

Plug Saco do Inferninho: evidência do Magmatismo Macau em Picuí-PB

Paulo Sales da Costa Barros ^[1], Vinícius Anselmo Carvalho Lisboa ^[2], Jailson Júnior Alves Santos ^[3], Rayane Gois de Lima ^[4], Herbet Conceição ^[5], Maria de Lourdes da Silva Rosa ^[6]

[1] paulosalesminerageo@hotmail.com. Núcleo de Estudos em Geologia e Geofísica Aplicada no Semiárido. [2] vinicius.lisboa@ifpb.edu.br. Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia da Paraíba – Campus Picuí. [3] jailson_jras@hotmail.com. Laboratório de Petrologia Aplicada a Exploração Mineral da Universidade Federal de Sergipe. [4] ray.goisl@gmail.com. Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia. [5] herbet@ufs.br. [6] lrosa@ufs.br. Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias da Universidade Federal de Sergipe.

RESUMO

Na Província Borborema (NE Brasil) existem diversos eventos magmáticos, e os de idade cenozoica são basálticos e ocorrem em vários estados. Na região norte do município de Picuí, no estado da Paraíba, as rochas básicas do Cenozoico são intrusivas em xistos da Formação Seridó. O Plug Saco do Inferninho (PSI) é formado por basaltos com textura microcristalina e, ocasionalmente, com fenocristais de olivina e enclaves peridotíticos. Estes basaltos têm texturas afanítica, microcristalina ou hipohialina; são constituídos por crisólita ($Fo_{78\%-90\%}$), labradorita ($An_{52\%-57\%}$), diopsídio ($Wo_{46\%-47\%}$ - $Fs_{09\%-11\%}$ - $En_{40\%-44\%}$) e ulvoespínélio ($Usp_{46\%-70\%}$). Os dados geológicos, petrográficos e de química mineral obtidos neste estudo permitem associar o PSI ao Magmatismo Macau, que marca o evento magmático mais recente da Província Borborema.

Palavras-chave: Plug Saco do Inferninho. Magmatismo Macau. Picuí.

ABSTRACT

In northeast Brazil, Borborema province occurs several magmatic events, those of the Cenozoic age are basaltic and happens in several states. In northern Picuí city, Paraíba State, the Cenozoic basic rocks are intrusive in biotite schist from the Seridó formation. Saco do Inferninho Plug (SIP) is formed by basalt with olivine phenocrysts and peridotite nodules. These basalts have microcrystalline or hypohyaline aphanitic textures. The basalt mineralogy consists of chrysolite ($Fo_{78\%-90\%}$), labradorite ($An_{52\%-57\%}$), diopside ($Wo_{46\%-47\%}$ - $Fs_{09\%-11\%}$ - $En_{40\%-44\%}$), and ulvospinel ($Usp_{46\%-70\%}$). The geological, petrographic, and mineral chemistry data showed the possibility to associate the SIP with the Macau magmatism that marks the last magmatic event in Borborema province.

Keywords: Saco do Inferninho Plug. Macau magmatism. Picuí.

1 Introdução

Entre o Triássico e o Cretáceo, uma das principais massas continentais existentes na Terra, o Supercontinente Gondwana, foi gradualmente desmembrada no que hoje conhecemos como América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártica. Isso ocorreu após a combinação eficiente entre os processos relacionados a tectônica de placas e dinâmica profunda do manto, incluindo a presença de plumas mantélicas (HOLLANDA *et al.*, 2018).

Como resultado dessa segmentação, houve a expansão do fundo oceânico e a consequente formação do Oceânico Atlântico Equatorial (MOULIN; ASLANIAN; UNTERNEHR, 2010). Aliado a isso, houve também a geração de um importante volume de magma, representado por *plugs*, *necks* e enxames de diques (HOLLANDA *et al.*, 2018; NGONGE *et al.*, 2016; SIAL, 1976a, 1976b).

Entre esses episódios magmáticos, o Magmatismo Macau representa a principal atividade ígnea cenozoica da Região Nordeste do Brasil, sendo intrusivo em unidades sedimentares com idades próximas ou no embasamento Pré-Cambriano (ALMEIDA *et al.*, 1988; NGONGE *et al.*, 2016). Esse magmatismo é caracterizado por apresentar um alinhamento N-S, denominado de Macau-Queimadas, e corresponde a basaltos alcalinos e olivina basaltos (SIAL, 1976a, 1976b; SILVEIRA, 2006).

No município de Picuí, na Paraíba, ocorre um *plug* denominado de Saco do Inferninho, que é essencialmente composto por basaltos e apresenta uma orientação relacionada ao alinhamento Macau-Queimadas. O presente estudo revela resultados de análises geológica, petrográfica e mineraloquímica e discute uma possível correlação entre as rochas do Magmatismo Macau e do Saco do Inferninho.

2 Contexto geológico

A Província Borborema (PB) (ALMEIDA *et al.*, 1977), localizada no Nordeste do Brasil, é uma unidade geotectônica resultante da convergência dos crátons Amazônico, Oeste África-São Luís e São Francisco-Congo, durante a aglutinação do Gondwana Oeste. Ela é constituída por um embasamento gnáissico

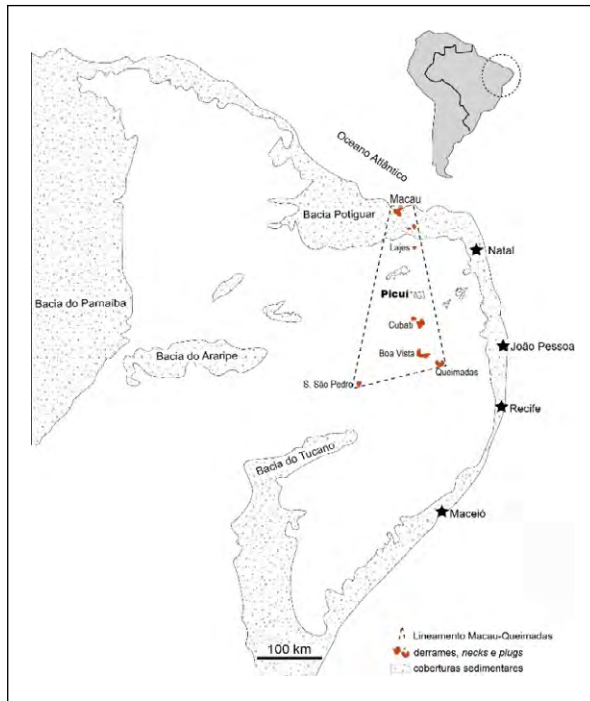
migmatítico essencialmente paleoproterozoico (2,5 – 2,0 Ga) e blocos isolados de idade Arqueana (3,4-2,7 Ga), parcialmente recobertos por sequências supracrustais meso e neoproterozoicas (BRITO NEVES, SANTOS, VAN SCHMUS, 2000; GUIMARÃES *et al.*, 2011; VAN SCHMUS *et al.*, 2008).

Durante o Proterozoico, essa província passou por uma complexa evolução crustal, incluindo pelo menos dois ciclos orogênicos, Cariris Velhos (~1,0 Ga) e Brasileiro/Pan-Africano (~0,6 Ga). A intensa atuação da orogênese brasileira deu origem a um volumoso plutonismo granítico e ao desenvolvimento de expressivo sistema de zonas de cisalhamento de escala continental. Estas feições estão evidenciadas pela trama estrutural, dominada por um sistema de faixas dobradas de direção preferencial NE, controladas por uma rede de zonas de cisalhamento de direção E-W e NW (BRITO NEVES *et al.*, 2000).

