



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LUAN CAVALCANTE DÁTTOLI

GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO ORTOGNAISSE MARAVILHA,
DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS

RECIFE

2017

LUAN CAVALCANTE DÁTTOLI

GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO ORTOGNAISSE MARAVILHA,
DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.

RECIFE

2017

D234g Dátoli, Luan Cavalcante.

Geologia, petrologia e geoquímica do Ortognaisse Maravilha, domínio Pernambuco-Alagoas / Luan Cavalcante Dátoli. - 2017.

123 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.

Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Ortognaisse Maravilha. 3. U-Pb. 4. Domínio Pernambuco-Alagoas.

I. Silva Filho, Adejardo Francisco da (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-230

LUAN CAVALCANTE DÁTTOLI

**GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO ORTOGNAISSE MARAVILHA,
DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Aprovada em: 28/03/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Ignez de Pinho Guimarães (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr.^a Maria de Fátima Lyra de Brito (Examinador Externo)
Serviço Geológico do Brasil – SUREG/RE

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradecerei pessoas que lutam ao meu lado a todo o momento, e que sem dúvida são minhas principais referências da arte de viver: meus pais, André Dátoli e Celeste Cavalcante; meus avôs, Ângelo e Airton (*in memoriam*); minhas avós, Celeste e Hilda; e meu irmão Vitor Dátoli;

Agradeço ao Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho, que me deu a oportunidade de trabalhar neste projeto, além do conhecimento repassado em cada discussão. Aos professores Ignez Guimarães e José Maurício Rangel da Silva, os quais ajudaram em todo processo de evolução do trabalho, sempre somando com ideias e críticas construtivas;

Agradeço aos colegas Jefferson Lima, Lucilene Santos e Douglas Farias, os quais sempre responderam minhas dúvidas sem delongas, mostrando caminhos para chegar ao resultado esperado;

Aos professores Sérgio Neves, Paulo Correia e Thaís Araújo, por se mostrarem sempre dispostos a responderem minhas perguntas;.

À Ramilla, Gabriel Hirata, Thaise, Leo, Victor, Índio entre outros, que sem dúvida tornaram minha estadia em Recife mais alegre.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento (proc. 477.462/2012) de parte dos gastos ao longo do desenvolvimento desta dissertação, além do apoio financeiro através da concessão da bolsa de mestrado;

Ao Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB, em especial ao Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho, e demais profissionais responsáveis, pelas análises minerais realizadas neste laboratório;

Get up, stand up
Stand up for your rights!
Get up, stand up
Don't give up your fight!
(Bob Marley)

RESUMO

O Ortognaisse Maravilha consiste em uma intrusão polideformada, aflorante em uma área de 200 km², presente no Domínio Pernambuco-Alagoas, porção sul da Província Borborema. Possui composição tonalítica, de textura fanerítica a porfirítica, fraco a fortemente foliado, e composição modal com variadas quantidades de plagioclásio, biotita, anfibólio, quartzo e microclina, além de epídoto magmático, titanita, allanita, apatita e zircão como acessórios. Enxames de enclaves máficos e dioríticos são observados frequentemente. Sua deformação dúctil é resultante de dois eventos, D₂ e D₃, ambos de carácter transpressional, sendo D₂ atuante durante a colocação do protólito. As biotitas presentes possuem composição entre eastonita e siderofilita, e os anfibólios são pargasitas e ferro-pargasitas. São quimicamente metaluminosos, magnesianos e cálcio-alcalino de médio a alto-K. Estimativas geotermobarométricas indicam pressão de cristalização do plúton variando de 6,0 a 7,3 Kbar, a uma temperatura entre 706° a 784,6 °C. Possui enriquecimento em HFSE, com aranhogramas caracterizados por anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti, e ETR, mostrando fracionamento moderado e anomalia de Eu pouco significativa. Análises isotópicas U-Pb em zircões por SRHIMP indicam idade de cristalização do protólito de 646 ± 5 Ma, além de 983 ± 7 Ma para o protólito do embasamento ortognáissico migmatítico. Os dados isotópicos Sm-Nd ($\epsilon_{Nd} = -15,8$; $T_{DM} = 2,2$ Ga) sugerem significativo componente crustal paleoproterozoico em sua formação, além de carácter não juvenil. A sua formação sucedeu em um evento sin-tectônico na porção centro-oeste do Domínio Pernambuco-Alagoas. A integração de dados sugere três possíveis modelos de formação para o OM: fusão da crosta inferior paleoproterozoica ou fusão de um manto litosférico metassomatizado em eventos orogenéticos no Paleoproterozoico.

Palavras-chave: Ortognaisse Maravilha. U-Pb. Domínio Pernambuco-Alagoas.

ABSTRACT

The Maravilha Orthogneiss (MO) consists in a polideformed intrusion, which crops out in 200 km² of area in the Pernambuco-Alagoas Domain, southern part of the Borborema Province. It displays tonalitic composition, with faneritic to phorfiritic, isotropic to strongly foliated, along with modal composition possessing different amounts of plagioclase, biotite, amphibole, quartz and microcline. The accessories minerals are magmatic epidote, titanite, allanite and apatite and zircon. The MO is marked by swarms of mafic and dioritic enclaves. It was affected by two main ductile deformational events: D₂, the moment of MO emplacement, and D₃, both of them with sinistral transpressional kinematic. The biotites have chemical between eastonites and siderofilites. The amphiboles are pargasites and ferro-pargasites. Geothermobarometric estimates indicate pluton crystallization pressure of 6.0 to 7.3 Kbar at a temperature between 706° and 784.6 C°. It has enrichment in HFSE, possessing negative anomalies of Nb, Ta, P and Ti, and ETR values showing moderate fractionation and no significant Eu anomaly. U-Pb isotopic analyzes in zircons by SRHIMP indicate the age of crystallization of the protolith of 646 ± 5.1 Ma, besides 983 ± 7 Ma for the protolith of the migmatitic orthogneiss basement. It presents an isotopic signature ($\epsilon_{\text{Nd}} = -15.8$; $T_{\text{DM}} = 2.22$ Ga), which suggests a significant Paleoproterozoic crustal component in its formation, besides non-juvenile character. The MO formation happened in a sin-tectonic event in the center-west portion of the Pernambuco-Alagoas Domain. The integration of data suggests three possible training models for MO: melting of lower paleoproterozoic crust or melting of a metassomatized lithospheric mantle in orogenic events in the Paleoproterozoic.

Keywords: Maravilha Orthogneiss. U-Pb. Pernambuco-Alagoas Domain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo com a principal rota partindo de Recife (PE). O retângulo vermelho representa a área de estudo (Fonte: Google Earth).	18
Figura 2. Província Borborema e seus principais domínios.	23
Figura 3. Mapa simplificado do Domínio PEAL leste	25
Figura 3.1 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).	32
Figura 3.1. Mapa geológico simplificado do PEAL leste mostrando os principais compartimentos geológicos-estruturais.....	34
Figura 3.3. Mapa geológico simplificado da área de estudo.....	37
Figura 3.4. Diagramas discriminantes de alcalinidade. (a) AFM <i>plot</i> (Irvine e Baragar, 1971) (b) Diagrama das séries magnesianas e ferrosas de Frost et al. (2001).	40
Figura 3.5. Diagrama de índice de aluminosidade de Shand (1943) para amostras do Plúton Maravilha.	41
Figura 3.6. <i>Spider Diagrams</i> , normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982)	43
Figura 3.7. Diagramas de discriminação tectônica.....	45
 4. RESULTADOS – ARTIGO 2	
Figura 4.1. Representação dos principais compartimentos do Domínio PEAL leste, porção sul da Província Borborema.....	53
Figura 4.2. Diagrama Q-A-P para granitoides (Streckeisen, 1976). Polígono verde: Plúton Maravilha; Polígono azul: ortognaisse migmatítico.	54
Figura 4.3. Aspectos de campo do Plúton Maravilha.....	54
Figura 4.4. Mapa Simplificado da área de estudo.....	56

Figura 4.5. Fotomicrografias das fácies presentes no PM.....	57
Figura 4.6. Diagramas discriminantes das análises químicas das biotitas presentes no PM.....	59
Figura 4.7. Diagramas discriminantes das análises químicas dos anfibólios presentes no PM.	62
Figura 4.8. Diagrama Ternário Ab-An-Or (albita-anortita-ortoclásio) para os feldspatos presentes no PM.	65
Figura 4.9. Aranhogramas normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982), para os minerais acessórios presentes no PM. A) Apatita; B) Allanita; C) Titanita; D) Zircão.	67
Figura 4.10. Coeficientes de partição da apatita, allanita (Brooks <i>et al.</i> , 1981), titanita (Ackerson, 2011) e zircão (Nagasawa, 1970) em rochas graníticas.	68
Figura 4.11 Diagrama $\log fO_2$ vs $10^3/T(^{\circ}K)$ utilizando valores segundo equação proposta por Wones (1989).	75
5. RESULTADOS – ARTIGO 3	
Figure 5.1. Borborema Province major domains according Van Schmus et al., (2008).....	83
Figure 5.2. Figure 2. Simplified geological map of the studied area.....	84
Figure 5.3. Simplified geological map of eastern part of PEAL domain (modified from Silva Filho et al., 2016), showing the studied area rectangle.....	85
Figure 5.4. Field aspects of Maravilha Orthogneiss and Inhapi Sequence.....	91
Figure 5.5. Petrographic aspects of the Maravilha Orthogneiss.....	93
Figure 5.6. Geochemical discriminate diagrams for Maravilha Orthogneiss (red balls) and mafic enclaves (green squares).....	96
Figure 5.7. Chondrite-normalized spidergrams (values from Thompson, 1982) for trace elements (a) and REE (b) patterns in bulk rock.	96
Figure 5.8. a) $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ - $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ diagram for metaluminous rocks with fields proposed by Patiño-Dulce (1999) of potential sources. b) Nb-Ta-Zr/Sm diagram of Foley et al. (2002), showing a possible low-Mg amphibole fractionation (the arrow represents the fractionation path).	97
Figure 5.9. Tectonic discrimination diagrams for the MO samples.	98

Figure 5.10. Field structural aspects of Maravilha Orthogneiss and adjacent rocks.....	102
Figure 5.11. Structural scheme for the studied area, showing estereogram from the main deformational phases (D_2 and D_3), and a profile (see map on figure 3) comprising the major units.	103
Figure 5.12. Cathodoluminescence images from zircon grains of migmatitic orthogneiss (24-B) and Maravilha Orthogneiss (SI-122).	105
...	
Figure 5.13. Concordia diagrams from migmatitic orthogneiss (a) and Maravilha Orthogneiss (b).....	107

LISTA DE TABELAS

3. RESULTADOS – ARTIGO 1

Tabela 1 – Composição química da fácies tonalítica do Plúton Maravilha.	42
--	----

4. RESULTADOS – ARTIGO 2

Tabela 1 – Análise de química mineral das biotitas da fácies tonalito do Plúton Maravilha. C – centro; B-borda.	60
--	----

Tabela 2 – Análise de química mineral dos anfibólios da fácies tonalito do Plúton Maravilha. C – centro; B-borda.	63
--	----

Tabela 3 – Análise de química de allanitas, apatita, titanita e zircões da fácies tonalito do Plúton Maravilha. C – centro; B-borda.	69
---	----

Tabela 4. Valores estimados de pressão de cristalização do PM segundo equações de Hollister (1987) e Schmidt (1992).	72
---	----

Tabela 5. Temperaturas de cristalização do PM segundo equação de Holland and Blundy (1990).	73
--	----

Tabela 6. Temperaturas de cristalização, baseado no conteúdo de Ti em zircão, segundo equação de Watson (2006).	74
--	----

5. RESULTADOS – ARTIGO 3

Table 1. Whole-rock chemistry of Maravilha Orthogneiss and mafic enclaves related.....	94
--	----

Table 2. Geobarometer estimative for Maravilha Orthogneiss protolith crystallization according Hollister (1987) and Schmidt (1992) equations.	99
--	----

Table 3. Crystallization temperature estimative for Maravilha Orthogneiss protolith, according equation of Holland and Blundy (1990). It was used Schmidt (1992) estimative pressure values for calculations.	99
--	----

Table 4: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for migmatitic orthogneiss.	106
--	-----

Table 5. Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for Maravilha Orthogneiss.	106
---	-----

SUMÁRIO

1	APRESENTAÇÃO.....	13
2	INTRODUÇÃO	14
2.1	ASPECTOS GERAIS	14
2.2	LOCALIZAÇÃO	15
2.3	MATERIAIS E MÉTODOS	16
2.3.1	Revisão Bibliográfica.....	17
2.3.2	Mapeamento Geológico	17
2.3.3	Petrografia	17
2.3.4	Química de Rocha Total.....	18
2.3.5	Química Mineral	18
2.3.6	Geocronologia U-Pb em zircão (SHRIMP).....	19
2.3.7	Integração dos Dados	19
3	CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS REGIONAIS	20
3.1	PROVINCIA BORBOREMA (PB)	20
3.1.1	Eventos Tectono-termiais na Província Borborema.....	22
3.1.2	Evento Cariris Velhos	22
3.1.3	Magmatismo e metamorfismo no brasileiro	22
3.2	DOMÍNIO PERNAMBUCO –ALAGOAS (PEAL).....	23
4	RESULTADOS – ARTIGO 1	26
5	RESULTADOS – ARTIGO 2	47
6	RESULTADOS – ARTIGO 3	79
7	CONCLUSÃO.....	117
	REFERÊNCIAS	119

1. APRESENTAÇÃO

O presente trabalho é o resultado de um estudo detalhado do Plúton Maravilha e sua relação com os litotipos adjacentes. Foram feitas campanhas de campo e análises laboratoriais, resultando em uma dissertação por base em três artigos científicos.

O autor deste trabalho foi bolsista de mestrado do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq. O projeto de dissertação contou com o apoio do projeto “Evolução dos Batólitos Águas Belas-Canindé, Buíque-Paulo Afonso e Ipojuca-Atalaia, entre o paleoproterozóico e o neoproterozóico com a utilização de isótopos de U-Pb e Hf em zircão (Edital Universal Proc. 477.462/2012-0 CNPq).

Este manuscrito se encontra estruturado em seis capítulos: o Capítulo 1 de carácter introdutório com informações gerais, justificativa, objetivos e materiais e métodos. Capítulo 2 apresenta informações a respeito das considerações geológicas regionais. No Capítulo 3, 4 e 5 são referentes aos artigos, um para cada artigo produzido a partir dos dados gerados nesta dissertação. No Capítulo 6 são apresentadas as conclusões e considerações finais da dissertação, considerando os resultados obtidos nos três artigos científicos. Devido a esta configuração, algumas formatações entre os capítulos referentes aos artigos podem haver diferenças, pois estão de acordo com as sugestões das revistas a quais foram submetidos.

Ao longo desta dissertação, o corpo rochoso estudado foi chamado de Plúton Maravilha (Artigos 1 e 2) e de Ortognaisse Maravilha (Artigo 3 e demais capítulos). Essas variações foram frutos de diversas discussões sobre essas nomenclaturas. Ao fim, ficou resolvido que a denominação “ortognaisse” seria a mais adequada devido ao estágio de deformação no qual este corpo se encontra.

2. INTRODUÇÃO

2.1 ASPECTOS GERAIS

A reconstituição paleogeográfica de antigos blocos continentais é um desafio a se alcançar, no qual vem somando contribuições ao longo do tempo e cada vez mais hipóteses vão se fortificando. Para dar luz a essas hipóteses, diversos autores tentam juntar peças a partir da caracterização dos estágios orogenéticos e tafrogenéticos, visando compreender o posicionamento crustal dos blocos presentes nas principais fases *drift*. A dinâmica das porções superficiais da terra é resultado de reações físico-químicas das profundezas.

A concentração dos elementos maiores e traços nos minerais e rochas presentes hoje na superfície estão intrinsicamente associada à ambientação tectônica presente no momento de sua formação, além de transformações futuras por processos metassomáticos e metamórficos. A partir daí os materiais são reciclados por progressivas fusões parciais, tendo em vista que a temperatura para gerar uma fusão total é dificilmente alcançada durante este processo. Cada fusão gera um magma primário, que posteriormente, a partir de processos de fracionamento, mistura, e contaminação, formam novos magmas e rochas com diferentes características dos magmas primitivos.

A fusão parcial da crosta inferior/média, e posterior transporte deste magma para a crosta superior, vêm sendo creditado como principal razão para diferenciação química presente na crosta continental (Fyfe, 1973; Sawyer, 1998; Qing e Hermann, 2013). As suítes tonalíticas são bem estudadas em terrenos arqueanos/paleoproterozoico, consistindo, junto aos basaltos toleítico, em um dos seus principais componentes, responsáveis pela formação inicial da crosta continental (Thybo e Artemieva, 2013). Sua evolução parte da fusão parcial do manto peridotítico, no qual permitiram formar magmas máficos/ultramáficos, os quais deram início às transformações químicas e formação da crosta granodiorítica que temos nos dias de hoje.

A principal hipótese de formação das suítes magmáticas tonalíticas é a desidratação e fusão parcial de protólitos anfibolíticos por processo de *underplating*, pois estes possuem a assinatura geoquímica exata para formação dos mesmos (Wyllie e Wolf, 1993; Many et al.,

2016). Além da crosta preestabelecida, as suítes tonalíticas podem ter sido geradas de magmas mantélicos, herdando assim suas características químicas (Selbekk et al., 2002).

A Província Borborema (PB) (Almeida et al., 1981), compartimento no qual o Plúton Maravilha está presente, é uma porção crustal constituída por um sistema de dobramentos associados à orogênese Brasileira, resultante da colisão entre os crátons São Francisco-Congo, Amazonas e Oeste Africano, e disposto em uma área de aproximadamente 380.000 km².

A área estudada está inserida no Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) (Silva Filho et al., 2013) apresenta algumas características típicas de suítes relacionadas a arcos magmáticos (grande variação composicional, evidências de mistura de magma, composição metaluminosa, enclaves e espessas bandas dioríticas a gabróicas). Este estudo teve como objetivo adicionar evidências e detalhar as já existentes, no sentido de dar força a uma hipótese robusta da evolução da porção sul da Província Borborema. Este corpo foi conceituado como fazendo parte do Complexo Belém do São Francisco (idade Riaciana) em mapeamentos préteritos da CPRM (Lyra de Brito et al., 2002; Mendes et al., 2009). No entanto, reconhecimento geológico mostrou que o Plúton Maravilha apresenta as mesmas deformações de sua encaixante, não tendo, portanto, características de ser o embasamento da mesma. Acreditamos que a caracterização geológica (relações estruturais entre o ortognaisse e a sequência Inhapi), geoquímica (conceituação do protólito) e petrológica (principal processo gerador, e avaliação do metamorfismo) desta rocha contribuirão para o avanço do conhecimento sobre a orogênese Brasileira nos Domínios Pernambuco-Alagoas e Sergipano.

2.2 LOCALIZAÇÃO

A região de estudo compreende o extremo noroeste do estado de Alagoas, abrangendo os municípios de Ouro Branco, Maravilha, Canapi e Inhapi (Fig. 1a). Os seus vértices possuem coordenadas de 9°9'0''S a 9°16'30''S de latitude sul e 37°45'30''W a 37°17'0''W de longitude oeste, abrangendo uma área de aproximadamente 302.246 km². O principal acesso a área, partindo de Recife, são pelas rodovias federais BR-232 e BR-423 (Fig. 1b). A partir destas os acessos são feitos pela rodovia federal BR-316 (não pavimentada) e pela estadual Al-140, além de outras estradas vicinais não pavimentadas.

