



Petrografia e Litogeoquímica do Plúton Maravilha, Domínio Pernambuco-Alagoas (Província Borborema, NE do Brasil)

Luan Cavalcante DÁTTOLI¹, Adejardo Francisco SILVA FILHO²,
Ignez Pinho GUIMARÃES², José Maurício Rangel da SILVA²,
Mirella Medeiros Xavier COUTINHO³, Ramon Matos AROUCA Jr¹

Resumo: O Domínio Pernambuco-Alagoas compreende uma área de aproximadamente 70.000 km² constituída por gnaisses com porções migmatizadas e batólitos graníticos, presente na sub-província Sul da Província Borborema. O Plúton Maravilha possui dimensão de aproximadamente 200 km², composição modal tonalítica, e presença de sheets dioríticos, diques anfibolíticos a graníticos, além de enxames de veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos. Petrograficamente a rocha apresenta textura porfirítica, marcada por fenocristais de plagioclásio, e uma matriz com quantidades variáveis de biotita, anfibólio e quartzo, por vezes feldspato alcalino, presença de epidoto magmático, e tendo como principais acessórios a titanita, apatita, zircão e magnetita. Deformação em estágio sólido é marcada por recristalização dinâmica do quartzo e plagioclásio, rotação de subgrãos e migração de borda, assim como extinção ondulante expressiva. As análises em rocha total mostram uma assinatura cálcio-alcalina, metaluminoso e magnésiano. Os spidergrams, normalizados em relação aos valores do condrito, são caracterizados por anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti, com baixos valores de Yb, características semelhantes às encontradas em rochas associadas a arcos magmáticos.

Palavras Chave: Tonalito, Província Borborema, Domínio Pernambuco-Alagoas.

Abstract: *The Pernambuco-Alagoas domain constitutes an extensive area of migmatitic gneisses and granitic batholiths in South sub-province of the Borborema Province. The Maravilha Pluton crops out with approximately 200 km² located within the southern part of the Pernambuco, intruded into metasedimentary rocks of Inhapi Sequence. It shows dioritic sheets, amphibolite and granitic leucocratic dikes, and quartz-feldspar pegmatite veins. Petrographically the pluton is a epidote-bearing granitoid, presenting porphyritic texture with plagioclase phenocrysts, quartz, variable amounts of biotite and amphibole. The main accessories are titanite, apatite, zircon and magnetite. Solid-stage deformation is marked by dynamic recrystallization of quartz and plagioclase, subgrains rotation and*

¹ Pós-graduação em Geologia (Mestrado) - Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco

² Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco

³ Graduanda em Geologia - Universidade Federal de Pernambuco

Autor para correspondência: Luan Cavalcante Dattoli

Departamento de Geologia - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Avenida Acadêmico Hélio Ramos S/N, Recife, PE. CEP 50670-901, Brasil. E-mail: luangeologia@hotmail.com

Recebido durante o XXVI SGNE 2015 / Aceito em 01 de Setembro de 2016.

border migration, as well as expressive undulatory extinction. The PM is calc-alkaline, metaluminous and magnesian. The spidergrams normalized to the chondrite values show troughs at Nb, Ta, P and Ti, and low values of Yb, characteristics similar to those found in magmatic arcs rocks. The Maravilha pluton is a record of an arc magmatism, generated during the Neoproterozoic Brasileiro orogeny.

Keywords: Tonalite, Borborema Province, Pernambuco-Alagoas Domain.

I. INTRODUÇÃO

A geração e colocação de plútons tonalíticos são comuns em ambientes convergentes de placas, normalmente em suítes toleíticas e cálcio-alcálicas (HYDMAN & FOSTER, 1988; BARNES *et al.*, 1996; CASTRO, 2013). Autores atribuem sua geração principalmente à cristalização fracionada de magmas basálticos, ou à fusão parcial de rochas máficas metamorfisadas (PATIÑO DOUCE, 1995; BARNES *et al.*, 2002; FROST *et al.*, 2016). Uma fiel característica, comumente ligada a essas fácies, é a presença de enclaves máficos, os quais a gênese vem sendo discutida há anos.

A Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1977) (Figura 1) corresponde a um domínio geológico-estrutural, de área aproximada de 380.000 km², localizada no Nordeste Brasileiro, compreendendo terrenos paleoproterozoicos com pequenos núcleos arqueanos, rochas supracrustais neoproterozoicas e intenso magmatismo granítico toniano e neoproterozoico.

A área de estudo está inserida no Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL), que representa um dos domínios crustais da província (Figura 1). Esse domínio encontra-se entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e os domínios neoproterozoicos Sergipano e Riacho do Pontal, possuindo forma triangular com área de aproximadamente 70.000 km². O domínio está dividido em duas partes, PEAL leste e PEAL oeste, pelas rochas sedimentares de natureza terrígena da Bacia de Jatobá.

Neste presente trabalho foram abordados dados petrográficos e litogeoquímicos da fácies predominante do Plúton Maravilha (PM), assim como uma discussão, ainda prematura, de sua gênese e ambientação tectônica.

2. LOCALIZAÇÃO E JUSTIFICATIVA

O Plúton Maravilha, alvo deste trabalho, está presente na região do extremo oeste do estado de Alagoas. Mapeamentos pretéritos das folhas Santana do Ipanema, de escala 1:100.000 (LYRA DE BRITO *et al.*, 2002), e Arapiraca, de escala 1:250.000 (MENDES *et al.*, 2009), o colocam como sendo parte do Complexo Belém do São Francisco (SANTOS, 1995; 1998; SILVA FILHO *et al.*, 2014), que consiste em ortognaisses e migmatitos de composição granítica. Datações pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP) no afloramento da localidade-tipo deste complexo mostram idades em torno de 2079±34Ma para consolidação do corpo, relacionados a Orogênese Riacciana. Dados isotópicos (DÁTOLI & SILVA FILHO, não publicado) pelo mesmo método mostram idades de 650 Ma para o Plúton Maravilha, tornando necessário um estudo detalhado desta região para entendimento geodinâmico da porção centro-sul do Domínio PEAL.

3. GEOLOGIA

3.1 Geologia Regional

Os primeiros trabalhos de reconhecimento geológico regional realizados na região consideraram o Domínio PEAL como uma extensa área

constituída de um embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana afetado por batólitos graníticos neoproterozoicos (BRITO NEVES, 1975; BRITO NEVES *et al.*, 2000). A denominação Domínio PEAL passou por modificações a partir da denominação

inicial de Maciço Pernambuco-Alagoas (BRITO NEVES, 1975), sendo posteriormente designado de Terreno Pernambuco-Alagoas por Santos (1995) e Complexo Pernambuco-Alagoas por Silva Filho *et al.* (2002).

