

Química mineral e condições de cristalização (P-T-fO₂) do Plúton Maravilha, Domínio PEAL (Província Borborema)

*Mineral chemistry and crystallization conditions (P-T-fO₂) of Plúton Maravilha,
PEAL Domain (Borborema Province)*

Luan Cavalcante Dátoli¹ , Adejardo Francisco da Silva Filho² , Ignez de Pinho Guimarães² ,
Jefferson Valdemiro de Lima² , Pedro Maciel de Paula Garcia³ , Ramon Matos Arouca Júnior⁴ ,
Pedro Henrique Silveira Lélis Bonfim⁴ , Renato Carlos Vieira Santiago⁴ 

¹Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Avenida da Arquitetura, s/n., CEP 50740-550, Recife, PE, BR (luangeologia@hotmail.com)

²Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, Departamento de Geologia, Recife, PE, BR
(afsf@ufpe.br; ignez@ufpe.br; jefferson1901@hotmail.com)

³Universidade Federal do Mato Grosso - UFMT, Departamento de Geologia, Cuiabá, MT, BR (pedrompgarcia@yahoo.com.br).

⁴Universidade Federal da Bahia - UFBA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Salvador, BA, BR
(ramon.geologia@gmail.com; pedrolelis@msn.com; rcpetro86@yahoo.com.br).

Recebido em 18 de agosto de 2018; aceito em 14 de agosto de 2019

Resumo

O Plúton Maravilha, localizado no Domínio Pernambuco-Alagoas, tem dimensão de aproximadamente 200 km², alongado em direção WSW-ENE. Apresenta composição modal tonalítica, textura fanerítica inequigranular, por vezes porfirítica, com quantidades variáveis de plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo, por vezes microclínio, presença de epidoto magmático, tendo como principais fases acessórias titanita, apatita, zircão e allanita. Neste trabalho foram analisadas as principais fases minerais presentes no plúton, visando a compreender sua evolução petrogenética e condições de cristalização. Em porções mais deformadas, o plúton apresenta-se fortemente foliado, marcado pela presença de biotitas primárias, em vasta maioria, cloritizadas nas bordas, podendo ser produto de hidrotermalismo ou de estágios iniciais de reações metamórficas, sendo classificadas entre a solução sólida eastonita-siderofilita. Os anfibólios são predominantemente magmáticos, classificados em grande maioria como pargasita e ferro-pargasita. Cálculos geobarométricos mostram valores de 6 a 7,18 kbar, enquanto a geotermometria foi estimada entre 706 e 785°C, utilizando o conteúdo de Al^{IV} em plagioclásios e anfibólios em equilíbrio. A presença da assembleia magnetita+titanita+quartzo em equilíbrio, os valores de Fe# na biotita e anfibólios, assim como cristais de magnetita euédricos a subédricos associados à titanita euédrica losangular como fases precoces, indicam que o magma progenitor era relativamente oxidado.

Palavras-chave: Termobarometria; Província Borborema; Arco magmático.

Abstract

Plúton Maravilha, located in the Pernambuco-Alagoas Domain, crops out with approximately 200 km², and WSW-ENE major axis. It shows tonalitic modal composition, an ungranular, sometimes porphyritic phaneritic texture, with varying amounts of plagioclase, biotite, amphibole and quartz, sometimes microcline. Magmatic epidote, titanite, apatite, zircon and allanite occur as the main accessory phases in the Maravilha Pluton. In this work, we analyzed the main mineral phases present in the pluton, aiming to understand their petrogenetic evolution and crystallization conditions. In more deformed portions, the pluton is very strongly leafy, marked by the presence of primary biotites, mostly chloritized at the edges, and may be a product of hydrothermalism or early stages of metamorphic reactions, being classified among the eastonite-siderophyllite solid solution. Amphiboles are predominantly magmatic, largely classified as pargasite and ferro-pargasite. Geobarometric calculations show values from 6 to 7.18 kbar, while geothermometry was estimated at 706 to 785°C using Al^{IV} content in plagioclases and amphiboles in equilibrium. The presence of the magnetite+titanite+quartz assemblage in equilibrium, the values of Fe # in biotites and amphiboles, as well as euhedral and subhedral crystals of magnetite associated with rhombic euhedral titanite as early phases, indicate that the parent magma was relatively oxidized.

Keywords: Thermobarometry; Borborema Province; Magmatic arc.

INTRODUÇÃO

As condições de cristalização e colocação de plútons graníticos constituem uma importante chave para o entendimento da dinâmica envolvida em zonas convergentes de placas. As características químicas das fases minerais presentes nessas rochas têm relações intrínsecas com as condições físico-químicas às quais são submetidos os magmas parentais no momento de solidificação. Diversas equações termodinâmicas, baseadas nas composições químicas de fases minerais em equilíbrio, vêm sendo aplicadas para a determinação da pressão, da temperatura e da fugacidade de oxigênio (Anderson e Smith, 1995; Li et al., 2016).

A Província Borborema (PB) (Almeida et al., 1981) representa um dos segmentos crustais presentes na Plataforma Sul-americana (Almeida et al., 1976; Almeida et al., 1981; Schobbenhaus e Brito Neves, 2003), que faz parte da margem oeste do Supercontinente Gondwana (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2011), presente na Região Nordeste do Brasil, abrangendo cerca de 450.00 km². A PB está localizada entre o Cráton São Luís, ao norte, a Bacia do Parnaíba, ao oeste, e o Cráton São Francisco, ao sul. Esse bloco transcreve a reconstrução de sistemas tectônicos caracterizados por terrenos gnáissico-migmatíticos Proterozoicos, presença de núcleos arqueanos, com posterior história tectono-magmática no Toniano e consolidação final na Orogênese Brasileira (Brito Neves et al., 2005), representada por granitoides pré-, sin- e pós-tectônicos (Brito Neves, 1975; Neves et al., 2015).

Os compartimentos presentes na província são seccionados e delimitados por extensas zonas de cisalhamento (Vauchez et al., 1995; Neves et al., 2000). Os modelos de reconstrução paleogeográfica de seus terrenos se estabelecem como resultado do “*break-up*” do Supercontinente Columbia (Van Schmus et al., 2008, 2011).

Van Schmus et al. (2008) propuseram a divisão da PB em seis domínios principais: Médio Coreau, Rio Grande do Norte/Ceará, Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas e Sergipano.

O Domínio-Pernambuco-Alagoas (Figura 1; Silva Filho et al., 2014), no qual o Plúton Maravilha (PM) está presente, representa um dos principais terrenos identificados por Santos (1996) na PB, localizado ao sul da província, entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e as Faixas de Dobramentos Sergipana e Riacho do Pontal. O domínio é compreendido por um embasamento gnáissico orto e paraderivado, caracterizado por variados graus de fusão parcial, afetados por intrusões graníticas (Brito Neves, 2000; Silva Filho et al., 2016), além de mostrar a maior ocorrência de batólitos graníticos da PB, reconhecidos por suítes neoproterozoicas cálcio-alcalinas a shoshoníticas, e idades modelo (T_{DM}) do Arqueano ao Neoproterozoico (Silva Filho et al., 2002, 2016).

O presente trabalho visa dar luz às condições físico-químicas do ambiente no qual o PM se consolidou (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio), a partir da análise química das fases minerais presentes em seus litotipos, contribuindo para a evolução do conhecimento geotectônico que possibilitou a formação da porção sul da Província Borborema.

GEOLOGIA LOCAL

O PM tem formato irregular alongado segundo a direção WSW-ENE e está em contato com rochas supracrustais da Sequência Inhapi e com o embasamento gnáissico-migmatítico (Figura 2). Tem composição tonalítica, apresentando textura fanerítica inequigranular, por vezes porfirítica (Figuras 3A e 3B), com presença de epidoto magmático, perfazendo 200 km² de área aflorante. Está localizado na porção centro-oeste do Domínio PEAL leste (Figura 1), entre os municípios de Inhapi, Canapi, Ouro Branco e Maravilha. Seu formato o subdivide em uma porção leste, de formato arredondado levemente alongado no sentido NE-SW, e outra porção oeste, caracterizada por uma faixa estreita de direção E-W (Figura 2). Tem assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto potássio, metaluminosa, e composição clássica de rochas de arco magmático (Dattoli et al., 2016).

A textura milonítica está presente na porção centro-norte do plúton, próxima à Zona de Cisalhamento NW (ZCNW) (Figura 3). Tem foliação conferida, principalmente, pela orientação das biotitas e dos anfibólios idiomórficos, assim como pelo posicionamento dos fenocristais de plagioclásio quando alongados segundo o eixo c. Em algumas porções com deformação mais intensa, a foliação é marcada por grãos de quartzo e plagioclásio estirados.