2.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para realização deste trabalho, foi adotada a sistemática básica de mapeamento geológico e evolução crustal de uma área, partindo primeiramente de uma fase de reconhecimento geológico a partir da revisão do estado da arte, e posterior fase de campo para coleta de dados e amostras de rocha. Em seguida o material coletado foi submetido a tratamento laboratorial para análise petrográfica e química, para posterior integração dos dados. As etapas realizadas foram:

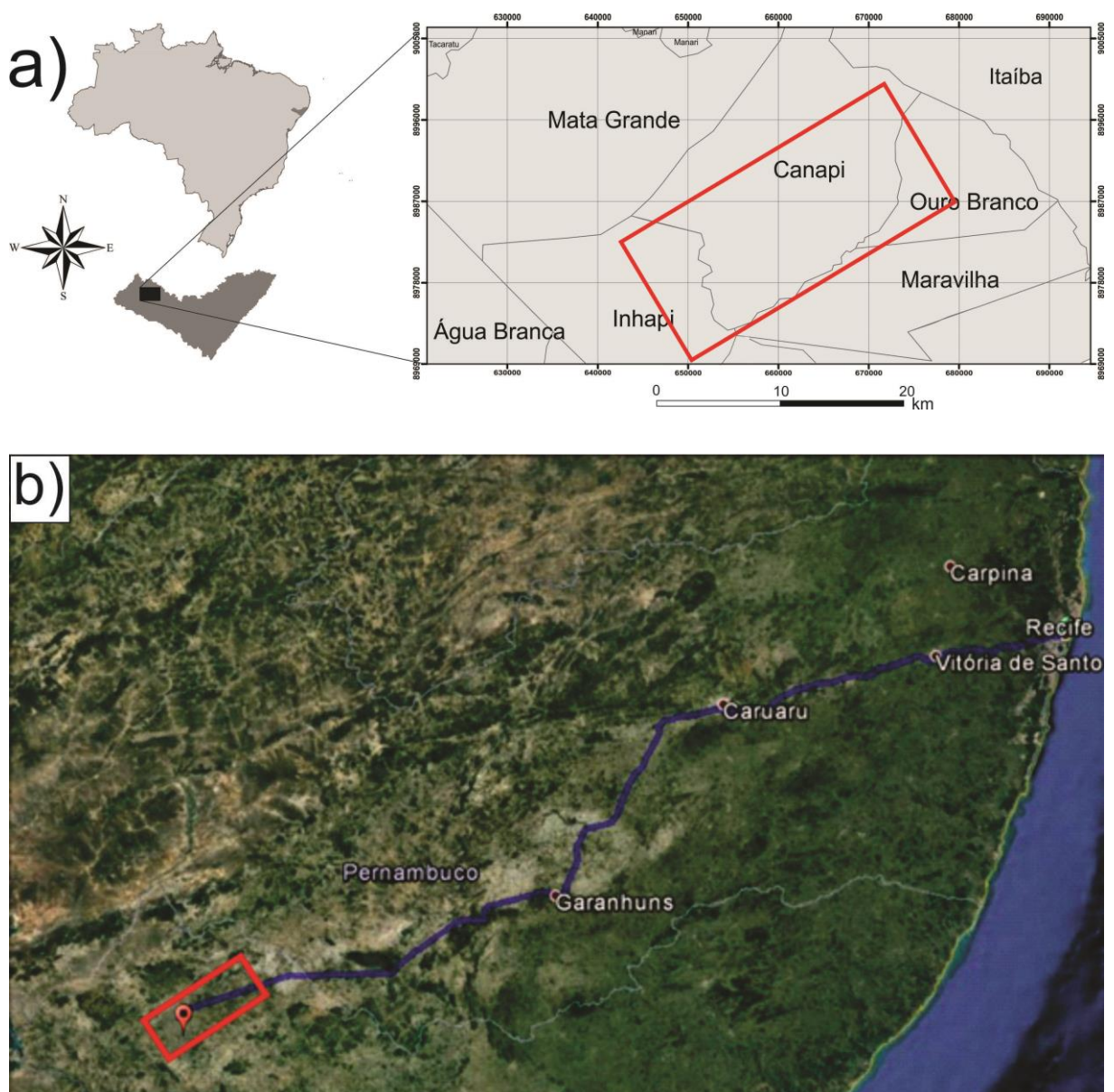


Figura 1. Mapas de localização (a) e acesso (b) da área de estudo com a principal rota partindo de Recife (PE). O retângulo vermelho representa a área de estudo (Fonte: Google Earth).

2.3.1 Revisão Bibliográfica

Nesta fase foram reunidas informações dos mais diversos meios de divulgação científica, como artigos científicos e livros, visando reunir informações necessárias sobre a geologia dos compartimentos, história geodinâmica e dados geocronológicos do PEAL. Foram consultados artigos das regiões adjacentes, como por exemplo, a Faixa Sergipana e o Domínio da Zona Transversal (Domínio Estrutural Central) para melhor entendimento das condicionantes e disposições geodinâmicas do PEAL na orogênese Brasileira/Pan-Africana.

Para interpretações em fase pré-campo, foram usadas imagens aerogamaespectrométricas (Canais de composição K, U e Th e Ternário) da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) das folhas Santana do Ipanema e Delmiro Golveia, além de suas cartas topográficas fornecidos pela SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste) em escala 1:100.000. Foram também utilizadas imagens SRTM retiradas do website da EMBRAPA (Miranda, 2005) para confecções de Modelos Digitais do Terreno (MDT). Mapas antecessores nos quais a área está inserida, como o da Folha Arapiraca (Mendes et al., 2009) e do mapa geológico de Alagoas (Mendes et al., 2013) também foram consultados.

2.3.2 Mapeamento Geológico

Nesta fase foram realizadas três etapas de campo, nas quais foram sistematizadas de acordo com as informações a serem coletadas. Nas duas primeiras fases de campo foi realizado o reconhecimento da área, juntamente com a coleta de material para confecção de lâminas e análise geoquímica, além do recolhimento de dados estruturais iniciais. A última fase foi caracterizada pelo fechamento dos contatos no mapa e intensa coleta de dados estruturais para compreensão da evolução dinâmica da área.

2.3.3 Petrografia

As amostras foram selecionadas de acordo com suas singularidades (como por exemplo, tipo, textura e grau de intemperismo) pré-estabelecidas em campo, e levadas para confecção de lâminas petrográficas para posterior análise. Esta etapa foi realizada no Laboratório Petrográfico do Departamento de Geologia da UFPE, utilizando microscópios petrográficos de luz transmitida, visando a caracterização petrográficas das fácies presentes

no Ortognaisse Maravilha (OM), em sua encaixante e nos enclaves máficos presentes. Totalizaram 30 lâminas petrográficas das fácies principais do OM e rochas adjacentes.

2.3.4 Química de Rocha Total

Nesta fase, foram selecionadas 13 amostras representativas de todo o corpo, além de enclaves máficos e de supracrustais da Sequência Inhapi, visando caracterizar os litotipos de acordo com as concentrações químicas e, por conseguinte, classifica-las segundo diagramas discriminantes, comparando-as com rochas dos sistemas tectônicos existentes.

As amostras foram britadas, quarteadas e seguidamente pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostra do Departamento de Geologia da UFPE. As análises foram realizadas pelo laboratório AcmeLabsTM, em Vancouver (Canadá), por ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry), para elementos maiores, e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), para elementos menores e traços.

Os tratamentos dos resultados das análises foram feitos pelos softwares Grapher 10, GCDkit 3.0 e Microsoft® Office Excel 2010, recorrendo sempre ao Adobe CorelDRAW 8.0 para formatação das imagens.

2.3.5 Química Mineral

Análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, contemplando as principais fases minerais presentes na rocha: biotita, plagioclásio, anfibólio, epidoto, microclina, titanita, apatita, allanita e zircão. Para as análises, as seções delgadas polidas selecionadas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo. As análises químicas desses minerais foram determinadas usando a microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), operada em uma voltagem de aceleração de 15 kV, uma corrente de 10 nA, e um diâmetro de ordem μm do feixe eletrônico.

O tratamento das análises, desde o cálculo das fórmulas estruturais e das concentrações catiônicas de cada mineral, foi feito a partir de planilhas criadas no Microsoft Office Excel 2010. As condições de cristalização (P-T-fO₂) do plúton foram calculadas a partir de fórmulas empíricas encontradas na bibliografia, possibilitando entender as características físico-químicas do ambiente de formação do PM.

2.3.6 Geocronologia U-Pb em zircão (SHRIMP)

Para análise geocronológica foram coletadas uma amostra do Plúton Maravilha (SI-122) e outra de um ortogneisse (24-B) presente no centro da área, para análise U-Pb SHRIMP (*Sensitive High-Mass Resolution Ion Microprobe*). Foi utilizado o mineral zircão de rochas com baixa taxa de alteração coletada na região centro-leste do corpo.

Os zircões foram separados usando a sistemática padrão de britagem, lavagem e separação por líquidos densos. Após a preparação eles foram selecionados a mão para serem montados juntamente com uma resina epóxi e seguidamente polidos em uma espessura padrão. Os grãos foram fotografados em luz refletida e transmitida, e foram geradas imagens de cathodoluminescência em um microscópio de escaneamento de elétron para investigação da estrutura interna dos cristais para caracterizar as diferentes populações.

As análises foram conduzidas utilizando o SHRIMP II na Escola de Pesquisa das Ciências da Terra (*Research School of Earth Sciences*), Universidade Nacional Australiana, Canberra, Austrália. As análises de zircão por SHRIMP utilizaram dos procedimentos analíticos sugeridos por Williams (1998). Para determinar a concentração de U, assim como a razão Pb/U foram utilizados zircões padrões de Claue-Long et al. (1995) (zircão SL13) e o de Paces e Miller (1993) (zircão FC1). Os dados isotópicos foram trabalhados com o programa Squid (Ludwig, 2001) e os cálculos de imagens, juntamente com as concórdias, foram elaborados através dos softwares Squid e Isoplot/Ex (Ludwig, 2003).

2.3.7 Integração dos Dados

Os processos finais ocorreram com a integração dos dados obtidos, objetivando a caracterização geológica do corpo em questão e correlacionando ele com as rochas do Domínio Pernambuco-Alagoas e do Domínio Sergipano. Nesta fase, os dados foram analisados em uma forma conjunta, procurando entender seu significado, além de comparar com as rochas dos diferentes ambientes geotectônicos existentes, tentando assim reconstituir os processos geodinâmicos que afetaram a região.

3. CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS REGIONAIS

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA (PB)

A Província Borborema (Fig. 2), inicialmente chamada de Região de Dobramentos do Nordeste (NORTHEASTERN FOLD REGION; Almeida, 1971), é uma porção crustal caracterizada por profundas e extensas zonas de cisalhamentos, reativadas durante o Ciclo Brasileiro (Santos et al., 2010). Esta província é dividida em cinturões de dobramentos, zonas, domínios e maciços e etc. por diferentes autores. Sua divisão se faz por essas zonas de cisalhamento, podendo se formar dentro de blocos continentais ou representar os limites dos mesmos (Vauchez et al., 1995; Van Schmus et al., 2011). Muitas destas zonas mostram evidências de continuidade para o continente africano (Caby, 1989; Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2011), onde colocam a PB como parte da margem do Gondwana Oeste (Brito Neves et al., 2000; Vaughan e Pankhurst, 2008; Van Schmus et al., 2011).

A PB limita-se a sul e sudoeste com o Cráton São Francisco, a oeste com a Bacia do Parnaíba e ao norte com o Cráton São Luiz (Brito Neves et al., 2016; Silva Filho et al., 2016). De acordo com Van Schmus et al. (2008), esta província foi formada a partir do quebramento do supercontinente paleoproterozoico Columbia (Rogers e Santosh, 2004), durante um evento tectogênico com início no final do Mesoproterozoico.

A PB consiste em complexos gnáissicos migmatíticos paleoproterozoicos, com presença de núcleos remanescentes arqueanos, cobertos por rochas supracrútais meso a neoproterozoicas (Van Schmus et al., 1995; Neves et al., 2008; Guimarães et al., 2015; Silva Filho, 2016), afetados por dois eventos tectono-termiais importantes, um de idade toniana e outro de idade ediacarana (Brito Neves et al., 1995; Santos et al., 2010; Guimarães et al., 2012).

Van Schmus et al. (2008) propuseram a subdivisão da Província Borborema em seis domínios: Médio Coreaú; Rio Grande do Norte/Ceará; Transversal; Riacho do Pontal; Pernambuco-Alagoas, e; Sergipano. Van Schmus et al., (2011), com base na litoestratigrafia, sugeriram uma divisão em três subprovíncias: Norte, Transversal, Sul.

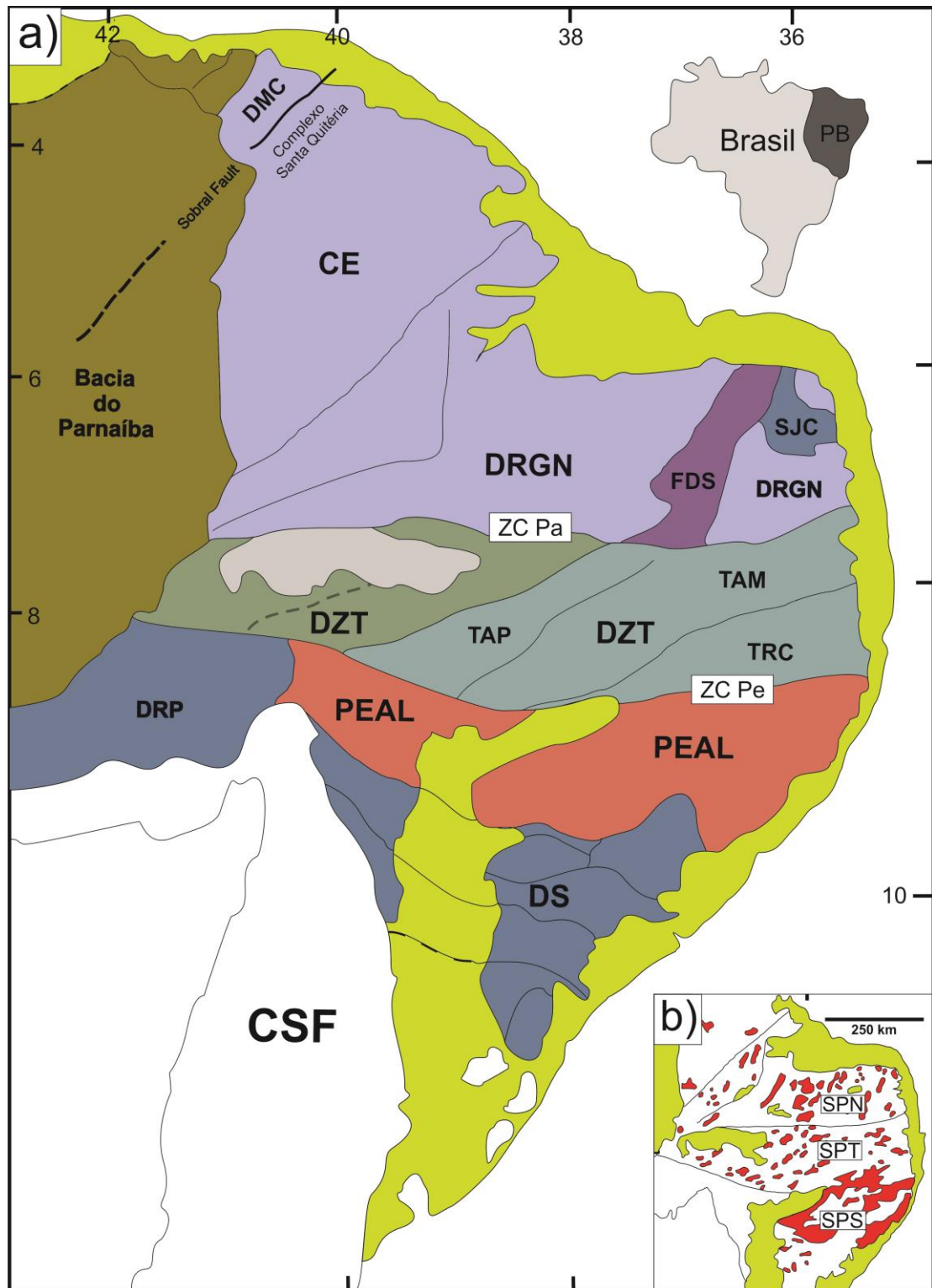


Figura 2. (a) Província Borborema e seus principais domínios: PB= Província Borborema; PEAL= Domínio Pernambuco-Alagoas; FDS = Faixa de Dobramentos Seridó; DRGN= Domínio Rio Grande do Norte; DZT= Domínio da Zona Transversal; CE= Domínio Ceará Central; CSF= Cráton São Francisco; DRP= Domínio Riacho do 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. (b) Distribuição dos granitoides neoproterozoicos. SPN = Sub-província Norte; SPT = Sub-província Transversal; SPS = Sub-província Sul. Modificado de Van Schmus et al. (2008).

3.1.1 Eventos Tectono-termais na Província Borborema

Os dois eventos tectono-termais principais que atingiram a província geraram episódios magmáticos e metamórficos afetando os complexos arqueanos-paleoproterozoicos pretéritos, possuindo registros vulcânicos e plutônicos em todas as áreas da PB:

3.1.2 Evento Cariris Velhos

O evento Cariris Velhos (Jardim de Sá, 1994; Campos Neto et al., 1994; Brito Neves et al., 1995) foi primeiramente estudado em análises K-Ar e Rb-Sr na década de 70, onde Brito Neves et al. (1974) e Brito Neves (1975) observaram a existência de um evento em torno de 1 Ga, indicando primeiramente este como sendo um rejuvenescimento isotópico de rochas pré-existentes no embasamento. Muitos dados de outros autores, utilizando os mesmos métodos, mostraram idades isotópicas semelhantes.

Alguns autores ao longo dos anos tratavam as idades em torno de 1 Ga como sendo a degradação dos sistemas transamazônicos durante o orógeno Brasileiro (Van Schmus et al., 2008). Porém dados mais consistentes de datação U-Pb em zircões confirmam essa idade, tratando-a como idade de cristalização de alguns plútons graníticos característicos de arcos magmáticos, comprovando a existência de um evento orogênico nesta época.

3.1.3 Magmatismo e metamorfismo no brasileiro

Desde os estudos experimentais de Tuttle e Bowen (1958), já é aceito que granitos são formados por processos magmáticos no interior da crosta terrestre (Chappell, 2004). Os plútons graníticos são registros de atividades termodinâmicas nas regiões profundas da crosta e do manto litosférico, nos dando importantes pistas sobre qual a composição média dessas regiões (Van Schmus et al., 2008; Castro, 2014).

Na Província Borborema, os plútons graníticos formam uma expressiva porção aflorante, os quais vêm sendo estudados ao longo dos anos visando entender a dinâmica de formação deste bloco crustal. Além disso, magmatismo máfico toleítico são evidências de eventos extensionais que precederam a colagem brasileira, possivelmente relacionada à quebra do supercontinente Rodínia (Silva Filho et al., 2014).

3.2 DOMÍNIO PERNAMBUCO –ALAGOAS (PEAL)

O Domínio PEAL é subdividido em duas porções, leste e oeste (Fig. 3), pela Bacia de Jatobá e parte norte da bacia do Tucano. Sua porção leste representa cerca de 75% de seu domínio total, e inclui a mais representativa parte intrusões graníticas.

