



ISSN: 2447-3359

REVISTA DE GEOCIÊNCIAS DO NORDESTE

Northeast Geosciences Journal

v. 10, nº 1 (2024)

<https://doi.org/10.21680/2447-3359.2024v10n1ID32058>



Composições químicas de biotita como discriminador petrogenético: Batólito Rio Jacaré, Província Borborema, NE do Brasil

Chemical compositions of biotite as a petrogenetic discriminator: Rio Jacaré Batholith, Borborema Province, NE Brazil

Carlos Santana Sousa^{1,2}; Diego Melo Fernandes^{2,3}; Hiakan Santos Soares^{2,4}; Maria de Lourdes da Silva Rosa^{2,5};
Herbet Conceição^{2,3,5}

¹ Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia, Recife/PE, Brasil. E-mail: carlossousaufpe@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3965-9091>

² Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (LAPA), Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão/SE, Brasil.

³ Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador/BA, Brasil. E-mail: dmfernandes@ufba.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8498-6836>

⁴ Universidade Federal da Bahia, Departamento de Geologia, Salvador/BA, Brasil. E-mail: hiakanss@ufba.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2258-9958>

⁵ Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análises de Bacias (PGAB), Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão/SE, Brasil. E-mail: lrosa@academico.ufs.br (M.L.S. Rosa); herbet@academico.ufs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5099-829X>

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9172-451>

Resumo: A biotita é a mica mais comum nas rochas ígneas, porém até o início deste século, os pesquisadores utilizavam mais frequentemente o anfibólio e o piroxênio para estimar as condições de cristalização do magma. Atualmente, a biotita tornou-se uma ferramenta petrogenética importante e sua composição química primária também pode ser usada para inferir condições de cristalização magmática. Biotita primária e reequilibrada são encontradas nas rochas do Batólito Rio Jacaré (BRJ). Cristais primários ocorrem principalmente como inclusões em plagioclásio e têm composição de cristais formados em magmas orogênicos calcioalcalinos. A temperatura de cristalização da biotita do BRJ variou de 678 a 745°C. A pressão durante a cristalização magmática da biotita variou de 1,2 a 2,9 kbar. Esses resultados são consistentes com a temperatura de cristalização e a pressão da biotita em sistemas graníticos. As composições dos cristais indicam que eles foram formados a partir de magmas com teores de H₂O entre 5 e 7%. A *f*O₂ durante a formação desses cristais varia de -16,3 a -13,9. Ao correlacionar a variação de temperatura e variação de *f*O₂ dos cristais primários nas diferentes amostras de enclaves, é possível inferir a presença de vários pulsos magmáticos máficos durante a evolução do BRJ.

Palavras-chave: Cristais primários; Sistema Orogênico Sergipano; Cristais reequilibrados.

Abstract: Biotite is the most common mica in igneous rocks, but until the beginning of this century, researchers used amphibole and pyroxene more frequently to estimate the conditions of magma crystallization. Currently, biotite has become a useful petrogenetic tool and its primary chemical composition can also be used to infer magmatic crystallization conditions. Primary and reequilibrated biotite are found in the Rio Jacaré Batholith (RJB) rocks. Primary crystals mainly occur as inclusions in plagioclase and have a composition of crystals formed in calc-alkaline orogenic magmas. The crystallization temperature of biotite primary of the RJB ranged from 678 to 745°C. Pressure during magmatic crystallization of biotite ranges from 1.2 to 2.9 kbar. This is consistent with the crystallization temperature and pressure of biotite in granitic systems. The compositions of the primary crystals indicate that they were formed from magmas with H₂O contents between 5 and 7%. The *f*O₂ during the formation of these crystals range from -16.3 to -13.9. When correlating temperature variation and *f*O₂ variation of the primary crystals in the different enclaves samples, it is possible to infer the presence of several mafic magmatic pulses during the evolution of the RJB.

Keywords: Primary crystals; Sergipano Orogenic System; Reequilibrated crystals.

Recebido: 04/04/2023; Aceito: 06/12/2023; Publicado: 24/05/2024.

1. Introdução

A determinação da composição química dos minerais é importante na petrologia ígnea (BINELE BETSI; LENTZ, 2013). Os principais fatores responsáveis pela cristalização e mineralogia nas rochas são a composição química do magma, pressão, temperatura, fugacidade de oxigênio, conteúdo e natureza da fase volátil (e.g., MARTIN, 2007; YU *et al.*, 2021). Assim, a inferência desses parâmetros é relevante para a compreensão dos processos responsáveis pela formação dos corpos ígneos.

Plutons graníticos são formados através da adição de pequenos pulsos de magma (GLAZNER *et al.*, 2004). De acordo com Cashman *et al.* (2017), processos ígneos ocorrem em toda a crosta e a câmara magmática ocupa apenas o topo de um sistema magmático transcristal muito maior. Nas últimas décadas, os pesquisadores têm usado preferencialmente composições químicas de anfíbólios (e.g., ANDERSON; SMITH, 1995; RIDOLFI; RENZULI, 2012) e piroxênios (e.g., PUTIRKA *et al.*, 1996) para estimar as condições de cristalização magmática. No entanto, esses minerais têm cristalização precoce em sistemas graníticos, ou seja, registram temperaturas e pressões mais elevadas. Por outro lado, a biotita cristaliza em estágios magmáticos posteriores que podem registrar as condições finais de colocação e cristalização da câmara magmática. Portanto, também é importante estimar as condições físico-químicas de cristalização da composição da biotita.

A biotita é um mineral máfico muito comum em rochas plutônicas. Ela pode ser formada sob diferentes condições de cristalização e tem a capacidade de registrar em sua composição química as mudanças na fugacidade de oxigênio, temperatura, pressão e composição química do magma (e.g., SPEER, 1984). Além disso, o ambiente tectônico e a natureza do magma que a gerou influenciam na composição da biotita (NACHIT *et al.*, 1985; ABDEL-RAHMAN, 1994). No entanto, a biotita tende a se reequilibrar em temperaturas *subsolidus* ou devido à alteração hidrotermal (e.g., LI *et al.*, 2019a). Por essas razões, apenas biotita primária deve ser utilizada para inferir as condições físico-químicas presentes nos magmas quando eles cristalizam (e.g., DONG *et al.*, 2014).

O Sistema Orogênico Sergipano (SOS – CONCEIÇÃO *et al.*, 2016) possui vários plutons onde os cristais de biotita reequilibrados são comuns. Biotita é o mineral máfico mais abundante no Batólito Rio Jacaré (BRJ), localizado no SOS. Neste trabalho são apresentados e discutidos dados petrográficos e da química mineral de cristais de biotita, visando identificar os cristais primários de biotita e inferir parâmetros intensivos (temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio) durante a cristalização deste mineral.

2. Contexto geológico

2.1 Geologia regional

O SOS está localizado na porção sul da Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1977), nordeste do Brasil, e representa o resultado da colisão entre a Placa Sanfranciscana e o Superterreno Pernambuco-Alagoas durante a Orogenia Brasileira (DAVISON; SANTOS, 1989; D'EL REY SILVA, 1992; OLIVEIRA *et al.*, 2010). Durante essa colisão, foram geradas zonas de cisalhamento que limitam os diferentes domínios geológicos do SOS (DAVISON; SANTOS, 1989; SILVA FILHO; TORRES, 2002), que correspondem a: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo, Canindé e Rio Coruripe.

Nos Domínios Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé ocorrem vários plutons diferentes (e.g. CONCEIÇÃO *et al.*, 2016; LIMA *et al.*, 2017; PINHO NETO *et al.*, 2019; SOARES *et al.*, 2019). Eles apresentam afinidades magmáticas calcioalcalinas de alto K e shoshoníticas, com período de colocação de pré a pós-colisional a orogenia brasileira.