Petrograficamente, segundo dados de Dattoli et al. (2016), o plúton apresenta composição tonalítica, com moda consistindo essencialmente em plagioclásio (40–59%), biotita (5–36%), quartzo (22–31%), anfibólio (1–25%), microclínio (0–6%), titanita (1–3%), além de epidoto, apatita, allanita, opacos e zircão como acessórios (Figuras 4A e 4B). Epidoto magmático com núcleos de allanita são encontrados em quase todas as porções da rocha, além de titanitas euédricas losangulares. É comum a presença de apatitas inclusas nos plagioclásios e no epidoto.

Em lâmina é possível observar tênue orientação de placas de biotita em porções menos deformadas (Figura 4C). Textura mirmequítica pode ser encontrada em fácies com maior presença de microclíneo, no contato entre este e plagioclásio (Figura 4D).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para análise de química mineral, inicialmente foram utilizadas lâminas delgadas-polidas de amostras selecionadas

em porções representativas da rocha no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Pernambuco, com descrição detalhado em Dattoli et al. (2016). Após a caracterização petrográfica, foram selecionadas as fases minerais mais representativas para análises de química mineral. As seções delgadas-polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo e analisadas por meio da microsonda eletrônica (JEOL modelo JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS e um EDS) da Universidade de Brasília, onde foram obtidas as assinaturas geoquímicas das fases minerais presentes no PM, com análises pontuais nas porções centrais e nas bordas dos minerais. As condições analíticas consistem em voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e um diâmetro de feixe eletrônico variando de 1 a 5 µm para os anfibólios e biotitas, e de 5 a 10 µm para os feldspatos.

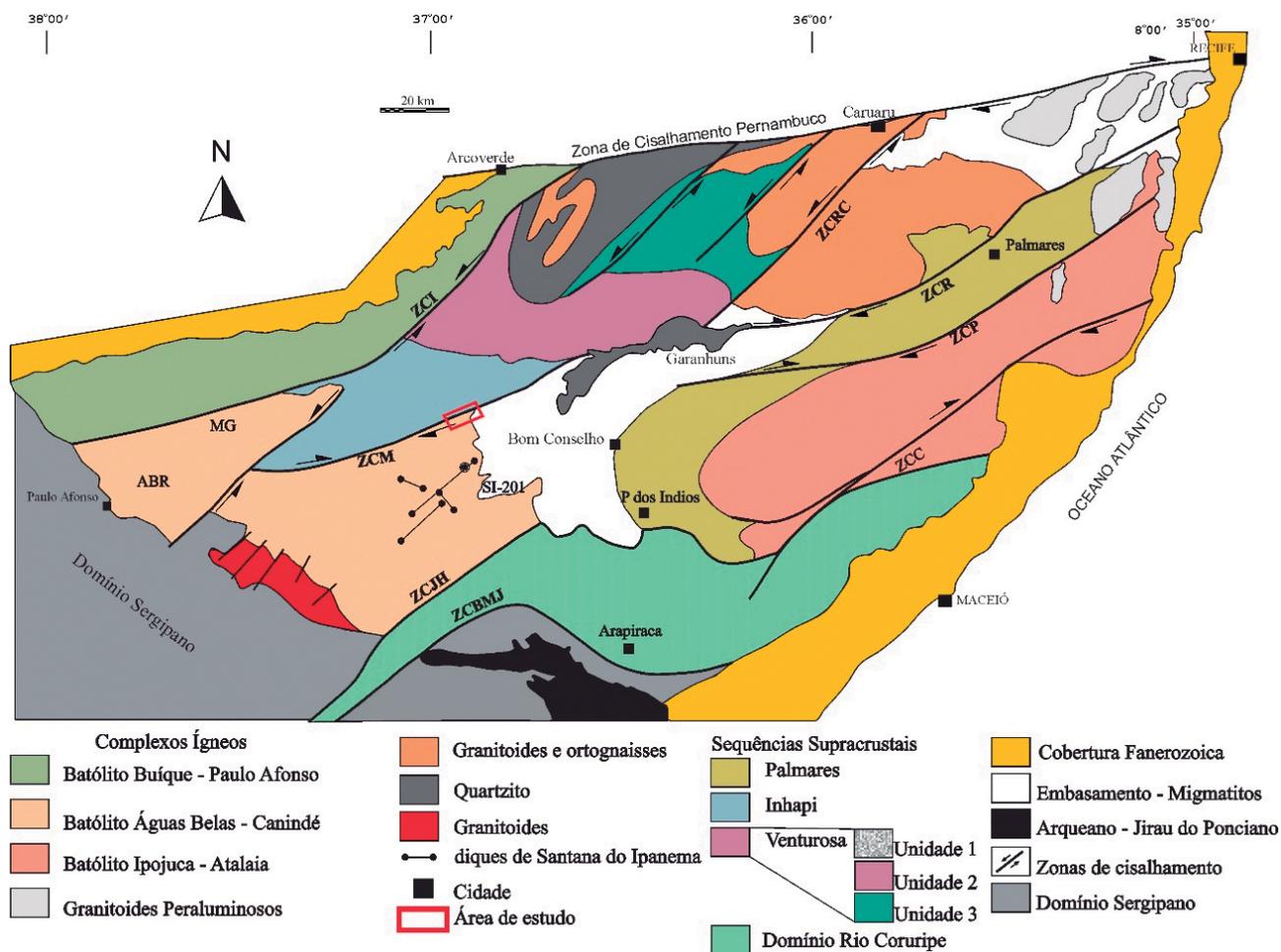
RESULTADOS

Química mineral

As fases essenciais contempladas — biotita (Tabela 1), anfibólios (Tabela 2) e plagioclásio (Tabela 3) — foram selecionadas tendo em vista a determinação das condições do ambiente de formação da rocha segundo os métodos termobarométricos escolhidos. Foram utilizados os parâmetros de Tindle e Webb (1990) para o cálculo de LiO_2 e H_2O .

Biotita

Diversos autores demonstraram a importância da composição da biotita para a compreensão da petrogênese dos granitoides, determinando possíveis condições físico-químicas



ZCP: Zona de Cisalhamento Palmares; ZCBMJ: Zona de Cisalhamento Belo Monte Jeremoabo; ZCM: Zona de Cisalhamento Maravilha; ZCR: Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCL: Zona de Cisalhamento Limitado; ZCRC: Zona de Cisalhamento Rio da Chata; ZCI: Zona de Cisalhamento Itaíba; Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCC: Zona de Cisalhamento Cajueiro.

Fonte: adaptado de Silva Filho et al. (2016).

Figura 1. Representação dos principais compartimentos do Domínio PEAL leste, porção sul da Província Borborema. O retângulo com bordas vermelhas representa a área na qual o Plúton Maravilha está contido.

dos magmas parentais (Speer, 1981; Shabani et al., 2003; Gao et al., 2016). As análises de microsonda eletrônica das biotitas presentes no PM podem ser encontradas na Tabela 1.

A biotita é um mineral presente em uma ampla variação de condições de P-T. Suas transformações são classicamente

ligadas a fluidos hidrotermais posteriores à sua nucleação. Utilizando o diagrama ternário TiO_2-FeO^*-MgO de Nachit (2005), as biotitas encontradas no PM podem ser classificadas como sendo magmáticas (Figura 5A), com amostras presentes no campo próximo às primárias reequilibradas.