Uma outra característica importante da PB é a ocorrência de um grande número de rochas vulcânicas e hipoabissais (Figura 1), com idades que variam desde o Cretáceo Inferior até o final do Terciário (ALMEIDA, 1986, 1988; HOLLANDA *et al.*, 2018; MIZUSAKI *et al.*, 2002; SIAL, 1976a, 1976b; SIAL; FODOR; LONG, 1991; SILVEIRA, 2006), coincidindo, em parte, com a instalação e evolução dos sistemas de grabens da margem Atlântica e das bacias interiores (ALMEIDA, 1986, 1988; MATOS, 1992, 1999; SILVEIRA, 2006).

A partir de datações radiométricas K-Ar, Mizusaki *et al.* (2002) observaram o ápice dos principais eventos magmáticos Meso-Cenozoicos brasileiros. Conforme sumarizado por esses autores, a unidade mais antiga (Cretáceo Inferior) corresponde ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim, representado por enxames de diques básicos orientados leste-oeste com abrangência regional. A unidade subsequente, o Magmatismo Serra do Cuó (Cretáceo Superior), ocorre como derrames basálticos no interior da Formação Açú da Bacia Potiguar. Já os eventos mais recentes foram agrupados inicialmente por Sial (1976a) em uma suíte basáltica alcalina terciária, recebendo o nome de Magmatismo Macau (SIAL, 1976a) ou Magmatismo Cenozoico (SOUZA *et al.*, 2007). São diques, *plugs* e pequenos derrames distribuídos em um alinhamento N-S na porção central do Rio Grande do Norte e da Paraíba.

Figura 1 – Localização das principais áreas de ocorrência do Magmatismo Cenozóico na Província Borborema, NE do Brasil



Fonte: Silveira (2006)

2.1 Magmatismo Rio Ceará-Mirim

Este magmatismo é representado por um enxame de diques, essencialmente, toleióticos (BELLIENI *et al.*, 1992). Distribuídos por uma área de 12.500 km², esses diques estão relacionados à fragmentação do Supercontinente Gondwana e à consequente formação do Oceano Atlântico Equatorial, no Cretáceo (BELLIENI *et al.*, 1992).

Os diques estão orientados leste-oeste, ocorrendo de forma mais importante no Rio Grande do Norte. Bellieni *et al.* (1992) os descrevem como basaltos de textura fina a média e moderadamente porfirítica. A assembleia mineral dessas rochas é composta por plagioclásio, augita e pigeonita com Ti-magnetita, ilmenita, apatita, titanita e zircão associados; observam-se também cristais de olivina com granulação muito fina e alterados. A maioria das rochas dessa unidade é subalcalina, com composições de andesi-basaltos, latíandesitos e latibasaltos (ZANETTIN, 1984), mostrando afinidade com as suítes alcalinas e toleióticas do Havá (ARCHANJO *et al.*, 2000; BELLIENI *et al.*, 1992; HOLLANDA *et al.*, 2018).

A gênese deste magmatismo é atribuída à fusão de um manto litosférico enriquecido, resultado da

formação de uma anomalia térmica duradoura, provavelmente relacionada a plumas mantélicas – Pluma de Santa Helena – ou células convectivas geradas por descontinuidades na litosfera (HOLLANDA *et al.*, 2006; NGONGE *et al.*, 2016).

2.2 Magmatismo Serra do Cuó

Intrusivo na interface entre a Bacia Potiguar e o complexo gnáissico-migmatítico do embasamento, o Magmatismo Serra do Cuó é descrito por Souza *et al.* (2003) como basaltos de granulometria fina a média. A textura microporfirítica é caracterizada por fenocristais de olivina comumente serpentinizados, envoltos por matriz microcristalina com magnetita, augita e plagioclásio. Para Mizusaki *et al.* (2002), este episódio magmático representa a separação efetiva das crostas continentais Sul-Americana e Africana.

2.3 Magmatismo Macaú

Representam a atividade magmática mais recente documentada na plataforma Sul-Americana (NGONGE *et al.*, 2016). Constituem *plugs*, *necks*, derrames e diques de natureza alcalina. São observados dispostos numa faixa orientada norte-sul (Figura 1), com cerca de 350 km de extensão por 60 km de largura (SIAL, 1976a). Originalmente descritas na literatura como Formação Macaú (MAYER, 1974), as rochas do Magmatismo Macaú (SIAL, 1976a) são predominantemente olivina basaltos, basanitos e ankaratritos (SIAL, 1976a), ocorrendo, localmente, nefelinitos (RODRIGUES, 1976). Apresentam textura muito fina a microporfirítica, com xenocristais de olivina e piroxênio, estruturas de fluxo magmático e xenólitos ultramáficos. Sial (1976a) propõe que o magma parental dessas rochas foi gerado por fusão parcial mantélica a altas pressões. A sua origem mantélica é ratificada a partir da identificação de xenólitos do manto (OLIVEIRA *et al.*, 2013; SILVEIRA, 2006).

3 Metodologia

A investigação mineralógica das rochas do PSI foi iniciada com a descrição petrográfica de lâminas delgado-polidas de amostras representativas. Nessa etapa foram identificados os minerais constituintes, descritas as suas texturas e selecionados cristais para serem analisados nos estudos mineraloquímicos. Essa caracterização petrográfica foi feita com auxílio do microscópio petroográfico com luz transmitida e refletida, Opton (TNP-09NT), do Laboratório

de Microscopia do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências da Universidade Federal de Sergipe (CLGeo-UFS).

As composições químicas pontuais dos cristais foram obtidas com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) modelo X-Act, da Oxford Instruments®, acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) Tescan Veja LMU3, do Laboratório de Microanálises do CLGeo-UFS. Para a realização das análises, foram utilizados procedimentos com base nas práticas analíticas descritas por Newbury e Ritchie (2013, 2015).

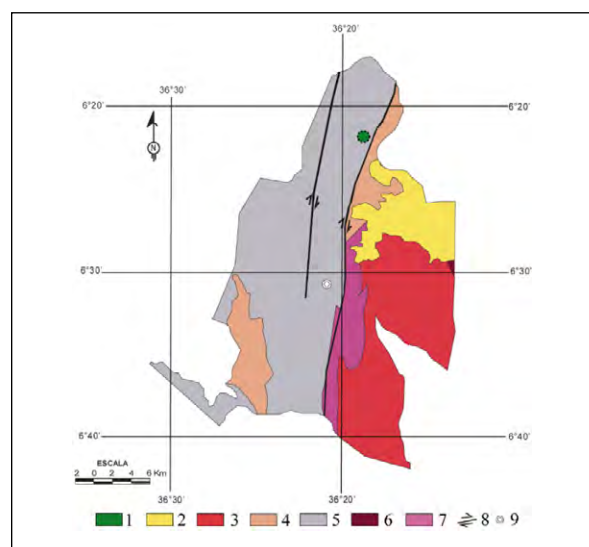
As condições analíticas adotadas neste estudo foram: tensão de 20 kV, e intensidade de feixe variando de 15 nA a 17 nA, produzindo um feixe de elétrons com diâmetro compreendido entre 280 nm e 430 nm. O tempo médio de contagem foi de 30 segundos. O software utilizado para a obtenção das composições químicas pontuais foi AZtecEnergy®, rotina Quant, da Oxford Instrumentos®, capaz de converter as intensidades de energia em percentual de óxidos com fatores de correções automáticas do tipo ZAF.

4 Geologia e petrografia do *Plug* Saco do Inferninho

O vulcanismo básico terciário que afetou a Província Borborema encontra-se bem evidenciado no município de Picuí (Figura 2), norte da Paraíba (BARROS *et al.*, 2017; OLIVEIRA *et al.*, 2013; SOUZA *et al.*, 2014;). O PSI corresponde a uma pequena montanha de formato semicircular, com cerca de 430 m² de área e 150 metros de altura; seu ponto mais elevado fica a 598 metros acima do nível do mar (Figura 3).