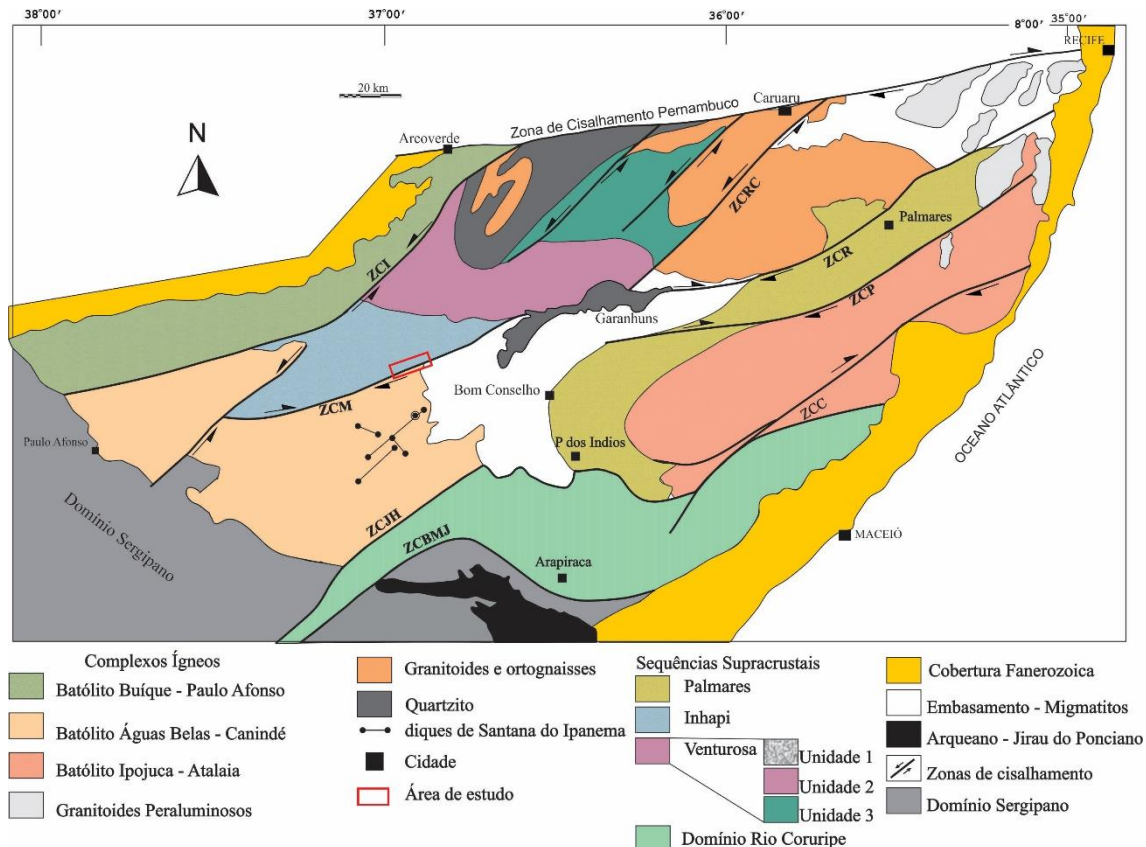


Figura 3. Mapa simplificado do Domínio PEAL leste. O retângulo vermelho representa a área contemplada por esta dissertação. ZCR-Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCRC-Zona de Cisalhamento Rio da Chata; ZCI-Zona de Cisalhamento Itaíba; ZCBMJ-Zona de Cisalhamento Belo Monte Jeremoabo; ZCL-Zona de Cisalhamento Limitão; ZCM-Zona de Cisalhamento Maravilha; ZCC-Zona de Cisalhamento Cajueiro. Modificado de Silva Filho et al. (2016).

Os primeiros trabalhos de reconhecimento geológico regional, realizados na região, consideraram o Domínio PEAL como uma extensa região constituída de um embasamento granítico-migmatítico de idade Arqueana intrudido por batólitos graníticos Neoproterozóicos (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, de Complexo Pernambuco-Alagoas por Silva Filho et al. (2002).

Santos (1995) reconheceu o Complexo Belém de São Francisco e o Complexo Cabrobró como as principais unidades presentes neste domínio, sendo a primeira representada por ortognaisses graníticos a tonalíticos-granodioríticos, por vezes migmatizados, e a segunda por uma sequência metavulcanosedimentar composta principalmente por xistos, paragnaisses, mármore, quartzitos e intercalações com rochas metamáficas. Mais recentemente, Brito Neves et al., (2008) incluiu o Domínio Rio Coruripe como parte do Domínio PEAL, o que levaria o mesmo a ser denominado como Subdomínio Rio Coruripe.

Silva et al. (2002) reportaram a idade de 2079 ± 34 Ma, a qual foi interpretada como idade de cristalização do prólito dos ortognaisses do Complexo Belém de São Francisco, e 655 ± 7 Ma como melhor aproximação da idade do metamorfismo. As sequências supracrustais foram posteriormente subdivididas em três sequências distintas entre si (Rio Una, Inhapi e Palmares) através de cartografia geológica (Silva Filho et al., 2007), isótopos de Nd e de geocronologia por U-Pb em zircão detrítico (Silva Filho et al., 2014).

Idades Rb-Sr entre os períodos Esteniano e Toniano foram encontradas para o Complexo Belém de São Francisco, indicando um possível rejuvenescimento isotópico ocorrido durante o Neoproterozóico (Lima et al., 1985; Brito Neves et al., 1995)

A ocorrência sistemática de foliação de baixo-ângulo (flat-lying) e um enxame de pequenas intrusões graníticas, controladas por deformação transpressiva, sugerem que formação a partir de uma contribuição crustal alóctone (Santos, 1995; Brito Neves et al., 1995, Silva Filho et al., 2014). Os mesmos autores sugerem que a ocorrência comum de fácies nebulítico e schlieren entre os migmatitos do Domínio PEAL sugere uma origem crustal autóctone para os mesmos.

Subsequentes trabalhos de Silva Filho et al. (2002, 2006, 2014, 2015) mostram dados geológicos e isotópicos em granitoides e sequências metavulcanosedimentares presentes neste domínio. As intrusões estão consolidadas como quatro batólitos graníticos denominados como Buíque-Paulo Afonso, Garanhuns, Águas Belas-Canindé, e Ipojuca-Atalaia. Esses corpos estão colocados em metatexitos, diatexitos e rochas metassedimentares formando terrenos tectonoestratigráficos amalgamados tectonicamente.

No Domínio PEAL, diferentes idades de sobrecrecimento metamórfico (Silva Filho et al., 2014; 2015; 2016) em zircões marcam possíveis eventos tectono-metamórficos referentes à colagem Brasileira nesta porção da província. As fases tectônicas baseadas nos dados isotópicos nos remetem a três faixas de idades:

(i)*Magmatismo pre-colisional* – No PEAL, essa fase é marcada por rochas em diferentes graus de deformação, afetadas intensamente pelo evento D₂ (Oliveira et al., 2010; Silva Filho et al., 2014). Granitos gnaisses e granulitos máficos presentes em sequências supracrustais apresentam zircões metamórficos e/ou sobrecrecimento metamórfico com essas idades (Osako, 2005; Silva Filho et al., 2014, 2015), sendo o Plúton Maravilha um desses exemplos (informações discorridas nos capítulos seguintes). Essa fase também está bem marcada nos outros compartimentos da Província Borborema, como, por exemplo, a Zona Transversal (ZT) (Neves et al., 2014), Domínio Ceará Central (Arthaud, 2007) e o Domínio Sergipano (Oliveira et al., 2010).

(ii)*Magmatismo sin-colisional* – Essa fase representa o maior número de idades U-Pb encontrada no Domínio PEAL. Essas rochas são caracterizadas por absorver apenas parte da deformação da fase D₂, na qual representa a fase sin-colisional do evento brasileiro (Van Schmus, 2011; Silva Filho et al., 2016). Assim como a fase pre-colisional, plútons presentes em zonas adjacentes mostraram idades semelhantes às encontradas do Domínio PEAL. No trabalho de Van Schmus et al. (2011), sobre a Zona Transversal, essa fase está dentro do Estágio II (610-595 Ma).

(iii)*Magmatismo pós-colisional* – Os plútons presentes neste conjunto intersectam as estruturas D₂, e não mostram nenhuma relação às fases deformacionais que a precedem. Silva Filho et al. (2008, 2013), Guimarães et al., 2004, entre outros autores, identificaram plútons cálcio-alcálicos, marcados com essas características, com idades entre 567–583. Estudando a Zona transversal, Van Schmus et al. (2011) subdividiu esta fase em dois estágios: Estágio III (fases pós-colisional e pré-transcorrente), e o Estágio IV (fase pós-transcorrente).

A partir de dados de Guimarães et al. (2004, 2005) e Holanda et al. (2010) de plútons presentes na ZT, Van Schmus et al. (2011) ainda definiu um último estágio, representados por granitoides do tipo-A, formados em zonas transtensivas e portadores de assinaturas isotópicas semelhantes as rochas do Estágio IV.

4. RESULTADOS – ARTIGO 1

O artigo em questão intitulado “PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO PLÚTON MARAVILHA, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS (PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL)”, sendo submetido e aceito, para publicação no periódico de divulgação científica “Revista de Geologia”.

CARTA DE ACEITAÇÃO

Fortaleza, 01 de setembro de 2016.

Prezados autores: *Luan Cavalcante Dattoli; Adejardo Francisco Silva Filho
Ignez Pinho Guimarães; José Maurício Rangel da Silva; Mirella Medeiros Xavier
Coutinho; Ramon Matos Arouca Junior*

Comunicamos que o artigo completo, intitulado “Petrografia e Litogeoquímica do Plúton Maravilha, Domínio Pernambuco-Alagoas (Província Borborema, NE do Brasil)” foi aceito para publicação no volume 29 (2), de 2016 da Revista de Geologia (UFC).

Agradecemos a submissão do referido trabalho a nossa Revista e esperamos contar com futuras contribuições de V.Sa., bem como sua divulgação nos meios científicos que lhe são comuns.

Atenciosamente,



Dra. Cynthia Romariz Duarte
Editora – Chefe

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO PLÚTON MARAVILHA, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS (PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL)

*Luan Cavalcante Dattoli¹; Adejardo Francisco Silva Filho¹; Ignez Pinho Guimarães¹; José
Maurício Rangel da Silva¹; Mirella Medeiros Xavier Coutinho¹
; Ramon Matos Arouca Junior².*

1. Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Avenida Acadêmico Hélio Ramos S/N, Recife, PE. CEP 50670- 901, Brasil.
2. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC - Ala Central, Brasília DF. CEP 70919-970, Brasil.

L. C. Dattoli (luangeologia@hotmail.com)

F. Da Silva Filho (afsf@ufpe.br)

I. P. Guimarães (ignez@ufpe.br)

J. M. Rangel da Silva (jose.mrsilva@ufpe.br)

M. M. Xavier Coutinho (mirellacoutinho@outlook.com)

R. M. Arouca Junior (ramon.geologia@gmail.com)

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 Orthogneiss 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 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 Orthogneiss is a record of an arc magmatism, generated during the Neoproterozoic Brasileiro orogeny.

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

Introdução

A geração e colocação de plútons tonalíticos são comuns em ambientes convergentes de placas, normalmente em suítes toleíticas e cálcio-alcálicas (HYDMAN e 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 metamorfasadas (PATIÑO DOUCE, 1995; BARNES et al., 2002; FROST et al, 2016). Uma fiel característica, comumente ligada a essas rochas, 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 das Bacias de Tucano e 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.

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, 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 ± 34 Ma para consolidação do corpo, relacionados a Orogênese Riacciana. Dados isotópicos (Dátoli e Silva Filho, não publicado) pelo mesmo método mostram idades de 646 ± 5 Ma para o Plúton Maravilha, tornando necessário um estudo detalhado desta região para entendimento geodinâmico da porção centro-sul do Domínio PEAL.

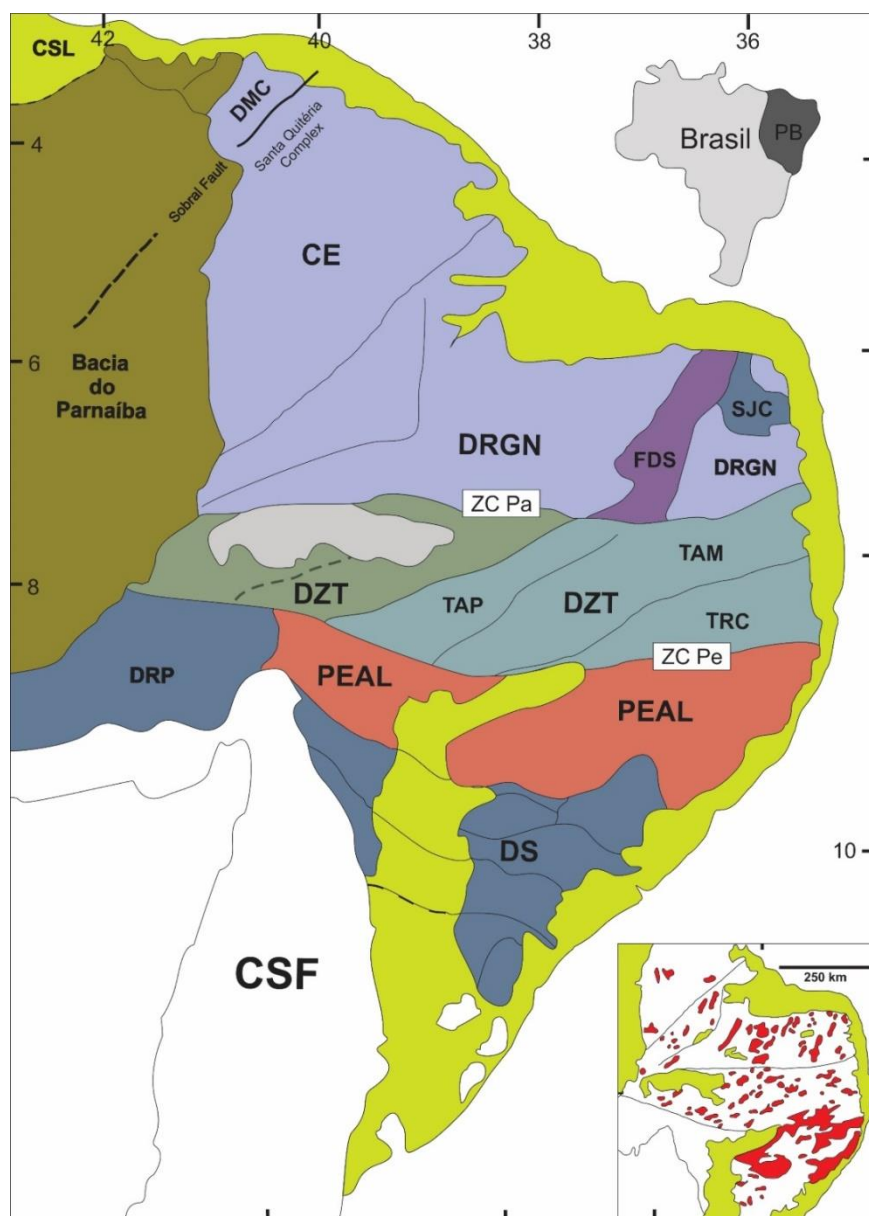


Figura 2 - Principais Domínios e Terrenos da Província Borborema. PB= Província Borborema; PEAL= Domínio Pernambuco-Alagoas; FDS= Faixa de Dobramentos Seridó; RGND= Domínio Rio Grande do Norte; DZT= Domínio da Zona Transversal; CE= Domínio Ceará Central; CSF= Cráton São Francisco; DRP= Domínio Riacho 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).

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).

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-alcalinas 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).

Essas suítes foram, juntamente com rochas supracrustais adjacentes, posteriormente separadas em três sub-domínios (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.

Geologia Local

O PM constitui um corpo alongado de direção ENE-WSW (Figura 5), de formato irregular e tamanho de aproximadamente 200 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.

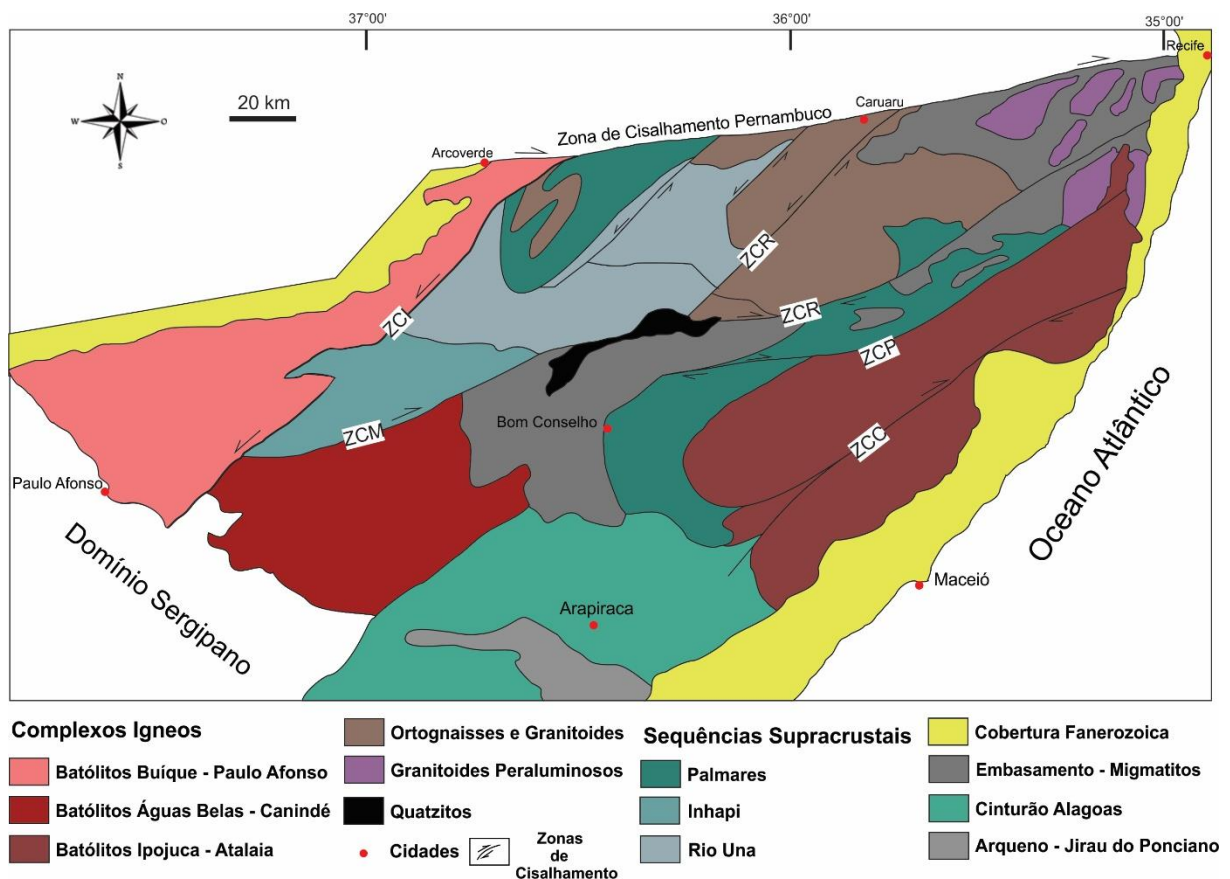


Figura 3 – Compartimentação geológico-estrutural do PEAL leste mostrando os principais compartimentos geológicos-estruturais. ZCP – Zona de Cisalhamento Palmares; ZCM - Zona de Cisalhamento Maravilha; ZCR - Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCL - Zona de Cisalhamento Limitão; ZCRC - Zona de Cisalhamento Rio da Chata; ZCI - Zona de Cisalhamento Itaíba; Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCC - Zona de Cisalhamento Cajueiro. Modificado de Silva Filho et al. (2014).

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 $\pm$ Moscovita, pré-tectônicos e paralelos a foliação principal da encaixante; e (b) Diques dioríticos mesocráticos faneríticos finos e pegmatitos a Pl + Qtz + Muscovita $\pm$ Turmalina, que cortam a foliação principal.

Caracterização Petrográfica

A fácies do Plúton Maravilha aqui estudada consiste em um tonalito 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%) e k-feldspato (0-5%), além de 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.

Quando gnaissificada, a rocha é composta por bandamento composicional variando de faixas leucocráticas, formadas prevalentemente por quartzo, plagioclásio e ocasionalmente k-feldspato, e melanocráticas, com biotita e anfibólio compondo as principais fases. Frequentemente apresentam fraturas preenchidas por quartzo e/ou epidoto, diques e veios pegmatíticos de composição quartzo-feldspática, por vezes com presença de moscovita e turmalina.

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.