2.2 Geologia local

O BRJ (Figura 1) intrude em rochas do Domínio Poço Redondo, migmatitos tonianos do Complexo Migmatítico Poço Redondo e outros granitos ediacaranos (CARVALHO, 2005; OLIVEIRA *et al.*, 2015; SOUSA *et al.*, 2019). Esse batólito apresenta idade de cristalização U-Pb_{SHRIMP} em zircão de 617 ± 4 Ma (SOUSA *et al.*, 2019) e apresenta duas fácies petrográficas, inequigranular (FI) e porfirítica (FP), que são compostas por granodioritos, monzogranitos e quartzo monzonitos. Os enclaves microgranulares (EM) são onipresentes no BRJ e correspondem a dioritos, quartzo dioritos, quartzo monzodioritos e granodioritos. As relações de contato entre os EMs e os granitos hospedeiros preservam evidências de interação entre os magmas durante a evolução do BRJ (SOUSA *et al.*, 2022). A mistura de magma é um processo petrogenético relevante que formou essas rochas, como evidenciado nos enclaves pela presença de xenocristais de feldspato, margens resfriadas, contatos sinuosos a reentrantes e evolução química linear com as rochas félsicas encaixantes em diagramas Harker para as amostras de BRJ (SOUSA *et al.*, 2019).

A mineralogia das rochas do BRJ é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, Mg-hornblenda, epidoto, titanita, F-apatita, zircão, magnetita e ilmenita. As rochas do BRJ são metaluminosas, magnesianas, calcioalcalinas de alto K e shoshoníticas, e possuem assinatura geoquímica de magmas pós-colisionais (SOUSA *et al.*, 2019).

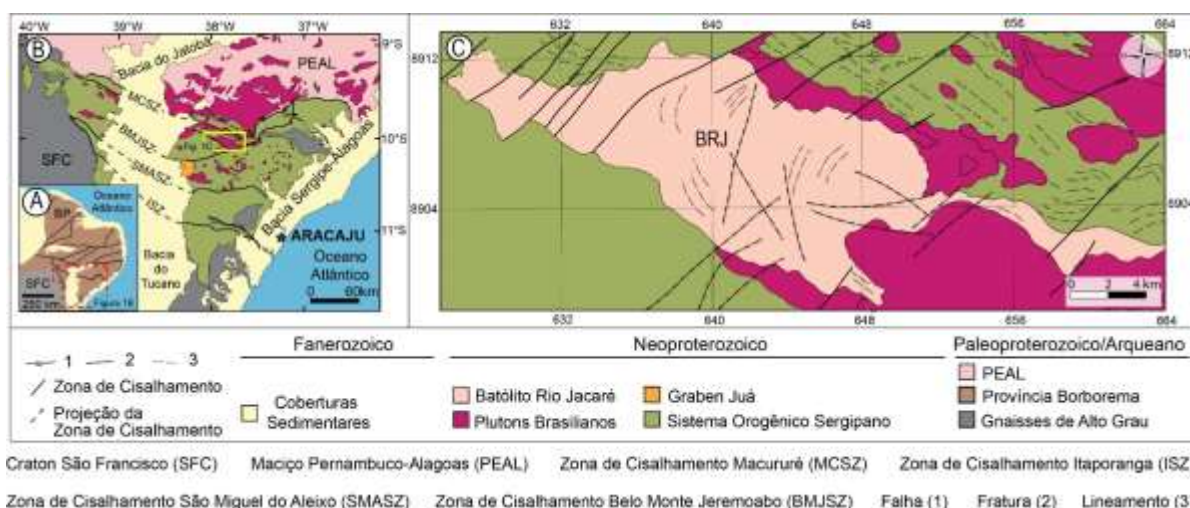


Figura 1 – Mapas esquemáticos contextualizando a geologia regional e o BRJ. (A) Mapa simplificado da Província Borborema no Nordeste do Brasil (VAN SCHMUS *et al.*, 2008). (B) Mapa do SOS (PINHO NETO *et al.*, 2019). (C) Mapa geológico da BRJ.

Fonte: Sousa *et al.* (2019)

3. Materiais e métodos

A mineralogia do BRJ foi investigada usando lâminas delgado-polidas de amostras representativas. Foram estudadas 33 lâminas, sendo oito da FI, dez da FP e quinze dos EM. Minerais e texturas foram identificados em microscópio OPTON (TNP - 09NT) com luz transmitida e refletida no Laboratório de Microanálise do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS).

As lâminas delgado-polidas foram revestidas com carbono (8-10 nm de espessura) com um metalizador Quorum®, modelo Q150R ES, para que os cristais pudessem ser analisados. A análise química pontual da biotita foi determinada com o espectrômetro de energia dispersiva X-Act (EDS) da Oxford Instruments®, com resolução de 125 eV e um detector de estado sólido de silício (SSD, 10mm²). Esse espectrômetro é instalado em um microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca Tescan - VEGA LMU3 do CLGeo-UFS. A confiabilidade e reprodutibilidade das porcentagens de óxidos obtidas com o EDS foram verificadas por meio de padrões internacionais da Astimex Scientific Ltd® e padrões internos CLGeo-UFS. O EDS do CLGeo-UFS é calibrado regularmente usando a energia do cobre. A rotina Quant do software Aztec 4.0, da Oxford Instruments®, foi utilizada para converter as intensidades de energia em porcentagem de óxido com os fatores de correção automática ZAF. As condições analíticas utilizadas foram: tensão de 20 kV, intensidade do feixe de 17 nA, diâmetro do feixe de elétrons de 400 nm, tempo médio de análise por ponto de 60s; distância de análise 15 mm.

A calibração interna do EDS foi realizada utilizando padrões, espectro de energia e com precisão (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, NiKα (±0,3); ortoclásio, KKα (±0,2); periclásio, MgKα (±0,4); quartzo, SiKα (±0,4); titânio metálico, TiKα (±0,2); wollastonita, CaKα (±0,2) e fluoreto de bário, BaLα (±0,3). A comparação entre os dados obtidos com o EDS e os da Astimex internacional e as normas laboratoriais internas é apresentada em Sousa (2022). As diferenças observadas entre os valores fornecidos pelos padrões e os obtidos com o EDS são muito pequenas.

Os cálculos da fórmula estrutural foram realizados com base em 22 oxigênios e os teores de Fe²⁺ e Fe³⁺ obtidos foram baseados na equação empírica de Wones (1972), utilizando o software Geo-fO₂ de Li *et al.* (2019b).

4. Resultados

4.1 Petrografia

A biotita é um dos minerais máficos encontrados nas rochas do BRJ. O seu volume varia de <1,0 a 15,4% na FI, de 2,5 a 11,4% na FP e de 8,5 a 33,5% nos EM.

Os cristais de biotita da FI e FP apresentam texturas semelhantes, sendo subédricos ou euédricos, com diâmetro entre 0,1-2,5 mm, predominando aqueles com diâmetro em torno de 0,8 mm. Apresentam pleocroísmo variando de marrom a amarelo (Figuras 2A e 2D). Ocasionalmente, o pleocroísmo pode variar de marrom a verde acastanhado. Normalmente, a biotita ocorre associada à hornblenda e, por vezes, esses minerais formam aglomerados de cristais com diâmetros entre 2-7 mm (Figuras 2B e 2C). Em alguns lugares, eles marcam a textura do fluxo magmático com outros minerais. Os contatos com os outros minerais da rocha são bem definidos, retos ou curvos. Geralmente contêm inclusões de zircão, apatita, titanita, minerais opacos e, menos frequentemente, hornblenda. Cristais anédricos de magnetita, ilmenita e titanita ocorrem na clivagem ou nos limites dos grãos (Figura 2E). Cristais de plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo possuem inclusões de biotita. No entanto, inclusões de biotita em fenocristais de plagioclásio têm tamanhos maiores quando localizadas próximas aos limites de grão. Em alguns cristais, a clorita é formada como produto da alteração da biotita.