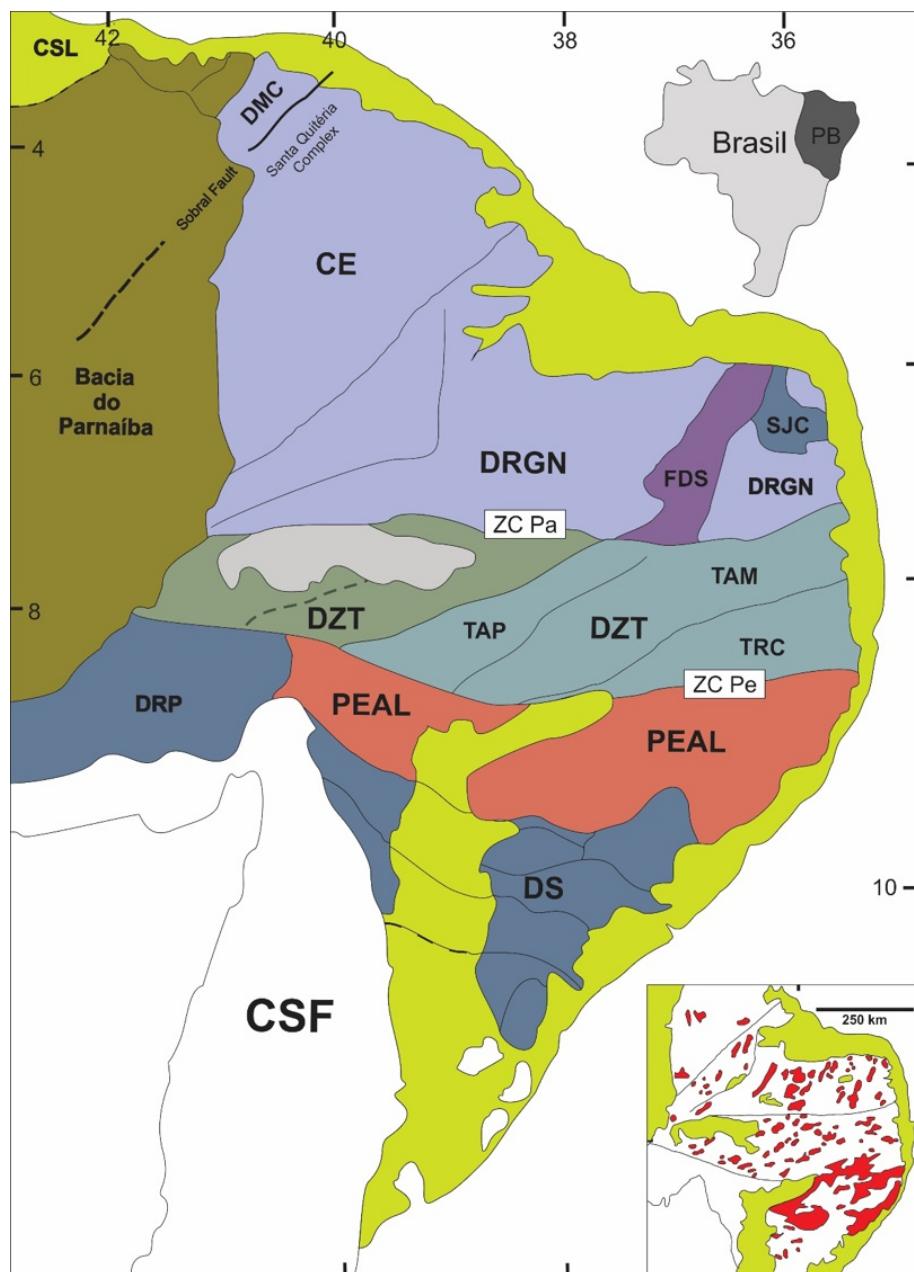


Figura 1 - Principais Domínios e Terrenos da Província Borborema. PB= Província Borborema; PEAL= Domínio Pernambuco-Alagoas; RGND= Domínio Rio Grande do Norte; DZT= Domínio da Zona Transversal; CE= Domínio Ceará Central; CSF= Cráton São Francisco; DRP= Domínio Riacho do Pontal; DS= Domínio Sergipano; TAM=Terreno Alto Moxotó; TAP= Terreno Alto Pajeú; SJC= Núcleo Arqueano São José do Campestre; ZC Pa = Zona de Cisalhamento Patos; ZC Pe = Zona de Cisalhamento Pernambuco. Modificado de Van Schmus *et al.* (2008).

Trabalhos subsequentes mostram que o Domínio PEAL possui um contexto geológico mais complexo, sendo constituído por litotipos diversificados, incluindo: (1) rochas supracrustais de origem sedimentar e vulcano-sedimentar, ocasionalmente gnaissificadas e migmatizadas, (2) ortognaisses migmatizados (3) e granitoides neoproterozoicos pré-, sin-, tardi- a pós-colisionais com características geoquímicas distintas e geradas a partir de diferentes protólitos (SANTOS, 1995; MEDEIROS, 1998; CARMONA, 2000; SILVA FILHO *et al.*, 2014). Esses autores correlacionaram as

rochas supracrustais com o Complexo Cabrobó, e as rochas ortoderivadas migmatizadas com o Complexo Belém do São Francisco, utilizando como referência as descrições litológicas de Santos (1995) e Medeiros (1998).

Silva Filho *et al.* (1996, 1997) identificaram suítes graníticas de assinatura cálcio-alcálicas a shoshoníticas, metaluminosas a peraluminosas, intrudidas em gnaisses migmatíticos orto- e paraderivados. Estas suítes foram divididas em três batólitos: Buique-Paulo Afonso, Águas Belas-Canindé e Ipojuca-Atalaia (Figura 2).