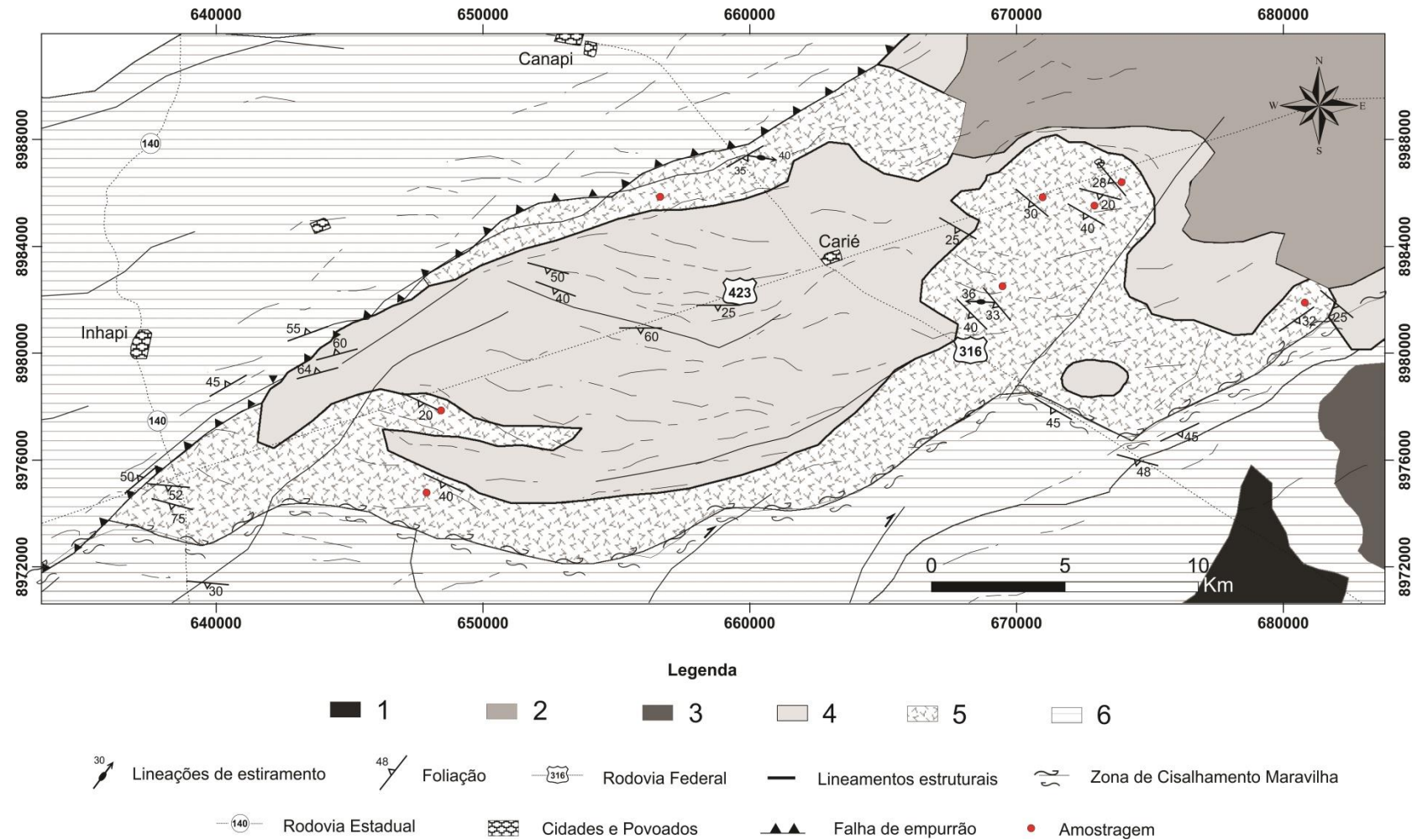


Figura 5 - Mapa geológico simplificado da área de estudo. 1 – Granitoides Indiscriminados. 2 – Plúton Ouro Branco: monzogranitos a granodiorito a duas micas 3 – Plúton Serra da Caiçara: quartzo monzonito a quartzo álcali-feldspato. 4 – Sequência Inhapi: granada-biotita-muscovita-gnaisses, por vezes migmatizados, anfibolitos, quartzitos, cálcissilicáticas e sillimanita-granada-biotita-muscovita-gnaisses. 5 – Plúton Maravilha. 6 – Suíte Águas Belas-Canindé: diatexitos metaluminosos, álcali-feldspato granitos a granodioritos.

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.

O feldspato potássico dificilmente é encontrado nas fácies do PM, quando presente, mostra-se sob a geminação “tartan”, predominantemente irregulares, contatos ondulados com o quartzo e o plagioclásio, por vezes serrilhados quando em contato com a biotita, e muitas vezes preenchendo interstícios entre os minerais. Seus tamanhos são semelhantes aos dos plagioclásios da matriz.

O epidoto é intersticial, eudral a subeudral, por vezes xenomórficos, arredondados, raramente alongados (comprimento/largura de 3/1), de tamanhos que variam de 0,2 mm, normalmente quando fraturados, a 1 mm em grãos idiomórficos. Praticamente todos os grãos presentes na rocha possuem núcleos de allanita. Sempre estão em contato com as horblendas e/ou biotitas, normalmente suturados, estando sua gênese possivelmente ligada a substituição em estágio *subsolidus*/tardi-magmático. Comumente associado à apatita e a magnetita idiomórfica, com inclusões destes que chegam a 0,2 mm.

Os minerais acessórios presentes são: (a) a titanita, que se mostra anédrica a subédrica, de formato irregular, quando em zonas de maior deformação, a idiomórfico 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 quadráticos, de hábito octaedral, intersticiais, com tamanhos submilimétricos em torno de 0,4 mm. Aparecem também como 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 e Hammarstrom, 1984; Cabby 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 para o ambiente de cristalização do magma.

Caracterização Geoquímica

A análise geoquímica tem como proposta caracterizar quimicamente, através de elementos maiores e traços, o Plúton Maravilha, obtendo assim sua relação genética e identificação dos processos sofridos desde seu magma primário.

Foram selecionadas 8 amostras (Figura 5) 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-alcálinas no diagrama AFM (Figura 6a).

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 6b), 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 7).

O *spidergram* (Figura 8a) 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 e 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.

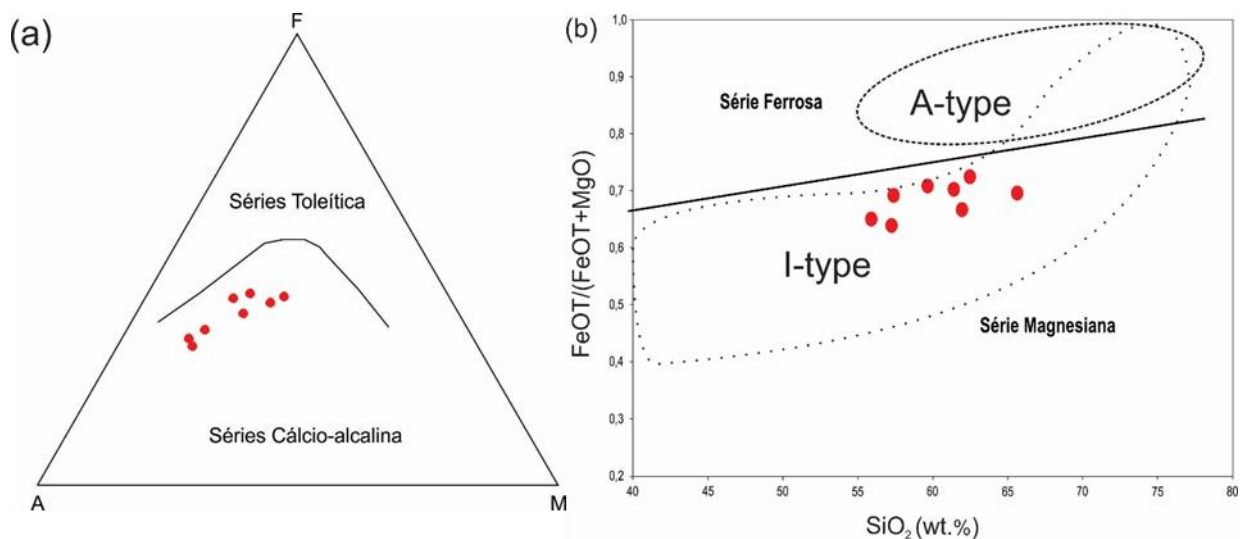


Figura 6: Diagramas discriminantes de alcalinidade. (a) AFM *plot* (Irvine e Baragar, 1971) (b) Diagrama das séries magnesianas e ferrosas de Frost et al. (2001).

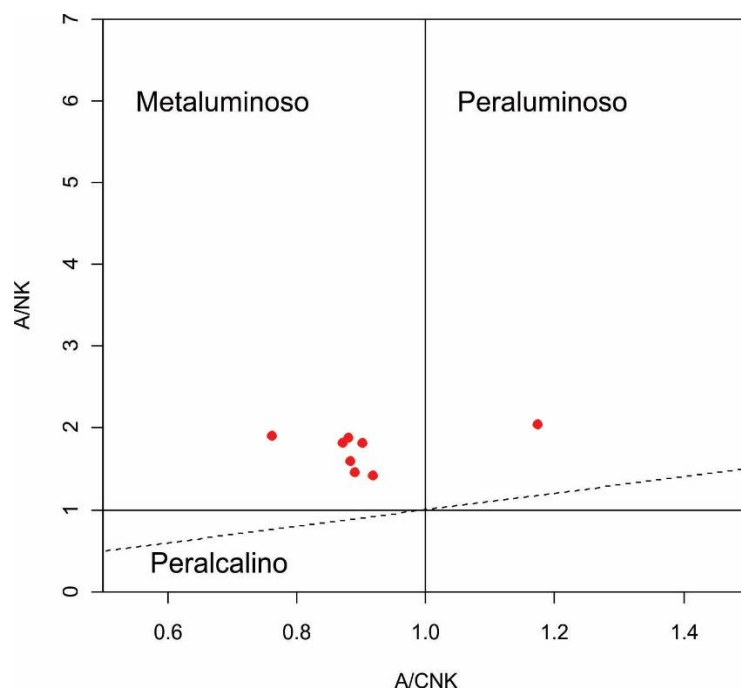


Figura 7: Diagrama de índice de aluminosidade de Shand (1943) para amostras do Plúton Maravilha.

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

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

Unidade	Plúton Maravilha							
Elementos/Amostras	SI-415-A	SI-420	SI-421	SI-422	SI-425	SI-434-A	SI-439	SI-122
(%peso)								
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
(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

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.

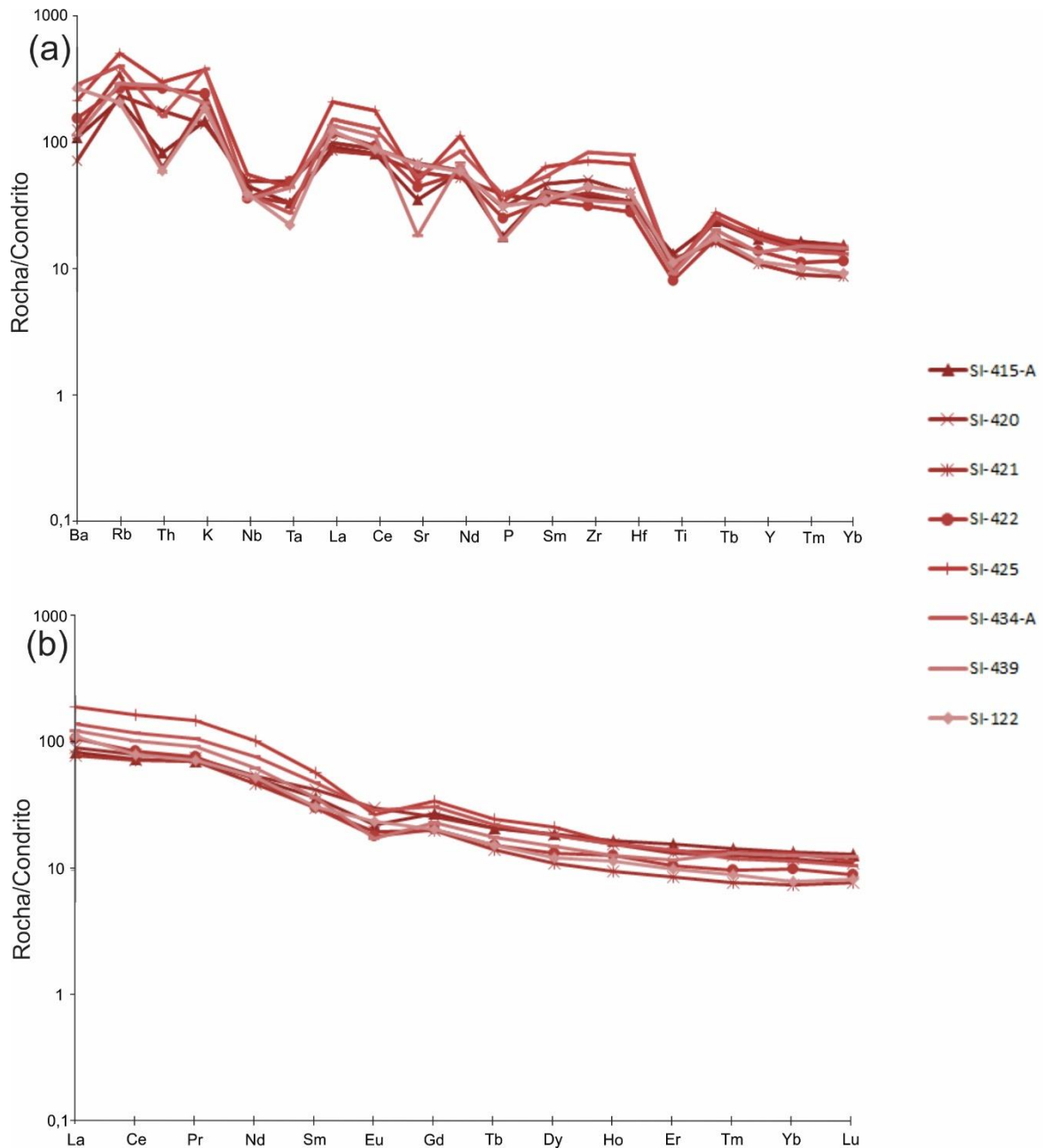


Figura 8: Spidergrams normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982). (a) Elementos traços (b) ETR.

Petrogênese e Implicações Geotectônicas

Quando projetadas no diagrama de discriminação tectônica Th vs Ta de Schandl e 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.

Os valores de isótopos de Nd encontrados ($T_{DM} = 2,2$ Ga; $\epsilon Nd = -15.8$ 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 e THOMPSON, 1984; WEINBERG e HASALOVÁ, 2015).

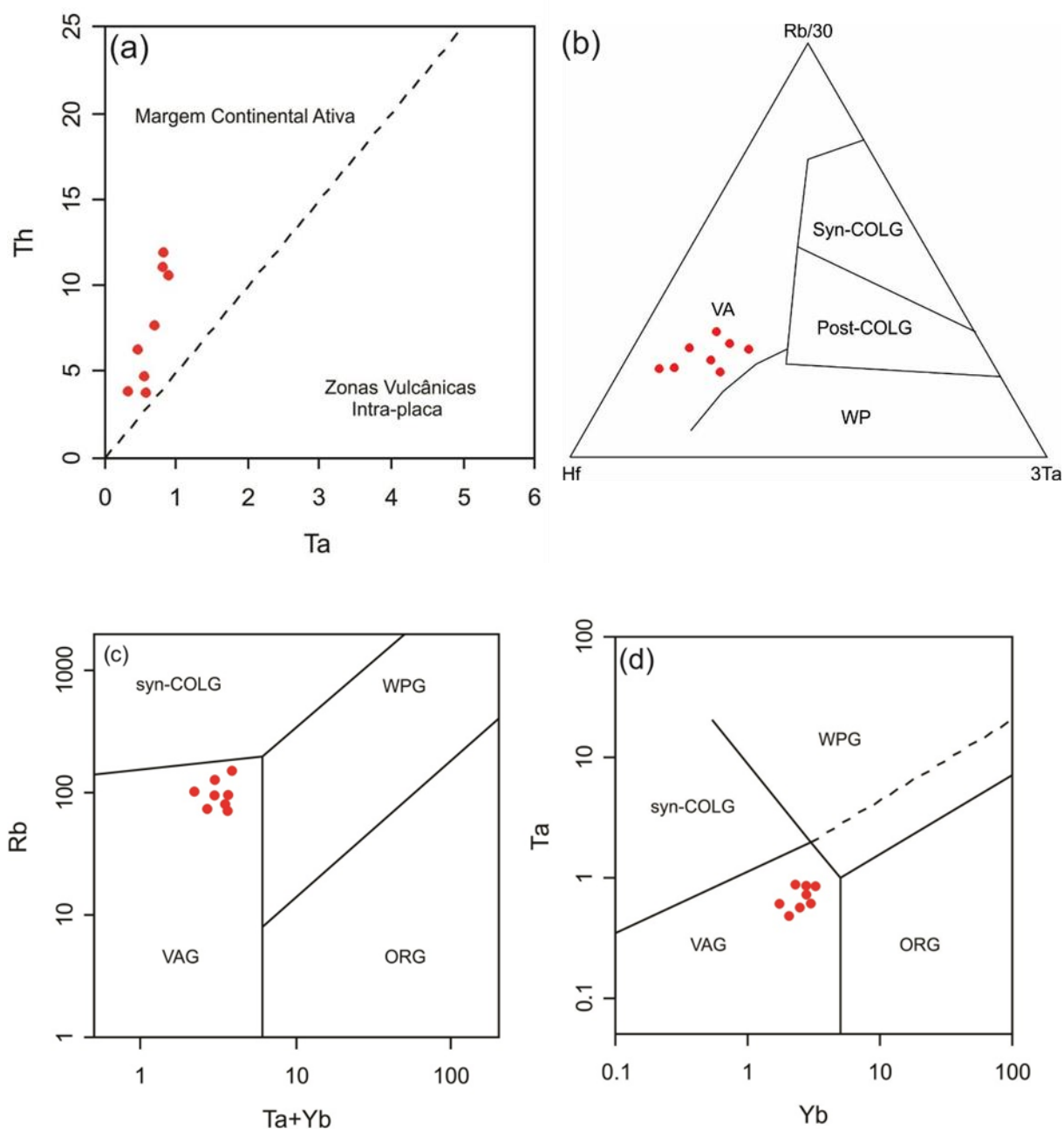


Figura 7: Diagramas de discriminação tectônica. (a) Schandl e Gorton (2002); (b) Harris et al., (1986); (c) e (d) Pearce et al. (1984). VAG – Granitos de Arcos Vulcânicos; WPG – Granitos Intraplacas; Syn-COLG - Granitos Sin-colisionais; ORG – Granitos de dorsais oceânicas.

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 magnésiano, metaluminoso e cálcio-alcalino, apresentando padrões enriquecidos e moderadamente

fracionados para os ETR. A assembleia magnetita-titanita-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; ϵ_{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

- ALMEIDA, F.F.M. (1977) - O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 7, p. 349-364.
- 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.
- 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.
- BRITO NEVES, B. B. (1975) de. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 198 p.
- BRITO NEVES, B. B., DS 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*. Volume 124, Pages 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.

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.

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.

FROST, C. D.; FROTS B. R.; BEARD J. S. (2016) - On Silica-rich granitoids and their eruptive equivalents. *American Mineralogist*, Volume 101, pages 1268–1284, REVIEW.

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.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. (1986) - Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In M. P. Coward e 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.

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.

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 the Brasiliano orogeny. *International Geology Review*, Vol. 39(7), p. 639-659.

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*, 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.

SILVA-FILHO, M. A.; TORRE, H. H. F. (2002) - A new interpretation on the Sergipano Belt Domain. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. 74 n°3. Rio de Janeiro.

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.

5. RESULTADOS – ARTIGO 2

O artigo em questão intitulado “Química mineral e condições de cristalização (P-T- fO_2) do Plúton Maravilha, Domínio PEAL, (Província Borborema, NE Brasil)”, foi submetido ao periódico de divulgação científica “Pesquisas em Geociências”, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, estando este em fase de ajustes sugeridos (no dia 21 de fevereiro de 2017) pela comissão avaliadora do periódico.

QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO (P-T- fO_2) DO PLÚTON MARAVILHA, DOMÍNIO PEAL (PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL)

MINERAL CHEMISTRY AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS (P-T- fO_2) OF MARAVILHA ORTHOGNEISS, PEAL DOMAIN, (BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL)

Luan Cavalcante DÁTTOLI¹, Adejardo Francisco da SILVA FILHO², Pedro Maciel de Paula GARCIA³ e Ramon Matos AROUCA JÚNIOR⁴

- (1) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Avenida Arquitetura, s/n - 3º andar; CEP: 50740-550, Cidade Universitária, Recife, Brasil. E-mail: luangeologia@hotmail.com.
- (2) Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. Avenida da Arquitetura, s/n - 5º andar; CEP: 50740-550, Cidade Universitária, Recife, Brasil. E-mail: afsf@ufpe.br.
- (3) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. CEP: 40.170-020. Salvador, Brasil. E-mail: pedrompgarcia@yahoo.com.br.
- (4) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Brasília. Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC - Ala Central CEP 70.910-900, Brasília, Distrito Federal. E-mail: ramon.geologia@gmail.com.

