9,33-19,03</sub>Q<sub>0,33-26,35</sub>. As estimativas de temperaturas obtidas a partir das composições dos feldspatos e feldspatoides indicam temperaturas entre 1068°C e 500°C para as rochas que compõem o PFM.

**Palavras-chave:** Basanitos. Província Borborema. Química Mineral.

**Abstract:** The occurrence of small-scale volcanisms is common in many places around the world, being included in the most diverse tectonic contexts. In the central portion of the states of Rio Grande do Norte and Paraíba, there is a series of plugs and necks of Cenozoic age and predominantly alkali-basaltic composition. The Frei Martinho Plug (FMP) is composed of black and isotropic basanites, with an aphanitic and microporphyrritic texture and presents an orientation related to the Macau-Queimadas alignment. Olivine and spinel occur as phenocrysts, while the matrix is composed of nepheline, diopside, opaque minerals, plagioclase, olivine, alkali feldspar, apatite and glass. Olivine shows compositional variation between Fo<sub>79,8</sub> to Fo<sub>90,9</sub>, where the more magnesian terms represent xenocrystals. Diopside (Wo<sub>40,5-55,6</sub>En<sub>38-45,2</sub>Fs<sub>8,9-17,2</sub>) is the predominant composition among clinopyroxene crystals. Plagioclase is sodium with An<sub>5,7-21,7</sub> molecule. Alkali feldspar has composition Or<sub>32,7-45,5</sub>Ab<sub>51,2-63,7</sub>An<sub>2,1-7,3</sub>. Nepheline compositions vary in the range Ne<sub>60,48-83,11</sub>Ks<sub>9,33-19,03</sub>Q<sub>0,33-26,35</sub>. Temperature estimates obtained from the compositions of feldspars and feldspathoids indicate temperatures between 1068°C and 500°C for the rocks that make up the FMP.

**Keywords:** Basanite. Borborema Province. Mineral Chemistry.

### **INTRODUÇÃO**

O estudo de atividades magmáticas vulcânicas é de grande importância para o entendimento da evolução tectônica dos mais diversos ambientes geológicos, pois podem estar relacionadas: a quebra de continentes, sendo observada uma

correlação direta com os grandes derrames basálticos continentais em todo o mundo (Courtillet et al., 1999; Hollanda et al., 2019); formação de bacias sedimentares, onde fazem parte da sequência estratigráfica e em muitos casos são

um dos fatores responsáveis pela maturação térmica da matéria orgânica que foi transformada em reservatórios de óleo e gás (Schofield et al., 2016) e também estão presentes em regiões com atividades orogênicas, os quais podem caracterizar estágios magmáticos bimodais (Ramos, 2009; Zhang et al., 2021).

Além do entendimento sobre os processos que transformam a crosta terrestre, as rochas vulcânicas devido à presença de xenólitos mantélicos, que não são comumente observadas em rochas basálticas subalcalinas, mas que são mais facilmente verificados naquelas alcalinas, permitem realizar investigações mineralógicas, químicas e condições de equilíbrio físico-químico sobre as regiões mantélicas em que foram formadas (Kurat et al., 1980; Dietrich & Poultidis, 1985; Ngonge et al., 2016; Ngonge et al., 2019).

No nordeste brasileiro, basaltos alcalinos cenozoicos correspondem à atividade vulcânica mais importante desde a formação do Oceano Atlântico Equatorial. São corpos isolados, de ampla distribuição geográfica, que afloram desde o norte do Cráton São Francisco até a região do Rifte Potiguar (Oliveira et al., 2022). Estas rochas ocorrem como *plugs* e *necks* de álcali-basaltos e constituem o Magmatismo Macau-Queimadas (Sial, 1976a), um dos eventos magmáticos intracontinentais mais jovens do Brasil (Silveira, 2006). Embora este magmatismo seja objeto de estudos desde meados do século XX, estudos sistemáticos de detalhe que caracterizem a petrologia desses magmas ainda são escassos. Ante a isso, o presente estudo apresenta dados de mapeamento geológico, petrográficos, mineralo-químicos e discute uma possível correlação entre as rochas do Magmatismo Macau-Queimadas e do *Plug* Frei Martinho.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

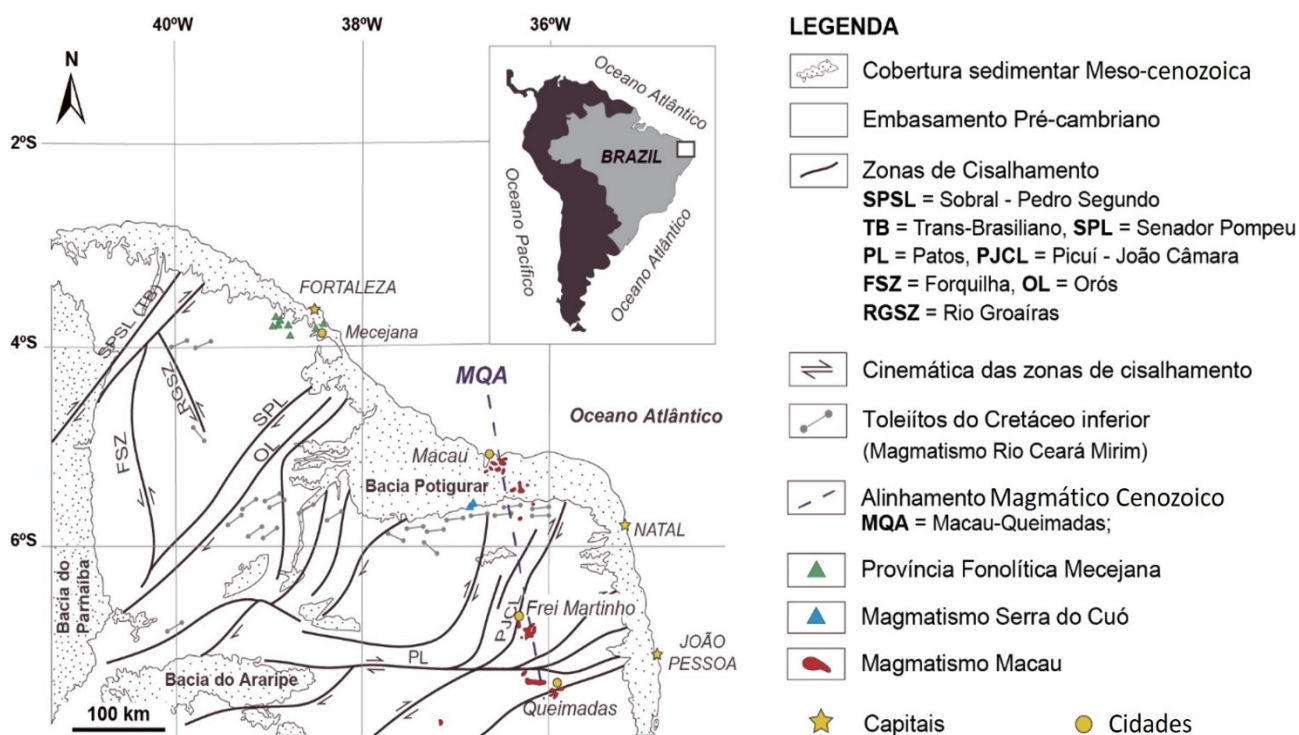
A Província Borborema (PB) é uma entidade geológica que fez parte do supercontinente Gondwana Ocidental, sua configuração atual é resultado de eventos colisionais diacrônicos relacionados à orogenia Brasileira/Pan-Africana (p.ex. Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2008). O arcabouço estrutural desta província é controlado por zonas de cisalhamento de escala continental, que representam grandes fronteiras entre domínios geológicos distintos e permitiram a ascensão e colocação de magmas graníticos. Essas estruturas, com *trend* principal NE-E, foram desenvolvidas em condições de alta temperatura e baixa pressão durante o Neoproterozoico (Vauchez et al., 1995; Viegas et al., 2014), com algumas delas sendo reativadas, para acomodar o desenvolvimento de bacias rifte e intraplaca, em resposta a fragmentação do Gondwana (Sénant & Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Castro et al., 2012; Ngonge et al., 2016).

Uma característica importante da PB é a ocorrência de grande número de rochas vulcânicas e hipoabissais (Figura 1), com idades que variam desde o Eocretáceo até o Neopaleógeno (Sial, 1976a, 1976b; Almeida et al., 1988; Sial et al., 1981; Mizusaki et al., 2002; Souza et al., 2004). Estudos de geocronologia realizados com diferentes métodos de datação mostraram dados agrupados em diferentes períodos de formação para essas rochas. Conforme sumarizado por Mizusaki et al. (2002), a unidade mais antiga

corresponde ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim, representado por enxames de diques básicos, orientados na direção leste-oeste e de abrangência regional. A unidade subsequente, o Magmatismo Serra do Cuó, ocorre como derrames basálticos no interior da Bacia Potiguar. Já os eventos mais recentes foram agrupados inicialmente por Sial (1976a) em uma suíte basáltica alcalina cenozoica. Esse magmatismo recebeu a nomenclatura de Magmatismo Macau (Sial, 1976a) ou Magmatismo Cenozoico, conforme proposto por Souza et al. (2007). São diques, *plugs* e pequenos derrames distribuídos em um alinhamento norte-sul na porção central do Rio Grande do Norte e da Paraíba.

O Magmatismo Rio Ceará Mirim (MRCM), que corresponde ao episódio magmático mais antigo, com idades K/Ar variando entre 145 e 115 Ma (Bellieni et al., 1992; Mizusaki et al., 2002) e idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (isócrona composta de anfibólio e pirta) entre 129 e 132 Ma (Smith et al., 2001; Souza et al., 2003). Esse magmatismo é representado por um enxame de diques de basalto de afinidade toleítica, distribuídos por uma área de 12.500 km<sup>2</sup> (Figura 1). Holanda et al. (2019) interpretam o MRCM como uma Grande Província Ígnea (LIP), associada aos primeiros esforços de abertura do Oceano Atlântico Equatorial.