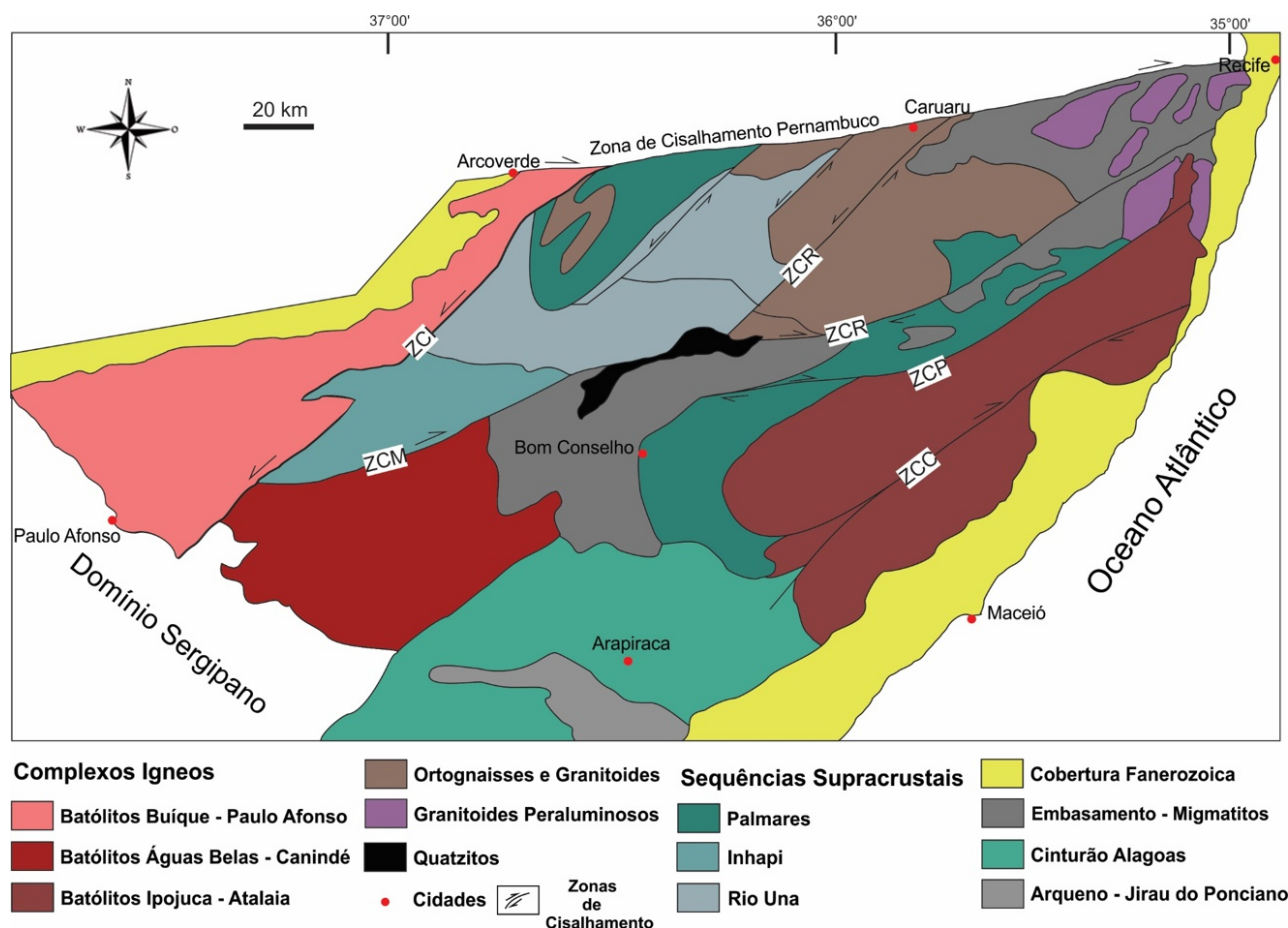


Figura 2 – Mapa geológico simplificado do PEAL leste mostrando os principais compartimentos geológicos-estruturais. ZCP – Zona de Cisalhamento Palmares; ZCM - Zona de Cisalhamento Maravilha; ZCR - Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCL - Zona de Cisalhamento Limitão; ZCRC - Zona de Cisalhamento Rio da Chata; ZCI - Zona de Cisalhamento Itaíba; Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCC - Zona de Cisalhamento Cajueiro. Modificado de Silva Filho *et al.* (2014).

Essas suítes foram, juntamente com rochas supracrustais adjacentes, posteriormente separadas em três subdomínios (Água Branca, Palmares e Garanhuns), identificados por Silva Filho *et al.* (2010) utilizando dados isotópicos Sm-Nd e mapeamentos geológicos sistemáticos. No Domínio Água Branca as idades modelo variam de 1,2 a 1,5 Ga, no Domínio Palmares de 0,9 a 1,2 Ga e no Domínio Garanhuns são mais antigas que 1,7 Ga.

Análises Sm-Nd em rocha total realizados por Silva Filho *et al.* (2014), indicam idade modelo de 2,22 Ga para o Maravilha, com valores de ϵ_{Nd} (0,6 Ga) de -15,8. Esses valores apontam uma característica não juvenil para este corpo.

3.2 Geologia Local

O PM constitui um corpo alongado de direção ENE-WSW (Figura 3), de formato irregular e tamanho de aproximadamente 170 Km². O plúton encontra-se em contato tectônico com as rochas metassedimentares da Sequência Inhapi, na qual constitui uma sequência supracrustal brasileira, com idades máximas de deposição por volta de 629±Ma, e importantes contribuições de rochas ígneas tonianas, a partir de dados U-Pb (SHRIMP) realizados por Silva Filho *et al.* (2014). Na região, essa sequência é constituída por granada-moscovita-biotita-gnaisses, ocasionalmente migmatizados, anfibolitos, quartzitos, cálcio-silicáticas e sillimanita-granada-biotita-gnaisses.

No mesmo trabalho de Silva Filho *et al.* (2014), idades U-Pb SHRIMP mostram valores tonianos para um sheet ortognaissico migmatizado localizado na porção central da região de estudo. Relações estruturais mostram uma história deformacional mais antiga para esta rocha, sendo esta retrabalhada no evento brasileiro, e possivelmente o embasamento cristalino da região.

São comuns a presença de enclaves máficos e dioríticos, microgranulares a faneríticos finos a médios, ao longo do corpo, sendo pretéritos a colocação do plúton, assim como diques dioríticos e pegmatíticos epigenéticos em relação ao PM que foram divididos em 2 fases: (a) Diques pegmatíticos ricos em Plagioclásio + Quartzo ± Moscovita, pré-tectônicos e paralelos a foliação principal da encaixante; e (b) Diques dioríticos mesocráticos faneríticos finos e pegmatitos a Pl + Qtz + Muscovita ± Turmalina, que cortam a foliação principal.