Resumo

O Plúton Maravilha, localizado no Domínio Pernambuco Alagoas - PEAL possui dimensão de aproximadamente 200 km², alongado em direção WSW-ENE. Possui composição modal tonalítica, textura fanerítica a porfirítica, marcada quantidades variáveis de plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo, por vezes microclina, presença de epídoto magmático, e tendo como principais acessórios a titanita, apatita, zircão e allanita. Neste trabalho foram analisadas as principais fases minerais presentes no plúton, visando compreender sua evolução petrogenética e condições de cristalização. Em porções mais deformadas, o plúton apresenta-se fortemente foliado. As biotitas presentes são, em grande maioria, primárias, tendo suas bordas cloritizadas por retrometamorfismo, classificadas entre a solução sólida eastonita-siderofilita. Os anfibólios são predominantemente magmáticos, classificados em grande maioria como pargasita e ferro-pargasita. Cálculos geotermométricos e geobarométricos baseados em dados de química mineral permitem estimar as condições de pressão e temperatura de cristalização nas quais esse corpo foi submetido. Os valores de pressão variam de 6 a 7,18 kbar, enquanto que sua temperatura foi estimada entre 706 a 785 °C, utilizando o conteúdo de Al^{IV} em plagioclásios e anfibólios em equilíbrio. A apatita, a allanita, a titanita e o zircão possuem valores de ETR enriquecidos a quase 100000x em relação ao valor do condrito. 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 losangular como fases precoces, indicam que o magma progenitor era relativamente oxidado.

Palavras chave: Termobarômetria, Província Borborema, arco magmático.

Abstract

The Maravilha Pluton, located in the PEAL Domain, crops out with approximately 200 km², and WSW-ENE major axis. It shows tonalitic modal composition, with different 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 medium to strongly deformed portions, it presents a strong foliation or

an anastomosed gneissic banding. The biotites are mostly primary, display chloritized edges as a result of retro-metamorphism, and have chemical composition between the solid solution Eastonite-Siderofilite. The amphiboles, classified as pargasite and ferro-pargasite, are predominantly magmatic. The calculated pressure for the pluton range from 6 to 7.18 kbar, while its temperature ranges from 706 to 785 ° C, using the Al^{IV} content in plagioclase and amphibole in equilibrium. Chondrite normalized spiderdiagram show apatite, allanite, titanite and zircon with ETR values enriched to almost 100000x. The parent magma was relatively oxidized as shown by the presence of the magnetite + titanite + quartz in equilibrium, the values of Fe # in biotites and amphiboles, as well as euhedral and subhedral crystals of magnetite associated with the angular titanite as early phases.

Keywords: Thermobarometry, Borborema Province, magmatic arc.

1 - Introdução

As condições de cristalização e colocação de plútons graníticos é uma importante chave para o entendimento da dinâmica envolvida em zonas convergentes de placas. As características químicas das fases minerais presentes nessas rochas possuem relações intrínsecas com as condições físico-químicas as quais são submetidas aos 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, temperatura e fugacidade de oxigênio (Wones, 1989; Anderson e Schmidt, 1995; Li et al., 2016).

A Província Borborema (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. Este bloco transcreve a reconstrução de sistemas tectônicos caracterizados por terrenos gnáissicos 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 a granitoides pré-, sin- e pós-tectônicos (Brito Neves *et al.*, 1975; Neves *et al.*, 2014).

Os compartimentos presentes na província são seccionados e delimitados por extensas zonas de cisalhamento (Vauchez *et al.*, 1995, Neves *et al.*, 2000), na qual está localizada entre o Cráton São Luís ao norte, Bacia do Parnaíba ao Oeste e pelo Cráton São Francisco ao sul. 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 Província Borborema em 6 domínios principais: Médio Coreau, Rio Grande do Norte/Ceará, Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas e Sergipano (Figura 1).

O Domínio-Pernambuco-Alagoas (Figura 1; Silva Filho *et al.*, 2014), domínio no qual o Plúton Maravilha (PM) está presente, representa um dos principais terrenos identificados por Santos (1995) na Província Borborema, 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 Província Borborema, caracterizados 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 da dinâmica crustal que formou a porção sul da Província Borborema.

2 - Área, materiais e métodos

O Plúton Maravilha é composto por rochas de composição tonalítica (Fig. 2), textura fanerítica inequigranular a porfirítica (Fig. 3A e 3B), com presença de epídoto magmático, perfazendo 200 km² de área aflorante. Está localizado na porção centro-oeste do Domínio PEAL leste (Fig. 1), entre os municípios de Inhapi, Canapi, Maravilha e Mata Grande. Possui formato irregular alongado segundo a direção WSW-ENE e está em contato com rochas supracrustais da Sequência Inhapi e com o embasamento gnáissico-migmatítico (Fig. 4). 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.

Possui assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto potássio, metaluminosa, e composição clássica de rochas de arco magmático (Dátoli *et al.*, 2016). Sua relação estratigráfica em relação à Sequência Inhapi (SI) propõe sua colocação como uma soleira entre as rochas supracrustais, intrudindo possivelmente durante as fases finais de deposição da mesma. Ortognaisses migmatíticos encontram-se em contato ao sul do corpo e presente como *slices* em contato com a SI na porção central da área.

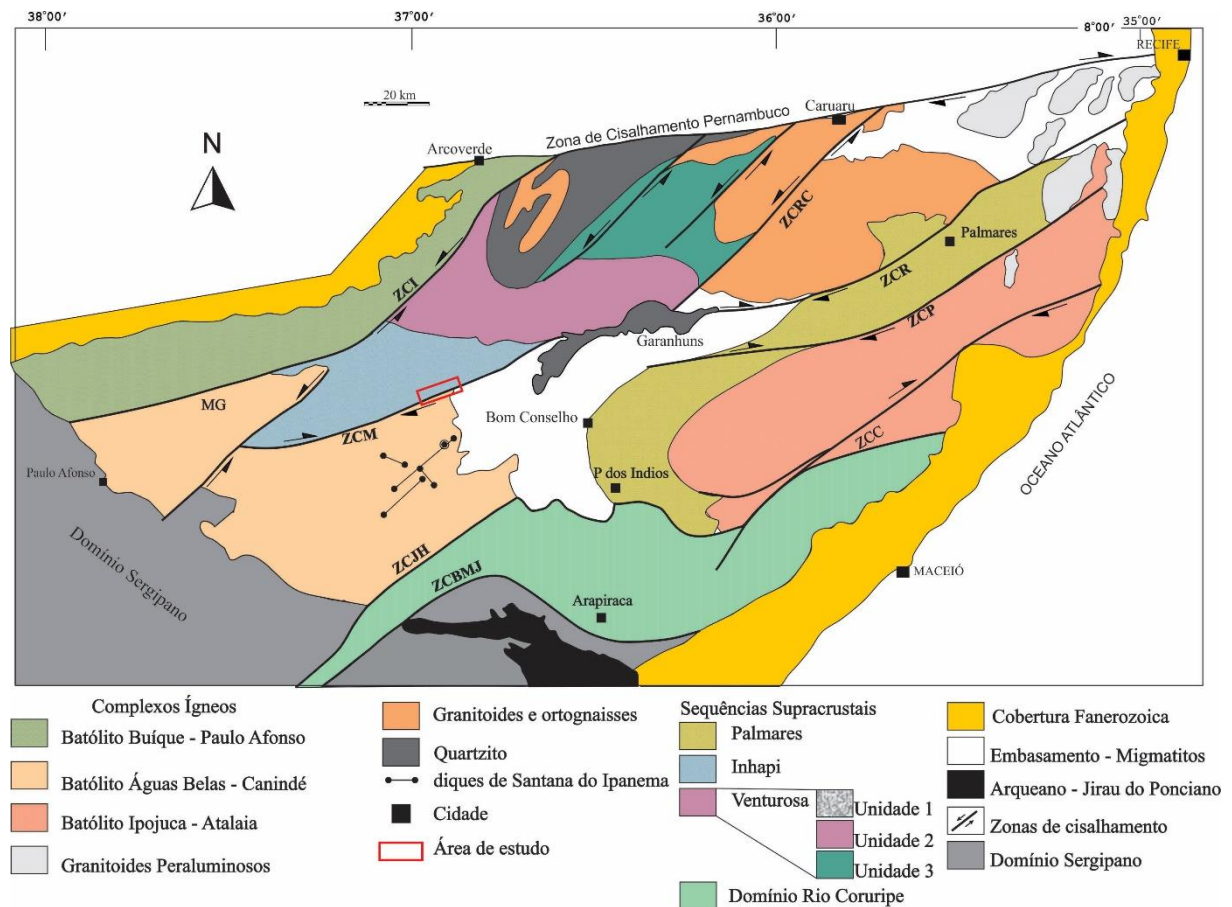


Figura 1. Representação dos principais compartimentos do Domínio PEAL leste, porção sul da Província Borborema. O retângulo com bordas vermelhas representa a área na qual o PM está contido; ZCP – Zona de Cisalhamento Palmares; ZCBMJ – Zona de Cisalhamento Belo Monte Jeremoabo ZCM - Zona de Cisalhamento Maravilha; ZCR - Zona de Cisalhamento Ribeirão; ZCL - Zona de Cisalhamento 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.* (2016).

Figure 1. Representation of the main compartments of the Eastern PEAL Domain, southern portion of the Borborema Province. The rectangle with red borders represents the area in which the PM is contained. The PB is represented with its main domains in the upper left corner. PB - Borborema Province; DCC - Ceará Central Domain; DRGN - Rio Grande do

Norte Domain; PEAL - Pernambuco-Alagoas Domain; DS - Sergipano Domain; CSF - San Francisco Craton. ZCP - Palmares Shear Zone; ZCM - Maravilha Shear Zone; ZCR - Ribeirão Shear Zone; ZCL - Limitão Shear Zone; ZCBMJ - Belo Monte Jeremoabo Shear Zone; ZCRC - Rio da Chata Shear Zone; ZCI - Itaíba Shear Zone; Ribeirão Shear Zone; ZCC - Cajueiro Shear Zone. Modified by Silva Filho et al. (2014).

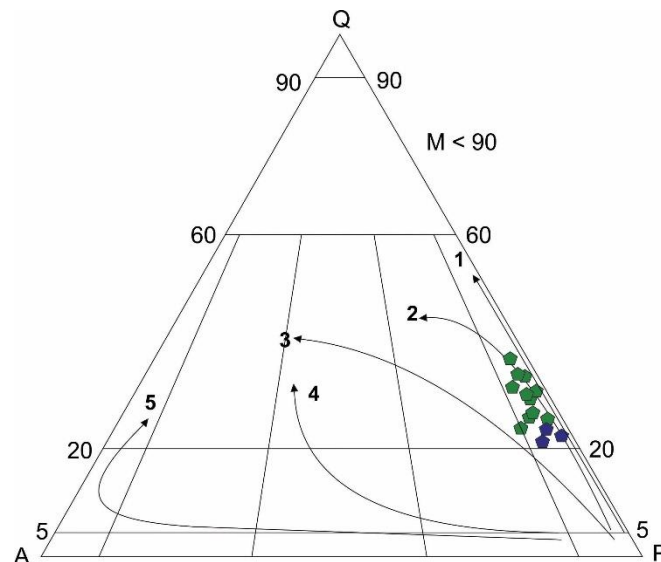


Figura 2. Diagrama Q-A-P para granitoides (Streckeisen, 1976). Polígono verde: Plúton Maravilha; Polígono azul: ortogneiss migmatítico do embasamento.

Figure 2. Q-A-P diagram for granitoids (Streckeisen, 1976). Green polygon: Plúton Maravilha; Blue polygon: basement migmatite orthogneiss.

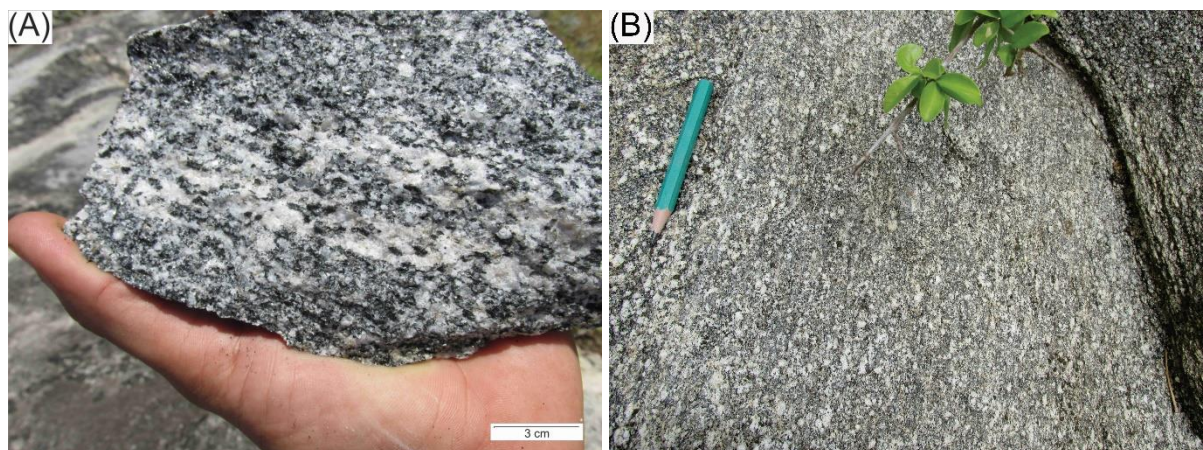


Figura 3 – Aspectos de campo do Plúton Maravilha. A) Amostra representativa da fácies tonalito fanerítico médio da porção oeste do plúton; B) Afloramento de tonalito porfítico melanocrático foliado com deformação em estado sólido marcado pelo estiramento de grãos de quartzo.

Figure 3 – Field aspects of Maravilha Pluton. A) Representative sample of the tonalite phaneritic facies on the western portion of the pluton; B) Outcropping of foliated porphyritic melanocytic tonalite with solid-state deformation marked by quartz grain stretching.

Em zonas de maior deformação dinâmica, a rocha possui bandamento gnáissico, com bandas leucocráticas, formadas predominantemente por quartzo, plagioclásio e ocasionalmente k-feldspato, e melanocráticas, por biotita e anfibólio. A textura milonítica está presente na porção centro-norte, próximos a ZCNW (Figura 4). Possui foliação, dada principalmente pela orientação das biotitas e anfibólios idiomórficos, assim como pelo posicionamento dos fenocristais de plagioclásio quando alongados segundo o eixo c. Em algumas porções deformadas, a foliação é marcada por grãos de quartzo e plagioclásio estirados.

Petrograficamente, segundo dados de Dátoli *et al.* (2016), o plúton apresenta composição tonalítica (Fig. 3), com moda consistindo essencialmente em plagioclásio (40-59%), biotita (5-36%), quartzo (22-31%), anfibólio (1-25%), microclina (0-6%), titanita (1-3%), epidoto, apatita, allanita, opacos e zircão como acessórios (Fig. 5A e 5B). Epidoto magmático com núcleos de allanita são encontrados em quase todas as porções da rocha, além de titanitas hipidiomórficas 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 (Fig. 5C). Textura mimerquítica pode ser encontrada em fácies com maior presença de microclina (Fig. 5D).

2.1 Análise por Microsonda Eletrônica

Para análise de química mineral, inicialmente foram confeccionadas lâminas delgadas de amostras selecionadas em porções representativas da rocha no Laboratório de Laminação da UFPE. Posteriormente essas lâminas foram descritas visando à caracterização petrográfica e a seleção das fases minerais para posteriores análises de química mineral, sendo esta etapa realizada com o auxílio dos microscópios ópticos de luz refletida e transmitida pertencentes ao departamento de geologia da UFPE. As amostras polidas foram posteriormente metalizadas com carbono em câmara de vácuo e analisadas através 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 nas porções centrais e nas margens. A partir daí, através do tratamento de dados e pesquisa de dados presentes na

bibliografia, foi possível a comparação dos valores encontrados e caracterização das fases minerais analisadas.

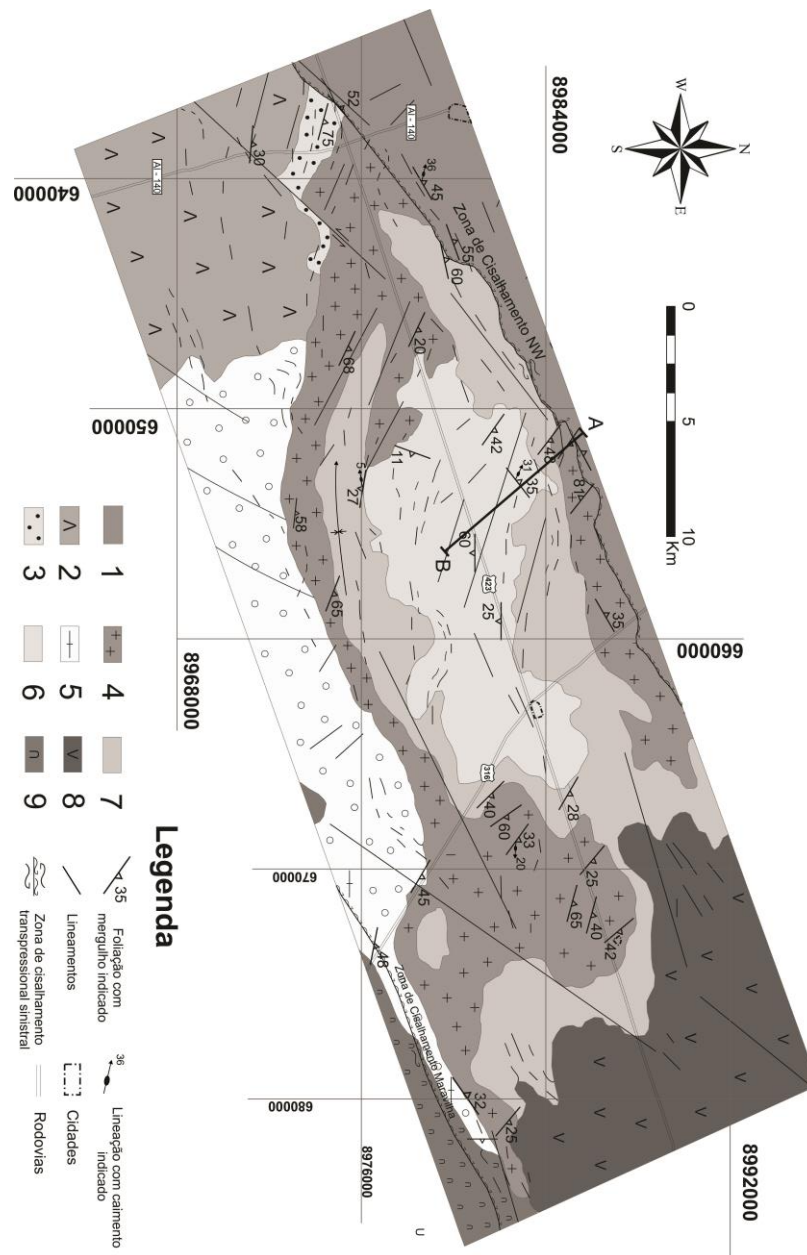


Figura 4. Mapa Simplificado da área de estudo. 1 – Augen gnaiss; 2 – Complexo Belém do São Francisco (CBSF), metagranitos e metassienitos; 3 – Sienito porfíritico; 4 – Plúton Maravilha; 5 – CBSF - Ortognaiss Migmatítico; 6 – Sequência Inhapi (SI) – Anfibolito- gnaiss, mármore, quartzito e calcissilicática; 7 – sillimanita-granada-xisto, granada paragneiss; 8 – Plúton Ouro Branco; 9 – K-feldspato pórfiro.

Figure 4. Simplified map of the study area. 1 - Augen gnaiss; 2 - Belém do São Francisco Complex (CBSF) - metagranites and metassienites; 3 - Porphyritic syenite; 4 - Maravilha Orthogneiss; 5 - CBSF - migmatitic orthogneiss; 6 - Inhapi Sequence (SI) - amphibolite-gneiss, marble, quartzite and calcissilicatic; 7 - sillimanite-garnet-schist, garnet paragneiss; 8 - Ouro Branco pluton; 9 - K-feldspar sienogranite porphyry.