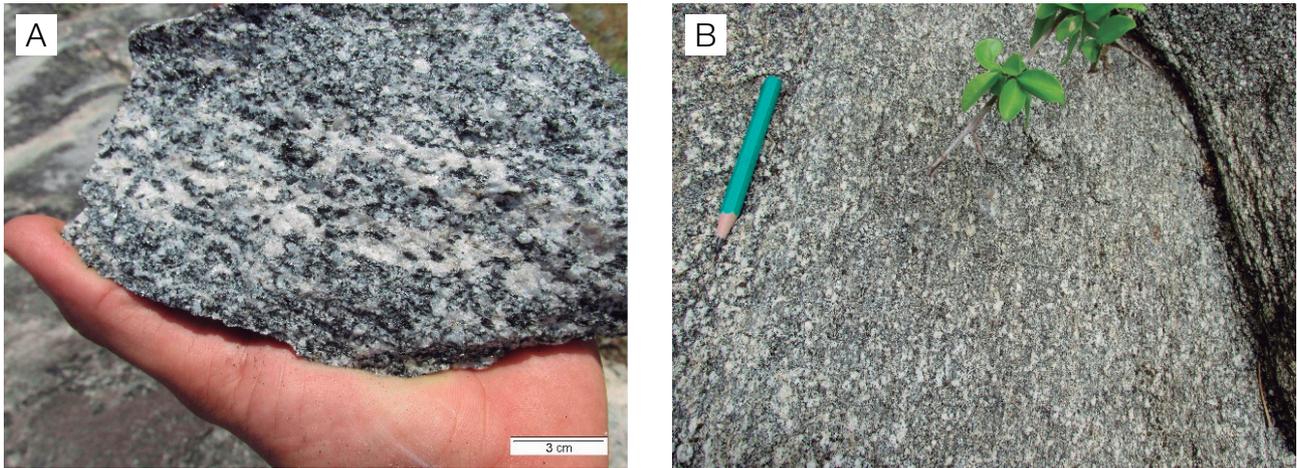
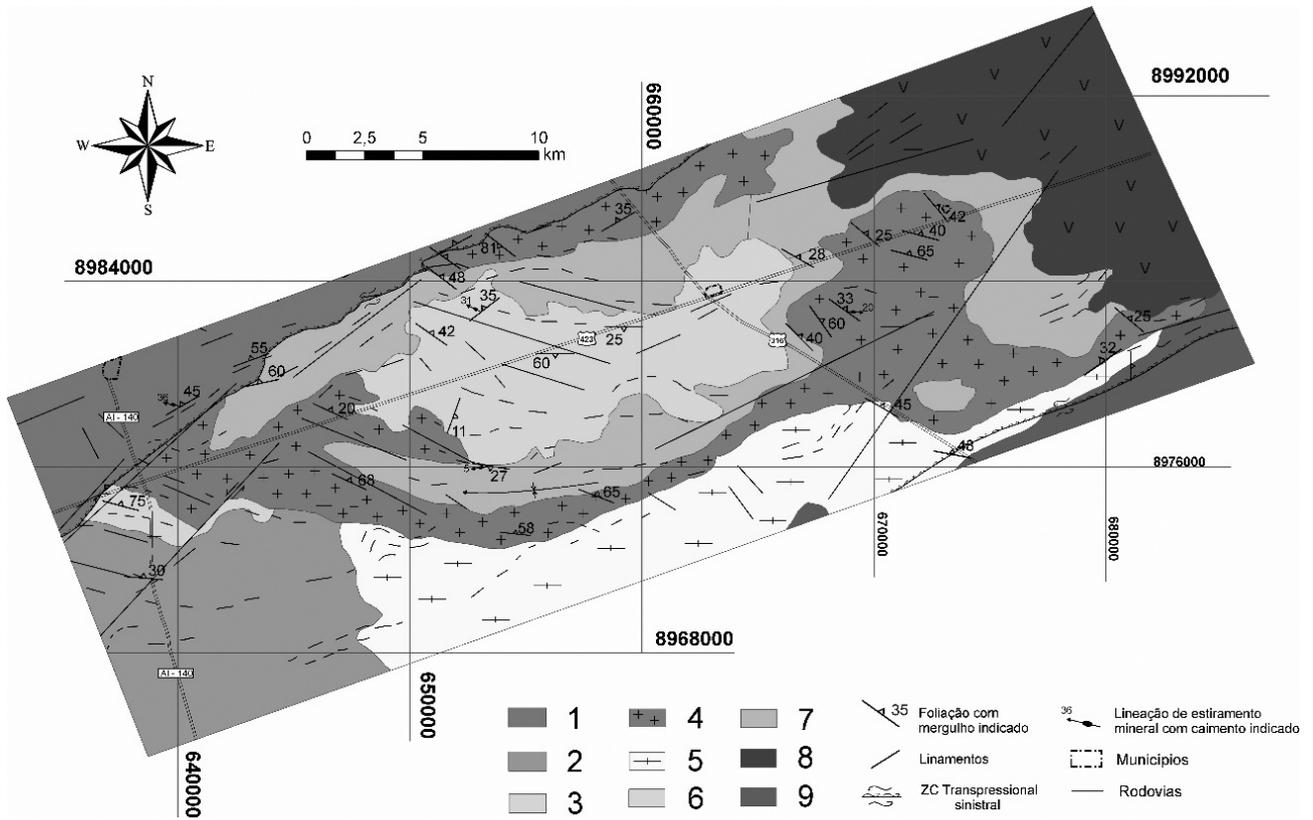


Figura 2. Aspectos de campo do Plúton Maravilha. (A) Amostra representativa da fácies tonalito fanerítico médio da porção oeste do plúton; (B) Afloramento de tonalito porfirítico mesocrático foliado.



1: Augen gnaiss; 2: Complexo Belém do São Francisco (CBSF), metagranitos e metassienitos; 3: Sienito porfirítico; 4: Plúton Maravilha; 5: CBSF — Ortognaiss Migmatítico; 6: Sequência Inhapi (SI) — Anfibolito-gnaiss, mármore, quartzito e calciossilicática; 7: sillimanita-granada-xisto, granada paragnaiss; 8: Plúton Ouro Branco; 9: K-feldspato pórfiro.

Figura 3. Mapa Simplificado da área de estudo.

Segundo o mesmo autor, variação dos valores de TiO_2 nas biotitas, mantendo os valores de $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$, indica transformações parciais ou totais nesses minerais por ação hidrotermal, sendo essas dirigidas por minerais ferromagnesianos preexistentes.

Os valores de $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Fe}+\text{Mg}$ nas biotitas presentes no PM variam de 0,467 a 0,546, nos campos da Eastonita e Siderofilita, tendo composição intermediária entre os dois minerais, como demonstrado no diagrama $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ vs Al^{IV} (Figura 5B), de acordo com a nomenclatura de Deer et al. (1986). Com base no diagrama Al^{IV} versus Mg

(Nachit, 1985), as biotitas não alteradas estão no campo de biotitas de rochas cálcio-alcálicas, enquanto as bordas cloritizadas estão no campo das aluminopotássicas, tendo em vista a maior concentração de Mg e Al presente na estrutura das cloritas (Figura 5C).

Abdel-Rahman (1994) utilizou análises em biotitas ao redor do mundo para demonstrar a dependência da composição dessas fases em relação à natureza dos magmas na qual se formaram. As biotitas do PM podem ser classificadas como pertencentes a suítes cálcio-alcálicas (Figura 5D).