3.3 Caracterização Petrográfica

As fácies do Plúton Maravilha aqui estudadas consistem em tonalitos holocristalino porfirítico a faneríticos médios, com porções isotrópicas a foliadas, a depender do estado de deformação, representado por fenocristais de plagioclásio que chegam a 2 cm, em uma matriz fanerítica mesocrática de granulação fina a média, com fenocristais e localmente gnaissificados. Essas rochas são compostas essencialmente por plagioclásio (47-59%), biotita (5-36%), quartzo (22-31%), anfibólio (1-25%), titanita (1-3%), epidoto, apatita, allanita, minerais opacos e zircão como acessórios.

A foliação é dada principalmente pela orientação das biotitas e anfibólios idiomórficos, assim como pelo posicionamento dos fenocristais de plagioclásio quando alongados segundo o eixo C. Em porções nas quais a deformação em estado sólido é mais proeminente, a foliação é marcada por grãos de quartzo e plagioclásio estirados.

Os fenocristais de plagioclásio são anedrais e de disposição irregular arredondada a alongada em relação ao eixo C, e variam de 2 mm a até 2 cm, com

grãos chegando a 5 mm na extensão do eixo alongado, com relação comprimento/largura em torno de 3/1. Possuem maclas polissintéticas bem desenvolvidas, com frequentes geminações de deformação (maclas em cunha ou dobradas).

A biotita se apresenta como grãos lamelares, eudrais a subeudrais, inclusos nos plagioclásios ou intersticiais, circundando agregados de plagioclásio e os fenocristais. Suas palhetas possuem tamanhos variados, de submilimétricos até 1,2 mm em seu comprimento, com relação 2/1 a 10/1 em relação a largura. Possui bordas cloritizadas em alguns grãos, indicando o início de uma reação retrometamórfica. Seus contatos são retilíneos, serrilhado, por vezes interlobados com o restante das fases presentes nos litotipos. Mostram inclusões principalmente de zircão e epidoto.

O anfibólio presente é representante do grupo das hornblendas. Possui duas fases distintas, sendo a primeira de formato irregular, anédricas a subédricas, de contatos retilíneos a interlobados com as demais fases da trama, e outra idiomórfica a hipidiomórfica, em prismas alongados orientados segundo trend deformacional.

O quartzo e os plagioclásios da matriz se mostram de maneira semelhante, com contatos irregulares, possuindo formatos arredondados a levemente alongados, e relações convexo/côncava entre eles. São comuns inclusões parciais ou totais de hornblenda e biotita. Possuem tamanhos variando entre 0,7 a 4 mm. O quartzo também está presente preenchendo fraturas e interstícios nas outras fases da trama.

Nas porções em que a deformação em estado sólido é intensa, principalmente nas próximas a zonas de cisalhamento, o quartzo aparece estirado

chegando a relações comprimento/largura de 8/1, com formação de subgrãos e migração de borda. Nessas porções é possível observar uma segunda fase de nucleação de grãos de quartzo e plagioclásio por recristalização dinâmica, com posterior preenchimento de espaços formando inclusões de formato irregular (ameboidais, estelares, estiradas, etc.). Ambos os minerais estão parcialmente ou totalmente incluídos nas biotitas.

Os minerais acessórios presentes são: (a) a titanita, que se mostra anédrica a subédrica, de formato irregular, quando em zonas de maior deformação, a idiomórfica losangular, está contida em todas as fácies presentes do plúton entre grãos de plagioclásio e biotita, em alguns casos inclusos em grãos de anfibólio e plagioclásio, possuindo contatos retilíneos a interlobados. É comum aparecer fragmentada, e frequentemente ligada aos minerais máficos; (b) a allanita, na qual está presente como núcleos nos grãos de epidoto, quase sempre com o formato arredondado, frequentemente irregular. Também está presente inclusa em cristais idiomórficos de biotita; (c) a apatita, presente em 2 fases distintas, sendo a primeira como grãos micrométricos alongados em relação ao eixo c inclusos nos grãos maiores de plagioclásio, e outra como grãos xenomórficos milimétricos intersticiais, por vezes incluídos parcial ou totalmente pela biotita.

O mineral opaco predominante é a magnetita, presente em grãos idiomórficos octaedrais intersticiais com tamanhos submilimétricos em torno de 0,4 mm, e inclusões hipidiomórficas a xenomórficas nas biotitas e hornblendas.

A presença do epidoto magmático caracteriza condições relativamente de alta P para cristalização de magmas graníticos, implicando formação em zonas profundas, altamente oxidantes, da crosta

inferior (ZEN & HAMMARSTROM, 1984; CABY *et al.*, 2009).

Além do epidoto magmático, outras fases podem inferir nas condições oxirredutoras de formação de plútons graníticos. A fugacidade de oxigênio dos magmas silicáticos pode ser indicada pelo equilíbrio hedenbergita + ilmenita + oxigênio = titanita + magnetita + quartzo, onde a presença dessas assembleias caracteriza o granitoide como reduzido ou oxidado (WONES, 1989). No caso do Plúton Maravilha, as presenças da magnetita, juntamente com a titanita e o quartzo, indicam condições oxidantes na cristalização do magma.

3.4 Caracterização Geoquímica

A análise geoquímica tem como proposta caracterizar quimicamente, através de elementos maiores e traços, as fácies presentes no PM, obtendo assim sua relação genética e identificação dos processos sofridos desde seu magma primário.

Foram selecionadas 8 amostras (Figura 3) para estudos litogeoquímicos (Tabela 1). As amostras foram analisadas no Acme Analytical Laboratories Ltda (Vancouver, Canadá). As análises de elementos maiores foram feitas por Espectrometria de Emissão com Plasma Induzido Acoplado (ICP-ES), e os elementos traços e elementos terras raras (ETR) determinados por Espectrômetro de Massa com Plasma Induzido Acoplado (ICP-MS).

As amostras analisadas mostram variações nos conteúdos totais de SiO₂ (55,92%-65,55%), Al₂O₃ (14,79%-17,87%), TiO₂ (0,74%-1,21%), MgO (2,01%-4,52%), CaO (3,01%-6,64%), P₂O₅ (0,17%-0,37%), Na₂O (3,41%-4,19) e K₂O (1,88%-5,26). Apresentam-se no campo das rochas cálcio-alcálicas no diagrama AFM (Figura 4a). Os altos

valores de K₂O presentes nesses litotipos são divergentes com as suítes tonalíticas-granodioríticas clássicas, porém são concordantes com as assinaturas das rochas presentes no Domínio PEAL.