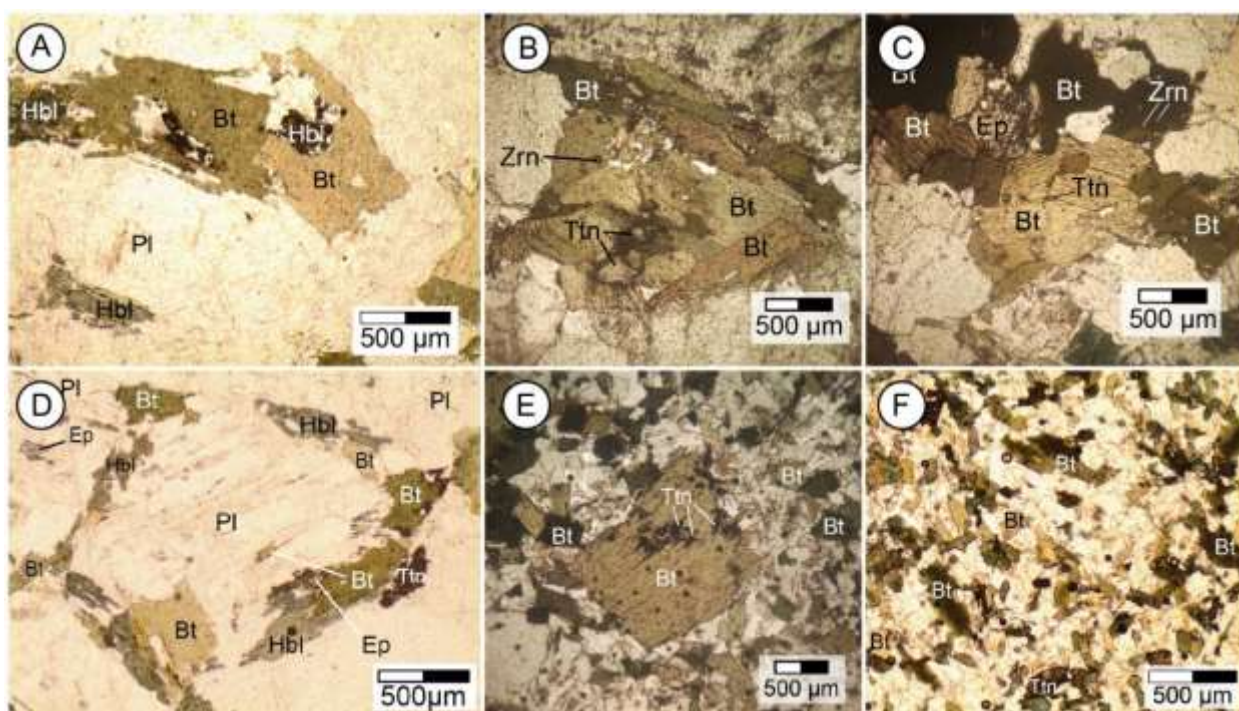


Figura 2 – Imagens com texturas observadas em cristais de biotita das rochas do BRJ. (A) Contato entre cristais de biotita. Observa-se inclusões de Hornblenda. (B e C) Aglomerado de cristais de biotita com diâmetro em torno de 1,5 mm. É identificada a presença de titanita entre os cristais de biotita. (D) Cristais de biotita e hornblenda envolvendo o plagioclásio. Notar inclusão de biotita no plagioclásio. (E) Biotita com titanita em planos de clivagem. (F) Granulação fina de cristais de biotita em enclave microgranular. Notar abundância da biotita nos enclaves Pl= plagioclásio; Bt – bioita; Hbl = hornblenda; Tnt = titanita; Ep = epídoto; e Zrn = zircão.

Fonte: Autores (2024)

Os cristais de biotita dos EM diferem dos das rochas hospedeiras pelo tamanho menor (Figura 2F), que varia de 0,1-1,7 mm, com predominância de cristais de 0,3 mm. Assim como na FP e na FI, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo incluem biotita. Nos fenocristais de plagioclásio as inclusões de biotita estão preferencialmente localizadas próximas as bordas dos grãos, nos cristais de plagioclásio da matriz as inclusões de biotita estão distribuídas por todo cristal.

4.1 Química da biotita

Neste estudo foram obtidas 360 análises pontuais de cristais de biotita (dados disponíveis em SOUSA, 2022), 63 dessas na FI, 122 na FP e 175 nos EM. Das 360 análises, 93 correspondem a cristais primários (12 na FI, 5 na FP e 76 nos EM) e 267 correspondem a cristais primários reequilibrados (51 na FI, 117 na FP e 99 nos EM).

Resultados representativos das análises químicas mostram que os cristais de biotita do BRJ contêm concentrações de MgO semelhantes entre a FI e os EM, de 10,3-14,1% e 9,8-14,5%, respectivamente, enquanto os cristais do FP têm uma variação maior de MgO, de 9,4-18,4%. Essa similaridade também é observada nas razões Mg/(Fe + Mg), que variam entre 0,46-0,64 para os cristais da FI e entre 0,49-0,66 para os cristais dos EM, enquanto as da FP variam entre 0,46-0,81. Os teores de TiO₂ são semelhantes entre os cristais da FI e FP (1,0-3,5% e 0,9-3,4%, respectivamente), e com maior variação nos cristais dos EM (1,1-4,2%). Os teores de Al₂O₃ (FI: 14,9-17,9%; FP: 14,4-19,4%; EM: 14,4-19,7%), FeO (FI: 13,6-19,5%; FP: 7,6-20,0%; EM: 12,5-20,0%) e a relação Fe/(Fe + Mg) (FI: 0,35-0,51; FP: 0,18-0,53; EM: 0,33-0,51) são semelhantes entre os cristais da FI, da FP e dos EM.

5. Discussão

5.1 Classificação e variação composicional

As micas trioctaédricas têm composição variada (e.g., DEER *et al.*, 1992). Os teores de Mg, Mn, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, Si⁴⁺ e Al^{VI} das micas do BRJ permitem classificá-las predominantemente como Mg-biotita (Figura 3). Observa-se uma tendência (Figura 3) formada na direção dos polos Mg e (Fe²⁺ + Mn), sugerindo uma correlação linear entre a concentração desses elementos nos cristais estudados. Essa correlação deve-se principalmente à variação dos teores de Fe²⁺ e Mg, uma vez que os valores de Mn são baixos e pouco influenciam na formação desta tendência. De acordo com Li *et al.* (2014), a variação importante de Mg/(Mg+Fe) nas micas sugere que elas não são primárias.