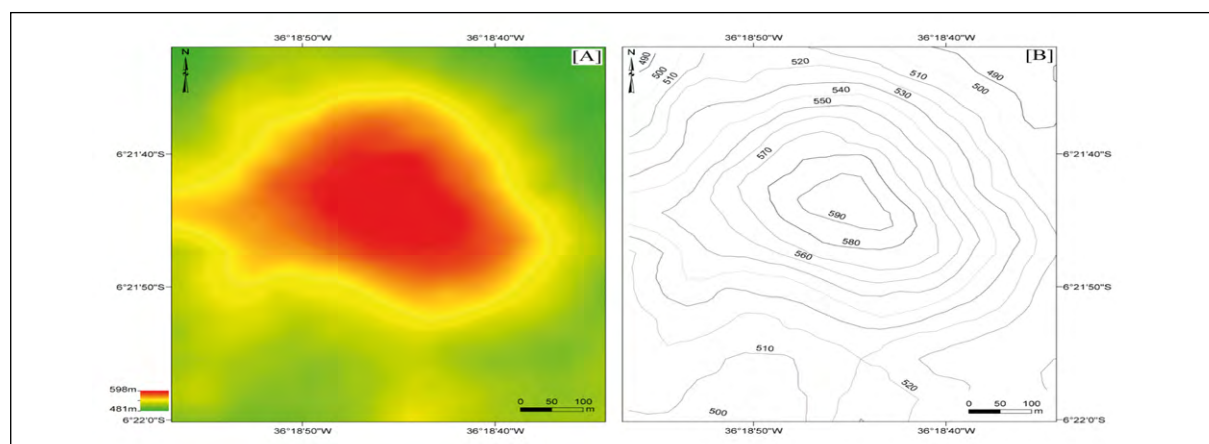
As observações de campo indicam que o corpo ígneo está encaixado em um embasamento cristalino, composto pelos biotita-xistos da Formação Seridó (Figura 4). Souza *et al.* (2014) chamam a atenção para o fato de o vulcanismo do Saco do Inferninho não ter apenas caráter intrusivo, mas também ter desenvolvido um estágio eruptivo, com fluxos de lava, espalhados radialmente pelo vento a pequenas distâncias, ladeados por diques intrusivos (Figura 4).

Figura 2 – Mapa Geológico do município de Picuí: [1] PSI; [2] Formação Serra dos Martins; [3] granito; [4] granada-muscovita-biotita leucogranito; [5] Formação Seridó; [6] Suíte Poço da Cruz; [7] Complexo Serrinha-Pedro Velho; [8] falha ou zona de cisalhamento transcorrente dextral; [9] sede municipal



Fonte: Beltrão *et al.* (2005)

Figura 3 – Mapa hipsométrico [A] e de curvas de nível [B] do PSI



Fonte: autoria própria

Figura 4 – Aspectos de campo do PSI: [A] visão geral da intrusão; [B] ocorrência de blocos rolados nas laterais, que representam fragmentos das disjunções colunares; [C] pequeno dique de basalto (seta amarela) nos xistos da Formação Seridó; [D] textura característica dos basaltos estudados, sendo afanítico e de cor preta. Também é possível observar a ocorrência de nódulo de olivina (seta amarela); [E e F] fragmentos preservados de disjunções colunares de basaltos observados na área de estudo

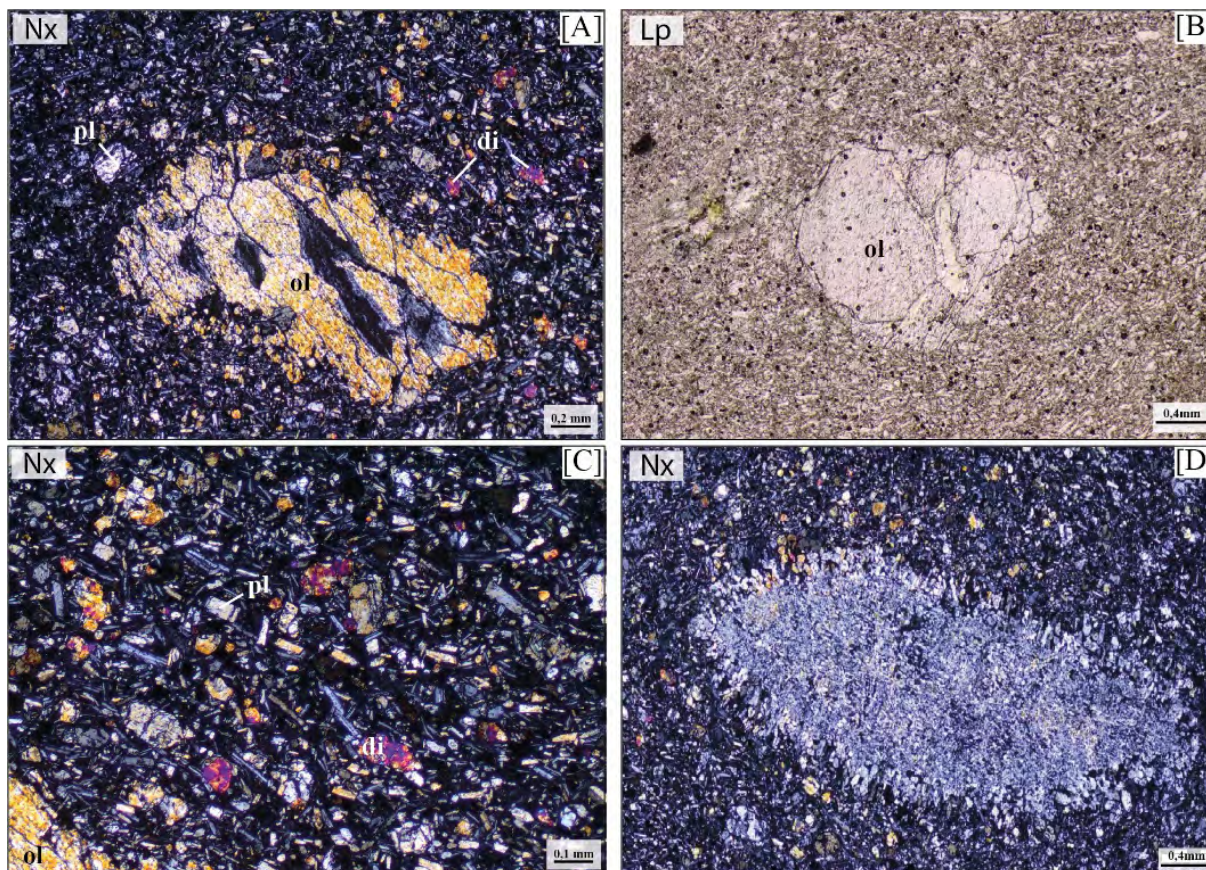


Fonte: autoria própria

Em afloramento, os basaltos que compõem o *plug* são isotrópicos de cor preta e afaníticos (Figura 4), quase sempre contendo fenocristais centimétricos de olivina (4 cm) e nódulos peridotíticos (OLIVEIRA *et al.*, 2013). Disjunções colunares são comuns na área; elas apresentam-se em seções transversais poligonais com diâmetros da ordem de 30 cm a 60 cm (Figura 4), tendo, a maioria delas, formato pentagonal

e hexagonal (OLIVEIRA *et al.*, 2013; BARROS *et al.*, 2017). Em algumas disjunções colunares, é possível observar fraturas que ocorrem nas superfícies laterais com 60 cm de tamanho (Figura 4) originadas pela contração de volume na superfície, devido ao resfriamento rápido ao longo dos planos dessas disjunções (MOTOKI *et al.*, 2012).