São magnesianas segundo os valores de Fe# (FeO/FeO+MgO) propostos por Frost *et al.* (2001), caindo próximas aos limites entre os campos das rochas das séries ferrosa e magnesiana (Figura 4b), assim como predominantemente metaluminosas, com apenas uma espécie caindo no campo das rochas peraluminosas, segundo diagrama de índice de aluminosidade proposto por Shand (1943) (Figura 5).

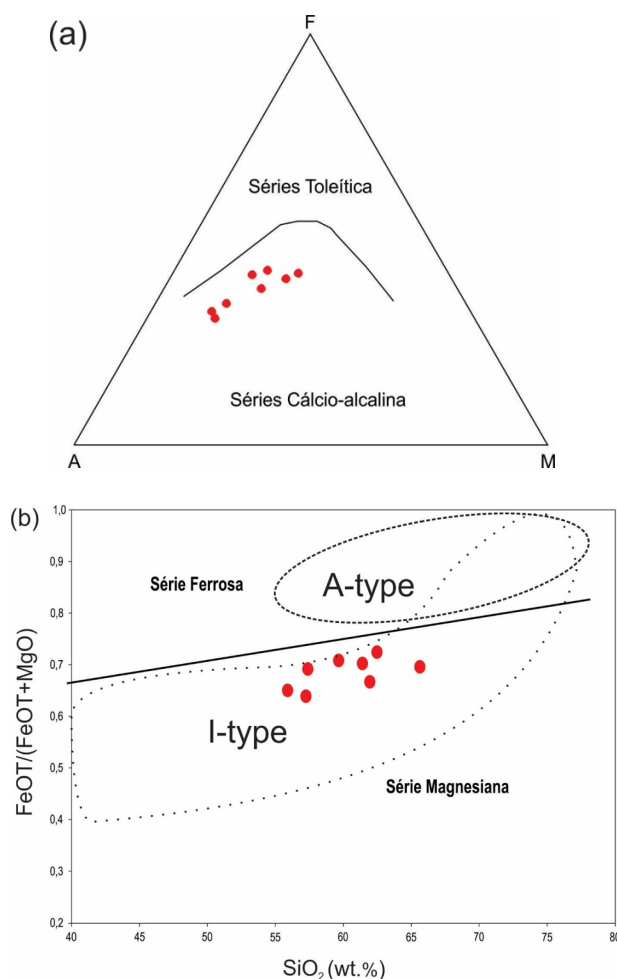


Figura 4: Diagramas discriminantes de alcalinidade. (a) AFM plot (Irvine & Baragar, 1971) (b) Diagrama das séries magnesianas e ferrosas de Frost *et al.* (2001).

Tabela 1: Composição química da fácies tonalítica do Plúton Maravilha.

Unidade	Plúton Maravilha							
	Elementos/Amostras (%peso)	SI-415-A	SI-420	SI-421	SI-422	SI-425	SI-434-A	SI-439
SiO₂	57,26	62,12	55,92	62,47	61,39	59,35	65,55	56,64
Al₂O₃	15,20	15,55	16,52	16,15	16,12	16,94	14,79	17,87
MnO	0,15	0,11	0,14	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12
MgO	4,52	2,96	4,47	2,01	2,26	2,28	2,79	2,93
CaO	6,64	5,12	5,14	4,44	3,53	4,09	3,01	5,88
Na₂O	3,50	3,98	3,56	3,99	3,41	3,57	2,47	4,19
K₂O	1,99	1,88	2,91	3,32	5,16	5,26	2,78	2,52
TiO₂	1,21	0,95	1,10	0,74	0,86	0,89	0,84	1,03
P₂O₅	0,17	0,29	0,37	0,24	0,32	0,37	0,16	0,3
Fe₂O₃	8,07	6,02	8,33	5,32	5,41	5,79	6,47	7,34
Lol	1,0	0,7	1,2	0,9	1,0	0,9	0,7	0,7
Total	99,71	99,68	99,66	99,68	99,56	99,54	99,68	99,52
Elementos (ppm)								
Ba	698	454	812	1001	1393	1863	733	1742
Cs	3,7	4,2	6,1	2,2	13,3	14,2	4,9	11,3
Ga	20,6	20,2	25,9	19,1	20,0	18,3	18,3	23
Hf	6,0	7,3	6,2	5,1	12,4	14,7	6,0	7,3
Nb	14,4	15,9	12,0	11,5	17,9	12,5	11,3	12,5
Rb	72,2	77,3	116,8	89,2	169,9	134,0	97,1	68
Sr	376,9	744,1	631,3	477,9	528,0	578,8	194,0	726,2
Ta	0,6	0,9	0,6	0,9	0,8	0,5	0,8	0,4
Th	3,2	7,0	2,4	10,6	11,9	6,3	11,2	2,3
U	0,8	1,9	1,4	0,9	1,2	1,2	1,2	0,8
V	186	128	157	94	99	99	143	149
W	109,3	228,8	128,5	242,2	233,3	143,8	261,0	3,0
Zr	234,3	314,9	248,7	195,3	449,9	528,2	216,5	279,4
Y	30,7	32,9	19,4	24,7	34,9	31,0	24,1	20,3
La	28,0	30,2	26,1	36,0	64,5	46,7	41,6	37,6
Ce	65,0	71,0	63,9	74,9	144,6	103,7	89,9	70,7
Pr	8,15	8,58	8,04	8,84	16,97	12,12	10,62	8,22
Nd	33,5	34,8	30,3	32,8	65,9	49,6	39,9	34,1
Sm	7,66	8,70	6,37	6,30	11,95	9,93	7,52	6,41
Eu	1,74	2,40	1,56	1,43	2,10	2,31	1,36	1,85
Gd	7,77	7,25	5,71	5,83	9,67	8,82	6,53	5,76
Tb	1,11	1,12	0,75	0,81	1,31	1,19	0,95	0,82
Dy	6,65	6,52	3,89	4,66	7,48	6,47	5,25	4,31
Ho	1,20	1,12	0,68	0,92	1,14	1,13	0,91	0,83
Er	3,60	3,09	1,99	2,45	3,20	3,23	2,72	2,29
Tm	0,50	0,44	0,27	0,34	0,47	0,42	0,46	0,31
Yb	3,03	2,70	1,69	2,26	3,02	2,58	2,87	1,79
Lu	0,45	0,38	0,27	0,31	0,40	0,37	0,43	0,29

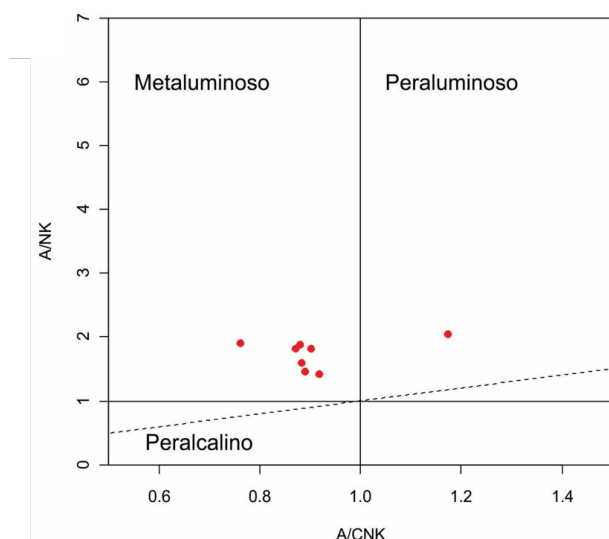


Figura 5: Diagrama de índice de aluminosidade de Shand (1943) para amostras do Plúton Maravilha.