Nachit *et al.* (2005) sugerem que a distinção entre cristais de biotita primários ou magmáticos, reequilibrados e secundários/recém-formados pode ser feita usando os teores de TiO₂, FeO, MnO e MgO (Figura 4). Os teores de TiO₂ dos cristais do BRJ analisados apresentam uma variação importante (FI: 1,0-3,5%; FP: 0,9-3,4%; EM: 1,1-4,2%) e são típicos de cristais primários e reequilibrados, com predominância dos reequilibrados (Figura 4). A diminuição do teor de TiO₂ nos cristais estudados tende a manter a relação (FeO+Mn)/MgO relativamente constante (Figura 4). Esta evolução pode refletir o reequilíbrio dos cristais. Os cristais magmáticos de biotita do BRJ ocorrem principalmente como inclusões em plagioclásio. Esse fato sugere que esses cristais foram preservados da ação de fluidos hidrotermais. A biotita magmática é mais abundante nos EM. Provavelmente, o processo de resfriamento mais rápido responsável pela granulação fina dessas rochas também preservou os cristais magmáticos. Nas próximas seções as inferências de parâmetros intensivos na cristalização da biotita foram feitas usando apenas os cristais primários/magmáticos.

A composição da biotita também foi usada para inferir a natureza do magma do qual ela cristalizou (e.g., ANDERSON *et al.*, 2008). Os parâmetros Fe/(Fe+Mg) e Al total dos cristais do BRJ são característicos de cristais formados em magmas da série magnetita (Figura 5), o que indica a cristalização em condições de alta fugacidade de oxigênio.

5.2 Natureza dos magmas

A biotita encontrada nas rochas do BRJ é de cor marrom. Segundo Lalonde e Bernard (1993), a cor verde ou marrom da biotita pode estar relacionada aos teores de Mg e Fe³⁺ e a granitos com assinatura de arco magmático. Os cristais primários de biotita do BRJ possuem uma relação FeO*/MgO que varia de 1,42 a 1,49 nos cristais da FI, de 1,65 a 2,08 nos cristais da FP e de 1,00 a 1,85 nos cristais dos EM. Segundo Abdel-Rahman (1994), a biotita com razão FeO*/MgO em torno de 1,76 é característica de granitos calcioalcalinos do Tipo I com assinatura orogênica. Os valores de Fe/(Fe+Mg) e Al total dos cristais primários estudados têm composições semelhantes às da biotita de granitos metaluminosos relacionados a arco magmático (Figura 6).

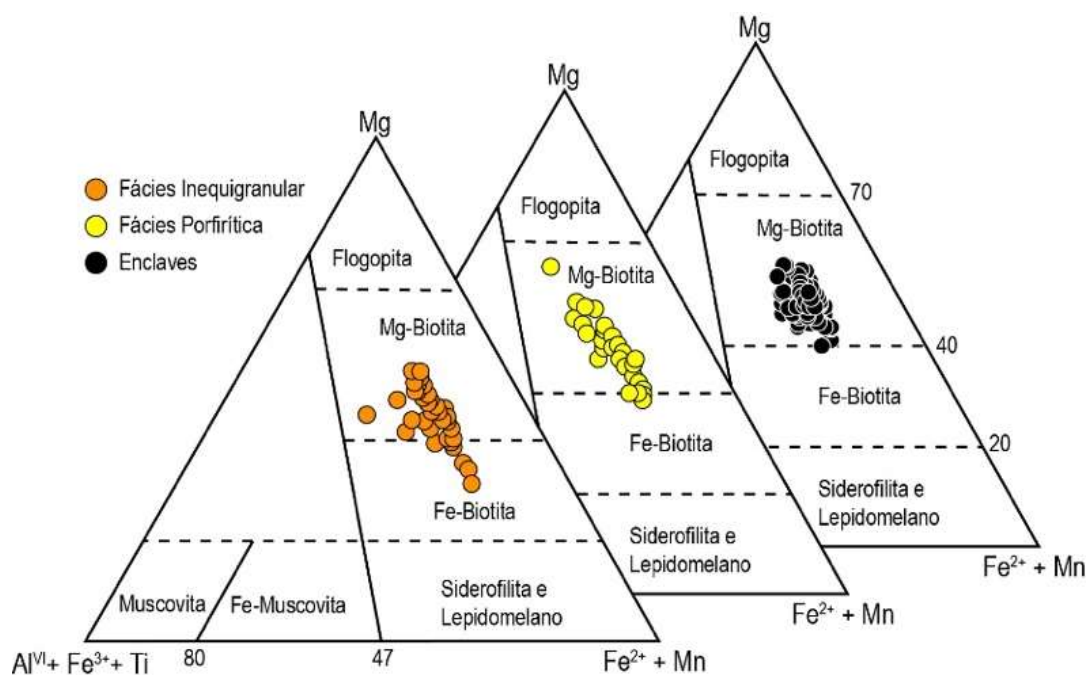


Figura 3 – Diagrama Mg versus (Fe²⁺ + Mn) versus (Al^{VI} + Fe³⁺ + Mn) aplicado aos cristais de biotita do BRJ. Fonte: Foster (1960)

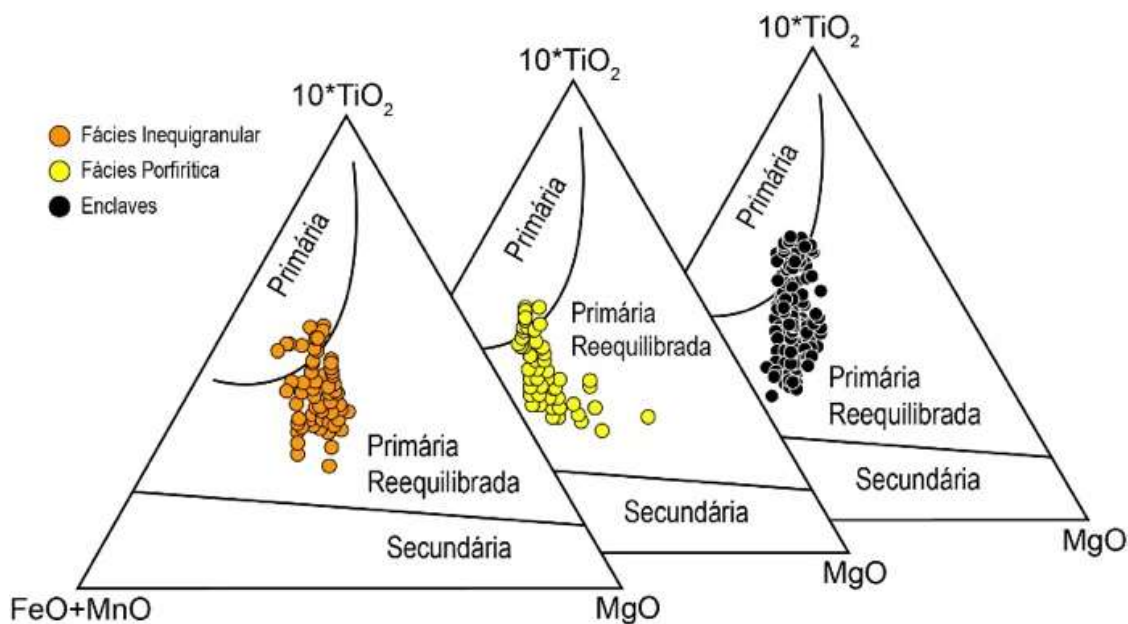


Figura 4 – Diagrama de discriminação de biotita primária, reequilibrada e secundária aplicada aos cristais de biotita do BRJ.