O magmatismo do Eocretáceo é representado por álcali a álcali-cálcico, básico a ácido da Província Magmática do Cabo, com idades Rb-Sr



**Figura 1** - Distribuição do vulcanismo meso-cenozoico na Província Borborema (Fonte: Souza et al., 2022).

e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  variando de 104 a 97 Ma (Long et al., 1986; Nascimento et al., 2003). Ademais, restritos a porção sul da Bacia Potiguar (Figura 1), tem-se pequena ocorrência de álcali basaltos que compõem o Magmatismo Serra do Cuó, com idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (em anfibólio) de 93 Ma (Souza et al., 2003).

O Magmatismo Macau-Queimadas (MQA), que representa a atividade ígnea mais recente, com idades K/Ar entre 45 e 12 Ma (Sial et al., 1981; Fodor, 1998; Mizusaki et al., 2002), e idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  variando entre 53 e 6 Ma (Souza et al., 2003; Silveira, 2006; Knesel et al., 2011; Guimarães et al., 2020). O MQA forma um lineamento de direção N-S, com cerca de 350 km

de comprimento por 60 km de largura (Figura 1), que abrange diversos *plugs*, *necks* e diques de basaltos alcalinos e toleíticos. Dentre algumas ocorrências dessa unidade estão o Pico do Cabugi, Cabugizinho, Serra Preta, Serra Aguda, Cabeça do Neco (Sial, 1976a; Ngonge et al., 2016; Oliveira et al., 2022) e mais recentemente sendo associado o Saco do Inferninho (Barros et al., 2021).

Ainda no Cenozoico, ocorrem os fonólitos, traquitos e nefelina sienitos da Província Fonolítica Mecejana (Souza et al., 2022). Essas rochas apresentam intervalo temporal entre 36 e 25 Ma, de acordo com idades K/Ar e Rb/Sr (Cordani, 1970; Guimarães, 1982; Mizusaki et al., 2002).

## GEOLOGIA LOCAL

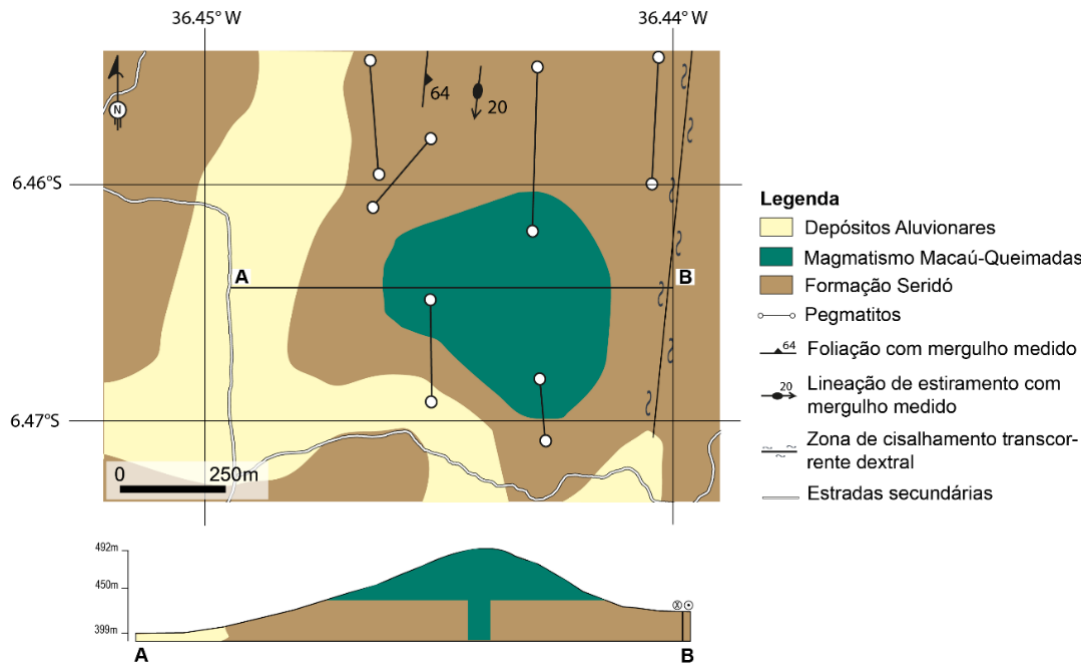
O *Plug* Frei Martinho (PFM), localizado a cerca de 6 km ao sul da cidade de Frei Martinho, corresponde a um pequeno morro de formato semicircular com cerca de 250 m<sup>2</sup> de área e 50 metros de altura, o ponto mais elevado fica a 492 metros acima do nível do mar (Figura 2; Figura 3A).

O PFM é constituído por basanitos isotrópicos de cor preta, de texturas afanítica fina e microporfirítica, quase sempre contendo xenólitos centimétricos ultramáficos (Figura 3D), amigdalas e vesículas. Ocorrem como blocos rolados (Figura 3E) com pouca ou nenhuma alteração, nos quais também se reconhecem resquícios de

disjunções colunares (Figura 3F). A unidade encaixante do PFM é o biotita-xisto da Formação Seridó (Figura 3B), além dos basanitos e xistos, na área de estudo também ocorrem diques de pegmatito orientados, em sua maioria, na direção N-S (Figura 3C).

Os dados geoquímicos dos basanitos do PFM mostram teores de SiO<sub>2</sub> e MgO entre 39,9–43,5% e 9,7–12,7%, respectivamente. A soma dos álcalis varia entre 4,4–5,1%, ao passo que a razão Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O varia entre 1,9–2,5% (Figura 4). O índice de saturação em alumina (ISA) indica que as rochas são metaluminosas, com valores A/CNK variando entre 0,38 e 0,58.

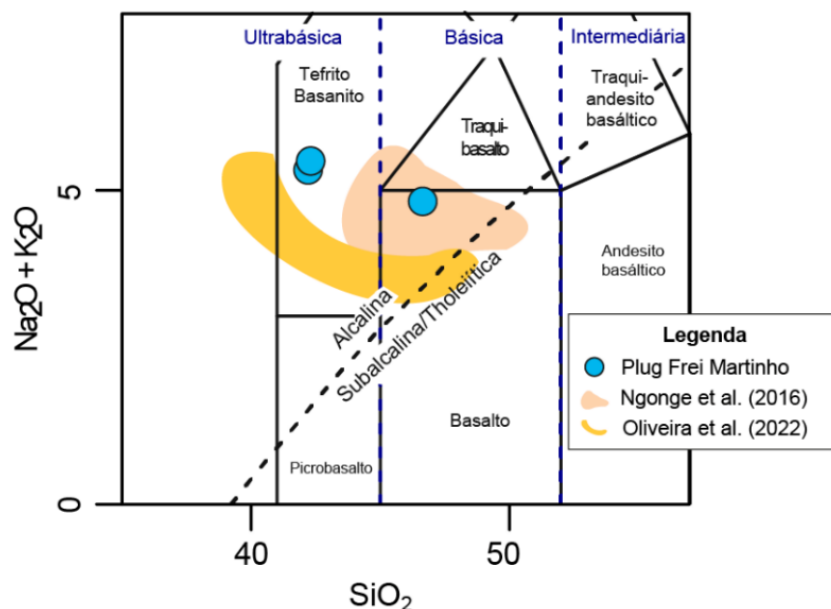




**Figura 2** - Mapa geológico e perfil esquemáticos da área de estudo.



**Figura 3** - Aspectos de campo das rochas estudadas. A) Vista panorâmica do PFM; B) Relação de contato entre o xisto e o basanitos; C) Xenólito de xisto (preto) no dique de pegmatito (branco); D) Basanito com xenólito de rocha ultramáfica; E) Blocos soltos de basanitos; F) Fragmentos preservados de disjunções colunares.



**Figura 4** - Diagrama TAS (total álcalis versus sílica) com os campos definidos segundo a proposta de Le Bas et al. (1986). A área em rosa corresponde as composições do Magmatismo Macau-Queimadas (Ngonge et al., 2016) e em amarelo corresponde as composições do neck Serra Preta (Oliveira et al., 2022).

## METODOLOGIA

Neste trabalho, foram estudadas três lâminas delgadas polidas (PFM-02; PFM-05; PFM-07) consideradas como representativas das rochas que compõem o Plug Frei Martinho. A mineralogia e as texturas destas lâminas foram analisadas no microscópio ótico de luz transmitida e refletida. Após isso, elas foram estudadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (marca Tescan, modelo VEGA 3 LMU) usando um detector de elétrons secundários e de elétrons retroespalhados do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências da Universidade Federal de Sergipe (CLGeo-UFS).

A composição química pontual das fases minerais identificadas nos basanitos foram determinadas usando o espectrômetro de energia dispersiva (EDS, Oxford Instruments, X-Act model) com resolução de 125 eV e um detector de estado sólido de silício (SDD, 10 mm<sup>2</sup>). O software utilizado para a obtenção das compo-

sições químicas pontuais foi AZtec 4.0, rotina Quant, da Oxford Instrumentos, capaz de converter as intensidades de energia em percentual de óxidos com fatores de correções automáticas do tipo ZAF. As amostras foram metalizadas com ouro, usando o metalizador Quorum (Q150R ES). A espessura da metalização varia entre 8 e 10 nm.

As condições analíticas usadas foram: voltagem de 20 kV e intensidade de corrente de 17 nA, gerando um feixe com diâmetro de 400 nm, o tempo de análise foi de 60 s. A calibração interna do EDS foi realizada usando os seguintes padrões (erro=±2σ): albita, NaKα (±0,2); coríndon, AlKα (±0,2); cromo metálico, CrKα (±0,4); fluorita, FKα (±0,3); ferro metálico, FeKα (±0,4); halita, ClKα (±0,3); manganês metálico, MnKα (±0,2); níquel metálico, Ni Kα (±0,3); ortoclásio, KKα (±0,2); periclásio, MgKα (±0,4); quartzo, SiKα (±0,4); titânio metálico, TiKα (±0,2).