Figura 5 – Aspectos microscópicos das rochas estudadas, em que: [A e B] fenocristais de crisolita imersos numa matriz composta por crisolita (ol), labradorita (pl), diopsídio (di), ulvoespinélio e vidro. É possível notar a alteração para iddingsita nos fenocristais de olivina; [C] detalhe da matriz dos basaltos do PSI; [D] xenólito de rocha félsica com forma elipsoidal. Nx – nicóis cruzados; Lp – luz plana



Fonte: autoria própria

Ao microscópio, as rochas do PSI são microcristalinas a hipo-hialinas, com texturas microporfírica, glomeroporfírica, subofítica e traquítica. Os fenocristais são de plagioclásio e olivina (Figura 5). Estes, em algumas porções da lâmina, chegam a formar aglomerados, juntamente com cristais de plagioclásio, com até 5 cm de diâmetro. A matriz é fina, formada por micrólitos de plagioclásio e microcristais de minerais opacos, clinopiroxênio e olivina (Figura 5); os interstícios são ocupados por vidro e minerais criptocristalinos. Microxenólitos são comuns nas amostras estudadas (Figura 5).

Os cristais de olivina apresentam fraturas e alteram-se para iddingsita (Figura 5). Também se observam fraturas preenchidas por minerais opacos. Cristais de carbonato estão frequentemente associados ao plagioclásio.

5 Mineraloquímica

5.1 Olivina

Os minerais do grupo da olivina possuem fórmula geral A_2XO_4 (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1992), em que a posição X tem coordenação tetraédrica e foi preenchida por Si^{4+} e Al^{3+} até um apfu (átomos por fórmula unitária). Já a posição A, que é octaédrica, foi preenchida por Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Ca^{2+} até dois apfu.

Os cristais analisados (Tabela 1) são classificados como crisolita (Figura 6), sendo observados maiores conteúdos da molécula de fosterita nos fenocristais ($Fo_{79\%-90\%}$) do que naqueles cristais observados na matriz ($Fo_{78\%-80\%}$). De uma maneira geral, os cristais de olivina são mais ricos em FeO, em direção à margem do grão, em contraste com MgO, cujo teor decresce próximo à margem do grão. O conteúdo de NiO em alguns cristais chega a 0,4%.

Tabela 1 – Análises químicas representativas dos cristais de olivina do PSI. Fo – fosterita; Fa – faialita; Tp - tefroita

| Análise | Matriz | | | | Fenocristal | | | | | | | |
|--|--------|-------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| SiO ₂ | 38,5 | 38,2 | 38,4 | 38,2 | 39,9 | 38,8 | 39,1 | 38,4 | 40,7 | 38,3 | 39,8 | 39,1 |
| Al ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1,1 | - | - |
| FeO | 18,5 | 18,9 | 18,5 | 19,9 | 10,7 | 15,3 | 16,8 | 19,7 | 9,9 | 19,0 | 14,7 | 18,3 |
| MnO | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,5 | 0,3 | - | - | - | - | - | - | - |
| MgO | 42,3 | 41,9 | 42,3 | 41,1 | 48,9 | 45,6 | 44,0 | 41,5 | 49,1 | 41,2 | 45,1 | 42,2 |
| NiO | - | 0,3 | - | - | 0,2 | 0,3 | - | - | 0,3 | - | 0,4 | - |
| CaO | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,4 | - | - | 0,2 | 0,3 | - | 0,4 | - | 0,4 |
| Total | 100,1 | 99,9 | 100,0 | 100,1 | 100,0 | 100,0 | 100,1 | 99,9 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |
| Fórmula estrutural calculada com base em quatro oxigênios | | | | | | | | | | | | |
| Si | 0,985 | 0,983 | 0,984 | 0,985 | 0,985 | 0,978 | 0,990 | 0,988 | 0,998 | 0,980 | 0,998 | 0,997 |
| Al | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,033 | - | - |
| Fe | 0,396 | 0,407 | 0,396 | 0,429 | 0,221 | 0,323 | 0,356 | 0,424 | 0,203 | 0,407 | 0,308 | 0,390 |
| Mn | 0,009 | 0,007 | 0,009 | 0,011 | 0,006 | - | - | - | - | - | - | - |
| Mg | 1,614 | 1,607 | 1,616 | 1,580 | 1,799 | 1,714 | 1,660 | 1,592 | 1,795 | 1,572 | 1,687 | 1,604 |
| Ni | - | 0,006 | - | - | 0,004 | 0,006 | - | - | 0,006 | - | 0,008 | - |
| Ca | 0,011 | 0,008 | 0,011 | 0,011 | - | - | 0,005 | 0,008 | - | 0,011 | - | 0,011 |
| Membros finais | | | | | | | | | | | | |
| *Fo | 80 | 80 | 80 | 78 | 89 | 84 | 82 | 79 | 90 | 79 | 85 | 80 |
| **Fa | 20 | 20 | 20 | 21 | 11 | 16 | 18 | 21 | 10 | 21 | 15 | 20 |
| ***Tp | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

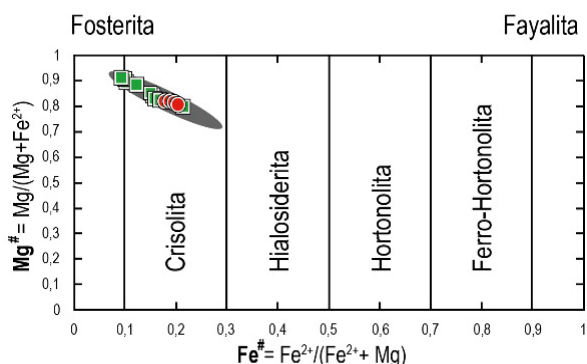
Fonte: autoria própria

*Fo = Mg/(Mg+Fe+Mn) x 100

**Fa = Fe/(Mg+Fe+Mn) x 100

***Tp = Mn/(Mg+Fe+Mn) x 100

Figura 6 – Diagrama Mg[#] versus Fe[#] para os cristais de olivina do PSI. Cristais da matriz – círculo vermelho; fenocristais – quadrado verde. A área em cinza corresponde à composição dos cristais de clinopiroxênio do Magmatismo Macau segundo Silveira (2006)



Fonte: autoria própria

5.2 Piroxênio

O grupo dos piroxênios possui fórmula geral M₂M₁T₂O₆ (MORIMOTO, 1988), em que o sítio T, de coordenação tetraédrica, foi preenchido por Si⁴⁺, e a diferença que existiu para totalizar dois cátions foi complementada por Al³⁺ e Fe³⁺, nessa ordem. A posição M₁, de coordenação tetraédrica, foi ocupada com Al³⁺ e Fe³⁺, restantes da ocupação de T, e, quando não foi preenchida, utilizou-se Ti⁴⁺, Cr³⁺, Mg²⁺ e Fe²⁺ até um apfu. A disposição M₂, também tetraédrica, foi preenchida pelos cátions Mg²⁺ e Fe²⁺ não utilizados em M₁ e com Ca²⁺ e Na⁺ até um apfu.

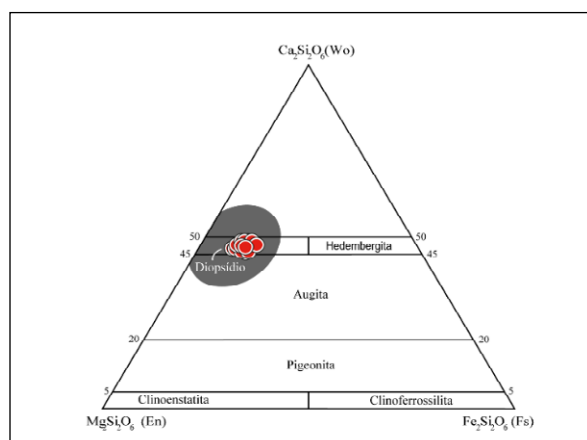
Utilizando a classificação de Morimoto (1988), observa-se que os cristais de piroxênio são pertencentes ao grupo Quad (Figura 7), correspondendo às variedades com elevado conteúdo de Ca, Mg e Fe e baixa quantidade de Na (Tabela 2).