Fonte: Nachit *et al.* (2005)

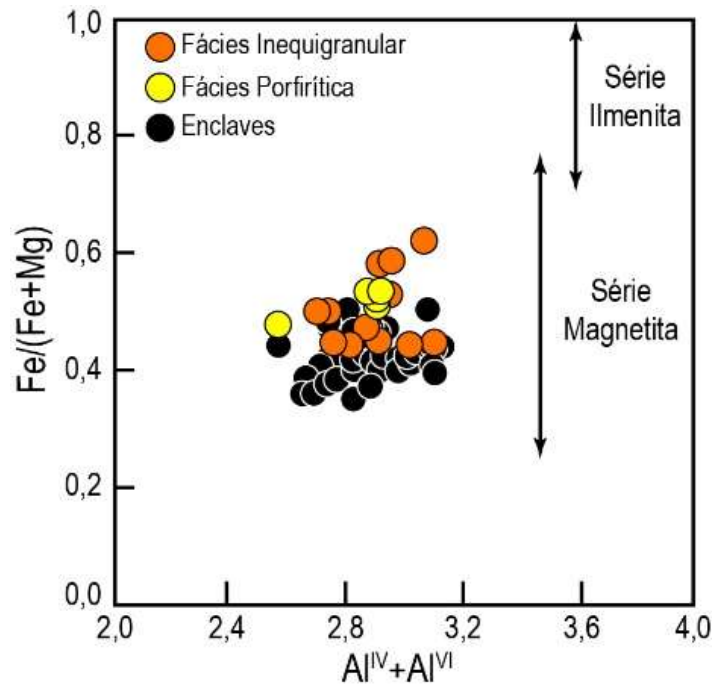


Figura 5 – Diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ versus $Al^{IV}+Al^{VI}$ para discriminar magmas das séries ilmenita e magnetita aplicado a cristais primários de biotita do BRJ.
 Fonte: Anderson *et al.* (2008)

Os teores de MgO, FeO e Al_2O_3 dos cristais primários de biotita do BRJ são semelhantes aos dos cristais formados por magmas orogênicos calcioalcalinos (Figura 7) estudados por Abdel-Rahman (1994). Sugere-se, portanto, que a biotita do BRJ tenha cristalizado em magma metaluminoso calcioalcalino do Tipo I, o que é consistente com os dados disponíveis no contexto geológico regional do BRJ (e.g., OLIVEIRA *et al.*, 2015; SOUSA *et al.*, 2019).

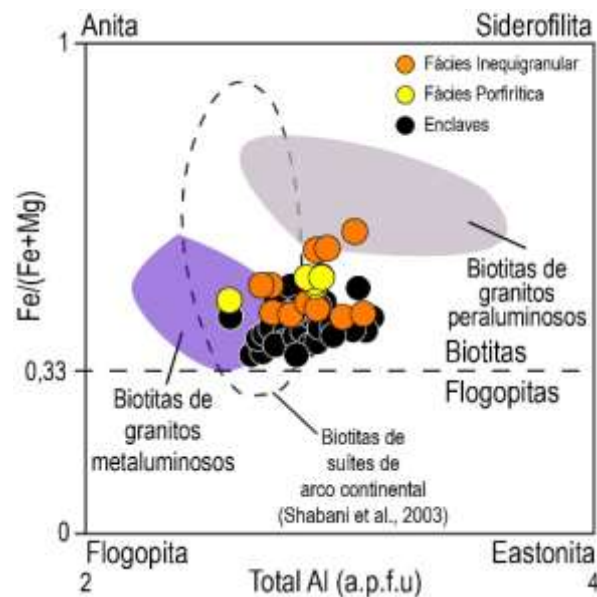


Figura 6 – Diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al total aplicado a cristais primários de biotita do RJB.
 Fonte: Lalonde e Bernard (1993)

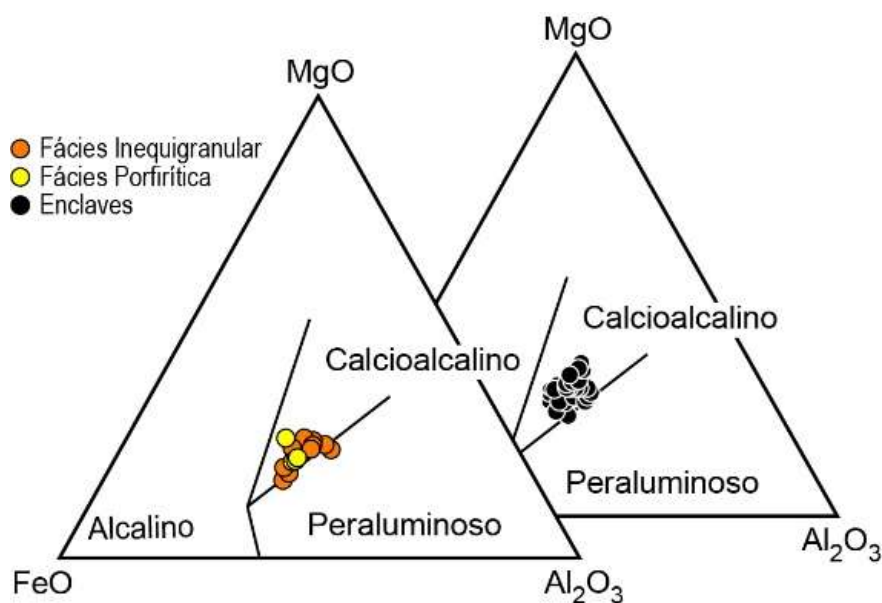


Figura 7. Diagrama ternário FeO-MgO-TiO₂ aplicado a cristais primários de biotita do RJ.
Fonte: Abdel-Rahman (1994)

5.3 Condições de cristalização e processos envolvidos

Os teores de Ti na biotita parecem seguir o princípio de Le Chatelier (quando uma força é aplicada a um sistema em equilíbrio, ele tende a se reajustar, buscando reduzir os efeitos dessa força), como descrevem alguns autores (e.g. HENRY *et al.*, 2005) que a concentração de Ti na biotita é sensível a mudanças de temperatura e por isso ela pode ser utilizada para inferir a temperatura de cristalização ou reequilíbrio. O geotermômetro Ti em biotita de Henry *et al.* (2005) foi aplicado aos cristais estudados. Embora esse cálculo tenha sido inicialmente baseado em composições de biotita de rochas metamórficas, Li *et al.* (2019b) mostraram que é possível aplicá-lo à biotita de granitos, pois bons resultados foram obtidos em biotita magmática em experimentos (e.g., ANDÚJAR; SCAILLET, 2012) e em várias intrusões em diferentes terrenos (e.g., HOSSAIN ; TSUNOGAE, 2014).

Os cristais primários de biotita do BRJ das fácies FI e FP registram variações de temperatura semelhantes, de 682-713°C e de 678-704°C, respectivamente. Os cristais primários dos EM forneceram temperaturas mais altas, de 685-745°C. As temperaturas obtidas para os cristais reequilibrados, com este mesmo geotermômetro, foram variáveis e semelhantes entre as fácies (FI: 500-682°C; FP: 514-681°C; EM: 499-690°C).

Segundo Uchida *et al.* (2007), é possível utilizar a composição química da biotita como geobarômetro, pois existe uma correlação positiva entre o conteúdo de alumínio total da biotita e a pressão de cristalização desse mineral. Utilizando os cálculos propostos por Uchida *et al.* (2007), foram obtidas pressões de cristalização para os cristais primários de 1,8-2,7 kbar na FI, de 1,2-2,2 kbar na FP e de 1,2-2,9 kbar nos EM. Considerando o valor de 1 kbar igual a 3,7 km de profundidade na crosta continental (e.g., TULLOCH; CHALLIS, 2000), as profundidades de cristalização da biotita são estimadas entre 6,6-9,9 km na FI, entre 4,4-8,1 km na FP e entre 4,4-10,7 km nos EM. Nas rochas do BRJ, Sousa *et al.* (2019) identificaram variação na pressão de cristalização do anfibólio de 2-6 kbar. A integração dos dados de geobarometria da biotita e do anfibólio sugere que a biotita começou a cristalizar nos momentos finais da cristalização do anfibólio, em níveis mais rasos da crosta continental. Essa hipótese é corroborada pelas texturas observadas, devido à presença de inclusões de anfibólios nos cristais de biotita.