O *spidergram* (Figura 6a) para elementos incompatíveis normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982) é caracterizado por anomalias positivas de K, La, Nd e Tb e negativas de Nb, Ta, P, Ti e Sr, assim como baixos valores de Yb, as quais são características comuns em granitoides

associados de arcos magmáticos (BRIQUEU *et al.*, 1984; FOLEY *et al.*, 2000; KIRCHENBAUR & MUNKER, 2015). As anomalias de Sr, P e Ti indicam um possível processo de fracionamento do feldspato, apatita e de minerais titaníferos como a ilmenita e o rutilo.

Os padrões de ETR, normalizados em relação aos valores do condrito (THOMPSON, 1982) (Figura 6b), são caracterizados por padrões enriquecidos, moderadamente fracionados, com razões CeN/YbN variando de 4,99 a 56,73 ($\bar{x} = 13,21$), razões LaN/SmN de 2,14 a 7,53 para ETRL e razões GdN/YbN de 1,8 a 5,2 para ETRP.

A maioria das amostras analisadas mostram anomalias negativas de Eu pouco profundas, porém presentes, com (Eu/Eu*) variando de 0,57 a 1,1. Esses valores implicam no processo de cristalização fracionada para formação do magma parental, e/ou formação por fusão de uma crosta já diferenciada.

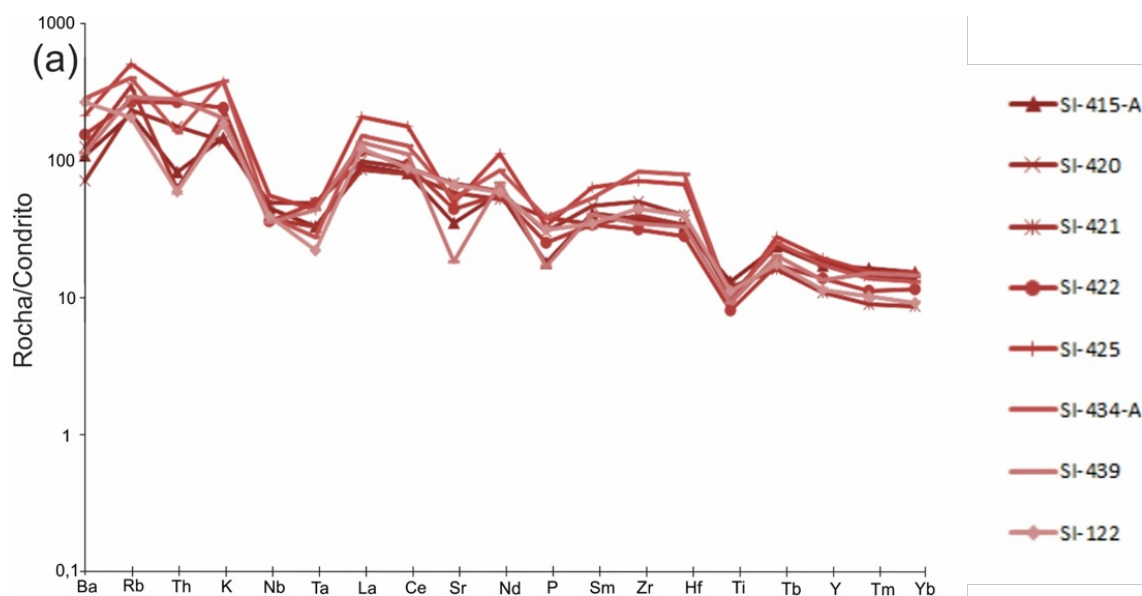


Figura 6a: Spider Diagrams, normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982) para ETR.

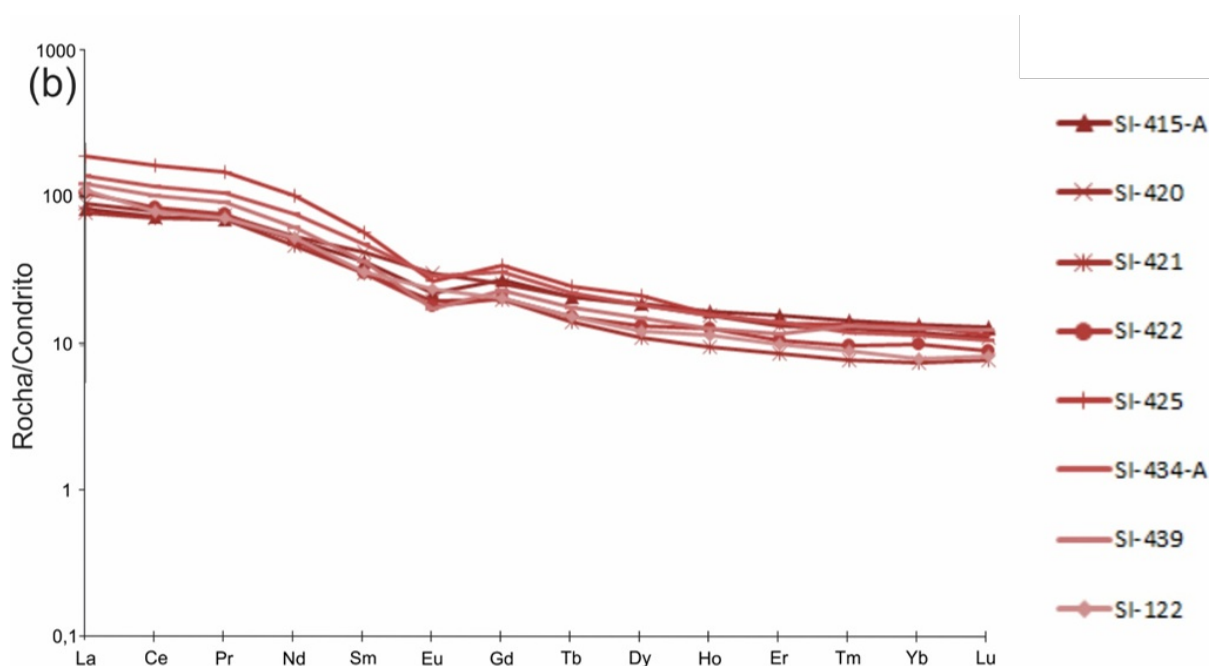


Figura 6b: Spider Diagrams, normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982) para elementos traços.