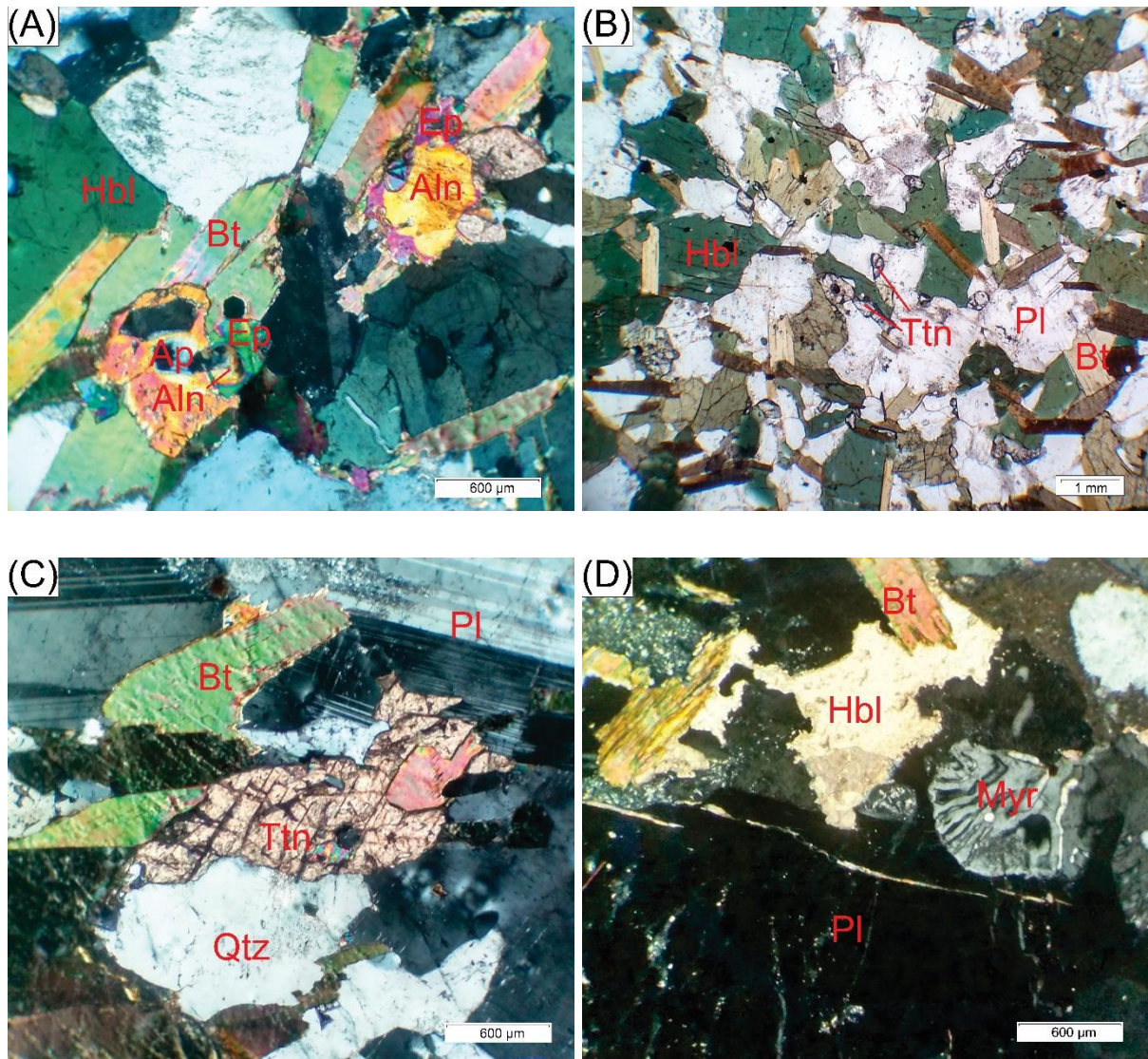


Figura 5. Fotomicrografias das fácies presentes no PM. A) Allanita (Aln) e epidoto (Ep) magmático em tonalito fanerítico (NCX); B) Titanitas (Ttn) primárias fragmentadas; Biotitas (Bt) orientadas segundo deformação regional; C) Titanita com inclusões de biotita em fácies com maior presença de microclina; D) Mimerquita (Myr) em fácies alterada hidrotermalmente.

Figure 5. Photomicrographs of the facies present in the PM. A) Allanite and magmatic epidote in phaneritic tonalite (NCX); B) Fragmented primary titanites; Biotite oriented according to regional deformation; C) Titanite with biotite inclusions in facies with higher microcline presence; D) Mymerquite in facies hydrothermally altered.

3 – Resultados

3.1 Química Mineral

As fases essenciais contempladas foram as mais expressivas tendo em vista a determinação das condições do ambiente de formação da rocha, sendo estas: anfibólio, biotita e plagioclásio, como fases essenciais, além de titanita, allanita, zircão e apatita, como minerais acessórios.

3.1.1 Biotita

Diversos autores demonstraram a importância da composição da biotita para a compreensão da petrogênese dos granitoides, determinando possíveis condições físico-químicas dos magmas parentais. (Speer, 1981; Shabani et al., 2003; Gao *et al.*, 2016).

A biotita é um mineral presente em uma ampla variação de condições de P-T. Suas transformações são classicamente ligadas a fluidos hidrotermais posteriores a sua nucleação. Utilizando o diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{--FeO}^*\text{--MgO}$ de Natchit (2005), as biotitas encontradas no Plúton Maravilha podem ser classificadas como sendo magmáticas (Fig. 6A), com amostras caindo muito próximas àquelas das primárias reequilibradas. 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 Plúton Maravilha variam de 0,467 a 0,546, caindo entre os campos da Eastonita e Siderofilita (Fig. 6B), estando no limiar das duas designações no diagrama $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ vs Al^{IV} , de acordo com a nomenclatura de Deer *et al.* (1986). Com base no diagrama Al^{IV} vs Mg (Natchit, 1985), as biotitas não alteradas se enquadram em rochas cálcio-alcalinas, enquanto que as bordas cloritizadas caem no campo das aluminopotássicas, tendo em vista a maior concentração de Mg e Al presente na estrutura das cloritas (Fig. 6C).

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 caem exclusivamente no campo das rochas das suítes cálcio-alcalinas (Fig. 6D, 6E e 6F).

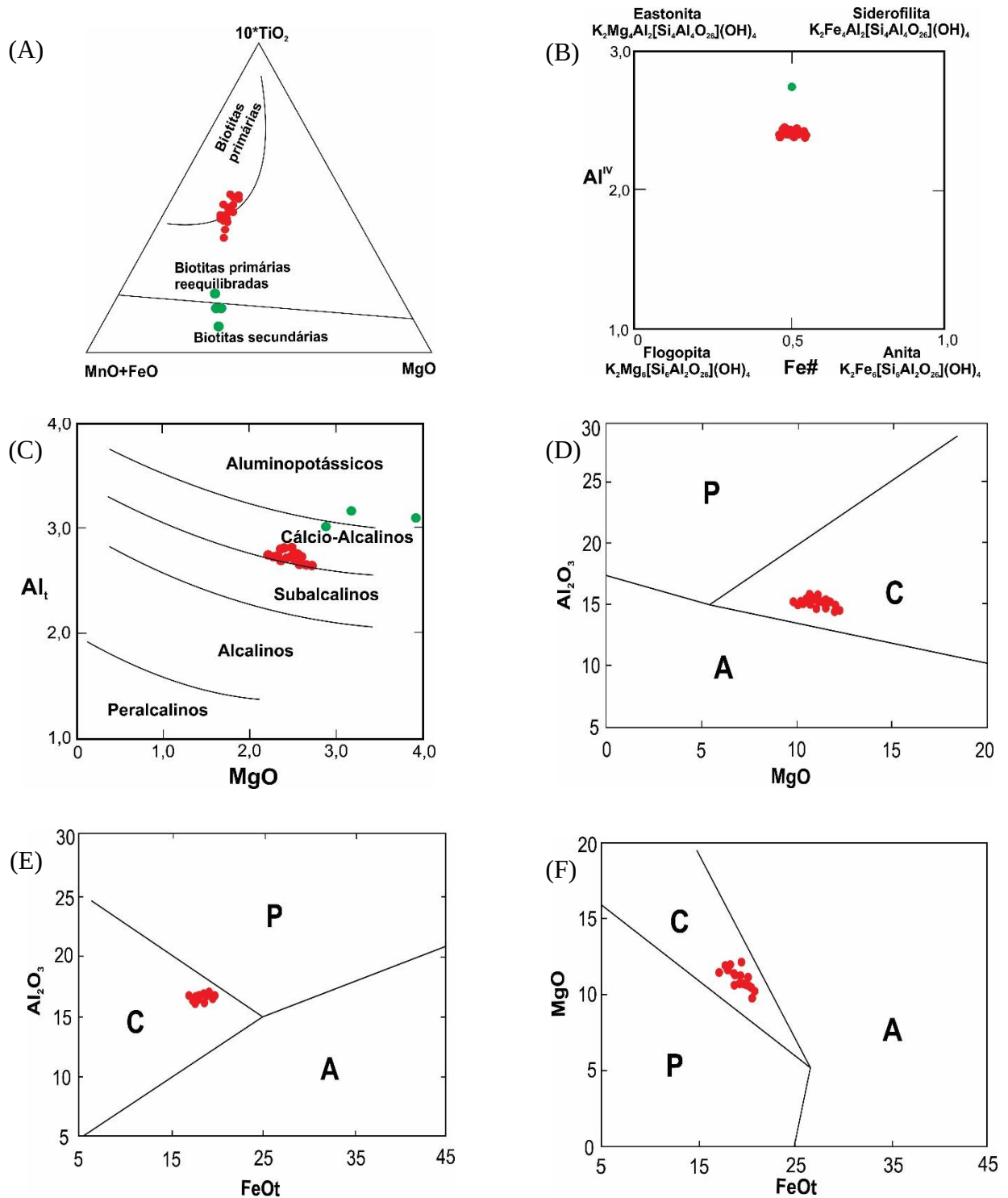


Figura 6. Diagramas discriminantes das análises químicas das biotitas presentes no PM. A) diagrama ternário $\text{TiO}_2^*-\text{FeO}^*-\text{MgO}$ de Natchit (2005); B) Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ vs Al^{IV} , de acordo com a nomenclatura de Deer *et al.* (1986); C) Diagrama Al^{IV} vs Mg (Natchit, 1985); D), E) e F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). círculos vermelhos – biotitas primárias; círculos verdes – bordas alteradas.

Figure 6. Discriminant diagrams of the chemical analyzes of biotites present in PM. A) $\text{TiO}_2^*-\text{FeO}^*-\text{MgO}$ ternary diagram of Natchit (2005); B) Diagram $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ vs Al^{IV} , according to the nomenclature of Deer *et al.* (1986); C) Al^{IV} vs Mg diagram (Natchit, 1985); D), E) e F) Diagrams of Abdel-Rahman (1994). Red circles – primary biotites; green circles – altered border.

Tabela 1 – Análise de química mineral de biotitas representativas da fácies tonalito do Plúton Maravilha. C – centro; B-borda. Fórmula estrutural para a composição da biotita foi calculada assumindo 22 átomos de oxigênio.

Table 1 - Mineral chemistry analysis of the biotites from the Maravilha Pluton tonalite facies. C – core; B-border. The structural formula for biotite compositions was calculated assuming 22 oxygen atom.

ID	SI413AC1	SI416C5	SI416C52	SI416C52	SI416C4	SI416C1	SI416C3	SI416C3	SI416C3	SI420C1	SI420	SI420C2	SI421C1	SI421C1
Óxidos (%)	C	C	B	(chl)	C	1	1	2	2	1	C2 1.1	2	1	1
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	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,18	0,11	0,02	0,03	0,00	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	0,00	0,02	0,08	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,07	0,02	0,03	0,00	0,07	0,12	0,00	0,10	0,06	0,00	0,12	0,00
NiO	0,11	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02	0,06	0,01	0,00
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

ID	SI413A C1	SI416C5	SI416C52	SI416C52	SI416C4	SI416C1	SI416C3 1	SI416C3 2	SI416C3 2	SI420C1 1	SI420C2 1.1	SI420C2 2	SI421C1 1	SI421C1 1
ppm	C	C	B	(chl)	C	C	C	C	(chl)	C	C	C	C	B
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
Al iv	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
Al vi	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	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
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	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ba	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	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

3.1.2 Anfibólios

Os anfibólios presentes no PM são cálcicos, podendo ser designados, segundo nomenclatura proposta por Leake *et al.* (1997), predominantemente como pargassita e ferro-pargassita, com alguns espécimes caindo no campo da tchermakita e magnésio-horblenda (Fig. 7A). Utilizando os campos de Czamanske e Wones (1973) no diagrama Na+K+Ca vs Si^{IV}, os anfibólios são classificados como magmáticos (Fig. 7B).

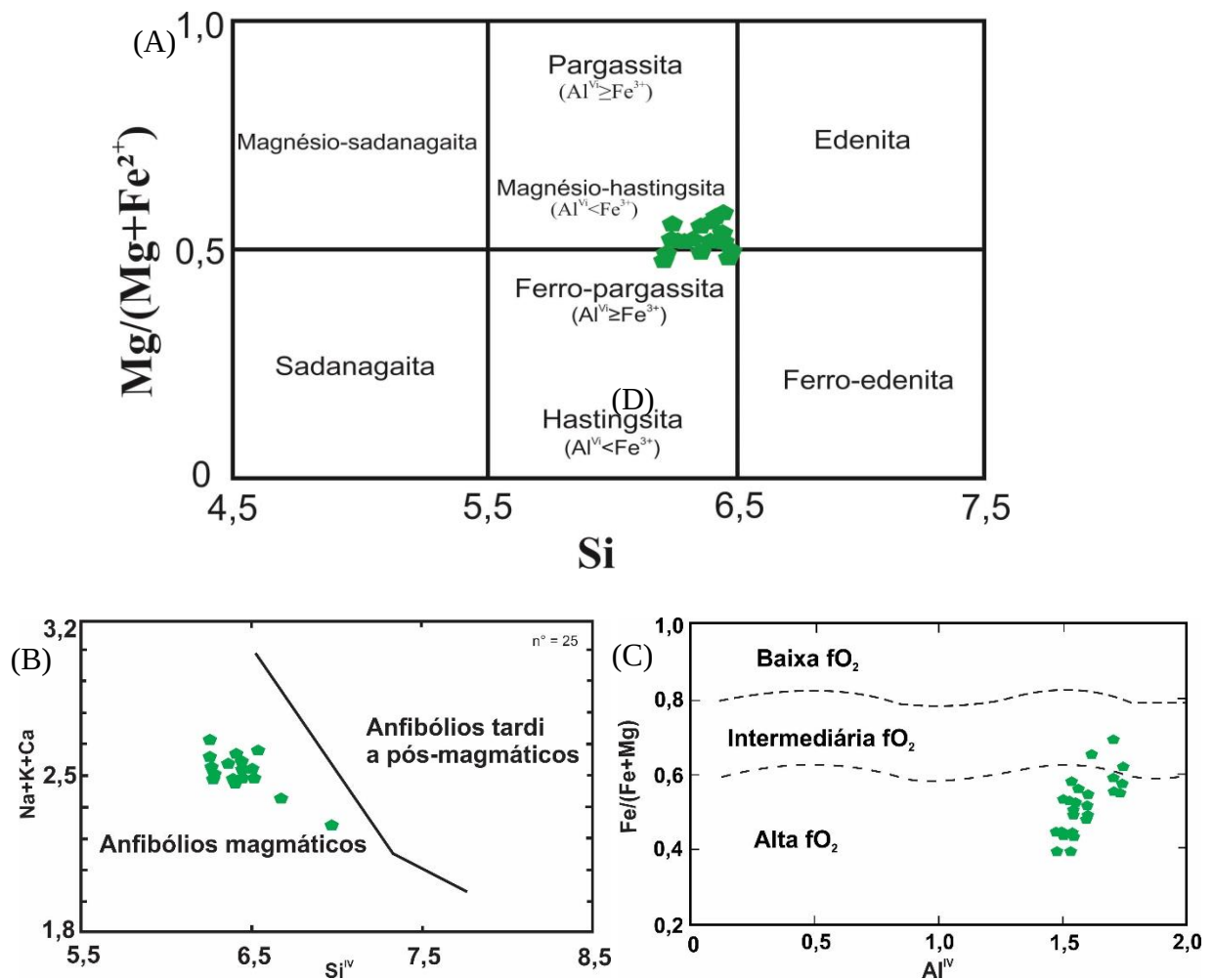


Figura 7. Diagramas discriminantes das análises químicas dos anfibólios presentes no PM. A) e B) Diagramas em função das nomenclaturas propostas por Leake *et al.* (1997); C) Czamanske e Wones (1973); D) Estimativa de fO₂ em função da razão Fe/ (Fe+Mg) vs Al^{IV} (Anderson e Smith, 1995).

Figure 7. Discriminant diagrams of chemical analyzes of amphiboles present in PM. A) and B) Diagrams according to the nomenclatures proposed by Leake *et al.* (1997); C) Czamanske and Wones (1973); D) Estimation of fO₂ as a function of Fe / (Fe + Mg) vs. Al^{IV} ratio (Anderson and Smith, 1995).

Tabela 2 – Análise de química mineral de anfibólios representativos da fácies tonalito do Plúton Maravilha. C – centro; B-borda. Fórmula estrutural para a composição do anfibólio foi calculada assumindo 23 átomos de oxigênio.

Table 2 - Mineral chemistry analysis of the amphiboles from the Maravilha Pluton tonalite facies. C – core; B-border. The structural formula for amphibole compositions was calculated assuming 23 oxygen atom.

ID	SI413A C11	SI413A C12	SI413A C12	SI413A C13	SI413A C21	SI413A C21	SI416 C1	SI416C 51	SI416 C4	SI416 C2	SI4161 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	0,06	0,06	0,03	0,14	0,09	0,09	0,05
BaO	0,073	0	0,048	0	0	0	0,023	0	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

ID	SI413A C11	SI413AC 12	SI413A 12	SI413A C3	SI413AC 21	SI413AC 21	SI416 C1	SI416C 51	SI416 C4	SI416 C2	SI4161 C2	SI416 C3	SI416 C3	SI420 C1	SI420C 12	SI420C 13	SI420 C2
ppm	C	C	B	C	C	B	C	B		C	B	C	C	C	B	C	C
Si	6,37	6,42	6,43	6,50	6,43	6,47	6,23	6,36	6,26	6,22	6,26	6,22	6,23	6,51	6,44	6,43	6,45
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	2,16	2,22	2,21	2,21	2,19	2,24	1,79	1,92	1,89	1,80	1,81	1,79	1,78	2,08	2,21	2,14	2,01
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,02	-	0,01
Ca	1,90	1,87	1,91	1,94	1,85	1,90	1,87	1,90	1,86	1,84	1,81	1,86	1,93	1,97	1,88	1,90	1,90
Na	0,39	0,39	0,39	0,35	0,36	0,38	0,42	0,35	0,34	0,43	0,42	0,39	0,42	0,39	0,41	0,40	0,38
K	0,31	0,31	0,26	0,26	0,29	0,28	0,33	0,27	0,31	0,34	0,31	0,33	0,34	0,28	0,29	0,27	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

Anderson e Smith (1995), visando 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 $Fe/(Fe+Mg)$ vs Al^{IV} . Seus estudos mostram que as condições de fugacidade de oxigênio é o principal condicionante da composição dos silicatos máficos, tendo o aumento dos valores de $e/(Fe+Mg)$ com a diminuição da fO_2 . Partindo desse pressuposto, os anfibólios do PM demonstram um estágio de cristalização em um ambiente de fugacidade de oxigênio entre intermediária a alta (Fig. 7C).

3.1.3 Feldspatos

O plagioclásio representa a fase dominante presente na fácies tonalítica do Plúton Maravilha. As análises mostram valores $\%An_{20-43}$, caindo no campo da andesina no diagrama para classificação dos feldspatos (Fig. 8). Não possuem zoneamento ígneo expressivo, porém mostram enriquecimento de NaO_2 para borda em alguns grãos, aspecto comum na evolução da cristalização. Os conteúdos de bário chegam a 0,128%, com média de 0,038%. Os feldspatos alcalinos, quando presentes no PM, apresentam composição média $Or_{92}An_0Ab_8$.