Tabela 2 – Análises químicas representativas dos cristais de clinopiroxênio do PSI. Wo – wollastonita; En – enstatita; Fs - ferrosilita

| Análise | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 46,2 | 46,4 | 48,3 | 48,5 | 50,8 | 49,2 | 48,7 | 47,2 | 49,5 | 48,2 | 50,7 | 48,9 |
| TiO ₂ | 2,9 | 2,9 | 2,4 | 2,5 | 1,5 | 2,1 | 2,4 | 2,8 | 1,9 | 2,4 | 1,8 | 2,2 |
| Al ₂ O ₃ | 6,8 | 7,6 | 6,1 | 5,8 | 4,1 | 5,0 | 5,8 | 6,8 | 5,0 | 5,9 | 3,9 | 6,3 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | 0,5 | - | 0,3 | - | 0,9 | - | - | - |
| FeO | 7,9 | 7,5 | 7,0 | 7,2 | 5,6 | 6,7 | 6,4 | 7,4 | 5,4 | 7,1 | 5,7 | 6,1 |
| MgO | 13,2 | 13,7 | 14,2 | 14,4 | 14,6 | 14,2 | 13,9 | 13,1 | 14,8 | 13,7 | 15,3 | 14,4 |
| CaO | 22,2 | 21,0 | 21,4 | 21,0 | 22,3 | 22,2 | 21,8 | 22,0 | 22,0 | 22,1 | 22,2 | 21,4 |
| Na ₂ O | 0,7 | 0,8 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,6 |
| Total | 99,9 | 99,9 | 100,1 | 100,1 | 100,0 | 100,0 | 99,9 | 99,9 | 99,9 | 99,9 | 100,1 | 99,9 |
| Fórmula estrutural calculada com base em seis oxigênios | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,714 | 1,714 | 1,779 | 1,787 | 1,870 | 1,816 | 1,801 | 1,752 | 1,826 | 1,786 | 1,861 | 1,800 |
| Al | 0,286 | 0,286 | 0,221 | 0,213 | 0,130 | 0,184 | 0,199 | 0,248 | 0,174 | 0,214 | 0,139 | 0,200 |
| Al | 0,011 | 0,045 | 0,044 | 0,039 | 0,048 | 0,033 | 0,054 | 0,049 | 0,043 | 0,043 | 0,030 | 0,074 |
| Fe ³⁺ | 0,163 | 0,137 | 0,094 | 0,086 | 0,027 | 0,078 | 0,046 | 0,086 | 0,029 | 0,073 | 0,046 | 0,047 |
| Ti | 0,081 | 0,081 | 0,066 | 0,069 | 0,042 | 0,058 | 0,067 | 0,078 | 0,053 | 0,067 | 0,050 | 0,061 |
| Cr | - | - | - | - | 0,015 | - | 0,009 | - | 0,026 | - | - | - |
| Mg | 0,730 | 0,7373 | 0,780 | 0,791 | 0,801 | 0,781 | 0,766 | 0,725 | 0,814 | 0,757 | 0,837 | 0,790 |
| Fe ²⁺ | 0,014 | 0,000 | 0,016 | 0,015 | 0,068 | 0,050 | 0,058 | 0,062 | 0,036 | 0,060 | 0,038 | 0,028 |
| Mg | - | 0,017 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ²⁺ | 0,067 | 0,112 | 0,106 | 0,121 | 0,078 | 0,079 | 0,093 | 0,082 | 0,102 | 0,087 | 0,091 | 0,113 |
| Ca | 0,882 | 0,831 | 0,845 | 0,829 | 0,880 | 0,878 | 0,864 | 0,875 | 0,869 | 0,877 | 0,873 | 0,844 |
| Na | 0,050 | 0,057 | 0,050 | 0,050 | 0,043 | 0,043 | 0,043 | 0,043 | 0,029 | 0,036 | 0,036 | 0,043 |
| Membros finais | | | | | | | | | | | | |
| *Wo | 0,521 | 0,495 | 0,484 | 0,472 | 0,482 | 0,491 | 0,485 | 0,502 | 0,477 | 0,493 | 0,475 | 0,475 |
| **En | 0,431 | 0,449 | 0,447 | 0,450 | 0,439 | 0,437 | 0,430 | 0,416 | 0,447 | 0,425 | 0,455 | 0,445 |
| ***Fs | 0,048 | 0,056 | 0,069 | 0,078 | 0,079 | 0,072 | 0,085 | 0,083 | 0,076 | 0,082 | 0,070 | 0,079 |
| ****Mg# | 0,90 | 0,87 | 0,87 | 0,85 | 0,85 | 0,86 | 0,83 | 0,83 | 0,85 | 0,84 | 0,87 | 0,85 |

*Wo = Ca/(Ca+Mg+Fe2+) x 100 **En = Mg/(Ca+Mg+Fe2+) x 100 ***Fs = Fe2+/(Ca+Mg+Fe2+) x 100 ****Mg# = Mg/(Mg+Fe2+)

Figura 7 – Diagrama Wo (wollastonita) – En (enstatita) – Fs (ferrosilita) com os campos de nomenclatura após Morimoto (1988) para os cristais de piroxênio do PSI (círculo vermelho). A área em cinza corresponde à composição dos cristais de clinopiroxênio do Magmatismo Macau segundo Silveira (2006)



Fonte: autoria própria

Ao dispor essas composições no diagrama ternário com base nas moléculas de wollastonita (Ca), enstatita (En) e ferrosilita (Fs), é possível observar que os cristais correspondem exclusivamente a diopsídio ($Wo_{46\%-47\%}-Fs_{09\%-11\%}-En_{40\%-44\%}$). De forma geral, os cristais se caracterizam por conteúdos de Al_2O_3 variando de 3,9% a 7,6%, TiO_2 com 1,5% a 2,9%, Na_2O variando entre 0,4%-0,8% e Cr_2O_3 0,9%.

5.3 Plagioclásio

A fórmula geral do grupo dos feldspatos é MT_4O_8 (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1992). A partir das análises químicas listadas na Tabela 3, a fórmula estrutural foi calculada com a distribuição inicial de Si^{4+} , Al^{3+} e Fe^{3+} na posição tetraédrica T até o total de quatro apfu. Na posição M octaédrica foram adicionados K^+ , Na^+ e Ca^{2+} até o total de um apfu.

Os cristais apresentam uma composição intermediária ($An_{52\%-57\%}$, Tabela 3), sendo classificados como labradorita (Figura 8). De modo geral, as composições são monótonas, não sendo observadas grandes variações do centro para as bordas dos cristais.