## PETROGRAFIA

Nos basanitos estudados a matriz corresponde a cerca de 68% do volume da rocha, enquanto os fenocristais ocupam 32%. Olivina e espinélio ocorrem como fenocristais, já a matriz é composta por micrólitos de nefelina, diopsídio, minerais opacos (Ti-magnetita, pentlandita), plagioclásio, olivina, feldspato alcalino, apatita. Os basanitos são isotrópicos, hipocristalinos, com texturas porfirítica seriada (Figura 5A), pilotaxítica, intersertal e glomeroporfirítica. Os

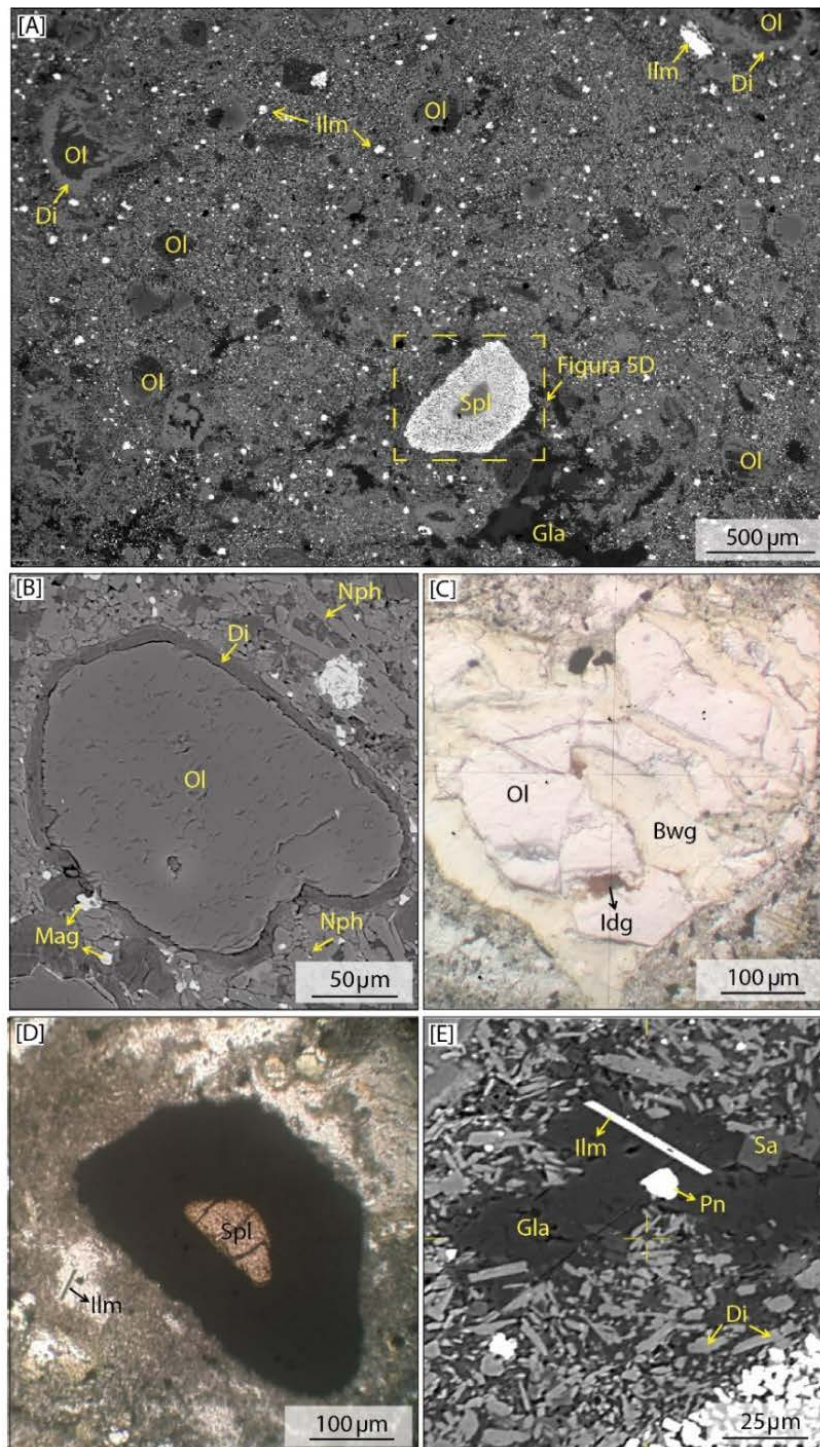
interstícios entre os micrólitos da matriz são ocupados por vidro.

Os fenocristais de olivina são euédricos, subédricos e anédricos, com predomínio dos cristais subédricos. Os tamanhos variam entre 0,6 e 3,04 mm. Os contatos são retos e serrilhados com os cristais de plagioclásio e retos com apatita. Inclui minerais opacos (< 0,04 mm) anédricos e euédricos e apatita acicular (0,02 mm). Frequentemente, os cristais são coroados



por micrólitos de clinopiroxênio (Figuras 5A e 5B). Altera-se, frequentemente, para a bowlingita e em menor frequência para a iddingsita (Figura 5C) nas bordas de alguns cristais.

Os micrólitos de olivina da matriz apresentam-se subédricos e anédricos, os tamanhos entre 0,025 - 0,05 mm. Faz contatos retos e irregulares com o vidro, minerais opacos e o clinopiroxênio.



**Figura 5** - Fotomicrografias de texturas observadas nas amostras estudadas. [A] Basanita microporfirítica com fenocristais de olivina e espinélio em matriz microcristalina. A área destacada em amarelo corresponde a Figura 5D; [B] Fenocristal de olivina com coroa de diopsídio; [C] Fenocristal de olivina alterado para a bowlingita, em tons mais esverdeados, e para a iddingsita, em tons amarronzados; [D] Cristal de espinélio. A coroa opaca, na observação ótica, corresponde ao intercrescimento de cromita [E] Detalhe da matriz, onde é possível se observar vidro e cristais de pentlandita, ilmenita, feldspato alcalino e diopsídio. As siglas representam: Bowlingita (Bwg), diopsídio (Di), espinélio (spl), iddingsita (Idg), ilmenita (Ilm), olivina (Ol), pentlandita (Pn), feldspato alcalino (Sa), vidro (Gla). As figuras [A, B, E] correspondem a imagens de elétrons retroespalhados (BSE) obtidas a partir do microscópio eletrônico de varredura; as figuras [C e D] correspondem a imagens óticas em luz plana.

Os fenocristais de espinélio apresentam-se, em sua maioria, subédricos. Ao redor destes cristais percebe-se uma coroa composta de minerais opacos (Figura 5D). O diopsídio apresenta cor esverdeada, ocorrendo como micrólitos subédricos e anédricos, prismáticos e granulares (Figura 5E). Os contatos são serrilhados e reentrantes com o vidro. Pode incluir minerais opacos granulares. A nefelina ocorre como cristais euédricos com hábito prismático alongado (Figura 5B). Os feldspatos têm hábito ripiforme e fazem contatos retos e curvos com a apatita, diopsídio e o vidro. O vidro ocupa o interstício entre os micrólitos da matriz (Figura 5E), com percentual não maior que 5%. Observa-se inclusões de pentlandita, ilmenita,

diopsídio, feldspato alcalino, apatita.

Os tamanhos e as formas diversificadas de fenocristais de olivina bordados por piroxênio são feições marcantes nesta rocha podendo sugerir que eles sejam xenocristais na rocha. Além disso, ocorre a presença do fenocristal de espinélio circundado por mineral opaco que pode estar correlacionado com a redução da temperatura durante a cristalização. O estágio magmático inicial é sugerido com a cristalização de olivina e do espinélio. A alteração da olivina para a bowlingita sugere ser mais precoce que a iddingsita, pois esta ocorre em menor frequência e quantidade na rocha. Por fim, entre os constituintes da matriz tem-se o vidro, que marca o fim do estágio magmático.

## QUÍMICA MINERAL

### Olivina

Os cristais de olivina analisados (Tabela 1) são classificados como forsterita, cuja molécula de forsterita (Fo) varia entre Fo<sub>79,8-90,9</sub>. Perfis composicionais, em alguns cristais, mostram uma variação nos conteúdos de FeO e MgO (Figuras 6A e 6B), com suave e uniforme enriquecimento em FeO, em direção à margem

do cristal. Comportamento semelhante é observado com relação ao CaO e MnO, em contraste com o MgO, cujo teor decresce ligeiramente próximo a borda dos grãos. O conteúdo de NiO, em alguns cristais, chega a 0,45%. Em alguns cristais se observa zoneamento químico oscilatório, principalmente com relação aos conteúdos de CaO, FeO e MgO.