Naney (1983) realizou um estudo experimental no qual observou a cristalização de um sistema granítico sob condições de 2 kbar (pressão semelhante às encontradas neste trabalho). Nesse estudo experimental, quando os teores de H₂O foram superiores a 4%, houve a cristalização da paragênese biotita + plagioclásio + feldspato alcalino + líquido + vapor entre temperaturas aproximadas de 700-750°C e a paragênese biotita + plagioclásio + feldspato alcalino + quartzo + vapor entre

670-700°C. Essas temperaturas são semelhantes àsquelas obtidas com os cristais primários de biotita do BRJ e sugerem que representam temperaturas de cristalização.

As temperaturas obtidas para os cristais reequilibrados (499-690°C) coincidem com as de biotita metamórfica (PANCHUK, 2019). Petrik e Broska (1994) interpretam os baixos valores de TiO_2 na biotita como temperaturas de reequilíbrio, e isso pode ser explicado pela liberação de Ti da estrutura cristalina da biotita, formando cristais de titanita. Nos planos de clivagem da biotita do BRJ encontra-se titanita anédrica, que pode refletir o reequilíbrio dos cristais estudados. De acordo com Shau *et al.* (1991), durante o processo a liberação dos componentes da biotita exige que o volume dos reagentes seja igual à soma dos produtos. Essas reações requerem a dissolução ou recristalização de pelo menos uma porção da biotita original, com ganho ou perda de componentes. Além disso, de acordo com Shau *et al.* (1991), Ti e Ca são estáveis na estrutura da biotita magmática. Também implica que se a biotita magmática for metamorfoseada sob condições da fácies xisto verde ou anfíbolito, o Ti e Ca presentes podem ser liberados. Shau *et al.* (1991) também propõem que a desestabilização da biotita primária e a liberação topotática de Ti são possíveis levando à formação de titanita durante o metamorfismo. Yui *et al.* (2001) concordam que a biotita pode fornecer Ti suficiente, mas o Ca precisaria ser fornecido por uma fonte externa (e.g., plagioclásio) para a formação de titanita. Segundo Sousa *et al.* (2019), as rochas do BRJ não apresentam indícios de metamorfismo/deformação no estado sólido. No entanto, Sousa *et al.* (2019) ao descrever cristais de plagioclásio saussuritizados, sugeriram que eles resultam da ação de fluidos tardios. Nesse contexto, é provável que a formação da titanita na clivagem da biotita no BRJ não esteja relacionada ao metamorfismo regional, mas a um processo hidrotermal ao final do processo de cristalização desse batólito.

Holtz *et al.* (2001) sugerem um diagrama para estimar o conteúdo mínimo de H_2O dissolvido em magma granítico. Para usar esse diagrama, foram consideradas apenas as temperaturas e pressões de cristalização dos cristais de biotita da FI e FP. Os cristais dos EM do BRJ não foram utilizados por serem considerados de origem mantélica (OLIVEIRA *et al.*, 2015; SOUSA *et al.*, 2019), não atendendo aos requisitos para utilização desse diagrama. Os valores obtidos nos cristais da FP e FI foram semelhantes e segundo essa estimativa, o teor mínimo de água no magma durante a cristalização da biotita era entre 5-7% (Figura 8).

A composição da biotita é muito sensível a mudanças na fO_2 , por isso tem sido usada como indicadora de condições redox de magmas graníticos (e.g., WONES, 1972; HOSSAIN; TSUNOGAE, 2014). Ao realizar os cálculos de Wones (1972) com os dados dos cristais primários de biotita estudados, foram obtidos valores do log de fO_2 similares entre a FI e a FP, -16,3 a -15,0 e -15,9 a -15,4, respectivamente, enquanto os encontrados para os EM apresentaram maior variação, -15,6 a -13,9. Os resultados foram plotados no diagrama Temperatura versus ΔNNO (Figura 9) e localizaram-se em um arranjo acima do tampão NNO (O'NEIL; POWNCEBY, 1993) exibindo tendência de aumento na fO_2 com a diminuição da temperatura. Com base no tampão NNO, os valores de fO_2 variam de +0,7 a +1,3 na FI, entre +0,7 a +0,8 na FP e de +0,4 a +1,6 nos ME.

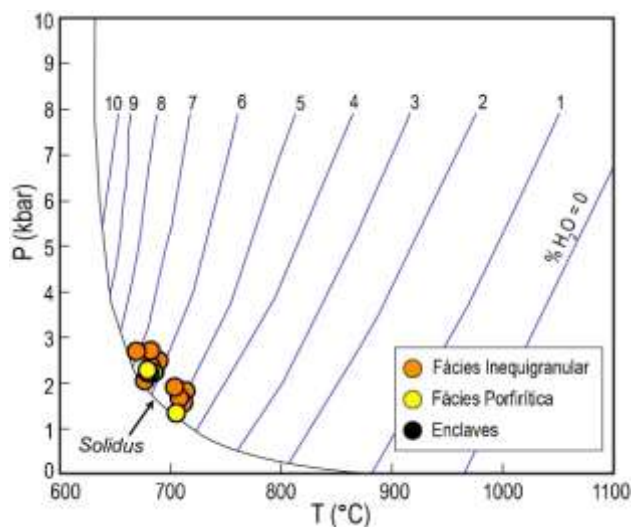


Figura 8. Diagrama de temperatura versus pressão para estimar o teor mínimo de H_2O dissolvido no magma aplicado à biotita primária do BRJ. As linhas azuis representam a porcentagem do conteúdo de água.

Fonte: Holtz *et al.* (2001)

Observou-se que os cristais primários dos EM apresentam variações nos valores de fO_2 e temperatura. Diante desse fato, optou-se por analisar essas variações nas diferentes amostras dos EM (Figura 9). Observa-se que o conjunto de análises de cada amostra de EM apresenta variação diferente de temperatura e fO_2 . Devido às tendências de aumento da fO_2 com a diminuição da temperatura, formadas com diferentes valores iniciais e finais desses parâmetros nas amostras (Figura 9), sugere-se que essas variações possam indicar a presença de pulsos de magma máfico (EM) em diferentes estágios da cristalização da câmara magmática BRJ. Sousa *et al.* (2019, 2022) também inferiram a existência de vários pulsos de magmas máficos durante a evolução da câmara magmática do BRJ, com base na: (i) identificação de uma variedade de tipos de enclave (escuro, claro ou apresentando vários tons de cinza) no BRJ; (ii) presença de diferentes formas e contatos de enclaves com os granitos hospedeiros (indicando diferenças entre as viscosidades dos magmas) e (iii) zoneamento oscilatório em cristais de plagioclásio.