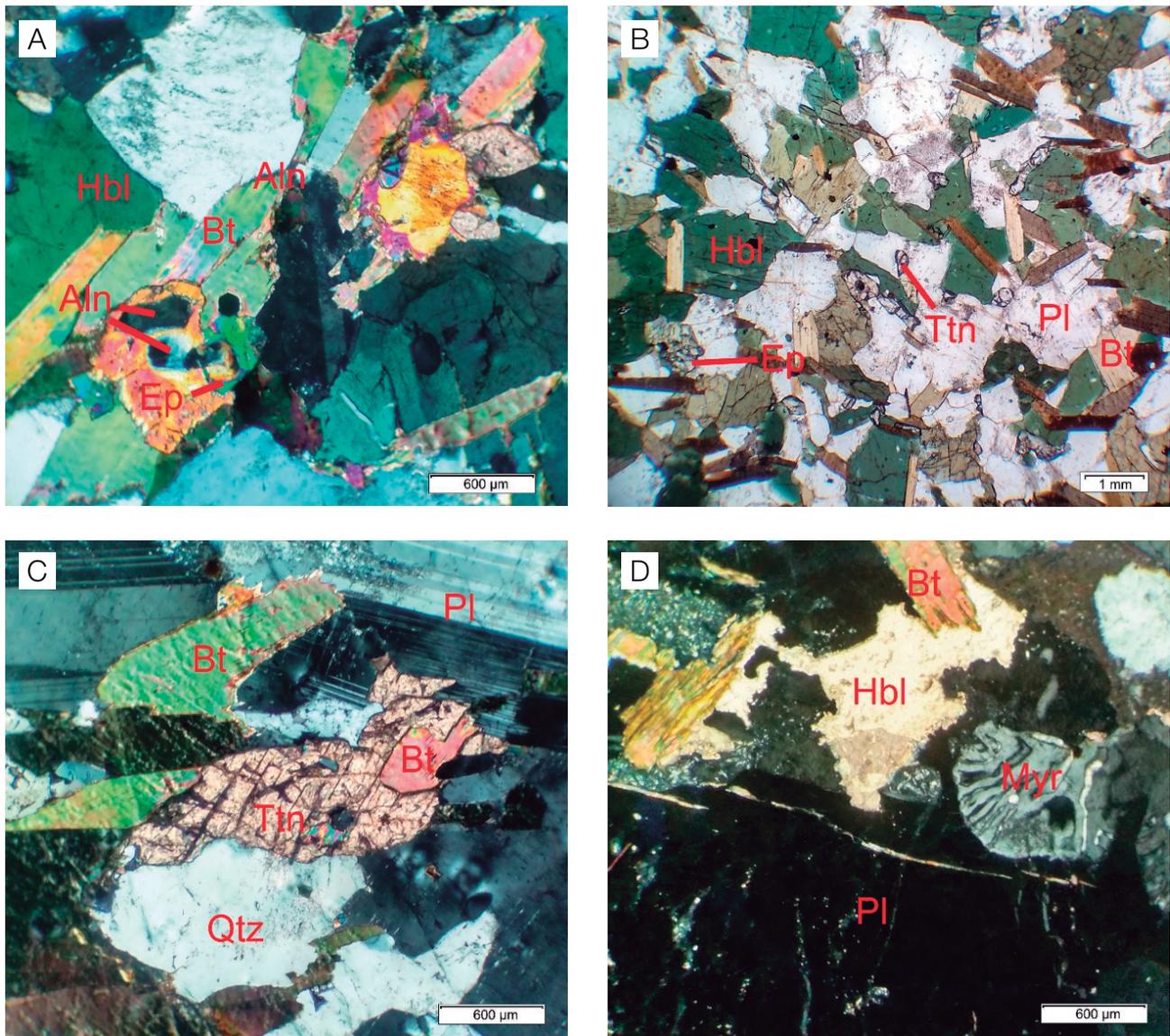


Figura 4. Fotomicrografias das fases minerais presentes no Plúton Maravilha. (A) Allanita (Aln) e epidoto (Ep), magmático em tonalito fanerítico (NCX); (B) Titanitas (Ttn) primárias fragmentadas, Biotitas (Bt) orientadas segundo deformação regional; (C) Titanita em seção com aparente direção de clivagem, mostrando íntima relação com palhetas de biotita (tanto inclusas, quanto pelas bordas do cristal); (D) Mirmequita (Myr) em fáceis alterada hidrotermalmente, no contato entre microclínio e plagioclásio.

Anfibólitos

Os anfibólitos presentes no PM são cálcicos, podendo ser designados, segundo nomenclatura proposta por Hawthorne et al. (2012), como pargasitas (Figura 6A). Utilizando os

campos de Czamanske e Wones (1973) no diagrama Na+K+Ca vs Si^{IV}, os anfibólitos são classificados como magmáticos (Figura 6B), concordando com a textura sub-hedral dessas fases. Os resultados da análise de microsonda eletrônica dos anfibólitos podem ser encontrados na Tabela 2.

Tabela 1. Análise representativa de microsonda eletrônica de biotitas representativas da fácies tonalito do Plúton Maravilha. Fórmula estrutural para a composição da biotita foi calculada assumindo 22 átomos de oxigênio.

ID	SI413A C1	SI416 C5	SI416 C52	SI416 C52	SI416 C4	SI416 C11	SI416 C31	SI416 C32	SI416 C32	SI420 C11	SI420 C2 1.1	SI420 C22	SI421 C11	SI421 C11
Óxidos (%)	C	C	B	(chl)	C	C	C	C	(chl)	C	C	C	C	B
SiO ₂	37,34	36,84	37,20	37,12	36,70	37,01	36,69	36,84	32,01	36,47	36,39	36,94	37,01	36,99
TiO ₂	2,78	1,82	1,74	0,97	2,23	2,09	2,04	1,57	0,44	2,67	2,17	2,39	2,57	1,91
Al ₂ O ₃	15,11	15,38	16,23	15,30	15,43	15,61	15,90	15,79	16,78	14,89	14,70	14,75	15,53	15,11
FeO	18,10	20,35	20,36	20,79	21,12	20,64	20,26	19,63	22,46	18,80	18,52	19,65	17,38	19,05
MnO	0,22	0,21	0,39	0,36	0,35	0,47	0,36	0,22	0,36	0,31	0,33	0,32	0,27	0,16
MgO	11,83	11,00	11,24	10,72	10,05	10,37	10,55	10,60	13,13	11,32	11,84	12,03	11,34	11,09
CaO	0,08	-	0,02	-	-	0,04	0,03	0,04	0,18	0,11	0,02	0,03	-	0,02
Na ₂ O	0,08	0,05	0,14	0,05	0,08	0,16	0,12	0,18	0,11	0,09	0,08	0,16	0,07	0,11
K ₂ O	9,43	9,85	9,44	9,65	9,76	9,48	9,74	9,56	4,24	9,77	9,52	9,92	9,55	9,24
SrO	0,06	0,02	-	0,02	0,08	-	0,05	-	-	-	-	-	-	0,08
BaO	0,19	0,29	0,19	0,12	0,27	0,31	0,13	0,36	0,01	0,14	0,20	0,16	0,25	0,25
F	0,58	0,53	0,46	0,63	0,43	0,45	0,44	0,46	0,28	0,52	0,57	0,31	0,34	0,21
Cl	0,02	0,02	0,05	-	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	0,04	0,01	0,02	-	0,03	-	-	0,02	0,06	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	-	0,07	0,02	0,03	-	0,07	0,12	-	0,10	0,06	-	0,12	-
NiO	0,11	0,01	-	0,01	0,02	0,02	-	-	0,02	0,05	0,02	0,06	0,01	-
V ₂ O ₃	0,12	0,07	0,05	0,08	0,09	0,07	0,08	0,07	0,04	0,05	0,06	0,09	0,08	0,04
H ₂ O	4,01	3,97	4,04	3,95	3,96	3,99	3,98	3,95	3,71	3,94	3,91	4,00	3,96	3,94
Li ₂ O	1,16	1,02	1,12	1,10	0,98	1,07	0,98	1,02	0,00	0,91	0,89	1,05	1,07	1,06
Total	100,49	100,82	102,11	100,16	101,02	101,27	100,81	99,74	93,43	99,47	98,56	101,46	99,02	98,99
ppm														
Si	5,67	5,64	5,60	5,72	5,63	5,64	5,60	5,67	5,18	5,62	5,65	5,61	5,68	5,72
AlIV	2,33	2,36	2,40	2,28	2,37	2,36	2,40	2,33	2,82	2,38	2,35	2,39	2,32	2,28
AlVI	0,37	0,42	0,48	0,50	0,42	0,45	0,47	0,53	0,38	0,32	0,34	0,25	0,48	0,47
Ti	0,32	0,21	0,20	0,11	0,26	0,24	0,23	0,18	0,05	0,31	0,25	0,27	0,30	0,22
Cr	-	-	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-	0,02	-
Fe	2,30	2,61	2,56	2,68	2,71	2,63	2,59	2,53	3,04	2,42	2,40	2,50	2,23	2,46
Mn	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02
Mg	2,68	2,51	2,52	2,46	2,30	2,36	2,40	2,43	3,17	2,60	2,74	2,72	2,59	2,55
Ni	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-
Ca	0,01	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	-	-	-	-
Na	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03
K	1,82	1,92	1,81	1,90	1,91	1,84	1,90	1,88	0,87	1,92	1,89	1,92	1,87	1,82
Sr	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Ba	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	-	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
OH	3,72	3,74	3,77	3,69	3,79	3,77	3,78	3,77	3,85	3,74	3,71	3,84	3,83	3,90
F	0,28	0,26	0,22	0,31	0,21	0,22	0,21	0,22	0,14	0,25	0,28	0,15	0,17	0,10
Al total	2,70	2,78	2,88	2,78	2,79	2,81	2,86	2,86	3,20	2,70	2,69	2,64	2,81	2,75
Fe/Fe+Mg	0,46	0,51	0,50	0,52	0,54	0,53	0,52	0,51	0,49	0,48	0,47	0,48	0,46	0,49

C: centro; B: borda.

Anderson e Smith (1995), visando a compreender os efeitos que a variação na fugacidade de oxigênio causaria na utilização do barômetro a partir da concentração de Al na hornblenda, propuseram uma estimativa do valor da fO_2 a partir do diagrama Fe/(Fe+Mg) versus Al^{IV}. Seus estudos mostram que as condições de fugacidade de oxigênio constituem um importante condicionante para a composição dos silicatos máficos, havendo o aumento dos valores de Fe/(Fe+Mg) com a diminuição da fO_2 . Dessa maneira, os anfibólios presentes no PM demonstram um estágio de cristalização em um ambiente de fugacidade de oxigênio entre intermediária e alta (Figura 6C). Como a fugacidade

de oxigênio original dos magmas graníticos não pode ser determinada devido ao lento resfriamento, apenas aproximações e cálculos relativos podem ser feitos (Wones, 1989; Anderson e Smith, 1995).