**Tabela 1** - Análises representativas dos cristais de olivina do PFM. Fo – forsterita; Fa – faialita.

Lâmina	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-05	PFM-05	PFM-05	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07
Análise	1	2	5	41	42	46	11	12	13	14	18	19
SiO <sub>2</sub>	39,50	39,66	38,90	39,37	39,49	39,26	39,97	40,47	40,37	39,97	38,98	39,03
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,11	0,10	0,04	-	0,07	0,08	0,03	-	0,01	-	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,30	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	-	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06	0,01	-	0,01	-	0,03
FeO	13,05	12,69	17,27	13,70	12,53	15,01	9,14	8,98	9,04	9,32	17,49	16,91
MnO	0,20	0,17	0,39	0,11	0,26	0,31	0,12	0,16	0,12	0,09	0,40	0,46
MgO	46,75	47,17	42,01	46,30	46,94	44,69	50,30	50,04	50,01	50,18	42,76	43,08
NiO	0,13	0,17	0,33	0,16	0,37	0,16	0,33	0,31	0,40	0,32	0,15	0,14
CaO	0,18	0,04	0,55	0,26	0,25	0,45	-	-	0,01	0,10	0,19	0,24
Total	99,88	100,01	99,89	99,98	99,88	99,97	100,00	100,00	100,00	100,00	99,97	99,94

### Fórmula estrutural calculada com base em 4 oxigênios

Si	0,986	0,987	0,992	0,985	0,986	0,990	0,980	0,990	0,988	0,981	0,993	0,993
Ti	-	0,002	0,002	0,001	-	0,001	0,001	0,001	-	-	-	0,001
Al	-	-	0,009	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-
Cr	0,001	-	0,001	0,001	0,001	-	0,001	-	-	-	-	0,001
Fe	0,273	0,264	0,368	0,287	0,261	0,316	0,187	0,184	0,185	0,191	0,373	0,360
Mn	0,004	0,004	0,008	0,002	0,005	0,007	0,002	0,003	0,002	0,002	0,009	0,010
Mg	1,741	1,750	1,598	1,727	1,747	1,679	1,839	1,825	1,825	1,836	1,624	1,633
Ni	0,003	0,003	0,007	0,003	0,007	0,003	0,007	0,006	0,008	0,006	0,003	0,003
Ca	0,005	0,001	0,015	0,007	0,007	0,012	-	-	-	0,003	0,005	0,007
Total	3,013	3,011	3,000	3,013	3,014	3,008	3,017	3,009	3,009	3,019	3,007	3,008

### Membros finais

Fo*	86,3	86,9	81,3	85,8	87	84,1	90,8	90,9	90,8	90,6	81,3	82
Fa**	13,5	13,1	18,7	14,2	13	15,9	9,2	9,1	9,2	9,4	18,7	18

Fo\* = Mg/(Mg+Fe) x 100 Fa\*\* = Fe/(Mg+Fe) x 100

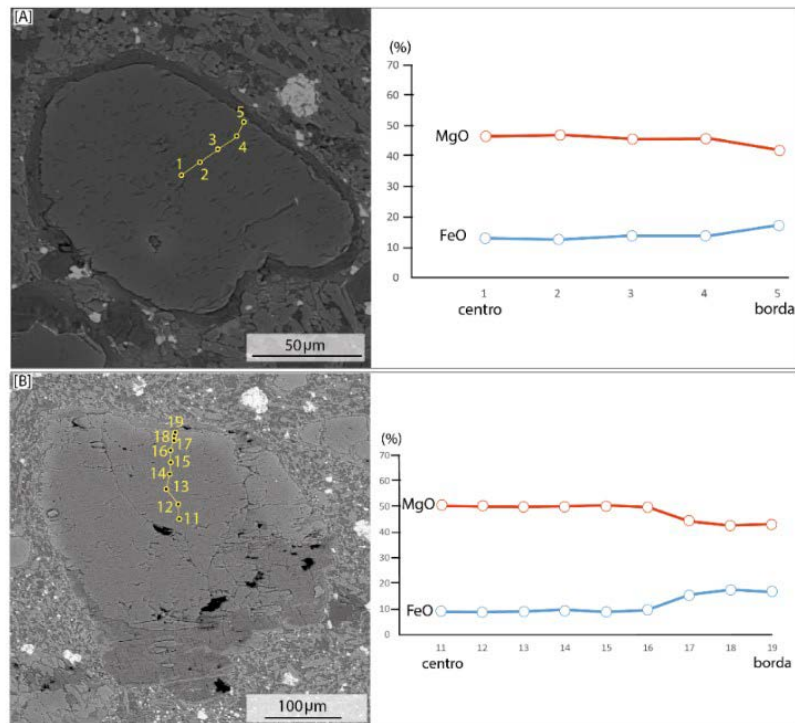


Figura 6 - Perfis composicionais obtidos em fenocristais de olivina do PFM.

## Piroxênio

A tabela 2 contém resultados analíticos dos piroxênios do PFM. A classificação aqui adotada

baseia-se na proposta de Morimoto (1988), onde os mesmos podem ser individualizados em piroxênios de Ca-Mg-Fe (Quad), Ca-Na e Na.

Tabela 2 - Análises representativas dos cristais de piroxênio do PFM. Wo – wollastonita; En – enstatita; Fs – ferrosilita.

Lâmina	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-05	PFM-05	PFM-05	PFM-05	PFM-07	PFM-07	PFM-07
Análise	8	9	10	11	31	32	33	34	55	56	57
SiO <sub>2</sub>	45,02	47,23	45,73	45,74	54,23	54,33	54,17	54,36	50,87	47,77	50,8
TiO <sub>2</sub>	3,95	2,76	3,6	3,47	0,37	0,54	0,27	0,33	1,54	2,42	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,82	6,69	7,08	7,69	-	-	0,07	0,03	3,46	9,92	4,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,05	0,20	0,10	-	-	-	-	-	0,02	-
FeO	7,25	7,12	6,93	7,74	9,63	9,79	7,63	8,49	7,28	7,34	6,52
MnO	0,08	0,16	0,01	0,09	0,29	0,32	0,14	0,11	0,23	0,18	0,19
MgO	12,62	14,88	13,28	12,76	14,24	13,99	14,78	14,41	13,44	10,94	14,11
CaO	22,54	19,7	22,57	21,07	18,85	18,64	21,27	19,92	21,68	17,93	20,93
Na <sub>2</sub> O	0,59	0,83	0,53	1,02	2,37	2,38	1,65	2,31	1,32	3,01	1,19
K <sub>2</sub> O	-	0,56	-	0,27	0,02	-	0,02	0,06	0,11	0,40	0,17
Total	99,98	99,98	99,93	99,95	100,00	99,99	100,00	100,02	99,93	99,93	99,99

### Fórmula estrutural calculada com base em 6 oxigênios

Si	1,692	1,760	1,716	1,718	2,020	2,024	2,009	2,019	1,895	1,772	1,879
Al	0,346	0,294	0,313	0,340	-	-	0,003	0,001	0,152	0,434	0,190
Ti	0,112	0,077	0,102	0,098	0,010	0,015	0,008	0,009	0,043	0,068	0,048
Cr	0,003	0,001	0,006	0,003	-	-	-	-	-	0,001	-
F <sub>total</sub>	0,228	0,222	0,217	0,243	0,300	0,305	0,237	0,264	0,227	0,228	0,202
Mn	0,003	0,005	-	0,003	0,009	0,010	0,004	0,003	0,007	0,006	0,006
Mg	0,700	0,815	0,735	0,705	0,780	0,768	0,809	0,787	0,740	0,596	0,773
Ca	0,908	0,786	0,907	0,848	0,752	0,744	0,845	0,793	0,865	0,713	0,829
Na	0,043	0,060	0,039	0,074	0,171	0,172	0,119	0,166	0,095	0,217	0,085
K	-	0,027	-	0,013	0,001	-	0,001	0,003	0,005	0,019	0,008
Total	4,035	4,047	4,035	4,046	4,044	4,038	4,034	4,045	4,029	4,052	4,020

### Membros finais

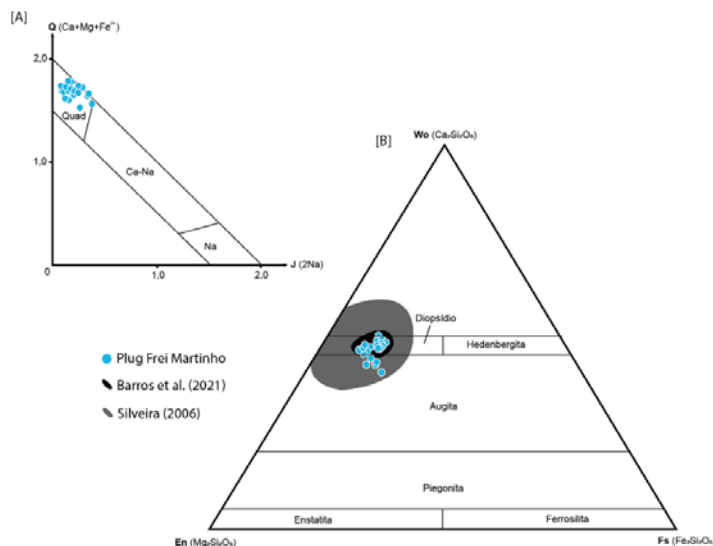
En*	38,3	44,9	39,8	39,5	42,7	42,3	42,9	42,9	40,4	39,0	42,9
Fs**	12,5	12,3	11,7	13,6	16,7	17,2	12,7	14,4	12,7	15,0	11,4
Wo***	49,2	42,7	48,6	46,9	40,6	40,5	44,4	42,7	46,9	45,9	45,7

$$\text{En}^* = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Ca}) \times 100 \quad \text{Fs}^{**} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Ca}) \times 100 \quad \text{Wo}^{***} = \text{Ca}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Ca}) \times 100$$



Tomando como base esta classificação, observa-se que os cristais analisados pertencem ao grupo dos piroxênios Quad (Figura 7A). Como todas as análises plotaram no campo dos piroxênios tipo

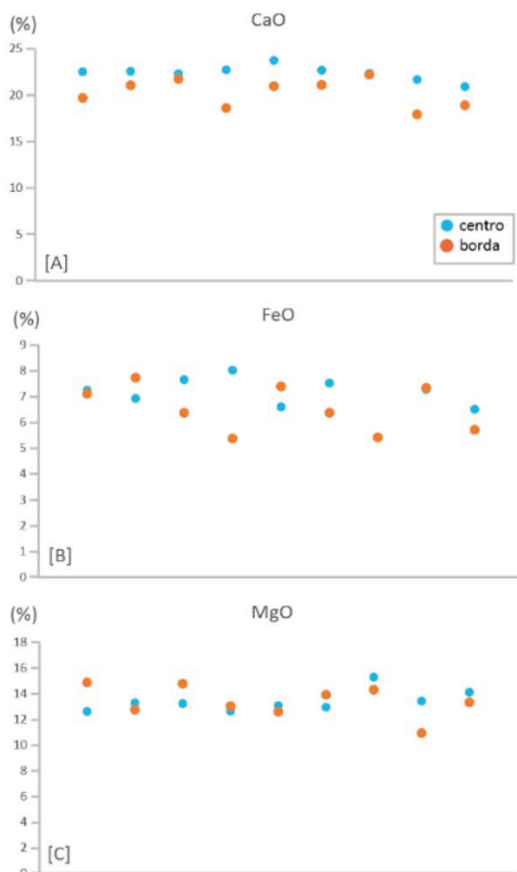
Quad, utilizou-se o diagrama Wo-En-Fs (Figura 7B). A partir daí, é possível observar que os piroxênios estudados podem ser classificados como diopsídio e augita.