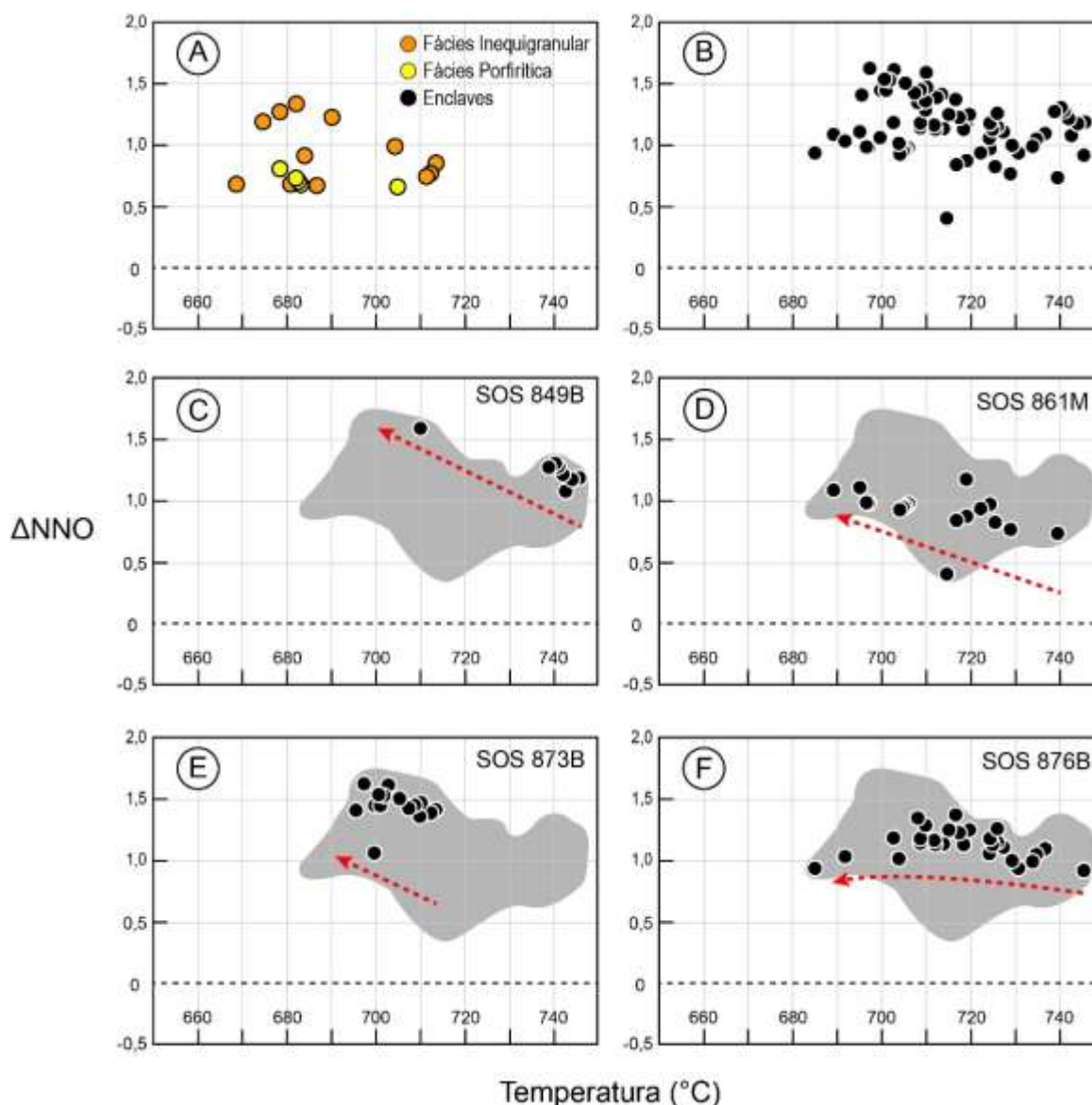


Figura 9 – Diagrama ΔNNO versus temperatura aplicado à biotita primária do BRJ. A área cinza representa a composição de todos os EMs analisados. Tendências indicadas pelas setas vermelhas.

Fonte: Autores (2024)

6. Conclusão

As texturas e química mineral dos cristais de biotita permitiram identificar no BRJ a presença de dois grupos de cristais de biotita: um primário (magmático) e um reequilibrado (magmático reequilibrado). Os cristais primários estão presentes nas rochas das três fácies petrográficas do BRJ (fácies inequigranular, porfírica e nos enclaves microgranulares). No entanto, a biotita primária é mais abundante nos EMs. Provavelmente, o processo de resfriamento mais rápido responsável pela granulação fina dessas rochas preservou os cristais primários.

Cristais primários de biotita ocorrem principalmente como inclusões no plagioclásio, indicando cristalização precoce. A ocorrência como inclusões é provavelmente o que permitiu que a biotita fosse preservada da ação de fluidos hidrotermais comuns em sistemas plutônicos e que no caso do batólito estudado são responsáveis pela saussuritização do plagioclásio e alteração parcial da biotita para clorita.

A biotita primária corresponde à Mg-biotita e sua composição química indica que as rochas do BRJ são granitos metaluminosos, da Série Magnetita e de assinatura geoquímica calcioalcalina. Esses dados concordam com as conclusões baseadas nos dados químicos de rocha total disponíveis para as rochas BRJ.

A temperatura máxima obtida para a cristalização da Mg-biotita do BRJ é de 745°C e é compatível com resultados experimentais disponíveis na literatura para formação de biotita em magmas graníticos. No BRJ essa temperatura coincide com o final da cristalização do anfibólio destas rochas. O início da cristalização da biotita nos magmas máficos (enclaves) foi estimado em profundidade de 10,7 km (2,9 kbar) e a cristalização nos granitos em 9,9 km (2,7 kbar). As faixas de temperatura (500-690°C) obtidas para os cristais de biotita reequilibrados sugerem que esse reequilíbrio não reflete o metamorfismo regional nas fácies anfibólito (500-700°C) presentes no setor estudado e sim o efeito de fluidos hidrotermais.

Estimou-se que durante a cristalização da Mg-biotita primária o teor de H₂O dissolvido do magma foi de 5-7% e a fugacidade de oxigênio variou de -16,3 a -13,9 (log de fO_2). As variações de temperatura e valores de fO_2 encontradas em diferentes enclaves podem refletir a injeção de diferentes pulsos de magmas máficos presentes durante a evolução do BRJ e sugeridos em estudos anteriores.

O uso da química de cristais primários de biotita em granitos, como o caso estudado, tem se mostrado eficiente para estimar temperaturas magmáticas, pressão, porcentagem de H₂O e fugacidade de oxigênio em estágios tardios de cristalização em um sistema plutônico.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) 001. Os autores Carlos Santana Sousa, Diego Melo Fernandes e Hiakan Santos Soares agradecem ao CNPq pelas bolsas de doutorado cujos processos são 163770/2018- 2, 140125/2020-5 e 169765/2018-0, respectivamente. H. Conceição e M.L.S. Rosa agradecem ao CNPq (Processos números 019.203.02538/2009-7; 311008/2017-8; 310391/2017-2; 403797/2016-0; 310740/2021-5; 311023/2021-5) pelo apoio à pesquisa no Sistema Orogênico Sergipano. Este trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia (UFBA), realizada no Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral da Universidade Federal de Sergipe (LAPA-UFS). Agradeço também ao Dr. Weikai Li da Academia de Ciências Geológicas da China, por não poupar esforços para ajudar a usar o software Geo-fO₂.

Referências

- Abdel-Rahman, A. M. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, v. 35, n. 2, 525-541, 1994.
- Almeida, F. F.; Hasuí, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. *Províncias estruturais brasileiras*. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, 363-391, 1977.
- Anderson, J. L.; Barth, A. P.; Wooden, J. L.; Mazdab, F. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, n. 1, 121-142, 2008.
- Anderson J. L.; Smith D. R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, v. 80, n. 5-6, 549-559, 1995.