Feldspatos

O plagioclásio representa a fase dominante presente na fácies tonalítica do PM. As análises mostram teores %An₂₀₋₄₃, sendo classificados como Andesinas (Figura 7). Não têm zoneamento ígneo expressivo, porém o enriquecimento de NaO₂ é visto para a borda de alguns grãos, aspecto comum

Tabela 2. Análise representativa de microsonda eletrônica de anfibólios representativos da fácies tonalito do Plúton Maravilha. Fórmula estrutural para a composição do anfibólio foi calculada assumindo 23 átomos de oxigênio.

ID	SI413 AC11	SI413 AC12	SI413 AC12	SI413 AC13	SI413 AC21	SI413 AC21	SI416 C1	SI416 C51	SI416 C4	SI416 C2	SI416 C2	SI416 C3	SI416 C3	SI420 C1	SI420 C1	SI420 C1	SI420 C2
Óxido (%)	C	C	B	C	C	B	C	B	C	C	B	C	C	C	B	C	C
SiO ₂	42,83	42,98	43,24	43,63	43,03	43,43	40,77	41,97	41,71	41,20	41,76	40,89	40,62	42,03	43,23	43,27	41,85
TiO ₂	1,08	1,22	1,51	0,75	0,72	0,67	1,01	1,19	0,63	1,40	0,95	0,85	0,92	2,06	1,49	1,34	0,72
Al ₂ O ₃	11,84	11,33	11,41	11,14	11,36	11,12	12,28	11,00	11,92	12,34	12,46	12,26	12,03	10,14	10,81	11,59	11,19
FeO	17,71	17,28	17,24	17,69	17,88	17,80	20,13	20,21	20,62	20,28	20,20	20,41	20,64	17,34	17,78	17,75	18,19
MnO	0,52	0,45	0,33	0,37	0,40	0,38	0,60	0,46	0,62	0,48	0,58	0,57	0,40	0,51	0,35	0,24	0,34
MgO	9,74	9,95	9,98	9,94	9,84	10,07	7,84	8,48	8,44	7,98	8,10	7,90	7,77	8,99	9,97	9,64	8,76
CaO	11,91	11,69	11,97	12,18	11,54	11,91	11,41	11,68	11,57	11,39	11,28	11,38	11,75	11,90	11,77	11,91	11,51
Na ₂ O	1,34	1,36	1,34	1,21	1,26	1,33	1,41	1,20	1,18	1,47	1,44	1,33	1,43	1,28	1,41	1,39	1,26
K ₂ O	1,66	1,65	1,38	1,38	1,51	1,45	1,71	1,38	1,59	1,77	1,65	1,68	1,72	1,41	1,51	1,45	1,46
F	0,35	0,13	0,23	0,22	0,28	0,17	0,23	0,15	0,17	0,19	0,18	0,10	0,21	-	0,13	0,09	0,04
Cl	0,06	0,04	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,05	0,05	0,04	0,01	0,06	0,02	0,04	0,01	0,06
P ₂ O ₅	0,01	0,02	-	0,03	-	0,06	-	0,02	0,02	0,02	-	-	0,04	0,06	-	-	0,06
Cr ₂ O ₃	0,01	0,08	-	0,02	0,04	0,01	-	-	0,07	-	0,05	0,08	-	0,11	0,07	0,06	0,15
SrO	-	0,02	0,08	-	0,09	-	-	-	-	0,11	-	0,06	0,02	-	0,14	0,03	0,09
NiO	0,02	0,02	-	-	-	0,03	0,02	-	0,02	0,01	-	-	-	-	0,08	-	0,01
V ₂ O ₃	0,117	0,075	0,098	0,095	0,037	0,045	0,079	0,114	0,065	-	0,06	0,06	0,03	0,14	0,09	0,09	0,05
BaO	0,073	-	0,048	-	-	-	0,023	-	0,015	0,071	0,05	0,01	0,05	-	0,01	0,05	0,04
H ₂ O	1,84	1,93	1,90	1,90	1,86	1,93	1,85	1,91	1,90	1,88	1,90	1,92	1,84	1,93	1,94	1,97	1,91
Total	101,1	100,2	100,8	100,6	99,9	100,43	99,4	99,7	100,6	100,6	98,7	97,5	97,6	96,0	98,8	98,8	95,7
ppm	C	C	B	C	C	B	C	B	C	B	C	C	C	C	B	C	C
Si	6,43	6,48	6,47	6,54	6,52	6,53	6,31	6,44	6,37	6,30	6,36	6,32	6,30	6,50	6,50	6,48	6,50
Al IV	1,63	1,58	1,57	1,50	1,57	1,53	1,77	1,64	1,74	1,78	1,74	1,78	1,77	1,49	1,56	1,57	1,55
Al VI	0,45	0,42	0,43	0,45	0,44	0,42	0,44	0,33	0,37	0,42	0,47	0,42	0,41	0,36	0,34	0,47	0,48
Ti	0,12	0,14	0,17	0,08	0,08	0,07	0,12	0,14	0,07	0,16	0,11	0,10	0,11	0,24	0,17	0,15	0,08
Cr	-	0,01	-	-	0,01	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe3+	0,43	0,42	0,32	0,38	0,60	0,50	0,60	0,63	0,86	0,55	0,68	0,71	0,50	0,01	0,41	0,31	0,41
Fe2+	1,77	1,74	1,83	1,83	1,64	1,72	1,97	1,93	1,73	2,01	1,86	1,89	2,15	2,24	1,81	1,89	1,94
Mn	0,07	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,04	0,03	0,04
Mg	2,18	2,23	2,23	2,22	2,22	2,26	1,81	1,94	1,92	1,82	1,84	1,82	1,80	2,07	2,23	2,15	2,03
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,02	-	0,01
Ca	1,92	1,96	1,87	1,92	1,89	1,92	1,89	1,86	1,84	1,88	1,95	1,97	1,89	1,91	1,92	1,90	1,90
Na	0,39	0,40	0,39	0,35	0,37	0,39	0,42	0,36	0,35	0,44	0,43	0,40	0,43	0,38	0,41	0,40	0,38
K	0,32	0,32	0,26	0,26	0,29	0,28	0,34	0,27	0,31	0,35	0,32	0,33	0,34	0,28	0,29	0,28	0,29
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-
Sr	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	0,01	-	0,01
F	0,16	0,06	0,11	0,11	0,13	0,08	0,11	0,07	0,08	0,09	0,08	0,05	0,10	-	0,06	0,04	0,02
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02	0,01	0,01	-	0,02
OH	1,82	1,93	1,88	1,89	1,85	1,92	1,88	1,93	1,91	1,90	1,91	1,95	1,88	1,99	1,93	1,95	1,97

C: centro; B: borda.

na dinâmica da cristalização magmática. Os conteúdos de BaO chegam a 0,128%, com média de 0,038%. Os feldspatos alcalinos, quando presentes no PM, apresentam composição média $Or_{92}An_0Ab_8$.

Geotermobarometria

A determinação das condições de P-T a partir da química mineral na formação de rochas magmáticas e na história do metamorfismo tem ganhado mais atenção e melhorias ao longo dos anos, devido a sua importância na caracterização geotectônica de plútons graníticos. Para caracterizar o ambiente de formação de plútons graníticos, diversos métodos já foram testados empiricamente e experimentalmente (Anderson, 1996; Anderson et al., 2008).

Visando a estimar a pressão de cristalização, foi utilizado o geobarômetro de Al em hornblenda, a partir das equações de Mutch et al. (2016). Os geotermômetros de Holland e Blundy (1994), a partir do teor de AlIV na assembleia anfíbio-plagioclásio, a partir do conteúdo de Ti em zircão, foram utilizados para estimativa de temperatura de cristalização.

Geobarômetro Al em Hbl

A composição da hornblenda, como provado por diversos autores, é uma importante ferramenta para estimativa de pressões de solidificação em plútons graníticos (Anderson e Smith, 1995; Anderson, 1996). Baseando-se no conteúdo

de Al, esses experimentos demonstraram o acréscimo dos valores desse elemento com o aumento da pressão dos plútons.