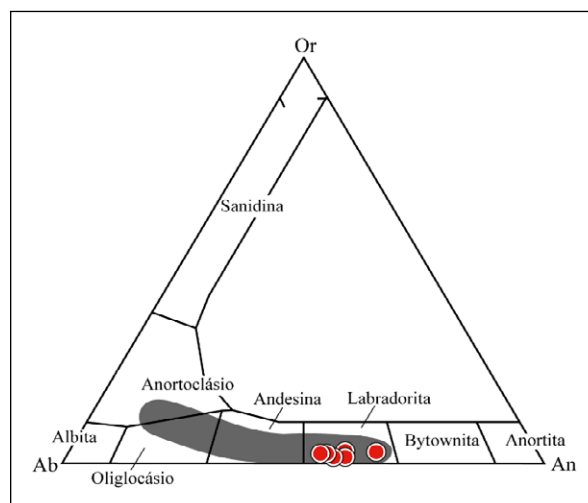
Tabela 3 – Análises químicas representativas dos cristais de plagioclásio do PSI

| Análise | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 52,6 | 52,8 | 53,1 | 53,7 | 54,3 |
| Al ₂ O ₃ | 29,5 | 29,8 | 29,6 | 29,1 | 28,9 |
| FeO | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 0,7 |
| CaO | 11,8 | 11,3 | 11,7 | 11,0 | 10,5 |
| Na ₂ O | 5,1 | 5,1 | 4,6 | 5,1 | 5,1 |
| K ₂ O | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,5 |
| Total | 100,0 | 100,1 | 100,0 | 100,1 | 100,0 |
| Fórmula estrutural calculada com base em oito oxigênios | | | | | |
| Si | 2,395 | 2,398 | 2,409 | 2,434 | 2,457 |
| Al | 1,583 | 1,595 | 1,583 | 1,555 | 1,541 |
| Fe | 0,027 | 0,027 | 0,027 | 0,030 | 0,026 |
| Ca | 0,576 | 0,550 | 0,569 | 0,534 | 0,509 |
| Na | 0,450 | 0,449 | 0,405 | 0,448 | 0,447 |
| K | 0,017 | 0,023 | 0,017 | 0,023 | 0,029 |
| Membros finais | | | | | |
| *Or | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 |
| **Ab | 43 | 44 | 41 | 45 | 45 |
| ***An | 55 | 54 | 57 | 53 | 52 |

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

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

Figura 8 – Diagrama triangular Or (ortoclásio) – Ab (albita) – An (anortita) com os campos segundo Deer, Howie e Zussman (1992) para os cristais de plagioclásio do PSI (círculo vermelho). A área em cinza corresponde à composição dos cristais de plagioclásio do Magmatismo Macau segundo Silveira (2006)



Fonte: autoria própria

5.4 Óxidos

Ao analisar as composições químicas dos minerais opacos (Tabela 4, página seguinte), pode-se identificar que eles estão inseridos na série de óxidos de Fe-Ti, correspondentes ao grupo do espinélio. A fórmula geral é AB_2O_4 (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1992), em que B, posição octaédrica, foi preenchida por Ti^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Si^{4+} e Fe^{2+} até dois apfu. Na posição A, tetraédrica, o preenchimento se deu pelo Fe^{2+} restante, Mg^{2+} , Mn^{2+} e Ca^{2+} até um apfu.

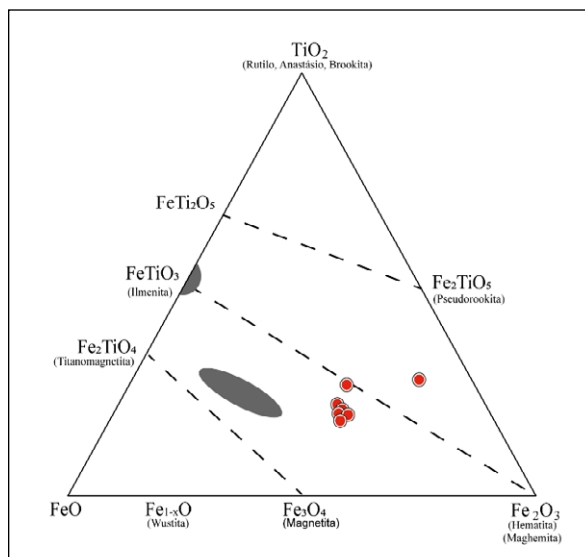
No diagrama ternário $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ (Figura 9), foi observada a ocorrência de ulvoespinélio ($Ul_{46\%-70\%}$). Os cristais são homogêneos e não apresentam exsoluções. Os valores de FeO_t (62,5-69,9%) são elevados, e o $Fe^{\#}=[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})]$ está compreendido entre 0,599-0,844. Os conteúdos de Cr_2O_3 (0-4,3%) são baixos, apresentando valores da razão $Cr^{\#}=[Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})]$ compreendidos entre 0 e 0,108. Por sua vez, o MgO apresenta valores em torno de 5% e a razão $Mg^{\#}=[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ entre 0 e 0,108.

Tabela 4 – Composição dos óxidos dos basaltos do PSI

| Análise | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| TiO ₂ | 17,8 | 18,8 | 29,0 | 18,9 | 19,0 | 18,7 | 17,7 | 19,2 | 21,1 | 24,6 |
| Al ₂ O ₃ | 4,8 | 3,9 | 1,9 | 4,2 | 4,1 | 4,1 | 4,7 | 4,1 | 3,5 | 2,9 |
| Cr ₂ O ₃ | 3,7 | 2,2 | - | 2,6 | 3,2 | 2,6 | 4,3 | 2,4 | - | - |
| FeO ^t | 68,3 | 69,9 | 67,2 | 68,7 | 68,0 | 68,9 | 67,8 | 69,3 | 68,2 | 62,5 |
| SiO ₂ | - | - | - | - | 0,4 | - | - | - | 1,2 | 4,0 |
| MnO | - | - | 2,0 | - | - | - | - | - | - | 1,3 |
| MgO | 5,5 | 5,0 | - | 5,6 | 5,4 | 5,4 | 5,5 | 5,1 | 5,4 | 3,1 |
| CaO | - | - | - | - | - | 0,3 | - | - | 0,6 | 0,9 |
| Total | 100,1 | 99,8 | 100,1 | 100,0 | 100,1 | 100,0 | 100,0 | 100,1 | 100,0 | 99,3 |
| Fórmula estrutural calculada com base em quatro oxigênios | | | | | | | | | | |
| Ti | 0,460 | 0,491 | 0,799 | 0,490 | 0,491 | 0,485 | 0,458 | 0,500 | 0,540 | 0,621 |
| Al | 0,194 | 0,160 | 0,082 | 0,171 | 0,166 | 0,167 | 0,191 | 0,167 | 0,140 | 0,115 |
| Cr | 0,101 | 0,060 | - | 0,071 | 0,087 | 0,071 | 0,117 | 0,066 | - | - |
| Fe ³⁺ | 0,785 | 0,798 | 0,321 | 0,778 | 0,766 | 0,792 | 0,776 | 0,768 | 0,779 | 0,642 |
| Si | - | - | - | - | 0,027 | - | - | - | 0,082 | 0,269 |
| Fe ²⁺ | 0,460 | 0,491 | 0,799 | 0,490 | 0,463 | 0,485 | 0,458 | 0,500 | 0,459 | 0,353 |
| Fe ²⁺ | 0,718 | 0,741 | 0,938 | 0,712 | 0,724 | 0,711 | 0,718 | 0,737 | 0,704 | 0,760 |
| Mn | - | - | 0,062 | - | - | - | - | - | - | 0,037 |
| Mg | 0,282 | 0,259 | 0,000 | 0,288 | 0,276 | 0,278 | 0,282 | 0,263 | 0,274 | 0,155 |
| Ca | - | - | - | - | - | 0,011 | - | - | 0,022 | 0,032 |
| Membros finais | | | | | | | | | | |
| *Fe [#] | 0,600 | 0,607 | 0,844 | 0,607 | 0,608 | 0,602 | 0,603 | 0,617 | 0,599 | 0,634 |
| **Cr [#] | 0,093 | 0,059 | 0,000 | 0,069 | 0,085 | 0,069 | 0,108 | 0,066 | 0,000 | 0,000 |
| ***Mg [#] | 0,193 | 0,174 | 0,000 | 0,193 | 0,189 | 0,188 | 0,194 | 0,175 | 0,191 | 0,122 |

*Fe[#] = Fe/(Fe²⁺ + Fe³⁺) ** Cr[#] = Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) *** Mg[#] = Mg/(Mg+Fe²⁺)

Figura 9 – Diagrama de classificação dos óxidos de Fe e Ti segundo Garda e Garda (2001) para os óxidos do PSI (círculo vermelho). A área em cinza corresponde à composição dos óxidos do Magmatismo Macau segundo Silveira (2006)



Fonte: autoria própria

6 Discussões e considerações finais

O estudo petrográfico das rochas que compõem o PSI indicou uma história evolutiva semelhante à das rochas vulcânicas que compõem o Magmatismo Macau. A posição geográfica do *plug* estudado, inserido na porção central da área de ocorrência deste magmatismo (Figura 1), também favorece esta correlação.