3.5 Petrogênese e Implicações Geotectônicas

Quando projetadas no diagrama de discriminação tectônica Th vs Ta de Schandl & Gorton (2002) (Figura 7a), as amostras estudadas caem no campo das rochas de margem continental ativa. No diagrama ternário Rb/30-Hf-Ta*3 de Harris *et al.* (1986), assim como nos diagramas Rb vs Ta+Yb e Ta vs Yb de Pearce *et al.* (1984), as rochas do PM mostram afinidade com os granitoides de arcos vulcânicos (Figuras 7 b,c e d).

Os valores de isótopos de Nd encontrados (TDM = 2,2 Ga; ϵ_{Nd} = -15.8 a 0,6 Ga) por Silva Filho (2014), juntamente com as assinaturas geoquímicas da rocha, nas quais apresentam enriquecimento em ETRL, evidenciam forte componente crustal, possivelmente herdado de sua rocha fonte. Outra possibilidade é a formação do magma parental por assimilação de rochas crustais arqueanas em processos de hibridização (magma mixing),

tendo em vista que rochas com essas idades foram encontradas em núcleos do embasamento em trabalhos de Silva-Filho (2002).

Dados experimentais mostram que para geração de magmas graníticos a partir da fusão de uma crosta pré-existente, é necessário não apenas uma profundidade significativa, mas também uma grande influência de fluidos para poder diminuir a temperatura de fusão do material (ENGLAND & THOMPSON, 1984; WEINBERG & HASALOVÁ, 2015).

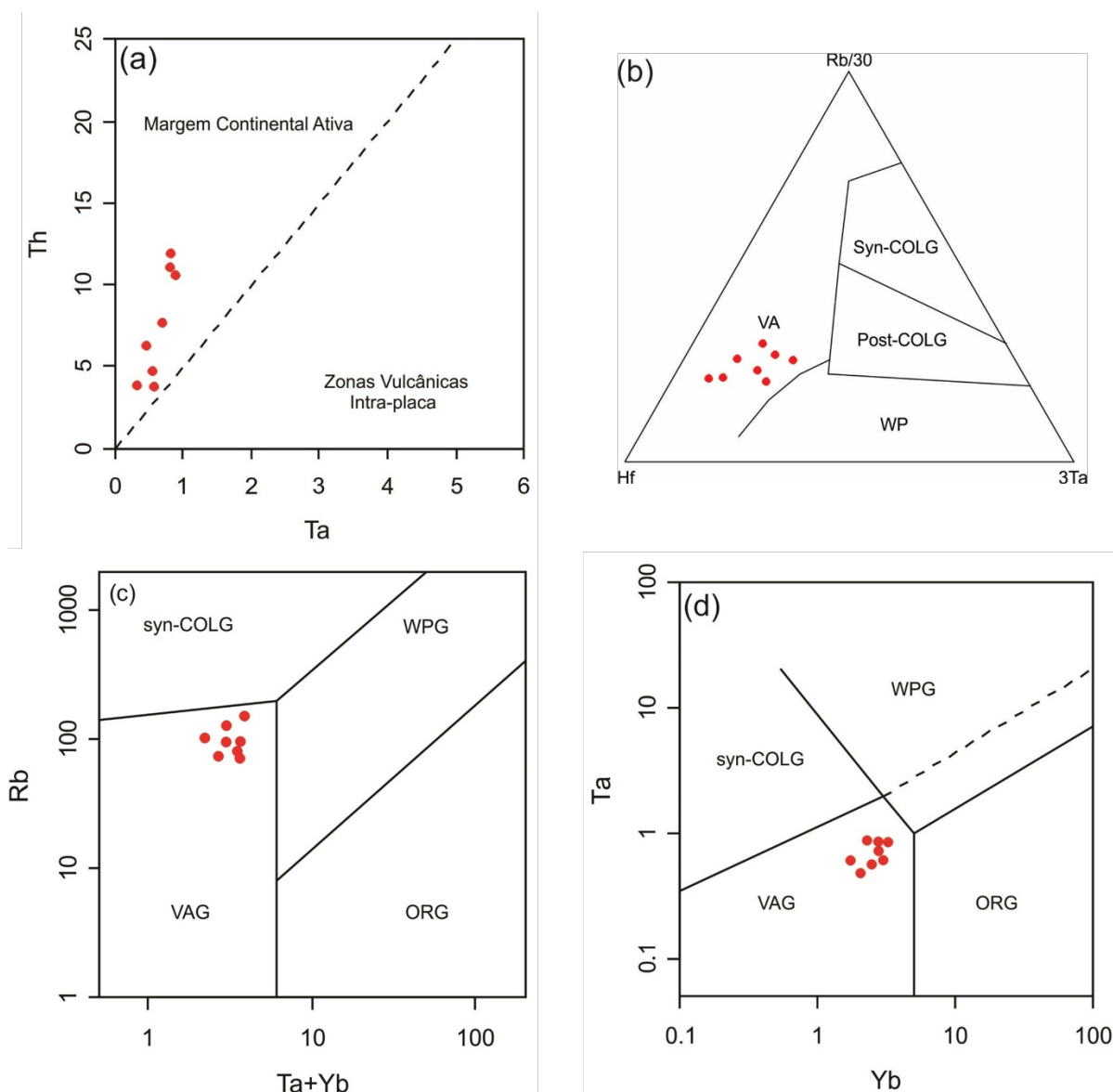


Figura 7: Diagramas de discriminação tectônica. (a) Schandl & Gorton (2002); (b) Harris et al., (1986); (c) e (d) Pearce et al. (1984). VAG – Granitos de Arcos Vulcânicos; WPG – Granitos Intraplacas; Syn-COLG - Granitos Sin-colisionais; ORG – Granitos de dorsais oceânicas.