A possibilidade da utilização desse método foi inicialmente levantada de forma empírica por Hammarstrom e Zen (1986) e Hollister et al. (1987), estudando plútons cálcio-alcalinos de composição tonalítica e granodiorítica, sendo experimentalmente testada em trabalhos posteriores de Johnson e Rutherford (1989), nos quais utilizaram tufo vulcânicos da caldeia vulcânica de Long Valley, Califórnia, e de Schmidt (1992), utilizando rochas tonalíticas. A utilização desses geobarômetros é restrita à assembleia mineral presente na rocha, sendo necessária a coexistência de hornblenda + biotita + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + titanita + magnetita ou ilmenita.

Segundo Sial (1990), a presença do epidoto magmático indica pressões de cristalização acima de 6 kbar. Trabalhos mais recentes indicam a possibilidade de consolidação em pressões abaixo de 5 kbar, sofrendo influência de condições variáveis de fugacidade de oxigênio (Tulloch e Challis, 2000; Ferreira et al., 2011).

Para o PM, foram utilizadas as equações de Mutch et al. (2016), a partir da composição de bordas de anfíbrios magmáticos em contato com plagioclásios. Com base na Equação 1, a pressão de cristalização do PM é, em média, de 5,4 kb, variando de 4,7 a 6,1 kbar (Tabela 4), não demonstrando diferença significativa do centro para a borda do plúton. Esses valores refletem em uma profundidade de

Tabela 3. Análise representativa de microsonda eletrônica de plagioclásios representativos da fácies tonalito do Plúton Maravilha.

ID	SI413 AC1	SI413 AC12	SI413 AC21	SI413 AC21	SI416 C51	SI416 C41	SI416 C42	SI416 C11	SI416 C13	SI416 C2	SI416 C21	SI416 C22	SI416 C21	SI416 C212	SI416 C31	SI420 C11
	C	C	B	C	C	C	C	C	C	B	C	C	B	C	C	B
SiO ₂	61,6	61,4	61,4	60,1	61,7	61,61	61,5	66,3	61,4	62,	61,3	61,8	62,0	61,1	62,0	61,8
CaO	6,2	6,0	6,2	6,5	6,1	6,1	6	2,6	5,5	5,5	6,4	5,9	5,8	6,2	5,7	5,6
NaO	7,8	8,2	8,4	8,0	8,4	8,1	8,1	10,1	8,6	8,8	8,0	8,4	8,2	8,0	8,7	8,9
MgO	0,02	-	0,02	-	-	-	-	0,01	-	0,1	-	-	-	-	-	0,03
K ₂ O	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3
Cl	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	0,06	-	-	-	0,01	0,03	0,01	-	0,01	0,05	-	-	0,04
TiO ₂	0,04	-	-	0,1	0,04	0,1	0,02	-	-	-	-	-	0,02	0,1	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,2	0,03	0,02	-	-	0,01	-	0,02	-	-	0,1	-	-	-	-	-
MnO	0,01	-	0,04	-	0,05	-	-	-	0,03	0,04	-	-	-	-	-	0,03
SrO	0,1	0,2	0,1	0,03	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3
NiO	0,02	-	0,01	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,01	-	-	0,02	-
FeO	0,08	0,1	0,3	0,07	0,02	0,1	0,1	0,1	0,01	0,2	0,1	0,04	0,2	0,02	0,1	0,1
V ₂ O ₃	-	0,04	0,01	-	-	0,01	0,01	-	0,04	-	-	0,03	0,03	-	0,04	-
BaO	-	0,1	-	0,08	0,1	0,1	0,1	-	-	-	0,04	-	-	0,1	0,03	0,04
%An	43,5	42,2	42,8	45,1	42,4	41,9	41,5	17,7	37,9	38,4	43,9	40,8	40,3	43,0	39,3	38,4
%Ab	54,3	56,8	57,8	55,5	57,9	56,0	55,9	69,8	59,2	61,2	55,4	57,8	56,7	55,6	60,2	61,4
%Or	2,2	2,0	1,2	2,0	2,4	1,8	2,5	0,7	0,7	0,6	1,6	1,8	1,9	1,6	0,5	2,0
Total	101,3	101,3	101,5	100,4	102,2	101,4	101,2	101,5	99,7	101,3	101,5	101,4	101,4	100,7	101,2	101,4

C: centro; B: borda.

cristalização em torno de 16 km, entre a crosta superior e a crosta média.

$$P \text{ (kbar)} = 0,5 + 0,331(8) \times Al^{tot} + 0,995(4) \times (Al^{tot})^2 \quad (1)$$

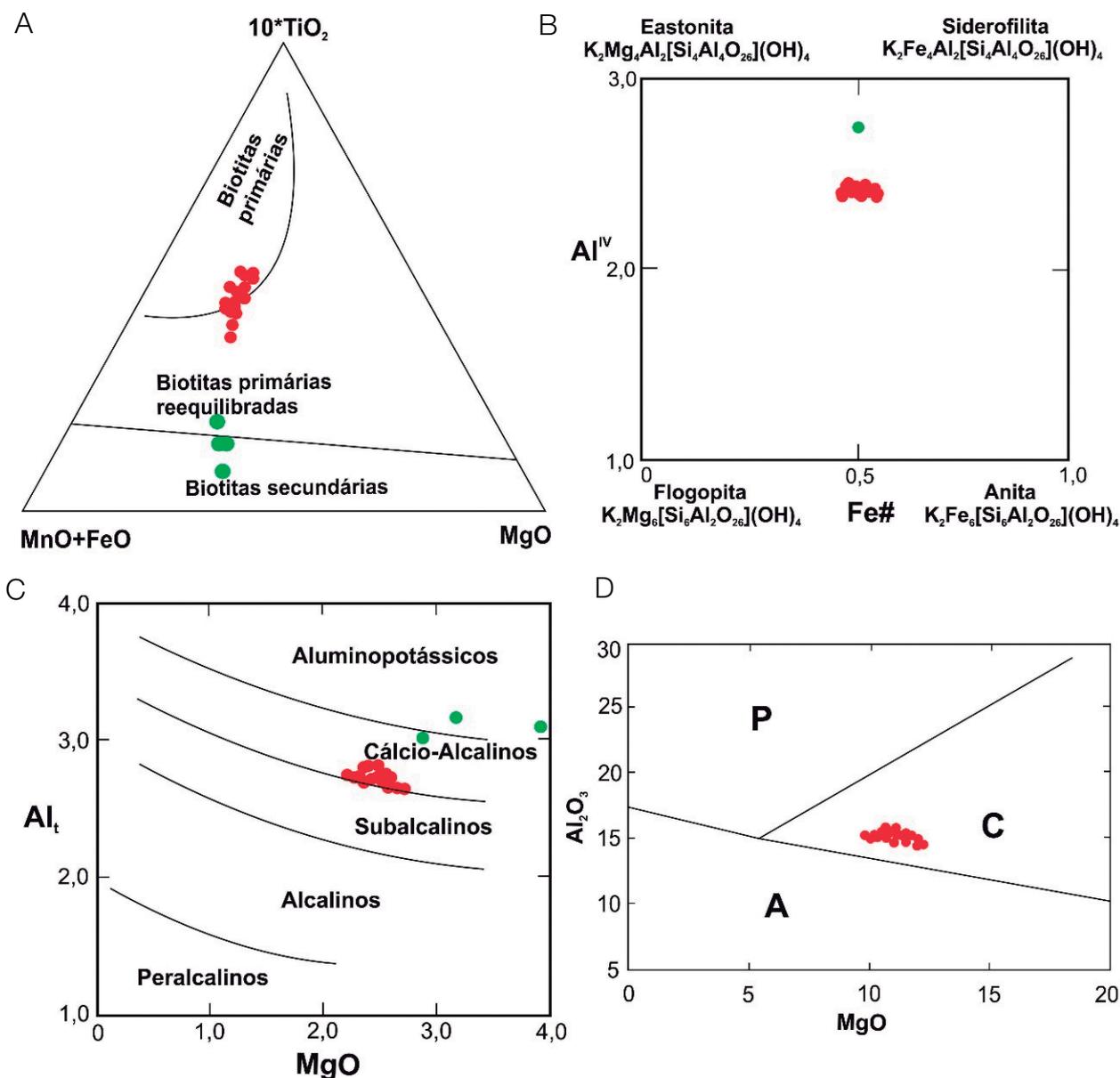
Geotermometria

Para estimar a temperatura de cristalização do PM, foi utilizada a equação de Holland e Blundy (1994), a qual foi descrita

a partir de uma avaliação termodinâmica semiempírica, baseada no conteúdo de Al^{IV} em anfibólios coexistindo com plagioclásios. Os dados foram analisados utilizando dois modelos de reações:

- Edenita + 4 Quartzo = Tremolita + Albita;
- Edenita + Albita = Richerita + Anortita.