O estudo detalhado da química mineral das principais fases que compõem os basaltos do PSI revelou um comportamento similar ao de ocorrências do Magmatismo Macau descrito por Silveira (2006).

De forma geral, a mineralogia do Saco do Inferninho não apresentou grandes variações composicionais, sendo que os minerais estudados são classificados apenas como uma variedade do grupo ao qual pertencem, como crisólita (Grupo da Olivina), diopsídio (Grupo do Piroxênio), laboradorita (Grupo do Feldspato) e ulvoespinélio (Grupo do Espinélio).

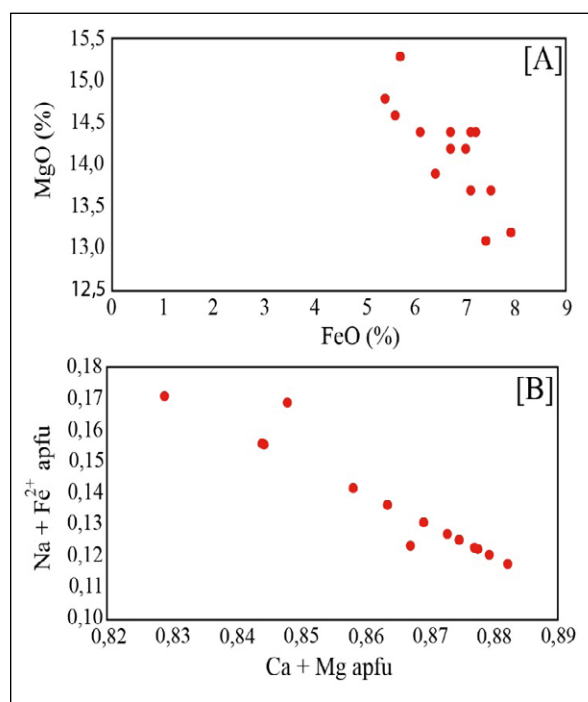
Os cristais de olivina são bastante homogêneos, com leves mudanças em direção às margens. Isto pode refletir uma suave mudança na composição do líquido durante a cristalização ou indicar que durante a cristalização desta fase nenhuma outra estava cristalizando concomitantemente (SIAL, 1979). As variações da concentração de Fo dos cristais de olivina (Tabela 1) podem ser atribuídas a dois grupos de ocorrência desta fase em rochas vulcânicas. Nos basaltos do PSI, os mais altos valores de concentração de fosterita (Fo_{79%-90%}) são observados nos cristais de olivina que ocorrem como fenocristais.

De acordo com a literatura, cristais de olivina com Fo>88% podem ser considerados como xenocristais, cuja origem está relacionada à cristalização a partir do manto peridotítico (FODOR, DOBOSI, SIAL, 1995; FODOR, MUKASA, SIAL, 1998), ou ainda representar cristais formados a partir de um magma mais primitivo (BARRY *et al.*, 2003). Por sua vez, as ocorrências com Fo<87% são observadas nos fenocristais e naqueles cristais presentes na matriz, acompanhado por concentrações de CaO>0,18% maiores que as observadas em olivinas xenocrísticas (BARRY *et al.*, 2003).

Nos cristais de diopsídio, a pouca variação em CaO pode refletir um zoneamento segundo a solução sólida da série diopsídio-hedenbergita, embora os conteúdos de Al₂O₃ (3,9 – 7,6%) e TiO₂ (1,5 – 2,9%) nos cristais estudados sejam superiores aos observados por Deer,

Howie e Zussman (1997) para os clinopiroxênios típicos desta série. A composição química dos cristais de diopsídio do PSI pode ser resultado da substituição simples do MgO por FeO (Figura 10A), com o CaO mais ou menos constante, e pela substituição acoplada do Ca + Mg pelo Na + Fe²⁺ (Figura 10B).

Figura 10 – Diagramas de correlação entre MgO e FeO [A] e Ca+Mg e Na+Fe²⁺ [B] para os cristais de clinopiroxênio do PSI



Fonte: autoria própria

As análises nos cristais de laboradorita revelaram uma homogeneidade composicional, o que pode indicar que durante a evolução do magma o plagioclásio e o líquido mantiveram constantes as suas composições, sugerindo que por um certo intervalo de tempo houve cristalização em equilíbrio (SIAL, 1979).

Os óxidos estudados são homogêneos. A disposição dos cristais próximos ao polo da hematita (Figura 9) sugere a ocorrência do processo de oxidação, um fenômeno muito comum em rochas basálticas e que promove a conversão do Fe²⁺ em Fe³⁺.

Os basaltos do PSI apresentam intensa alteração hidrotermal, como destacado por Oliveira *et al.* (2013), sendo formados, durante esse processo, hidróxidos de ferro e iddingsita, associados principalmente com a crisólita e o diopsídio, e cristais de carbonato tardios, relacionados à alteração dos cristais de laboradorita.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASSUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1977, Campina Grande. Anais [...].* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 363-392. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/284664191_Provincias_estruturais_brasileiras_Actas. Acesso em: 05 jun. 2020.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986. Disponível em <http://bjg.siteoficial.ws/1986/n4/ALMEIDA.pdf>. Acesso em: 05 jun. 2020.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MACHADO JÚNIOR, D. D. L.; DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, n. 4, p. 451-462, 1988. Disponível em <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11488>. Acesso em: 05 jun. 2020.
- ARCHANJO, C. J.; TRINDADE, R. I.; MACEDO, J. W. P.; ARAÚJO, M. G. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, n. 3, p. 179-189, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00023-7). Disponível em <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981100000237>. Acesso em: 05 jun. 2020.
- BARROS, P. S. C.; LISBOA, V. A. C.; SANTOS, J. J. A.; CONCEIÇÃO, H.; VASCONCELOS, N. Y.; LIMA, H. F.; BARROS, T. S. C.; OLIVEIRA, J. V. D. *Plug Basáltico Saco do Inferninho, Magmatismo Básico no Município de Picuí (PB). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 27., 2017, João Pessoa. Anais [...].* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2017. p. 16. Disponível em http://www.geologiadonordeste.com.br/safetyarea/v3.0/trabalhos/resumo_pdf/16.pdf. Acesso em: 30 out. 2020.
- BARRY, T. L.; SAUNDERS, A. D.; KEMPTON, P. D.; WINDLEY, B. F.; PRINGLE, M. S.; DORJNAMJAA, D.; SAANDAR, S. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, v. 44, n. 1, p. 55-91, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/44.1.55>. Disponível em <https://academic.oup.com/petrology/article/44/1/55/1408484>. Acesso em: 05 jun. 2020.
- BELLIENI, G.; MACEDO, M. H. F.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E. M.; CAVAZZINI, G.; COMINCHIARAMONTI, P.; PACCA, I. G. Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim): K/Ar age, palaeomagnetism, petrology and Sr/1bNd isotope characteristics. *Chemical Geology*, v. 97, n. 1-2, p. 9-32, 1992. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90133-P](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90133-P). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/000925419290133P>. Acesso em: 05 jun. 2020.
- BELTRÃO, B. A.; MORAIS, F. D.; MASCARENHAS, J. D. C.; MIRANDA, J. L. F. D.; SOUZA JUNIOR, L. C. D.; MENDES, V. A (org.). **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, estado de Paraíba: diagnóstico do município de Picuí.** Recife: CPRM/PRODEEM, 2005.
- BRITO NEVES B.B., SANTOS E.J., VAN SCHMUS W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (org.). Tectonic evolution of the South American. Rio de Janeiro, 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS SPECIAL PUBLICATION, 151-182. DOI: [10.18814/epiiugs/2016/v39i3/99772](https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i3/99772). Disponível em <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/19419>. Acesso em: 30 out. 2020.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals.** 2nd edition. London (Longman Scientific & Technical), 1992. 696 pp. DOI:10.1180/minmag.1992.056.385.20.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock-forming minerals: single-chain silicates.** London: Geological Society of London, 1997.
- FODOR, R. V.; DOBOSI, G.; SIAL, A. N. Zoned clinopyroxenes in alkalic basalt: clues to fractionation and magma-mixing histories for seemingly primitive magmas. *Chem. Erde*, v. 55, p. 133-148, 1995. Disponível em: http://www.clickpe.com/labise/arquivos/selected_papers/1995/122.pdf. Acesso em: 05 jun. 2020.
- 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. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00012-7. Disponível em: <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-0031722081&partnerID=40&md5=7a6f37ba829659963c0977222d75d1c>. Acesso em: 05 jun. 2020.