4. CONCLUSÃO

Os dados apresentados mostram o Plúton Maravilha como um tonalito, de textura porfírica, formado por fenocristais de plagioclásio em uma matriz com diferentes proporções de quartzo, hornblenda, biotita e epidoto magmático. Geoquimicamente o PM é magnesiano, metaluminoso e cálcio-alcálico, apresentando padrões enriquecidos e moderadamente fracionados para os ETR. A assembleia magnetita-titanita-

Revista de Geologia 29 (2), 2016.

quartzo, assim como presença de epidoto magmático em suas fácies, indicam condições de cristalização oxidantes.

Os dados geoquímicos sugerem uma afinidade aos ambientes de arco magmático ao PM. Esses valores podem também ser justificados por uma formação por fusão parcial de uma crosta preexistente na qual confere esta assinatura. Outra explicação seriam intensos processos de assimilação de

material crustal ao longo da trajetória do magma primário. Essas hipóteses são corroboradas com os valores altamente negativos de isótopos de Nd encontrados por Silva Filho (2014), além da idade modelo paleoproterozoica. (TDM = 2,2 Ga; $\epsilon\text{Nd} = -15.8$ a 0,6 Ga).

O Plúton Maravilha representa um registro de magmatismo de arco gerado na Orogênese Brasileira.

Ainda é necessário um estudo mais robusto, adicionando dados estruturais e de geoquímica isotópica, para poder aprimorar o conhecimento da história petrogenética e deformacional sofrida pelo plúton e rochas adjacentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 7, p. 349-364.
- BARNES, C. G.; PETERSEN, S. W.; KISTLER, R. W.; MURRAY, R., KAYS, M. A. 1996. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. *Contrib. Miner. Petrol.* 123, 40–60.
- BARNES, C. G.; YOSHINOBU, A. S.; PRESTVIK, T.; NORDGULEN, A.; KARLSSON, H. R.; SUNDVOLL, B. 2002. Mafic magma intraplating: anatexis and hybridization in arc crust, Bindal Batholith, Norway. *Journal of Petrology* 43, 2171 – 2190.
- BRIQUEU, L.; BOUGAULT, F.; JORON, J. L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci Lett.*, Vol. 68, p. 297-308.
- BRITO NEVES, B. B. 1975 de. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198 p.
- BRITO NEVES, B. B., DOS SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani U., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. International Geological Congress, 31st, Rio de Janeiro, Brazil, p.151- 182.
- CABY, R.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P. H. 2009. High-pressure thermal aureoles around two Neoproterozoic synorogenic magmatic epidote-bearing granitoids, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 27, Issues 2-3, P. 184-196.
- CARMONA, L. C. M. 2000. Geologia, geoquímica e avaliação econômica do migmatito Rosa Imperial, domínio meridional da Província Borborema, NE do Brasil. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 187 p.
- CASTRO, A. 2013. Tonalite–granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth-Science Reviews*. Vol 124, 68–95.
- ENGLAND, P. C.; THOMPSON, A. B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, I, Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust, *Journal of Petrology*, Vol. 25, p. 894-928.
- FOLEY, S. F.; BARTH, M. G.; JENNER, G. A. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 933–938.
- FROST, B. R.; BARNES, C.; COLLINS, W.; ARCULUS, R.; ELLIS D.; FROST, C. 2001. A chemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 42, pp. 2033-2048.

- FROST, C. D.; FROTS B. R.; BEARD J. S. 2016. On Silica-rich granitoids and their eruptive equivalentes. *American Mineralogist*, Volume 101, pages 1268–1284, REVIEW.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In M. P. Coward & A. C. Ries (Eds), *Collision Tectonics*, p. 67-81.
- HYNDMAN, D. W.; FOSTER, D. A. 1988. The role of tonalites and mafic dikes in the generation of the Idaho Batholith. *Journal of Geology*. Vol. 96, p. 31-46.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- KIRCHENBAUR, M.; MÜNKER, C. 2015. The behaviour of the extended HFSE group (Nb, Ta, Zr, Hf, W, Mo) during the petrogenesis of mafic K-rich lavas: The Eastern Mediterranean case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 165, P. 178-199.
- LYRA DE BRITO, M. F. L.; SILVA FILHO, A. F., SANTOS, E. J. 2002. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Santana do Ipanema (SC.24-X-D-I, escala 1:100.000). Estados de Alagoas e Pernambuco. CPRM. Recife-PE, Brasil.
- MEDEIROS, V. C.; SANTOS, E. J. 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil.
- MENDES, V. A.; BRITO, M. F. L.; PAIVA, I. P. 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha Arapiraca (SC.24-X-D, escala 1:250.000). Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. CPRM Recife-PE, Brasil.
- PATIÑO DOUCE, A. E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100, p. 15623-15639.
- PEARCE, J.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. D.; 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* Vol. 25, p. 956–983.
- SANTOS, E. J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219 p.
- SANTOS, E.J. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta Geológica. Escala 1:250.000 (Folha SC.24-X-A – Belém do São Francisco). Brasília, CPRM.
- SCHANDL, E. S.; GORTON, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, Vol. 97, p. 629-642.
- SHAND, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites* (revised second edition): Hafner Publishing Co., New York, 444 p.
- SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; KOZUCH, M. 1996. Mineral chemistry and tectonic significance of Neoproterozoic ultrapotassic plutonic rocks from Cachoeirinha Salgueiro fold belt, northeastern Brasil. *International Geology Review*, Vol. 38, p. 649-664.
- SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; BRITO, M. F. L.; PIMENTEL, M. M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonic granitoids from the Proterozoic Sergipano fold belt, Brazil: significance for

- 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 Gneissoids. *Godwana Research*, vol. 5(2), p. 409-422.
- SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; PEREIRA, V. P.; ARMSTRONG, R.; SIAL, A. N. 2010. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*. Vol. 17, p. 676-687.
- SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; VAN SCHMUS, W. R.; ARMSTRONG, R. A.; DA SILVA, J. M.; OSAKO, L. S.; CONCENTINO, 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. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. Volume 103, Issue 8, p. 2155–2190.
- THOMPSON, R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, Vol.18, p. 49-107.
- 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: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J. (eds) *West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic*. v. 294, p. 69-99.
- WEINBERG, R. F.; HASALOVÁ, P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212-215, p. 158-188.
- WONES, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, Vol. 74, p. 744-749.
- ZEN, E.; HAMMARSTROM, J. M. 1984. Magmatic epidote and its petrological significance. *Geology*, Vol. 12, p. 515-518.