Foram selecionados anfibólios em equilíbrio com plagioclásios no PM e considerado os valores da pressão de



A: Granitos alcalinos anorogênicos; C: Granitos orogênicos cálcio alcalinos; P: Granitos orogênicos peraluminosos e tipos-S; círculos vermelhos: biotitas primárias; círculos verdes: bordas alteradas.

Figura 5. Diagramas discriminantes das análises químicas das biotitas presentes no Plúton Maravilha. (A) Diagrama ternário TiO_2-FeO^*-MgO de Nachit (2005); (B) Diagrama $Fe/Fe+Mg$ vs Al^{IV} , de acordo com a nomenclatura de Deer et al. (1986); (C) Diagrama Al^{IV} vs Mg (Nachit, 1985); (D) Diagramas de Abdel-Rahman (1994).

Mutch et al. (2016) (Tabela 4), gerando temperaturas variando de 706,3 a 803,6°C (Tabela 5).

Os valores encontrados nas análises geotermobarométricas são semelhantes a plútons encontrados em outros domínios da PB com formação durante a Orogênese Brasileira/Pan-africana, como no Domínio Central (Sampaio, 2005; Lages et al., 2016) e no Domínio Rio Grande do Norte (Dalan, 2018). Na Região Sudeste do Brasil, como, por exemplo, no Orógeno Brasília (Salazar-Naranjo e Vlach, 2018), plútons ediacaranos mostram composição e temperatura semelhantes às encontradas no PM. Esses dados indicam intenso magmatismo na transição crosta média/superior durante o Neoproterozoico.

Fugacidade de oxigênio

As assembleias minerais em estabilidade na cristalização de magmas estão intrinsecamente ligadas às condições de P-T e a fO_2 , fazendo com que a composição química de fases já cristalizadas sofra modificação com variações físico-químicas do ambiente de cristalização (Wones, 1989).

Além das estimativas a partir do teor de $Fe/(Fe+Mg)$ nos anfibólios (Figura 6C), a presença da assembleia magnetita + titanita + quartzo em equilíbrio, assim como cristais de magnetita euédricos a subédricos associados à titanita losangular como fases precoces, indica que o magma progenitor era relativamente oxidado. Outros fatores, como, por exemplo, os núcleos de allanita comumente encontrados nos grãos de epidoto, juntamente com a concentração de $Fe\#$ nas biotitas em torno de 0,6, são indicativos de cristalização com fO_2 intermediária a alta (Czamanske e Wones, 1973; Anderson e Smith, 1995).

CONCLUSÕES

As biotitas presentes no PM são, predominantemente, primárias, com alguns indivíduos apresentando alteração deutérica para clorita nas bordas. Apresentam em sua composição valores médios de Fe-Mg e altos

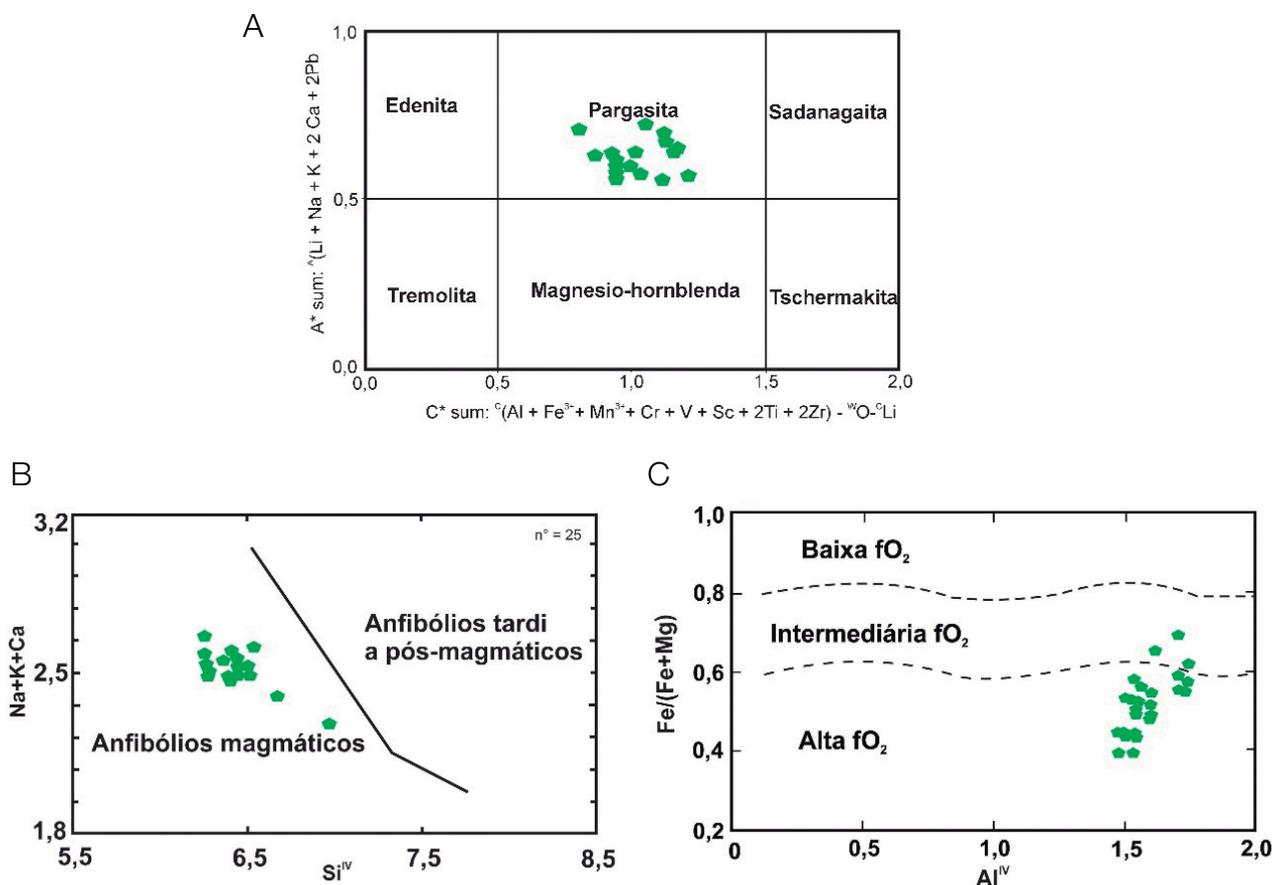


Figura 6. Diagramas discriminantes das análises químicas dos anfibólios presentes no PM. (A) Diagrama em função das nomenclaturas propostas por Hawthorne et al. (2012); (B) Czamanske e Wones (1973); (C) Estimativa de fO_2 em função da razão $Fe/(Fe+Mg)$ vs Al^{IV} (Anderson e Smith, 1995).

valores de Al^{IV} , posicionando-se entra solução sólida Eastonita-Siderofilita. Os valores de Fe# das biotitas estimam uma cristalização em ambientes de fugacidade de oxigênio intermediária a alta. Os anfibólios são predominantemente magmáticos, classificados como pargasitas. Os plagioclásios presentes são classificados como Andesina em sua maioria ($\%An_{20-43}$). Os feldspatos alcalinos, quando presentes no PM, apresentam composição média $Or_{92}An_0Ab_8$.