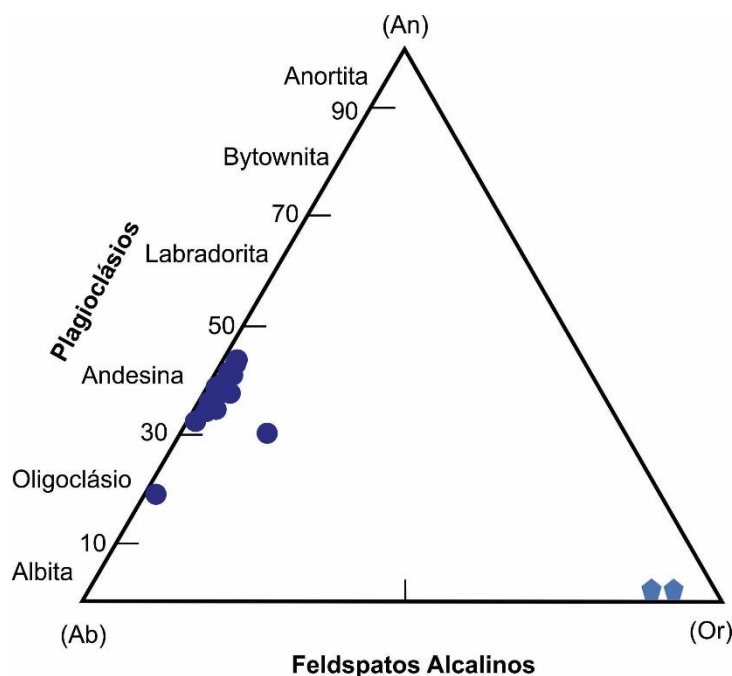


Figura 8. Diagrama Ternário Ab-An-Or (albita-anortita-ortoclásio) para os feldspatos presentes no PM.

Figure 8. Ab-An-Or Ternary Diagram (albite-anortita-ortoclásio) for the feldspars present in PM.

3.1.4 Epídoto

Desde os primeiros trabalhos nos quais reconheceram o epídoto como possível fase primária, diversos autores vêm tentando compreender seu significado petrogenético (Zen and Hammarstrom 1984; Schmidt e Poli, 2004; Sial *et al.*, 2008; Ferreira *et al.*, 2011). No PM, o epídoto possui porcentagens molares de pistacita entre 23 e 33%, além de teores de TiO_2 menores que 0,25%, valores próximos aos comuns para epídotos magmáticos (Tulloch, 1986; Nagar e Korakoppa, 2014).

3.1.5 Titanita

Em rochas formadas em ambientes relativamente oxidantes, como granitoides de composição intermediária e metaluminosa, a titanita é a fase acessória mais comum (Sawka *et al.*, 1984; Helmy *et al.*, 2004). Esta fase possui importância na caracterização petrológica e das condições de cristalização de corpos magmáticos (Wones, 1989; Frost *et al.*, 2000), além de possibilitar a datação em rochas ígneas e eventos metamórficos por permitir incorporar U e Th em sua composição (Frost *et al.*, 2000; Anand *et al.*, 2005).

No PM, a titanita está presente em grande maioria desagregada e fraturada, porém alguns grãos se mantêm prismáticos com formatos losangulares. Os teores de TiO_2 variam de 34 a 38,3% e CaO entre 17 a 27,1%. Os valores de Al_2O_3 , medidos no centro dos grãos de titanita, mostram valores médios em torno de 1,67%, considerados valores comuns para titanitas magmáticas (Enami *et al.*, 1993; Keewook Yi *et al.*, 2014), enquanto nas bordas elas apresentam acréscimos nesses valores, chegando a uma média de 1,94%.

3.1.6 Elementos Terras Raras

Para o estudo dos elementos terras raras, foram analisadas as principais fases acessórias presentes: titanita, allanita, apatita e zircão (Fig. 9). Esses minerais representam as fases primárias na evolução da cristalização do plúton. Os dados foram tratados e normalizados de acordo com os valores do condrito de Thompson *et al.*, (1982). A apatita presente, classificada como flúor-apatita, possui seus teores de F em torno de 4%. Com exceção do zircão, todas as minerais mostram anomalias positivas de Ce. Ambas as titanita e allanita mostram anomalias positivas de Nd. As fases minerais mostram enriquecimento em ETR quando normalizados ao padrão condrito, sendo a allanita mais enriquecida e mais fracionada, chegando a estar mais de 100000x enriquecida. Anomalias positivas de Ce e Nd

estão presentes em todas as fases minerais, com exceção do zircão. Esse enriquecimento deve-se provavelmente a um magma parental diferenciado ou por herança geoquímica da fonte geradora do magma.

Os padrões vistos nos aranhogramas da titanita e da apatita são coerentes com seus coeficientes de partição em relação a um magma granítico ($KD > 1$ para todos ETR's) (Fig. 10), onde todos os ETR's possuem caráter compatível, não apresentando, desta forma, um padrão de fracionamento dos ETRL (Fig. 8A e C). A allanita possui padrão de distribuição fracionado, mostrando-se mais enriquecida em ETRL, característica comum desta fase mineral, no qual possui maior coeficiente de partição nesses elementos das fases acessórios presentes. Os zircões no PM não mostram um padrão bem estabelecido, possivelmente devido a processos metassomáticos e metamórfico termais posteriores à sua nucleação.

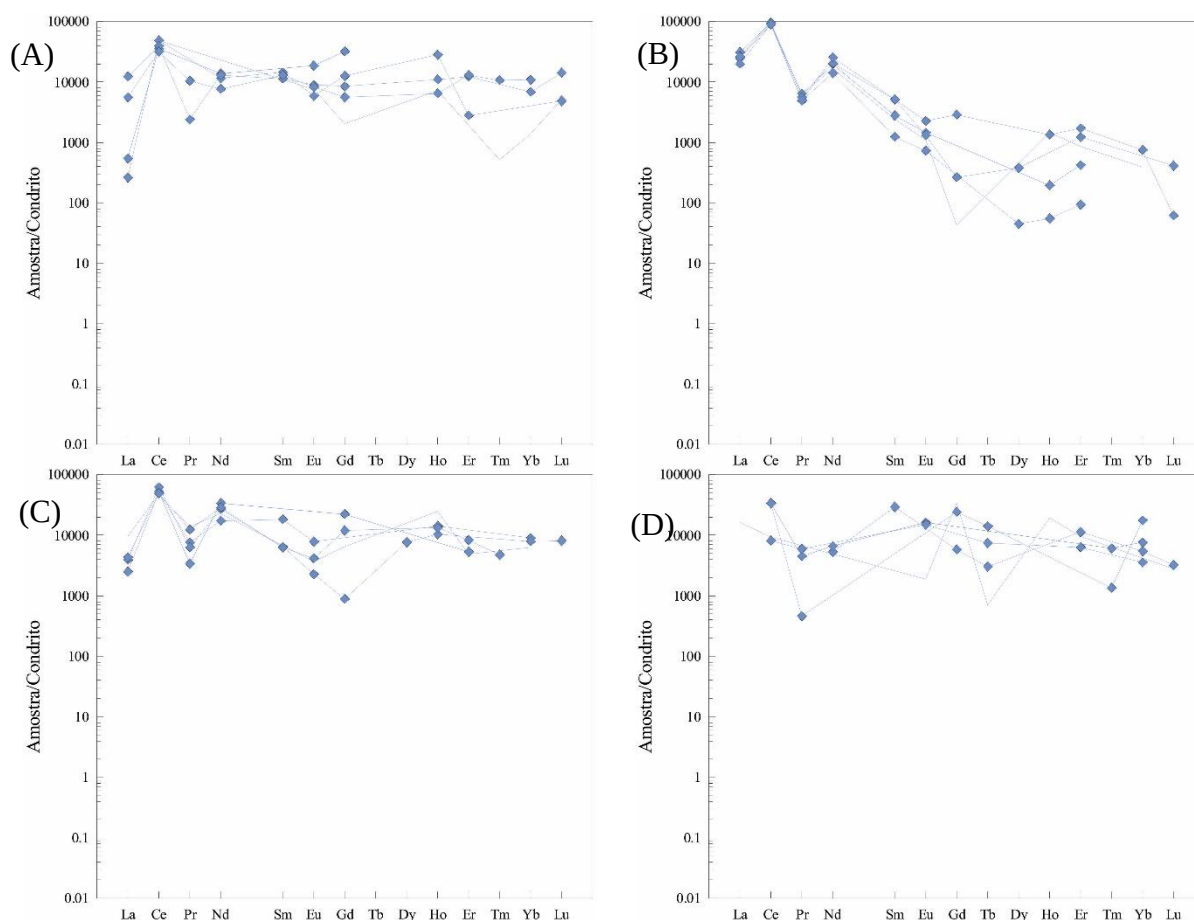


Figura 9. Aranhogramas normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982), para os minerais acessórios presentes no PM. A) Apatita; B) Allanita; C) Titanita; D) Zircão.

Figure 9. Spidergrams normalized to the values of the chondrite of Thompson (1982) for the accessory minerals present in the PM. A) Apatite; B) Allanite; C) Titanite; D) Zircon.

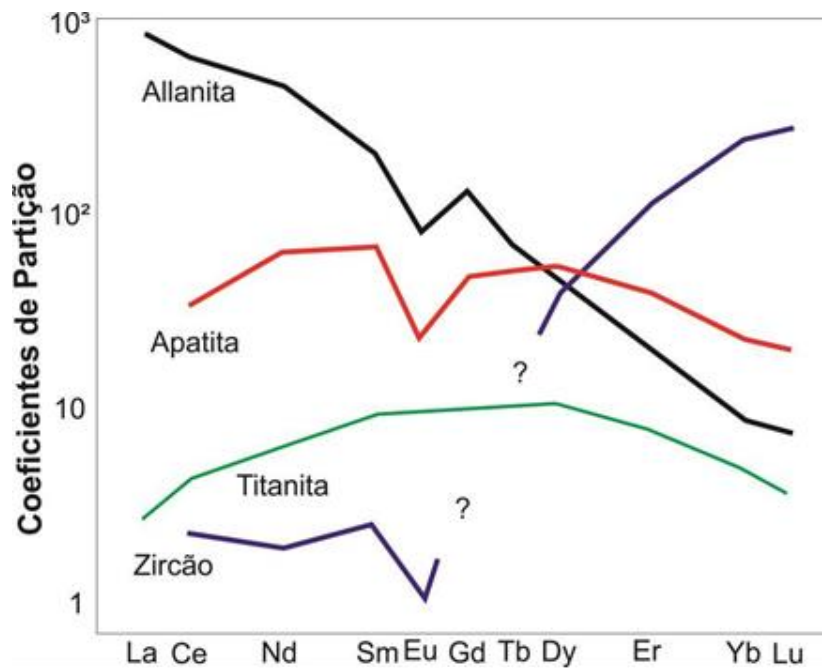


Figura 10. Coeficientes de partição da apatita, allanita (Brooks *et al.*, 1981), titanita (Ackerson, 2011) e zircão (Nagasawa, 1970) em rochas graníticas.

Figure 9. Partition coefficients of apatite, allanite (Brooks *et al.*, 1981), titanite (Ackerson, 2011) and zircon (Nagasawa, 1970) on granite rocks.

Tabela 3 – Análise de química de allanitas, apatita, titanita e zircões da fácies tonalito do Plúton Maravilha. C – centro; B-borda.

Table 3 - Mineral chemistry analysis of the allanites, apatites, titanite and zircons from the Maravilha Pluton tonalite facies. C – core; B-border.

ID	Apatita			Epidoto (Allanita)			Titanita	Zircão		
	SI427C1ap1	SI427C1ap 1	SI427C2ap 1	SI427C1ep 1	SI427C2ep 1	SI416C2ep 1	SI427C1tit 1	SI427C1zr 1	SI427C1zr 2	SI427zr
Óxidos (%)	C	B	B	B	B	C	C	C	C	C
SiO ₂	0,32	0,11	0,16	31,33	34,47	32,74	31,41	33,29	32,56	33,95
Al ₂ O ₃	-	0,01	-	15,56	19,78	16,78	1,45	0,13	0,32	0,01
CaO	53,33	51,84	50,51	11,49	15,69	10,50	27,18	0,29	0,19	0,24
FeO	0,27	0,27	0,14	10,83	10,93	9,76	0,64	0,57	0,44	0,01
MnO	0,15	0,14	0,13	0,65	0,35	0,41	0,17	0,08	-	0,00
TiO ₂	-	0,01	-	0,79	0,18	0,96	37,83	0,04	0,23	-
Nb ₂ O ₅	-	-	0,01	-	0,09	-	-	0,43	0,24	0,47
P ₂ O ₅	41,30	42,07	42,04	0,10	0,02	0,09	0,01	0,02	0,14	0,06
HfO ₂	-	0,03	-	-	-	0,03	0,01	1,61	1,52	1,20
Y ₂ O ₃	0,14	0,07	-	0,14	0,09	0,12	0,13	0,29	0,51	0,25
Ta ₂ O ₅	-	-	0,01	0,07	0,14	-	-	-	0,01	0,02
ZrO ₂	1,06	1,26	1,27	0,03	-	-	-	64,96	64,30	64,75
F	3,98	3,91	4,14	0,17	0,06	0,12	0,10	-	-	-
Elementos Terras Raras										
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	2,56	1,75	2,05	0,01	0,03	0,02	-
Ce ₂ O ₃	0,16	0,04	0,12	9,55	6,44	9,05	0,21	0,22	0,02	0,07
Pr ₂ O ₃	-	-	0,04	0,67	0,38	0,63	0,03	0,03	0,00	0,01
Nd ₂ O ₃	0,04	0,02	0,03	2,14	1,42	2,37	0,07	0,03	0,02	0,01
Sm ₂ O ₃	0,05	-	0,05	0,31	0,37	0,43	0,08	-	-	-
Eu ₂ O ₃	0,02	0,02	0,03	0,16	0,10	0,11	0,03	-	-	0,03
Gd ₂ O ₃	0,05	0,04	0,02	-	0,02	0,04	-	-	-	-
Tb ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-
Ho ₂ O ₃	0,11	-	0,03	0,02	-	0,13	0,06	0,02	0,02	-
Er ₂ O ₃	0,01	-	0,06	0,05	0,10	0,06	-	0,08	-	-
Tm ₂ O ₃	-	-	0,05	-	-	0,01	-	-	-	0,01
Yb ₂ O ₃	-	-	0,05	-	-	-	0,04	0,01	-	0,02
Lu ₂ O ₃	0,02	-	-	-	0,03	0,03	-	-	-	-
Total	0,56	0,18	0,63	16,54	10,86	14,96	0,66	1,69	0,23	0,31

	Apatita			Epidoto (Allanita)			Titanita	Zircão		
ID	SI427 -C1 ap 1	SI427 -C1 ap 1	SI427 -C2 ap 1	SI427 -C1 ep 1	SI427 -C2 ep 1	SI416 -C2 ep 1	SI427 -C1 tit 1	SI427 -C1 zr 1	SI427 -C1 zr 2	SI427 -zr
Total (Óxidos+ETR)	101,56	100,04	99,55	103,18	103,27	101,36	100,13	103,79	100,78	101,41
ppm										
La	262	547	5.591	24.626	26.221	22.223	2.485	9.628	-	-
Ce	49.286	35.767	32.135	91.211	95.743	97.557	52.144	28.560	26.861	-
Pr	-	-	10.475	6.403	5.568	6.774	7.588	-	8.692	-
Nd	11.588	13.827	7.702	19.926	20.653	24.879	17.403	-	17.921	5.331
Sm	14.407	-	13.105	2.796	5.125	4.322	18.426	-	10.434	29.491
Eu	5.887	18.825	8.347	1.454	1.319	1.051	7.908	21.487	12.912	-
Gd	12.705	32.319	5.619	-	268	382	-	-	17.956	5.859
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.046
Dy	-	-	-	-	380	-	-	-	-	-
Ho	28.384	-	6.566	196	-	1.208	14.194	-	13.159	-
Er	2.804	-	13.123	425	1.220	583	-	750	2.556	11.383
Tm	-	-	10.870	-	-	107	-	-	-	-
Yb	-	-	10.986	-	-	-	9.042	246	6.331	5.475
Lu	4.884	-	-	-	414	230	-	9.356	-	3.217

3.2 Geotermobarometria

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

Visando estimar a pressão de cristalização foram utilizados o geobarômetro de Al em hornblenda, a partir das equações de Hollister *et al.* (1987) e Schmidt (1992). Os geotermômetros de Blundy e Holland (1990), a partir do teor de Al^{IV} na assembleia anfibólio-plagioclásio, e de Watson (2006), a partir do conteúdo de Ti em zircão, foram utilizados para estimativa de temperatura de cristalização.

3.2.1 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 a partir do 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 Jhonson e Rutherford (1989), no qual utilizaram tufos vulcânicos da caldeia vulcânica de Long Valley, Califórnia, e por Schmidt (1992) que trabalhou com tonalitos. A utilização desses geobarômetros é restringida a partir da assembleia mineral presente na rocha, sendo necessária a coexistência de hornblenda + biotita + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + titanita + magnetita ou ilmenita. A calibração foi realizada em temperaturas entre 2.5-13 kb, devido a instabilidade da assembleia biotita + feldspato potássico em pressões acima de 13 kb, definindo assim o limite de utilização desse geobarômetro.

Para o Plúton Maravilha, foram utilizadas as equações de (1) Hollister (1987) e (2) Schmidt (1992):

$$(1) \quad P (\pm 1 \text{ kbar}) = - 4,76 + 5,64 \text{ AlT}_{\text{Hb}}$$

$$(2) \quad P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ AlT}_{\text{Hb}}$$

Os valores podem ser encontrados na tabela 1. Os valores encontrados para o Plúton Maravilha utilizando as equações acima possuem em média 6,7 kbar. Esses valores são concordantes com plútons que possuem epidoto magmático em sua composição (Sial, 1990).

Tabela 4. Valores estimados de pressão de cristalização do PM segundo equações de Hollister (1987) e Schmidt (1992).

Table 4. Estimated values of PM crystallization pressure according to Hollister (1987) and Schmidt (1992) equations.

Plúton Maravilha									
Hollister (1987)	P (Kb)	6,0	6,7	6,7	6,8	6,5	6,8	7,3	7,1
Schmidt (1992)		6,04	6,66	6,68	6,75	6,50	6,76	7,18	6,98

3.2.2 Geotermometria

Para estimar a temperatura de cristalização do Plúton Maravilha, foi utilizada a equação de Blundy e Holland (1990), a qual foi descrita a partir de uma avaliação termodinâmica semi-empírica, baseada no conteúdo de Al^{IV} em rochas com plagioclásio e anfibólio coexistindo. Os dados foram analisados utilizando dois modelos de reações:

- i) Edenita + 4 Quartzo = Tremolita + Albite
- ii) Pargasita + 4 Quartzo = Hornblenda + Albite

A relação de equilíbrio dessas reações (3 e 4) leva ao geotermômetro proposto:

$$(3) \quad T = \frac{0.677P - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln K}$$

$$(4) \quad K = \left(\frac{S_i - 4}{8 - S_i} \right) X^{\text{Plag-Ab}}$$

Foram selecionados anfibólios em equilíbrio com plagioclásios no PM e considerado os valores da pressão de Schmidt (1992) (vide tab. 1), gerando temperaturas variando de 708,3 a 790,8 °C, com média de 739 °C (Tab. 2).

Tabela 5. Temperaturas de cristalização do PM segundo equação de Holland and Blundy (1990).

Table 5. PM crystallization temperatures according to Holland and Blundy equation (1990).

Plúton Maravilha								
Holland and Blundy (1990)	T(°C)	746,1	726,9	784,6	756,0	706,3	706,4	728,2
Schmidt (1992)	P(Kb)	6,04	6,66	6,75	6,50	6,76	7,18	6,98

3.2.1 Ti em zircão

Baseando-se em estudos experimentais, Watson *et al.* (2006), utilizando os minerais acessórios zircão e rutilo, propuseram um geotermômetro no qual envolve o conteúdo de Ti nesses minerais a partir da reação (5):



O zircão hospeda uma gama de elementos traços em sua composição, porém a grande concentração de certos elementos, como o Hf e elementos terras raras (ETR), não o estabelece como geotermômetros potenciais. A presença desses elementos na estrutura do zircão depende de diversas variáveis além da temperatura. Porém, o titânio, não possui mesma característica, pois neste caso é substituído de forma isovalente, sem necessidade de compensação de carga, dependendo em grande parte da temperatura e assim podendo ser utilizado com grande confiabilidade como geotermômetro (Wark e Watson 2004; Watson *et al.*, 2006; Fu *et al.*, 2008). A grande vantagem do Ti como indicador de temperatura é sua restrição em termos de potencial químico em sistemas crustais. Devido à presença incomum de rutilo em rochas ígneas, outros minerais, como por exemplo, a titanita e a ilmenita, também proporcionam grandes valores de TiO₂ as rochas.