**Figura 7** - Diagramas discriminantes aplicados aos piroxênios do PFM, segundo a proposta de Morimoto (1988). [A] Diagrama  $Q=(Ca+Mg+Fe^{2+})$  vs  $J=(2Na)$ ; [B] Diagrama triangular Wo(Wollastonita)-En(Enstatita)-Fs(Ferrosilita). A área em cinza corresponde a composição dos cristais de piroxênio do Magmatismo Macau-Queimadas de Silveira (2006) e em preto corresponde aos cristais de piroxênio do Plug Saco do Inferninho (Barros et al., 2021).

De modo geral, os cristais analisados são ricos em Al (superiores a 0,185 átomos por fórmula unitária [apfu]) e apresentam pequenas variações composicionais, principalmente marcadas pela

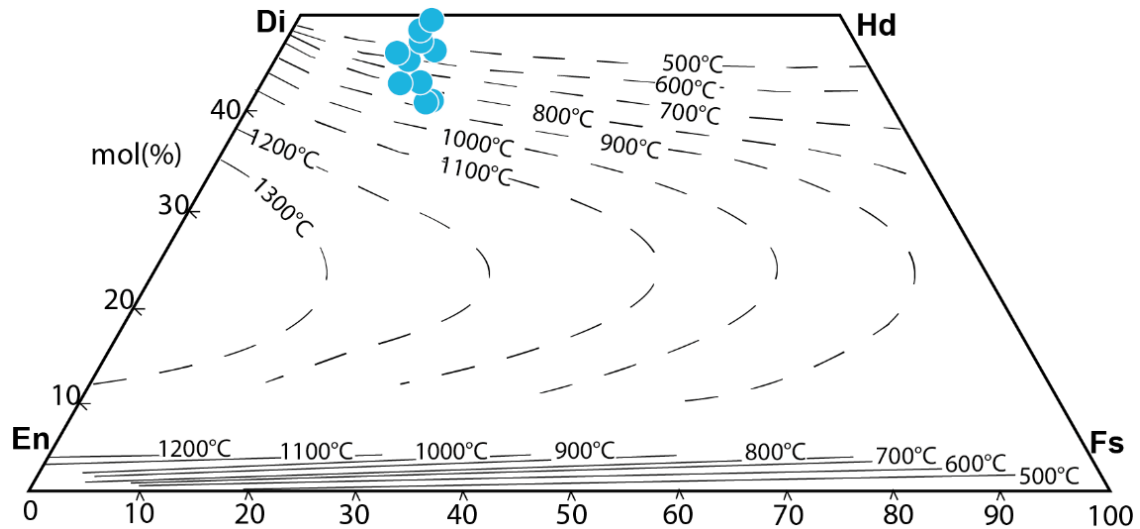
diminuição do CaO em direção à borda dos cristais (Figura 7A), enquanto que os conteúdos de FeO e MgO variam de forma oscilatória em um mesmo cristal (Figuras 8B e 8C).



**Figura 8** - Diagramas mostrando a variação dos conteúdos de CaO [A], FeO [B] e MgO [C] no centro (bola azul) e borda (bola laranja) dos cristais de piroxênio do PFM.

A composição dos piroxênios do PFM se sobrepõe, em sua maioria, àquelas observadas por Silveira (2006) e Barros et al. (2021) para cristais de piroxênios de outros corpos vulcânicos do Magmatismo Macau-Queimadas nos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte (Figura 7B). Os piroxênios do PFM apresentam conteúdos de  $\text{TiO}_2$  entre 0,27% e 3,95% (Tabela 2). Com base no geotermômetro elaborado por

Lindsey (1983), utilizando as composições de Wo-En-Fs, é possível observar uma variação de temperaturas de  $900^\circ\text{C}$  até pouco menos de  $500^\circ\text{C}$  (Figura 9). Sendo assim, os cristais de augita foram formados em um primeiro momento de cristalização na rocha e com uma variação composicional e redução nas condições de temperatura foram cristalizados os cristais de diopsídio.

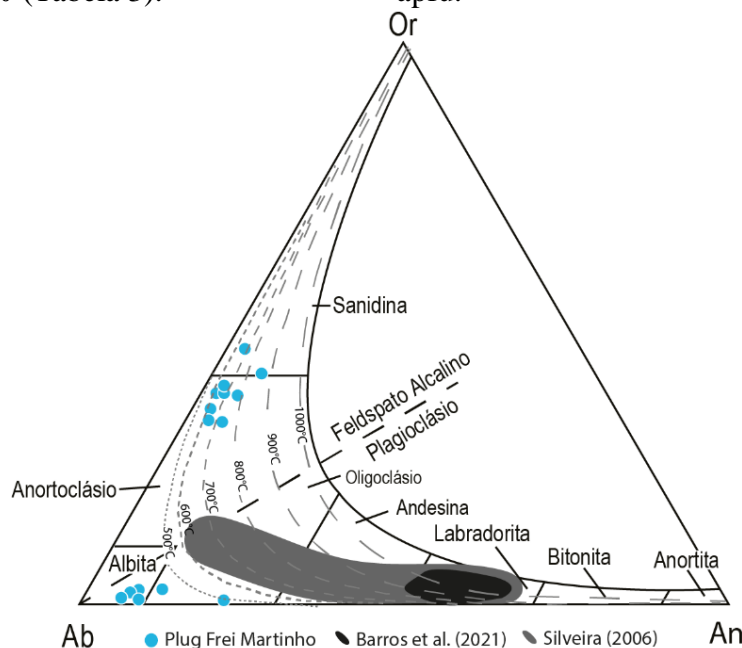


**Figura 9** - Diagrama com o geotermômetro proposto por Lindsey (1983) com base nos conteúdos de Wo(Wolastonita)-En(Enstatita)-Fs(Ferrosilita). As linhas tracejadas representam as isotermas com as indicações das temperaturas de cristalização.

### Feldspatos e Nefelina

Nas amostras estudadas a composição do plagioclásio varia com molécula de  $\text{An}_{5,7}$  a  $\text{An}_{21,7}$  (Figura 10). O teor de  $\text{K}_2\text{O}$  destes plagioclásios varia de 0,13 a 0,42% (Tabela 3).

O feldspato alcalino possui composição geral variando de  $\text{Or}_{32,7-45,5}\text{Ab}_{51,2-63,7}\text{An}_{2,1-7,3}$  (Figura 10). Os conteúdos de  $\text{CaO}$  são muito baixos (0,46 a 1,57%) e a razão Si/Al varia entre 2,7 e 2,9 apfu.



**Figura 10** - Diagrama triangular Or (ortoclásio) – Ab (albita) – An (anortita) com os campos segundo Deer et al. (1992). A área em cinza corresponde a composição dos cristais de feldspato do Magmatismo Macau-Queimadas de Silveira (2006) e em preto corresponde aos cristais de feldspato do Plug Saco do Inferninho (Barros et al., 2021). As isotermas estão de acordo com Deer et al. (1992).

**Tabela 3** - Análises representativas dos cristais de feldspato do PFM. Or – ortoclásio; An – anortita; Ab – albita

Lâmina	PFM-02	PFM-02	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07	PFM-07
Análise	27	28	12	13	14	15	16	17	19	20
SiO <sub>2</sub>	63,05	63,06	62,85	63,25	65,11	64,81	65,20	64,44	60,55	62,36
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,41	-	-	-	0,28	0,30	0,38	0,40	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,92	23,17	26,26	25,39	20,14	20,08	19,73	18,92	21,99	26,26
FeO	2,06	1,81	0,64	0,77	0,36	0,40	0,26	0,72	1,75	0,63
MnO	-	-	-	0,16	0,02	-	0,03	0,02	-	-
MgO	0,79	0,84	-	0,06	-	-	-	0,45	2,35	-
CaO	2,02	1,95	1,00	1,49	0,60	0,75	0,46	1,57	4,32	1,23
Na <sub>2</sub> O	8,25	8,19	9,09	8,74	7,45	7,65	7,16	6,05	8,49	9,19
K <sub>2</sub> O	0,39	0,42	0,16	0,13	6,32	6,02	6,87	7,46	0,15	0,33
Total	99,94	99,85	100,00	99,99	100,00	99,99	100,01	100,01	100,00	100,00

**Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios**

Si	2,792	2,791	2,753	2,774	2,926	2,914	2,934	2,921	2,714	2,739
Al	1,197	1,209	1,356	1,312	1,067	1,064	1,046	1,011	1,162	1,360
Ti	0,015	0,014	-	-	-	0,009	0,010	0,013	0,013	-
Fe	0,076	0,067	0,023	0,028	0,014	0,015	0,010	0,027	0,066	0,023
Mn	-	-	-	0,006	0,001	-	0,001	0,001	-	-
Mg	0,052	0,055	-	0,004	-	-	-	0,030	0,157	-
Ca	0,096	0,092	0,047	0,070	0,029	0,036	0,022	0,076	0,207	0,058
Na	0,709	0,703	0,772	0,743	0,649	0,667	0,625	0,532	0,738	0,783
K	0,022	0,024	0,009	0,007	0,362	0,345	0,394	0,431	0,009	0,018
Total	4,959	4,954	4,960	4,945	5,047	5,051	5,042	5,042	5,065	4,981