- Andújar, J.; Scaillet, B. Experimental constraints on parameters controlling the difference in the eruptive dynamics of phonolitic magmas: The case of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Petrology*, v. 53, n. 9, 1777-1806, 2012.
- Bineli Betsi, T.; Lentz, D. R. Chemical composition of rock-forming minerals in granitoids associated with Au–Bi–Cu, Cu–Mo, and Au–Ag mineralization at the Freegold Mountain, Yukon, Canada: magmatic and hydrothermal fluid chemistry and petrogenetic implications. *International Geology Review*, v. 55, n. 6, 657-691, 2013.
- CARVALHO, M. J. *Evolução Tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, Campinas-SP, 2005.
- Cashman, K. V.; Sparks, R. S. J.; Blundy, J. D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, v. 355, n. 6331, eaag3055, 2017.
- Conceição, J. A.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H. Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, sistema Orogênicos Sergipano, nordeste do Brasil: stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, 63-77, 2016.
- Davison, I.; Santos, R. A. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, v. 45, 319-342, 1989.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. *Rock-forming minerals (2° ed.)*. London: Longman, 1992. 969p.
- D'EL REY SILVA, L. J. *Tectonic Evolution of the Southern Part of the Sergipano Fold Belt, Northeastern Brazil*. Tese de Doutorado, University of London, London, 1992.
- Dong, Q.; Du, Y.; Pang, Z.; Miao, W.; Tu, W. Composition of biotite within the Wushan granodiorite, Jiangxi Province, China: Petrogenetic and metallogenetic implications. *Earth Sciences Research Journal*, v. 18, n. 1, 39-44, 2014.
- Foster, M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper(354-B)*, 11-49, 1960.
- Glazner, A. F.; Bartley, J. M.; Coleman, D. S.; Gray, W.; Taylor, R. Z. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, v. 14, n. 4–5, 4–12, 2004.
- Henry, D. J.; Guidotti, C. V.; Thomsen, J. A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, v. 90, 316-328, 2005.
- Holtz, F.; Johannes, W.; Tamic, N.; Behrens, H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos*, v. 56, 1-14, 2001.
- Hossain, I.; Tsunogae, T. Crystallization conditions and petrogenesis of the paleoproterozoic basement rocks in Bangladesh: An evaluation of biotite and coexisting amphibole mineral chemistry. *Journal of Earth Science*, v. 90, 87-97, 2014.
- Lalonde, A. E.; Bernard, P. Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest territories. *The Canadian Mineralogist*, v. 31, 203-217, 1993.
- Li, S.; Yang, X.; Huang, Y.; Sun, W. Petrogenesis and mineralization of the Fenghuangshan skarn Cu–Au deposit, Tongling ore cluster field. Lower Yangtze metallogenic belt. *Ore Geology Reviews*, v. 58, 148-162, 2014.
- Li, W. K.; Yang, Z. M.; Cao, K.; Lu, Y. J.; Sun, M. Y. Redox-controlled generation of the giant porphyry Cu–Au deposit at Pulang, southwest China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 174, n. 12, 1-34, 2019a.
- Li, W.; Cheng, Y.; Yang, Z. Geo-fO₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 20, 2542-2555, 2019b.
- Lima, R. G.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H. *Petrografia e química mineral do Batólito Serra Negra, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano*. In: 27° Simpósio de Geologia do Nordeste. João Pessoa, 2017.

-
- Martin, R. F. Amphiboles in the Igneous Environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 67, n. 1, 323-358, 2007.
- Nachit, H.; Ibhi, A.; Abia, E. H.; Ohoud, M. B. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neoformed biotites. *Comptus Rendus Geoscience*, v. 337, 1415-1420, 2005.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J. M.; Carron, J. P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes rendus Académie des Sciences Paris*, v. 301, 813-818, 1985.
- Naney, M. T. Phase equilibria of rock-forming ferro-magnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, v. 283, 993-1033, 1983.
- O'Neill, H. S.; Pownceby, M. I. Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe–“FeO”, Co–CoO, Ni–NiO, and Cu–Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W–WO₂ buffer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, 296–314, 1993.
- Oliveira, E. P.; Bueno, J. F.; McNaughton, N. J.; Silva Filho, A. F.; Nascimento, R. S.; Donatti-Filho, J. P. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 58, 257-280, 2015.
- Oliveira, E. P.; Windley, B. F.; Araújo, M. N. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, v. 181, 64-84, 2010.
- Panchuk, K. *Physical Geology (1 ed.)*. First University of Saskatchewan Edition, 2019. 602p.
- Petrík, I.; Broska, I. Petrology of two granite types from the Trábeč Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+ magnetite) versus monazite dichotomy. *Geological Journal*, v. 29, 59-78, 1994.
- Pinho Neto, M. A.; Rosa, M. L.; Conceição, H. Petrologia do Batólito Sítios Novos, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 19, n. 2, 135-150, 2019.
- Putirka, K.; Johnson, M.; Kinzler, R.; Longhi, J.; Walker, D. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, 92-108, 1996.
- Ridolfi, F.; Renzulli, A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 163, 877-895, 2012.
- Shabani, A.A.T.; Lalonde, A.E.; Whalen J. B. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: A potential tectonomagmatic indicator? *The Canadian Mineralogist*, v. 41, n. 6, 1381-1396, 2003.
- Shau, Y. H.; Yang, H. Y.; Peacor, D. R. On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite. *American Mineralogist*, v. 76, 1205-1217, 1991.
- Silva Filho, M. A.; Torres, H. H. A new interpretation on the Sergipano Belt domains. *An. Acad. Bras. Cienc. Anais*, 74(3), 556-557, 2002.
- Soares, H. S.; Sousa, C. S.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H. Petrologia dos Stocks Santa Maria, Monte Pedral, Bom Jardim, Boa Esperança e Niterói, Suíte Intrusiva Serra do Catu, Estado de Sergipe, NE Sergipe. *Geologia USP. Série Científica*, v. 19, n. 4, 63-84, 2019.
- SOUSA, C. S. *Mistura de magmas e a formação do Batólito Rio Jacaré: evidências de manto litosférico enriquecido no Sistema Orogênico Sergipano, NE-Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA, 2022. Available in: repositorio.ufba.br

-
- Sousa, C. S.; Soares, H. S.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H. Petrologia e Geocronologia do Batólito Rio Jacaré, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 19, n. 2, 171-194, 2019.
- Sousa, C. S.; Soares, H. S.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H. Injection of enriched lithospheric mantle magmas explains the formation of microgranular enclaves in the Rio Jacaré Batholith, Borborema Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 52, n. 4, 2022.
- Speer, J. A. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 13, n. 1, 299-356, 1984.
- Tulloch, A. J.; Challis, G. A. Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-AI geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 43, n. 4, 555-567, 2000.
- Uchida, E.; Endo, S.; Makino, M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, v. 57, n. 1, 47-56, 2007.
- Van Schmus, W.R.; Oliveira, E.P.; Silva Filho, A.F.; Toteu, S.F.; Penaye, J.; Guimarães, I.P. Proterozoic links between the Bororema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, 69-99, 2008.
- Wones, D. R. Stability of biotite: A reply. *American Mineralogist*, v. 57, n. 1-2, 316-317, 1972.
- Yu, M.; Xia, Q.; Zheng, Y.; Zhao, Z.; Chen, Y.; Chen, R.; Luo, X.; Li, W.; Xu, H. The composition of garnet in granite and pegmatite from the Gangdese orogen in southeastern Tibet: Constrains on pegmatite petrogenesis. *American Mineralogist*, v. 106, n. 2, 265-281, 2001.
- Yui, T. F.; Shen, P.; Liu, H. H. Titanite inclusions in altered biotite from granitoids of Taiwan: microstructures and origins. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 19, 165-175, 2001.