GARDA, G. M.; GARDA, B. M. Quimismo dos minerais máficos e óxidos em diques alcalinos e de composições básicas a intermediárias da região costeira entre São Sebastião e Ubatuba, estado de São Paulo. **Geologia USP Série Científica**, v. 1, p. 17-44, 2001. DOI: <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2001000100003>. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/guspsc/article/view/27360>. Acesso em: 05 jun. 2020.

GUIMARÃES, I. P. *et al.* U–Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3–1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p. 383-396, 2011. DOI: 10.1016/j.jsames.2011.03.001. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981111000253?via%3Dihub>. Acesso em: 05 jun. 2020.

HOLLANDA, M. H. B. M.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, D. C.; DE SÁ, E. F. J. Lithosphere–asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr–Nd–Pb isotopic evidence. **Lithos**, v. 86, n. 1-2, p. 34-49, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.004>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493705001039>. Acesso em: 04 jun. 2020.

HOLLANDA, M. H. B. M.; ARCHANJO, C. J.; MACEDO FILHO, A. A.; FOSSEN, H.; ERNST, R. E.; DE CASTRO, D. L.; OLIVEIRA, A. L. The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP). In: SRIVASTAVA, R.; ERNST, R.; PENG, P. (eds.). **Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective**. Singapore: Springer, 2018. p. 87-110. DOI: https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_3. Disponível em: <https://folk.uib.no/nglhe/Papers/Springer%202018%20EQUAMP%20Hollanda%20et%20al.pdf>. Acesso em: 03 ago. 2021.

MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992. DOI: <https://doi.org/10.1029/91TC03092>. Disponível

em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91TC03092>. Acesso em: 05 jun. 2020.

MATOS, R. M. D. Abertura do atlântico sul: riftes na margem equatorial. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 7., 1999, Lençóis. **Anais [...]**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p. 64-66.

MAYER, E. **Estratigrafia preliminar da plataforma continental da Bacia Potiguar**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1974.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; DE CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 2, p. 183-198, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00014-7). Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981102000147>. Acesso em: 05 jun. 2020.

MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. **Mineralogy and Petrology**, v. 39, n. 1, p. 55-76, 1988. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01226262>. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01226262>. Acesso em: 05 jun. 2020.

MOTOKI, A.; CAMPOS, T. F. D. C.; FONSECA, V. P. D.; MOTOKI, K. F. Subvolcanic neck of Cabugi Peak, State of Rio Grande do Norte, Brazil, and origin of its landform. **Revista Escola de Minas**, v. 65, n. 2, p. 195-206, 2012. Disponível em: <https://www.scielo.br/rj/rem/a/DzWjJGzpVdFSz6wRM7s5ncy/?format=pdf&lang=en>. Acesso em: 05 jun. 2020.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean. **Earth Science Reviews**, v. 98, p. 1-37, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825209001172>. Acesso em: 05 jun. 2020.

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. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.008>. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493716303371>. Acesso em: 05 jun. 2020.

NEWBURY, D. E.; RITCHIE, N. W. M. Is scanning electron microscopy/energy dispersive X ray spectrometry (SEM/EDS) quantitative? **Scanning**, v. 35, n. 3, p. 141-168, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1002/sca.21041>. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/sca.21041>. Acesso em: 05 jun. 2020.

NEWBURY, D. E.; RITCHIE, N. W. M. Performing elemental microanalysis with high accuracy and high precision by scanning electron microscopy/silicon drift detector energy-dispersive X-ray spectrometry (SEM/SDD-EDS). **Journal of Materials Science**, v. 50, n. 2, p. 493-518, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10853-014-8685-2>. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10853-014-8685-2>. Acesso em: 05 out. 2020.

OLIVEIRA, S. F. *et al.* Saco do Inferninho: *Plug Basáltico do Magmatismo Cenozoico na Região de Picuí/PB*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 25., 2013, Gravatá. **Anais [...]**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2013. p. 463.

RODRIGUES, M. F. B. **Rochas basálticas do Rio Grande do Norte e Paraíba**. 1976. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

SIAL, A. N. The post-Paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, n. 51, p. 299-311, 1976a.

SIAL, A. N. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, n. 1, p. 1-14, 1976b. DOI: [10.25249/0375-7536.1976114](https://doi.org/10.25249/0375-7536.1976114). Disponível em: http://bjg.siteoficial.ws/1976/n1/6_1_1976-5-18.pdf. Acesso em: 04 jun. 2020.

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.; FODOR, R. V.; LONG, L. Peridotite xenoliths and tertiary alkaline basalts in northeastern Brazil. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., 1991, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: CPRM, 1991. p. 3-13.

SILVEIRA, F. V. **Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil**. 2006.

Tese (Doutorado em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.

SOUZA, F. A.; SOBRIUNHO, A. P. C. L.; BARROS, P. S. C.; ARAÚJO, A.; SOUZA, N. V. L. Transformation of Saco do Inferninho Volcano in geotouristic park: example of the Picuí town and region, Paraíba state, Brazil – a preliminary approach. In: WORKSHOP GEOPARKS IN VOLCANIC REGIONS SUSTAINABLE DEVELOPMENT STRATEGIES, 2014, Terceira and Graciosa Islands. **Anais [...]**. Terceira and Graciosa Islands: Azores Global Geopark, 2014. p. 59-60.

SOUZA, Z. S.; VASCONCELOS, P. M.; NASCIMENTO, M. A. L.; SILVEIRA, F. V.; PAIVA, H. S.; DIAS, L. G. S.; THIEDE, D.; CARMO, I. O. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: CBPM/CAB, 2003. p. 223. Disponível em: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers17-05/010039206.pdf. Acesso em: 05 jun. 2020.

SOUZA, Z. S.; MARTIN, H.; PEUGAT, 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, n. 11, p. 2149-2185, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>. Disponível em: <https://academic.oup.com/petrology/article/48/11/2149/1566626?login=true>. Acesso em: 05 jun. 2020.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, S. F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 69-99, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP294.5>. Disponível em: <https://www.scopus.com/record/display.uri?eid=2-s2.0-39549092822&origin=inward&txGid=9891be4459d6eefb644a7c74803c4dad>. Acesso em: 05 jun. 2020.

ZANETTIN, B. Proposed New Chemical Classification of Volcanic-Rocks. **Episodes**, v. 7, n. 4, p. 19-20, 1984. DOI: <https://doi.org/10.18814/epiugs/1984/v7i4/003>. Disponível em: <https://www.episodes.org/journal/view.html?doi=10.18814/epiugs/1984/v7i4/003>. Acesso em: 05 jun. 2020..