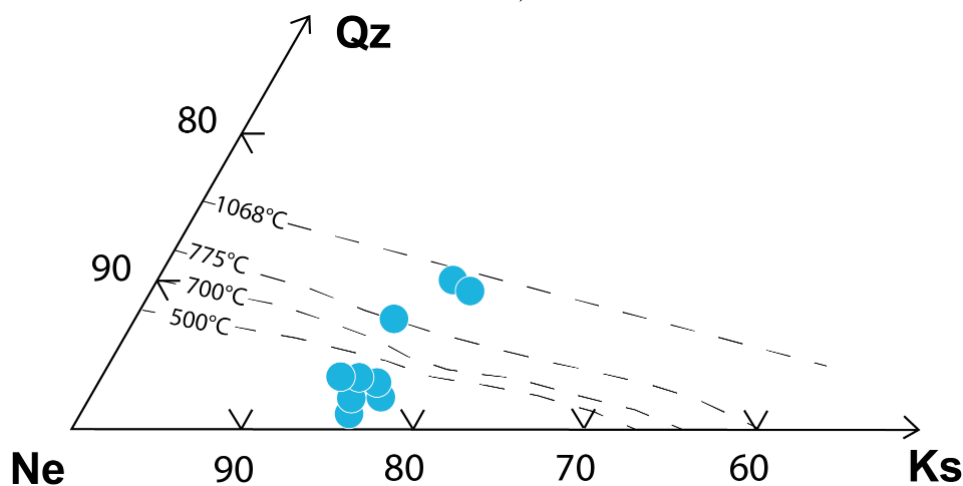
**Membros finais**

Or*	2,7	2,9	1,1	0,9	34,8	32,9	37,9	41,5	0,9	2,2
Ab**	85,7	85,8	93,3	90,6	62,4	63,6	60,0	51,2	77,4	91,1
An***	11,6	11,3	5,7	8,5	2,8	3,4	2,1	7,3	21,7	6,7

Or\* =  $K/(K+Ca+Na) \times 100$ ; Ab\*\* =  $Na/(K+Ca+Na) \times 100$ ; An\*\*\* =  $Ca/(K+Ca+Na) \times 100$

Os cristais de nefelina são composicionalmente homogêneos (Tabela 4), com somatório dos álcalis Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O entre 15,0 e 23,1% e as razões Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

variam de 2,5 e 5,3 e 1,2 a 1,8 respectivamente. Nos cristais estudados as composições variam no intervalo Ne<sub>60,48-83,11</sub>Ks<sub>9,33-19,03</sub>Qz<sub>0,33-26,35</sub> (Figura 11).



**Figura 11** - Diagrama experimental Nefelina (Ne) – Kalsilita (Ks) - Quartzo (Qz) de Hamilton & Mackenzie (1965). As isotermas marcam o limite da solução sólida da nefelina em 500°C, 700°C, 775°C e 1068°C, de acordo com a proposta de Hamilton (1961).



**Tabela 4 - Análises representativas dos cristais de nefelina do PFM.**

Lâmina	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-07	PFM-07	PFM-07
Análise	6	7	18	21	23	24	25	26	2	7	9
SiO <sub>2</sub>	41,19	41,91	41,34	41,43	42,79	45,53	40,77	39,95	47,85	49,14	47,76
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,06	0,09	0,05	0,31	0,78	0,73	0,83	-	0,24	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,28	33,14	33,58	34,05	30,85	25,11	27,64	28,04	31,18	28,34	30,94
FeO	2,58	1,70	1,48	1,11	2,64	6,48	5,71	6,03	0,89	1,39	1,33
MnO	-	0,03	0,08	-	0,05	-	-	0,03	-	0,03	0,05
MgO	1,41	0,75	0,48	0,11	2,21	4,70	5,93	6,07	0,21	1,18	0,54
CaO	0,22	0,19	0,31	0,12	0,43	2,35	0,19	0,18	1,50	4,43	2,67
Na <sub>2</sub> O	16,73	16,79	16,92	17,70	15,84	11,24	13,74	13,43	15,39	12,60	14,07
K <sub>2</sub> O	4,87	5,38	5,56	5,36	4,85	3,72	5,19	5,44	2,98	2,65	2,64
<b>Total</b>	<b>99,53</b>	<b>99,95</b>	<b>99,84</b>	<b>99,93</b>	<b>99,97</b>	<b>99,91</b>	<b>99,90</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

**Fórmula estrutural calculada com base em 32 oxigênios**

Si	8,054	8,129	8,042	8,129	8,197	8,038	8,296	8,839	8,056	7,915	8,991
Ti	7,440	7,576	7,700	7,614	7,482	7,787	7,050	5,745	6,437	6,548	6,905
Al	0,037	0,009	0,013	0,026	0,025	0,007	0,045	0,114	0,108	0,124	-
Fe <sup>2+</sup>	0,422	0,276	0,241	0,235	0,214	0,180	0,428	1,052	0,944	0,999	0,140
Mn	-	0,005	0,013	0,013	-	-	0,008	-	-	0,005	-
Mg	0,411	0,217	0,139	0,075	0,101	0,032	0,639	1,360	1,747	1,793	0,059
Ca	0,046	0,039	0,065	0,031	0,170	0,025	0,089	0,489	0,040	0,038	0,302
Na	6,343	6,315	6,383	6,578	6,539	6,659	5,955	4,231	5,264	5,159	5,607
K	1,215	1,331	1,380	1,251	1,157	1,326	1,199	0,921	1,308	1,375	0,714
<b>Total</b>	<b>23,968</b>	<b>23,897</b>	<b>23,976</b>	<b>23,953</b>	<b>23,885</b>	<b>24,054</b>	<b>23,711</b>	<b>22,751</b>	<b>23,904</b>	<b>23,955</b>	<b>22,717</b>

**Membros finais**

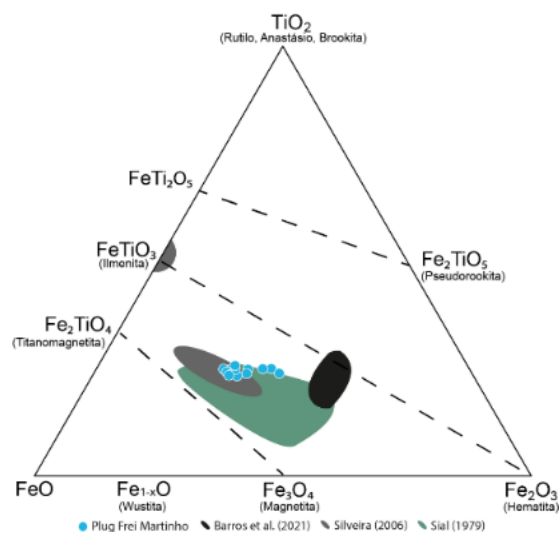
Ne*	81,26	80,06	80,77	82,44	82,28	83,11	77,08	60,48	71,97	71,41	73,24
Ks**	15,56	16,88	17,46	15,68	14,56	16,56	15,53	13,17	17,88	19,03	9,33
Qz***	3,18	3,06	1,77	1,87	3,15	0,33	7,39	26,35	10,14	9,56	17,43

Ne\*=Na\*100/(Na+K+((Si-(Na+K))/2)); Ks\*\*=K\*100/(Na+K+((Si-(Na+K))/2)); Qz\*\*\*=(Si-(Na+K))/2\*100/(Na+K+((Si-(Na+K))/2))

### Óxidos de ferro e titânio

As composições dos minerais denominados espinélio na petrografia limitam-se as fases pertencentes ao sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (Figura 12) e os resultados estão representadas na Tabela 5. Os cristais analisados são homogêneos com TiO<sub>2</sub> <22,2%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> <2,0% e a molécula de ulvoespinélio (UI) variando entre 55 e 64%.

Os conteúdos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MnO para são baixos (<1,3%). O conteúdo médio de MgO é de 2,9%. Na figura 12 as amostras estudadas plotam ao longo da linha Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> – Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub> (série magnetita-ulvoespinélio), composta por Ti-magnetita. A disposição das amostras em direção ao vértice Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> revela um grau de oxidação de moderado a alto para estes cristais.



**Figura 12 - Diagrama ternário FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> mostrando a variação química dos óxidos de ferro e titânio dos basanitos do PFM. A área em cinza corresponde a composição dos óxidos do Magmatismo Macau-Queimadas de Silveira (2006), em preto corresponde aos óxidos do Plug Saco do Inferninho (Barros et al., 2021) e em verde corresponde aos óxidos basaltos Terciários do Rio Grande do Norte e Paraíba de Sial (1979).**

**Tabela 5** - Análises representativas dos óxidos de ferro e titânio do PFM.

Lâmina	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-02	PFM-07	PFM-07	PFM-05	PFM-05	PFM-05
Análise	31	32	33	34	35	37	36	37	16	21	22
TiO <sub>2</sub>	23,45	23,38	23,31	23,86	22,24	22,83	22,38	24,24	22,82	22,46	22,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,51	0,45	0,30	0,47	0,33	0,44	0,50	1,49	2,05	1,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,67	0,88	0,51	0,80	0,86	-	-	0,38	0,17	0,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,23	27,12	26,71	25,40	28,37	27,06	29,58	26,18	28,78	32,21	30,87
FeO	47,64	45,39	46,05	47,97	45,98	47,69	43,57	44,23	41,83	36,39	38,08
MnO	0,90	0,84	0,97	1,01	0,98	0,95	0,85	0,78	1,30	1,08	0,96
NiO	-	-	-	-	-	-	0,27	0,13	2,56	3,73	3,46
MgO	2,13	3,97	3,48	2,31	2,71	1,87	2,83	3,40	2,56	3,73	3,46
ZnO	-	-	-	-	-	-	0,19	0,08	0,08	-	0,02
<b>Total</b>	<b>101,26</b>	<b>101,89</b>	<b>101,84</b>	<b>101,35</b>	<b>101,55</b>	<b>101,59</b>	<b>100,11</b>	<b>99,54</b>	<b>101,80</b>	<b>101,83</b>	<b>101,71</b>