De acordo com o geobarômetro empregado, juntamente com a paragênese mineral, estima-se que a cristalização do PM ocorreu em torno de 5,4 kb, a uma temperatura variando de 706,3 a 803,6°C, dados que indicam uma consolidação entre a crosta superior e a crosta média. A presença de epidoto magmático em sua moda indica pressões de cristalização entre 6 e 7 kbar (Sial, 1990), porém trabalhos recentes mostram que é possível sua formação em pressões inferiores a 5,5 kbar quando

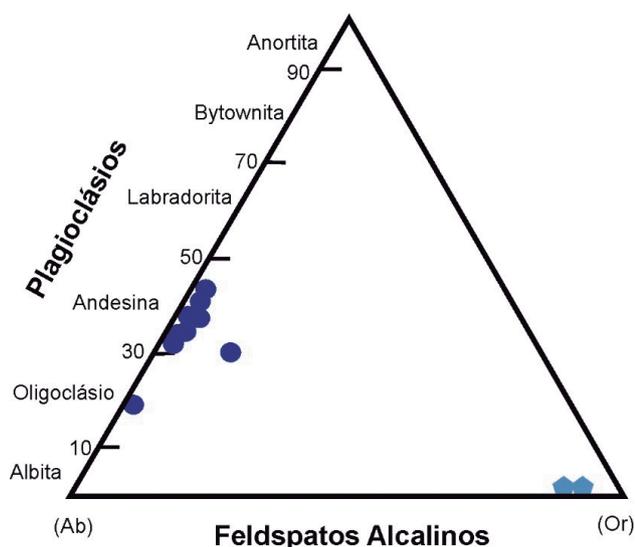


Figura 7. Diagrama Ternário Ab-An-Or (albita-anortita-ortoclásio) para os feldspatos presentes no Plúton Maravilha.

formada em ambientes com de alta fO_2 (Tulloch e Challis, 2000; Ferreira et al., 2011), concordando com os valores encontrados. A presença da assembleia magnetita + titanita + quartzo em equilíbrio, assim como cristais de magnetita euédricos a subédricos associados à titanita losangular como fases precoces, indicam que o magma progenitor era relativamente oxidado. Núcleos de allanita comumente encontrados nos grãos de epidoto, juntamente com a concentração de Fe# nas biotitas em torno de 0,6, também são indicativos de cristalização com fO_2 intermediária a alta.

As composições características de origem ígnea das biotitas e anfibólios do PM indicam pequena intensidade de modificação química em estado sólido. Foi possível identificar substituição metamórfica hidrotermal nos grãos de anfibólio, gerando uma segunda família de biotita pós-magmática pelo processo de biotitização por alteração deutérica, além da substituição nas bordas da biotita primária por clorita pelo mesmo processo de hidratação (cloritização).

Dados de condições de cristalização semelhantes aos do PM são encontrados em outros domínios da PB, além de outros cinturões magmáticos formados durante a Orogênese Brasileira. Esses dados indicam intenso magmatismo entre a crosta média e superior.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro da Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por meio do projeto “Edital Universal Proc. 477.462/2012-0”, e aos revisores da revista *Geologia USP*. Série Científica, os quais enriqueceram de maneira expressiva o conteúdo deste trabalho. O primeiro autor agradece ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado pelo Programa de Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, sendo dessa maneira possível o desenvolvimento deste manuscrito.

Tabela 4. Valores estimados de pressão de cristalização do Plúton Maravilha segundo equação de Mutch et al. (2016).

Plúton Maravilha																
Mutch et al. (2016) P (kb)																
5,5	5,1	5,1	4,9	5,2	4,9	6,1	5,0	5,6	6,0	6,1	6,1	5,9	4,5	4,7	5,3	5,3

Tabela 5. Temperaturas e pressões de cristalização do Plúton Maravilha segundo equação de Holland e Blundy (1994).

Plúton Maravilha																
Holland e Blundy (1994) T(°C)																
759	743	745	733	722	743	787	742	759	769	755	765	804	772	756	722	706
Mutch et al. (2016) P(kb)																
5,5	5,1	5,1	4,9	5,2	4,9	6,1	5,0	5,6	6,0	6,1	6,1	5,9	4,5	4,7	5,3	5,3

REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahman, A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. (1976). The upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 7, 45-80. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v7i0p45-80>
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces, an introduction. *Earth-Science Revisions*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Anderson, J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 125-138. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.125>
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., Mazdab, F. (2008). Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1), 121-142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>
- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-59. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Brito Neves, B. B. (1975). *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino*. Tese (Doutorado). São Paulo: Programa de Pós-graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1975.tde-21062013-104857>
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campo. Tectonic evolution of the South America. *31st International Geological Congress*, p. 151-182. Rio de Janeiro.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Santos, E. J., Petronilho, L. (2005). A Zona tectônica Teixeira Terra Nova - ZTTTN - Fundamentos da geologia regional e Isotópica. *Geologia USP. Série Científica*, 5(1), 57-80. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2005000100005>
- Czamanske, G. K., Wones, D. R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark Complex, Oslo area, Norway, Part II, the mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14(3), 349-380. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.349>
- Dalan, C. A. (2018). *Granitos de afinidade alcalina nos domínios rio Piranhas Seridó e São José do Campestre (Província Borborema, NE do Brasil): estudo comparativo e reavaliação das condições de cristalização*. Dissertação (Mestrado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Dattoli, L. C., Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Silva, J. M. R., Coutinho, M. M. X., Arouca Jr., R. M. (2016). Petrografia e Litogeoquímica do Plúton Maravilha, Domínio Pernambuco-Alagoas (Província Borborema, NE do Brasil). *Geologia*, 29(2), 165-179.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1986). *Rock-forming minerals. 1B. Disilicates and ring silicates*. 2. ed. Londres: Longman Scientific e Technical. 629 p.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N., Pimentel, M. M., Armstrong, R., Spicuzza, M. J., Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F. (2011). Contrasting sources and P-T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brazil, O, Sr, and Nd isotopes. *Lithos*, 121(1-4), 189-201. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.002>
- Gao, P., Zhao, Z., Zheng, Y. (2016). Magma mixing in granite petrogenesis, Insights from biotite inclusions in quartz and feldspar of Mesozoic granites from South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 123, 142-161. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2016.04.003>
- Hammarstrom, J. M., Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende, an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Holland, T., Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Gisson V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.

- Johnson, M. E., Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, 17(9), 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2)
- Lages, G. A., Marinho, M. S., Nascimento, M. A. L., Medeiros, V. C., Dantas, E. L. (2016). Geocronologia e aspectos estruturais e petrológicos do Pluton Bravo, Domínio Central da Província Borborema, Nordeste do Brasil: um granito transalcalino precoce no estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 41-61. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150033>
- Li, X., Mo, X., Scheltens, M., Guan, M. (2016). Mineral chemistry and crystallization conditions of the Late Cretaceous Mamba pluton from the eastern Gangdese, Southern Tibetan Plateau. *Journal of Earth Science*, 27(4), 545-570. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0713-5>
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattich, B. C., Cooper, F. J., Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 85. <https://doi.org/10.17863/cam.6362>
- Nachit, H., Ibbi, A., Abia, E. H., Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neofomed biotites. *C.R. Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stuisi, J. M., Carron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoidci. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 301(11), 813-818.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Da Silva, J. M. R., Mariano, G., Silva Filho, A. F., Teixeira, C. M. L. (2015). From extension to shortening, dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 238-256. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.004>
- Neves, S. P., Mariano, G., Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F. (2000). Intralitospheric differentiation and crustal growth, Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. *Geology*, 28, 519-522.
- Salazar-Naranjo, A. F., Vlach, S. R. F. (2018). On the crystallization conditions of the Neoproterozoic, high-K calc-alkaline, Bragança Paulista-type magmatism, southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(3), 631-650. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820180033>
- Sampaio, M. A. F. (2005). *Petrologia, Geoquímica e Evolução Crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste Brasileiro*. Tese (Doutorado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Santos, E. J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais, v. 6, p. 47-50. Salvador: SBG.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B. B. (2003). Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. p. 5-54.
- Shabani, A. A. T., Lalonde, A. E., Whalen, J. B., (2003). Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen, A potential tectonomagmatic indicator? *The Canadian Mineralogist*, 41(6), 1381-1396. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1381>
- Sial, A. N. (1990). Epidote-bearing Calc-Alkalic Granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4), 88-100.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W. R. (2016). Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 68, 134-154. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.013>
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R. (2002). Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema province, NE Brazil, Nd isotopic data from neoproterozoic Granitoids. *Godwana Research*, 5(2), 409-422. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70732-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70732-2)
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Armstrong, R. A., Silva, J. M. R., Osako, L. S., Cocentino, L. M. (2014). SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 103(8), 2155-2190. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1035-4>

- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure, an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2-3), 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Speer, J. A. (1981). Petrology of cordierite- and almandine bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, U.S.A. *Canadian Mineralogy*, 19(1), 35-46.
- Tindle, A. G., Webb, P. C. (1990). Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data, application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2(5), 595-610. <https://dx.doi.org/10.1127/ejm/2/5/0595>
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil, Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, F. S., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: R. J. Pankhurst, R. A. Trouw, B. B. Brito Neves, M. J. De Wit (Eds.), *West Gondwana, pre-cenozoic correlations across the South Atlantic*, 294(1), 69-99. <https://doi.org/10.1144/sp294.5>
- Vaucher, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydi-Silva, M., Arthau, M., Amaro, V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 247-266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5)
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8), 744-749.