**Fórmula estrutural calculada com base em 4 oxigênios**

Ti	0,631	0,620	0,622	0,644	0,598	0,616	0,596	0,642	0,591	0,558	0,573
Al	0,016	0,021	0,019	0,013	0,020	0,014	0,018	0,021	0,061	0,080	0,071
Cr	0,015	0,019	0,025	0,014	0,023	0,024	-	-	0,010	0,004	0,007
Fe <sup>3+</sup>	0,706	0,720	0,713	0,685	0,763	0,730	0,789	0,694	0,746	0,800	0,776
Fe <sup>2+</sup>	1,426	1,339	1,366	1,439	1,373	1,430	1,291	1,303	1,205	1,005	1,064
Mn	0,027	0,025	0,029	0,031	0,030	0,029	0,026	0,023	0,038	0,030	0,027
Ni	-	-	-	-	-	-	0,008	0,004	0,071	0,099	0,093
Mg	0,114	0,209	0,184	0,124	0,144	0,100	0,149	0,179	0,131	0,184	0,172
Zn	-	-	-	-	-	-	0,005	0,002	0,002	-	-
<b>Total</b>	<b>2,935</b>	<b>2,952</b>	<b>2,957</b>	<b>2,949</b>	<b>2,950</b>	<b>2,943</b>	<b>2,890</b>	<b>2,875</b>	<b>2,856</b>	<b>2,760</b>	<b>2,784</b>
UI* (%)	63,13	62,02	62,19	64,37	59,75	61,58	59,64	64,25	59,14	55,78	57,30

UI\* = Ti\*100

## DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dos dados de campo e petrográficos do Plug Frei Martinho indicou semelhança com outros corpos vulcânicos do Magmatismo Macaú - Queimadas. A posição geográfica do corpo estudado (Figura 1) também favorece esta correlação.

O estudo de detalhe da composição química pontual das principais fases minerais que compõem o PFM, conduz às seguintes conclusões:

A olivina mostra uma variação composicional entre Fo<sub>80</sub> a Fo<sub>91</sub>. Os fenocristais são bastantes homogêneos, apesar de alguns cristais exibirem mudanças em sua composição química do centro para a borda dos mesmos. A ausência de mudanças composicionais bruscas destes cristais sugere uma cristalização isolada desta fase (Sial, 1979). O zoneamento oscilatório observado em alguns cristais, provavelmente, foi causado por cristalização simultânea da olivina com o clinopiroxênio, ou pela cristalização da olivina em uma câmara de convecção (Sial, 1979).

É consenso na literatura (p. ex. Fodor et al., 1995, 1998) que cristais com Mg<sup>#</sup> > 88 são considerados xenocristais, oriundos do manto superior. O Mg<sup>#</sup> dos cristais de olivina estudados varia de 80 a 91. Os cristais mais ricos em Mg do PFM possuem Mg<sup>#</sup> entre 90 e 91 e são

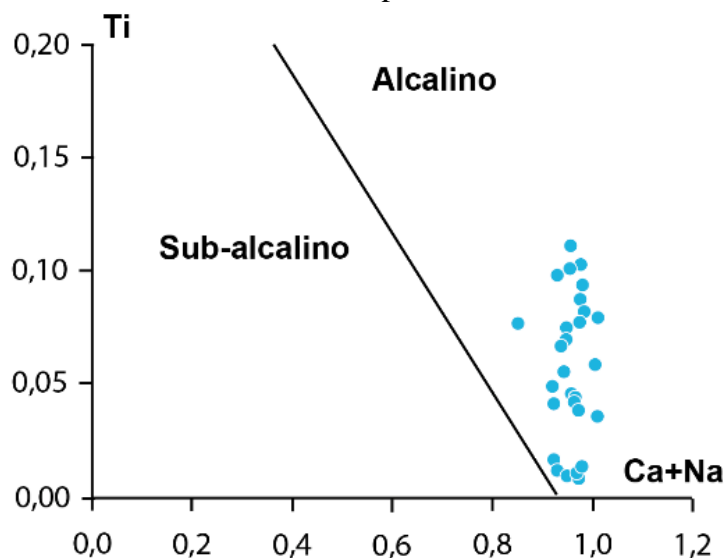
considerados xenocristais. O formato anédrico e a similaridade composicional com a olivina de xenólitos mantélicos descritas por Ngonge et al. (2019) suportam esta afirmação (Figura 5). Xenocristais de olivina são descritos nos basanitos de Kapfenstein, nos nefelina basanitos de Klöch (Kurat et al., 1980; Dietrich & Poultidis, 1985) e nos basaltos do Plug Saco do Inferninho (Barros et al., 2021), nessas localidades também são descritos xenólitos ultramáficos mantélicos.

Nos cristais de clinopiroxênio no PFM, diopsídio é a composição predominante (Figura 8B). Os cristais são relativamente homogêneos, sendo possível observar pequena diminuição do CaO em direção a periferia dos cristais, o que pode representar uma evolução num sistema fechado (Macêdo Filho et al., 2019).

Desde os estudos clássicos (p. ex. Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Verhoogen, 1962), sabe-se que as composições dos clinopiroxênios variam de acordo com a química dos seus magmas hospedeiros. Com base no diagrama catiônico Ca+Na vs Ti (Figura 13), os cristais estudados plotam no campo dos piroxênios relacionados a magmas alcalinos. Os clinopiroxênios do PFM apresentam conteúdos médios de SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>,

Na<sub>2</sub>O e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> similares aos descritos, em basaltos alcalinos, por Nisbet & Pearce (1977) e Leterrier et al. (1982). As temperaturas variam entre cerca

de 900° a 500°C, onde as composições de augita foram formadas nas mais altas temperaturas e posteriormente os cristais de diopsídio.



**Figura 13** - Diagrama Ca+Na (apfu) vs Ti (apfu) com os campos dos clinopiroxênios relacionados a magmas alcalinos e subalcalinos, conforme proposto por Leterrier et al. (1982).

As análises químicas indicam que os micrólitos de feldspato correspondem a feldspato alcalino (Or<sub>32,7-45,5</sub>) e plagioclásio (An<sub>5,7-21,7</sub>). Os plagioclásios do PFM apresentam-se mais enriquecidos em sódio (Figura 10), em relação aos plagioclásios descritos por Silveira (2006) e Barros et al. (2021). O predomínio de composições albíticas também foi observado por Sial (1979) nos basanitos terciários do Rio Grande do Norte e Paraíba.

A nefelina é encontrada na matriz dos basanitos, onde ocorre com um pouco de feldspato alcalino (Or<sub>32,7-45,5</sub>) e plagioclásio (An<sub>5,7-21,7</sub>). De acordo com Hamilton (1961), a composição da nefelina pode ser controlada por dois fatores: (i) velocidade de resfriamento e (ii) temperatura de resfriamento do magma. Estes fatores também podem determinar o tipo do feldspato que está presente junto com a nefelina. O feldspato potássico não foi encontrado incluso na nefelina, o que pode indicar que essas duas fases se cristalizaram em equilíbrio com o magma (Sial, 1979). As estimativas de temperaturas obtidas através da isoterma dos dia-

gramas ternários dos feldspatos e feldspatoides (Figuras 9 e 10) indicam temperaturas entre 1068°C e 500°C para as rochas do PFM.

Os óxidos estudados são homogêneos. A disposição dos cristais próximos ao polo da hematita (Figura 12) sugere a ocorrência do processo de oxidação, que promove a conversão do Fe<sup>2+</sup> em Fe<sup>3+</sup>. De acordo com Haggerty (1991), a oxidação da titanomagnetita pode ocorrer a pressões baixas a moderadas e temperatura acima dos 600°C.

A partir das relações observadas na petrografia e das informações composicionais e de geotermômetros da química mineral pode-se inferir que a cristalização foi iniciada com cristais de olivina e espinélio, sendo seguida pela formação da nefelina com temperaturas acima de 1000°C. Posteriormente foram formados os micrólitos de feldspato alcalino e augita, que com a redução da temperatura as composições mudaram para diopsídio e o feldspato alcalino se tornou mais sódico, respectivamente. Por fim, houve a cristalização de plagioclásio (An<sub>5,7-21,7</sub>) e o vidro que representa o último estágio magmático.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia da Paraíba (IFPB) pela bolsa concedida a autora e pelo financiamento do projeto de pesquisa, coordenado pelo prof. Dr. Vinícius Anselmo Carvalho Lisboa, através do Programa Institucional Interconecta, a partir do qual foi possível a aquisição dos dados. Agradecem também ao Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências da Universidade Federal de Sergipe (CLGeo-UFS) a infraestrutura e o apoio logístico.



## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO JR., D.L.; DEHIRA, L.K. Magmatismo pós-Paleozoico no nordeste oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 1, p. 451-462, 1988.
- BARROS, P.C.; LISBOA, V.A.C.; SANTOS, J.J.A.; LIMA, R.G.; CONCEIÇÃO, H.; ROSA, M.L.S. Plug Saco do Inferninho: evidência do Magmatismo Macau em Picuí-PB. **Revista Principia - Divulgação Científica e Tecnológica do IFPB**, v. 56, p. 212-225, 2021. <http://dx.doi.org/10.18265/1517-0306a2021id4724>.
- BELLIENI, G.; MACEDO, M.H.F.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E.M.; CAVAZZINI, G.; COMIN CHIARAMONT, P.; ERNESTO, M.; MACEDO, J.W.P.; MARTINS, G.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; DE MIN, A. Evidence of magmatic activity related to middle Jurassic and lower cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim): K/Ar age, palaeomagnetism, petrology and Sr-Nd isotope characteristics. **Chemical Geology**, v. 97, p. 9-32. 1992. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90133-P](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90133-P).
- BEZERRA, F.H.R. & VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, p. 591-594, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2).
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. **Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. Tectonic evolution of South America**. Tradução. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2000. Disp. em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/82959a42-149a-48b4-8c64-b34fa2c6f949/1131015.pdf>.
- CASTRO, D.L.; BEZERRA, F.H.R.; SOUSA, M.O.I.; FUCK, R.A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar basin, northeastern Brazil and its link with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, v. 54, p. 29-42, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.002>.
- CORDANI, U.G. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. **Boletim IAG**, v. 1, 09-75, 1970. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9001.v1i0p09-75>.
- COURTILLOT, V.; JAUPART, C.; MANIGHETTI, I.; TAPPONNIER, P.; BESSE, J. On causal links between flood basalts and continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 166, n. 3-4, p. 177-195, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(98\)00282-9](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(98)00282-9).
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An Introduction to the Rock-Forming Minerals**, Harlow, Longman House, 1992. 696 p.
- DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. Petrology of xenoliths in alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 101, p. 112-121, 1985.
- FODOR, R.V.; DOBOSI, G.; SIAL, A.N. Zoned clinopyroxenes in alkalic basalt: clues to fractionation and magma-mixing histories for seemingly primitive magmas. **Chemie. Der Erde-Geochemistry**, v. 55, p. 133-148, 1995.
- FODOR, R.V.; MUKASA, S.B.; SIAL, A.N. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. **Lithos**, v. 43, n. 4, p. 197-217, 1998. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00012-7).
- FRANÇOLIN, J.B.L.; COBBOLD, P.R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of Structural Geology**, v. 16, n. 5, p. 647-661, 1994. DOI: [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90116-3).
- GUIMARÃES, A.R.; FITTON, J.G.; KIRSTEIN, L.A.; BARFOD, D.N. Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: A hotspot conundrum. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 536, p. 116-147, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116147>.
- GUIMARÃES, I.P. **Petrologia e Geoquímica da Província Alcalina Terciária de Fortaleza-CE**. 1982. 165f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1982.
- HAGGERTY, S.E. Oxide textures-a mini-atlas. In: D.H. Lindsley (ed) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. **Reviews in Mineralogy**, v. 25, Mineralogical Society of America, Washington, pp.129-219, 1991.
- HAMILTON, D.L. & MACKENZIE, W.S. Phase-equilibrium studies in the system NaAlSiO<sub>4</sub> (nepheline) - KAlSiO<sub>4</sub> (kalsilite) - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. **Mineralogical Magazine**, v. 34, p. 214-231, 1965. <https://doi.org/10.1180/minmag.1965.034.268.17>.
- HAMILTON, D.L. Nephelines as crystallization temperature indicators. **The Journal of Geology**, v. 69, p. 321-329, 1961.
- HOLLANDA, M.H.B.M.; ARCHANJO, C.J.; MACEDO FILHO, A.A.; FOSSEN, H.; ERNST, R.E.; CASTRO, D.L.; MELO, A.C.; OLIVEIRA, A.L. The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP): A New Large Igneous Province in South America. In: R. K. SRIVASTAVA, R.E. ERNST, P. PENG (Org.). **Dyke swarms of the world: a modern perspective**. Singapore: Springer Geology, 2019. p. 87-110. DOI: [https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1\\_3](https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_3).
- KNESEL, K.M.; SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; COHEN, B.E.; SILVEIRA, F.V. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, p. 38-50, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>.
- KURAT, G.; PALME, H.; SPETTEL, B.; BADDENHAUSEN, H.; HOFMEISTEN, H.; PALME, C.; WANCKE, H. Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle process. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 44, p. 45-60, 1980. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90176-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90176-3).
- KUSHIRO, I. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. **American Journal of Science**, v. 258, 548-554, 1960. DOI: <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.258.8.548>.
- LE BAS, M.J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. **American Journal of Science**, v. 260, n.4, p. 267-288, 1962. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>.
- LE BAS, M.L.; MAITRE, R.L.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745-750, 1986. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- LETERRIER, J.; MAURY, R.; THONON, P.; GIRAD, D.; MARCHAL, M. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo series. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, p. 139-154, 1982. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- LINDSLEY, D.H. Pyroxene thermometry. **American Mineralogist**, v. 68, n. 5-6, p. 477-493, 1983.
- LONG, L.F.; SIAL, A.N.; NEKVASIL, H.E.; BORBA, G.S. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho-Northeast Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 92, p. 341-350, 1986. <https://doi.org/10.1007/BF00572163>.
- MACÊDO FILHO, A.A.; ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.D.; NEGRI, F.D.A. Mineral chemistry and crystal size distributions of mafic dikes and sills on the eastern border of the Parnaíba Basin, NE Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 377, p. 69-80, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.021>.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A., MILANI, E.J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 183-198, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00014-7).

- MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. **Mineralogy and Petrology**, v. 39, n. 1, p. 55-76, 1988. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>.
- NASCIMENTO, M.A.L.; VASCONCELOS, P.M.; SOUZA, Z.S.; CARMO, I.O.; THIEDE, D. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. In: Short Papers–IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2003, Salvador. **Atas...Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral and Institut de Recherche pour le Développement**, 2003, p. 624–628.
- NGONGE, E.D.; HOLLANDA, M.H.B.M.; PIMENTEL, M.M.; OLIVEIRA, D.C. Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil. **Lithos**, v. 266, p. 453-470, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.008>.
- NGONGE, E.D.; HOLLANDA, M.H.B.M.; PUCHTEL, I.S.; WALKER, R.J.; ARCHANJO, C.J. Characteristics of the lithospheric mantle beneath northeastern Borborema Province, Brazil: Re–Os and HSE constraints on peridotite xenoliths. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, p. 10-23, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102371>.
- NISBET, E.G. & PEARCE, J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 63, n. 2, p. 149-160, 1977. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00398776>.
- OLIVEIRA, J.L.; SOUZA, Z.S.; VILALVA, F.C.J. Geologia e geoquímica do vulcanismo miocênico da região de Serra Preta, Pedro Avelino/RN, NE do Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 22, n. 2, p. 59-86, 2022. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v22-189476>.
- RAMOS, V.A. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. **Geological Society of America Memoirs**, v. 204, p. 31–65, 2009. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02)).
- SCHOFIELD, N.; JERRAM, D.A.; HOLFORD, S.; ARCHER, S.; MARK, N.; HARTLEY, A.; HOWELL, J.; MUIRHEAD, D.; GREEN, P.; HUTTON, D.; STEVENSON, C. Sills in Sedimentary Basins and Petroleum Systems. **Advances in Volcanology**, p. 273–294, 2016. [https://doi.org/10.1007/11157\\_2015\\_17](https://doi.org/10.1007/11157_2015_17).
- SÉNANT, J. & POPOFF, M. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. **Tectonophysics**, v. 198, p. 35–46, 1991. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G).
- SIAL, A.N. Química Mineral dos Basaltos Terciários do Rio Grande do Norte e Paraíba. **Academia Brasileira de Ciências**, v. 51, n. 3, p. 457-471, 1979.
- SIAL, A.N. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 299-311, 1976a.
- SIAL, A.N. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, p. 1-14, 1976b. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1976114>.
- SIAL, A.N.; LONG, L.E.; PESSOA, D.A.R.; KAWASHITA, K. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 53, p. 115-122, 1981.
- SILVEIRA, F.V. **Magmatismo cenozoico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil**. Natal, 2006. 220 p. Tese (Doutorado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal-RN, 2006.
- SMITH, P.E.; EVENSEN, N.M.; YORK, D.; SZATMARI, P.; OLIVEIRA, D.C. Single crystal <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of pyrite: no fool's clock. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 403-406, 2001. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<403:SCAADO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<403:SCAADO>2.0.CO;2).
- SOUZA, Z.S.; MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F. Calc-alkaline magmatism at the Archean–Proterozoic transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v. 48, p. 2149-2185, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>.
- SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V.; PAIVA, H.S.; DIAS, L.G.S.; THIED, D.; CARMO, I.O. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2003. **Anais...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia**, 2003. p. 691-694.
- SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V.; PAIVA, H.S.; DIAS, L.G.S.; VIEGAS, M.C.D.; GALINDO, A.C.; OLIVEIRA, M.J.R. Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2004. Araxá. **Anais...Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia**, 2004. p 607.
- SOUZA, Z.S.; VILALVA, F.C.J.; DANTAS, E.L.; LAFON, J.M.; SILVEIRA, F.V.; OLIVEIRA, J.L. Petrogenesis and Tectonics of Eocene–Oligocene Phonolites of Mecejana, Ceará, NE Brazil: the Role of the Fernando de Noronha Fracture Zone, Equatorial Atlantic. **Journal of Petrology**, v. 63, n. 7, 2022. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac051>.
- VAN SCHMUS, W.R.; OLIVEIRA, E.P.; SILVA FILHO, A.F.; TOTEU, S.F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I.P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: PANKHURST, R.J.; TROW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; DE WIT, M.J. (Org.). **West Gondwana, Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**, 2008. P. 69–99. <https://doi.org/10.1144/sp294.5>.
- VAUCHEZ, A.; NEVES, S.P.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.E.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3, p. 247–266, 1995. DOI: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5).
- VERHOOGEN, J. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. **American Journal of Science**, v. 260, n. 3, p. 211-220, 1962. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.3.211>.
- VIEGAS, L.G.F.; ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA, M.H.B.M.; VAUCHEZ, A. Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v. 243, 1–17, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.020>.
- ZHANG, Z.; LI, G.; ZHANG, L.; CAO, H.; YANG, C.; HUANG, Y.; LIANG, W.; FU, J.; DONG, S.; XIA, X.; DAI, Z. Neoproterozoic bimodal magmatism in the eastern Himalayan orogen: Tectonic implications for the Rodinia supercontinent evolution. **Gondwana Research**, v. 94, p. 87–105, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.016>.

*Submetido em 21 de junho de 2023  
Aceito para publicação em 21 de fevereiro de 2024*