A partir dos resultados dos estudos experimentais, Watson *et al.*, (2006) chegaram a seguinte equação (6) para aferir a temperatura de cristalização do zircão:

$$(6) \quad \log(\text{Ti}_{\text{zircão}}) = 6.01 - 5080/T \text{ (K)}.$$

Tabela 6. Temperaturas de cristalização, baseado no conteúdo de Ti em zircão, segundo equação de Watson (2006).

Table 6. Crystallization temperatures based on Ti content in zircon according to Watson et al (2006) equation.

Watson et al., (2006)	Plúton Maravilha							
T (°C)	582	690	635	716	581	576	634	594

Os valores encontrados possuem grande variação, além de serem menores dos encontrados na equação de Blundy e Holland (1990). Desta forma é evidenciado que os valores de Ti nos zircões presentes não são primários, onde sofreram processos metassomáticos posteriores a sua formação, tendo em vista que este mineral representa uma das primeiras fases formadas na cristalização fracionada.

3.3 Fugacidade de Oxigênio

As assembleias minerais em estabilidade na cristalização de magmas estão intrinsecamente ligadas às condições de P-T, fazendo com que as composições das fases, em estágio de reequilíbrio sofram modificações (Wones, 1989).

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. Outros fatores também apontam para essa conjuntura, como por exemplo, os núcleos de allanita comumente encontrados nos grãos de epídoto 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).

Levando em conta a equação proposta por Wones (1989; Fig. 11), com base na reação hedenbergita + ilmenita + oxigênio = titanita + magnetita + quartzo, o PM apresentou valores entre -14,1 a -18,5, estando logo acima do tampão FMQ. Os valores são concordantes aos encontrados nas químicas dos anfibólios e biotitas, demonstrando que a cristalização do plúton se deu em condições de média a alta fugacidade de oxigênio.

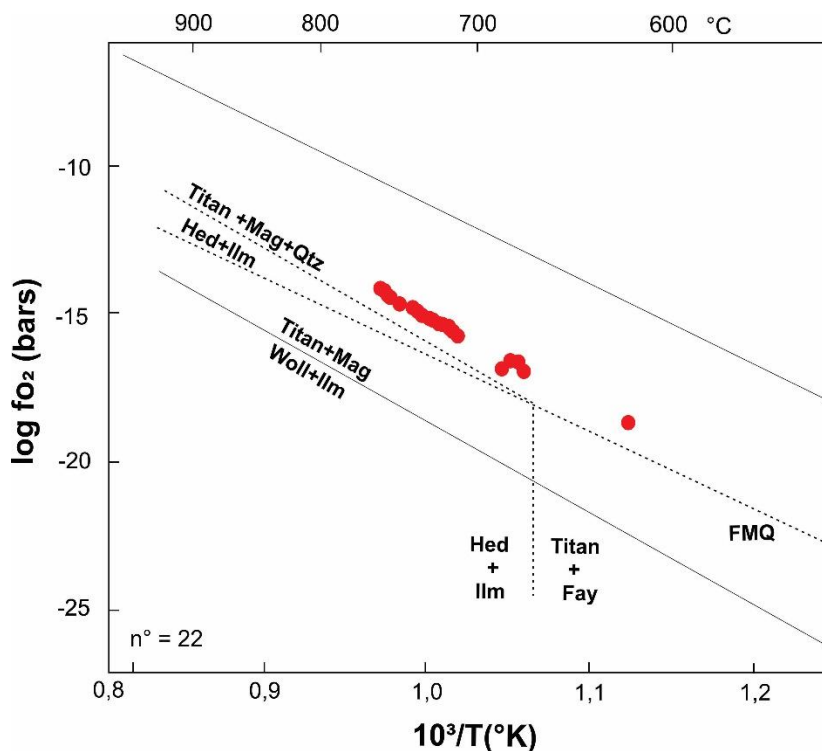


Figura 11. Diagrama $\log fO_2$ vs $10^3/T(^{\circ}K)$ utilizando valores segundo equação proposta por Wones (1989).

Figure 10. $\log fO_2$ vs $10^3/T(^{\circ}K)$ diagram using values according to equation proposed by Wones (1989).

4 Discussões e Conclusões

O Plúton Maravilha é representado por uma fácies tonalítica com presença de epídoto magmático e afetado por deformação magmática e em estado sólido. Os processos deformacionais são visíveis principalmente na recristalização de grãos de quartzo e plagioclásio, como também na substituição de anfibólio por biotita, na qual gera a segunda geração dessas micas. É cálcio- alcalino de alto potássio, metaluminoso e possui assinatura de rocha de arco magmático.

Os resultados obtidos a partir da análise de química mineral do Plúton Maravilha foram: As biotitas presentes são, em grande maioria, primárias, tendo suas bordas cloritizadas por processos retrometamórficos. Apresentam em sua composição valores médios de Fe-Mg e altos valores de Al^{IV} , se posicionando entre a solução sólida Eastonita e Siderofilita. Os anfibólios são predominantemente magmáticos, classificados em grande maioria como pargassita e ferro-pargassita. Seus valores de Fe# demonstram uma cristalização em ambientes de fugacidade de oxigênio intermediária a alta. Os valores médios

de Al_2O_3 das titanitas de 1,67% são considerados valores comuns para titanitas magmáticas. Os plagioclásios presentes são andesinas ($\%\text{An}_{20-43}$). Os feldspatos alcalinos, quando presentes no PM, apresentam composição média $\text{Or}_{92}\text{An}_0\text{Ab}_8$.

A cristalização do PM se deu em pressões em torno de 6,7 kbar, e em uma temperatura variando de 708,3 a 790,8 °C, segundo equação de Blundy e Holland (1990) e de 581 a 717°C, segundo modelo de Watson *et al.*, (2006). Seguindo a química das fases principais, juntamente com as características petrográficas, a consolidação do PM ocorreu em um ambiente de fugacidade de oxigênio intermediária a alta.

A presença de epídoto magmático em sua moda indica pressões de cristalização entre 6-7 kbar (Sial, 1990), porém trabalhos recentes mostram que é possível sua formação em pressões inferiores a 5,5 kbar quando formada em ambientes com de alta $f\text{O}_2$ (Ferreira *et al.*, 2011).

Mesmo com porções mais deformadas, não foram vistas grandes variações composicionais nas fases minerais analisadas, inclusive na relação centro/borda dos grãos. Nos grãos de plagioclásio nota-se um leve acréscimo de Na_2O do centro para a borda, característica comum na dinâmica da cristalização magmática.

As análises de química mineral mostram assinaturas ígneas para os minerais presentes no plúton, dificultando assim a relação dos possíveis processos metamórficos presentes. É possível identificar substituição metamórfica nos grãos de anfibólio, gerando uma segunda família de biotita, porém quimicamente essas se mostram com composições comuns em biotitas formadas por processos magmáticos.

4 Referências bibliográficas

- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525-541.
- Abdel-Rahman, A.M. 1995. Chlorites in a spectrum of igneous rocks: mineral chemistry and paragenesis. *Mineralogical magazine*, 59: 129-141.
- Almeida, F.F.M., Leonardos Jr., O.H., Valença, J. 1967. Granitic rocks of North-East South America. In: INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES, Recife, 1967. Recife: IUGS/UNESCO 41 p.

Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Revisions*, 17: 1-29.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc., USP*, 7: 45-80.

Ackerson, M.R. 2011. Trace elemento partitioning between titanite and groundmass in silicic volcanic systems. Chapel Hill, 69p. Master Thesis, Programa de Department of Geological Sciences, University of North Carolina.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc., USP*, 7: 45-80

Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.

Anand, R., Balakrishnan, S., Mezger, K. 2005. Geochemical and Geochronological Studies on Titanites from the Granitoid Rocks of the Eastern Dharwar Craton, South India. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-01565.

Anderson, J.L., Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *AM MINERAL*, 80, 549-59.

Anderson, J. L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87: 125-138.

Blundy, J.D. e Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *CONTRIB MINERAL PETROL*, 104: 208-24.

Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 198 p.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campo, D. A. *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182.

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. *Revista do Instituto de Geociências - USP Série Científica*, 5: 57-80.

Czamanske, G.K., Wones, D.R. 1973. Oxidation during magmatrc differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: Part II, the mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14: 349-380.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1986. *Rock-forming minerals*. 1B. Disilicates and ring silicates. 2nd ed., Longman Scientific e Technical. London, 629 p.

Dodge, F.C.W. 1973. Chlorites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith; California. *Mineralogical Magazine*, 39: 58-64.

Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. J. Mineral.*, 5: 219-231.

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: 189-201.

Ferry, J. M. 1985. Reaction mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine. *American Journal of Science*, 278: 1025-56.

Frost, R. B., Chamberlain, K. R., Schumacher, J.C. 2000. Sphene titanite: phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, 172: 131–148.

Fu, B., Page, F.Z., Cavosie, A., Fournelle, J., Kita, N., Lackey, J., Wilde, S., and Valley, J. 2008. Ti-in zircon thermometry: Applications and limitations: Contributions to Mineralogy and Petrology, 156: 197–215.

Hammarstrom, J.M., and Zen, E. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.

Helmy, H.M. Ahmed, A.F. El Mahallawi, M.M. Ali, S.M. 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications *J. Afr. Earth Sci.*, 38: 255–268.

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, *Am. Mineral.*, 71: 231.

Johnson, M.E., Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, 17: 837-841.

Keewook Yia, K., Leeb, S., Kwonc, S., Cheonga, C. 2014. Polyphase tectono-magmatic episodes as revealed by SHRIMP U–Pb geochronology and microanalysis of zircon and titanite from the central Okcheon belt. 95: 243-253.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, C. e Kato, A. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Amer Mineral*, 82: 1019-1037.

Li, X., Mo, X., Scheltens, M., Guan, M. 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.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stuisi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoidci. *Comptts Rendus Hibdomadmrcj de l'Academie del Sciences*, 301(11), 813-818.

Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. e Ohoud, M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neoformed biotites. *C.R. Geoscience*, 337: 1415-1420.

Nagar, R.P., Korakoppa, M.M. Magmatic epidote in the Neoarchean granitoids of Srinivaspura area of Eastern Dharwar Craton and its significance on emplacement mechanism of granitoids. *Current Science*, 107: 1321-1324.

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.

Neves, S.P., Bruguier, O., Da Silva, J.M.R., Mariano, G., Silva Filho, A.F., Teixeira, C. M. L. 2014. 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.

Santos, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., 1996. Salvador. Anais. Salvador: SBG, 6: 47-50.

Sawka, W.N., Chappell, B.U., Norish, K. 1984. Light-rare-earth-element zoning in sphene and allanite during granitoid fractionation. *Geology*, 12: 131-134.

Schobbenhaus, C. e Brito Neves, B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves J. H. (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., and Whalen, J.B., 2003, Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator?: *The Canadian Mineralogist*, 41: 1381-1396.

Sial, A. N. 1990. Epidote-bearing Calc-Alkalic Granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4): 88-100.

Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., Moraes Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement

and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, 105: 225–238.

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.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Armstrong, R.A., Da Silva, J. M.R., 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)*, 103(8): 2155–2190.

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, 68: 134-154.

Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *CONTRIB MINERAL PETROL*, 110: 304-10.

Schmidt, M.W. e Poli, S. 2004. Magmatic epidote. In “Epidotes”, Liebscher, A. e Franz, G. ed. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, 399–430

Speer, J.A. 1981. Petrology of cordierite- and almandine bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, U.S.A. *Can. Mineral.* 19: 35-46.

Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.

Tulloch, A.J. 1986. Comment on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance." *Geology*, 14, 186-187.

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.*, 294: 69-99.

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.

Vauchez, 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: 247-266.

Wark D.A., Watson E.B. 2004. Launching the TITANiQ: a titanium-in-quartz thermometer. *Geochim Cosmochim Acta* 68(Goldschmidt Conf Abstr) A543.

Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral Petrol.*, 151: 413–433.

Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, 74: 744-749.

Zen, E., Hammarstrom, J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12 (9): 515-518.

6. RESULTADOS – ARTIGO 3

O artigo em questão intitulado “MARAVILHA ORTHOGNEISS; CRYOGENIAN EVIDENCE OF SYN-COLLISIONAL MAGMATISM IN THE PEAL DOMAIN, SE BORBOREMA PROVINCE”, será submetido ao periódico de divulgação científica internacional “Journal of South American Earth Science”.

MARAVILHA ORTHOGNEISS; CRYOGENIAN EVIDENCE OF SYN-COLLISIONAL MAGMATISM IN THE PEAL DOMAIN, SE BORBOREMA PROVINCE

Abstract

The Borborema Province is a fold region located in the NE part of Brazil, being part of a major fold belt that extends into Africa at pre-drift reconstructions. It has been divided into 5 domains. The PEAL Domain is among the major one. The Maravilha Orthogneiss (MO) occurs intruded into Inhapi Supracrustals, located in the southern part of the PEAL Domain. The MO crops out with approximately 200 Km² of area, and ESE-WNW major axis, and it shows dioritic sheets, amphibolite and granitic leucocratic dikes, and quartz-feldspar pegmatite veins. It shows two main stages of deformation: D₂, the MO emplacement moment, represented by a low-angle NW-SE foliation, with shear transpressional sinistral component; the second phase D₃, is represented by NE-SW steeply-dipping reverse shear zones, with low sinistral strike-slip component. The MO has broad mineralogical and compositional variation, ranging from tonalitic to sienogranitic facies. The main minerals are plagioclase, K-feldspar, quartz and amphibole. Whole rock lithogeochemistry show SiO₂ ranges from 55.9 to 65.55%. According to classification diagrams, they show magnesian composition, metaluminous, and medium to high-K calc-alkaline signature. Chondrite normalized spiderdiagram, show negative anomalies at Ba, Rb, Sr, Th. Chondrite normalized REE are moderately fractionated, characterized by (Ce/ Yb)_N ratios of 2.28 to 17.29 and discrete negative Eu anomalies. U-Pb SHRIMP in zircon of 15 spots has yielded the age of 646 ± 5 Ma, which is interpreted as crystallization age of the Pluton protolith. The migmatitic orthogneiss, Inhapi Sequence basement, shows 983 ± 9Ma as protolith crystallization age. The MO is a record of a pre- to

syn-collisional calc-alkaline magmatism with arc-related affinity, intruded into a sequence of probable back-arc character, during the beginning of the Brasiliano Orogeny shortage stage.

1. Introduction

Granodioritic-tonalitic intrusions are extremely important in convergence zones, and may constitute more than 90% of the volume of batholits formed in active continental margins (Wyllie, 1977; Castro, 2013). The intermediary to silicic arc magmas generation is associated to two models: differentiation of mafic-ultramafic melts from uppermost mantle (Kostopoulos, 1990; Müntener et al., 2001; Chiaradia, 2015) and partial melting of an older crust. Even with several hybridization mechanisms of these primary magmas, such as magma mixing and crustal assimilation, the geological evolution and geochemical signatures of these rocks can be used to discriminate tectonic environments (Kemp e Hawkesworth, 2013). Furthermore, geological processes such as recrystallization, alteration and deformation could rework the primary chemistry, texture and mineral assembly after the solidification of magma (Tuttle and Bowen, 1958).

The Borborema Province was firstly delimited by Almeida et al., (1981). A folded region located in the northeastern part of Brazil, the Borborema Province is part of a major fold belt that extends into Africa at pre-drift reconstructions (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2011). Located to the north of the São Francisco-Congo Craton and resulted from a collision among the São Francisco, West African, and Amazonian cratons. Van Schmus et al. (2008) have proposed the division of the Borborema Province into six main domains (Fig. 1): Médio Coreau, Rio Grande do Norte / Ceará, Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas and Sergipano. After that, it has been divided into three main domains: Northern, Central (or Transversal) and Southern (Van Schmus et al., 2011; Silva Filho et al., 2016).

The Maravilha Orthogneiss (MO) crops out in the Pernambuco-Alagoas Domain – PEAL (Silva Filho et al., 2014; Fig. 3), that represents one of the main terranes identified by Santos (1995) in the Borborema Province. The PEAL Domain is located at the southern portion of this province, between the Pernambuco Shear Zone, the Sergipana and Riacho do Pontal fold belts. This domain is comprised of an ortho and paraderivated gneiss basement, characterized by varying degrees of partial melting, affected by granitic intrusions. In addition, displays the highest occurrence of granitic batholiths in the Borborema Province,

characterized by Neoproterozoic calc-alkaline and shoshonites granitoids with archean to Neoproterozoic model ages (T_{DM}) (Silva Filho et al., 2002; 2016).

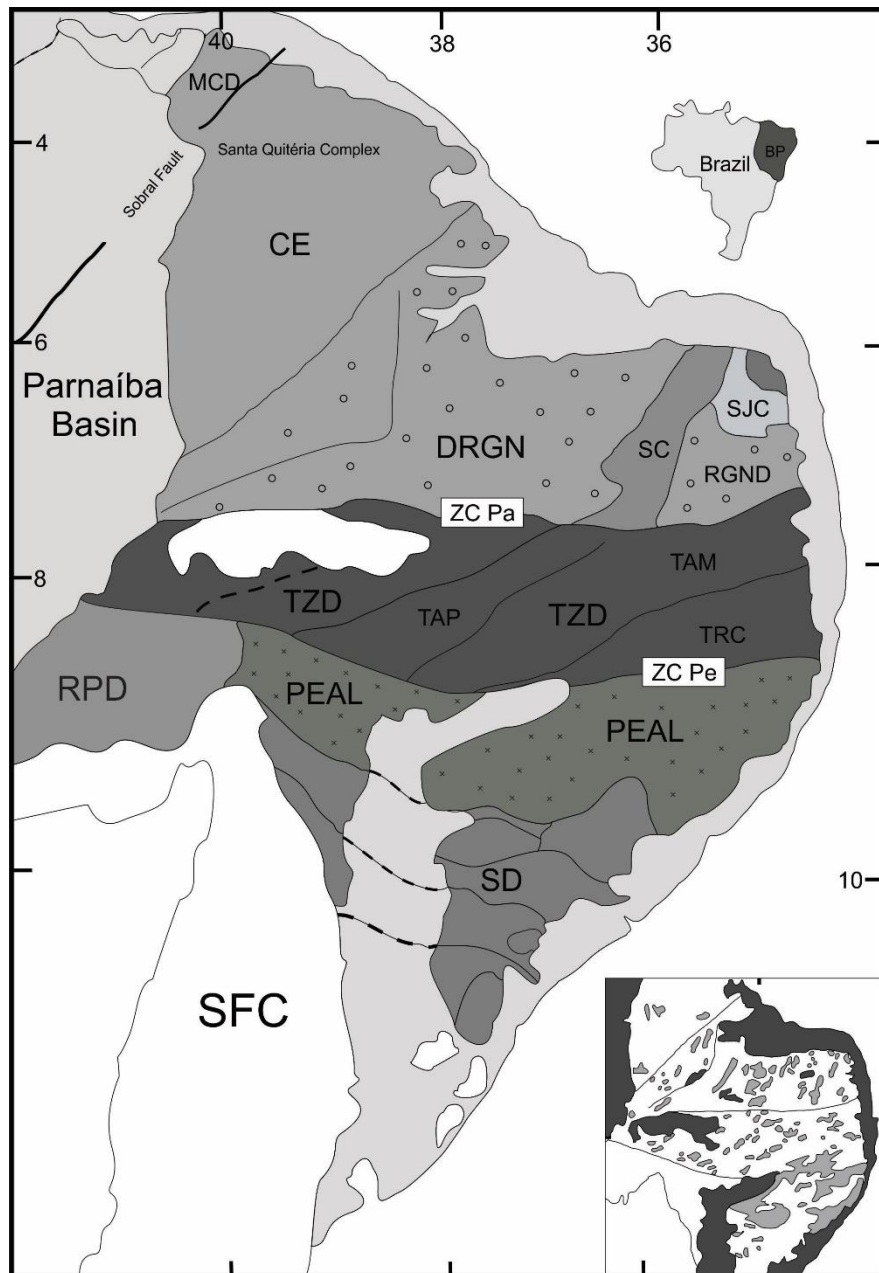


Figure 1. Borborema Province major domains according Van Schmus et al., (2008): CE-Ceará domain; MCD-Médio Coreáú domain; PEAL-Pernambuco-Alagoas domain; RGND-Rio Grande do Norte domain; SJC-São José do Campestre Archaean nucleus; SFB-Seridó fold belt; RPD Riacho do Pontal domain; SD Sergipano domain; SFC São Francisco craton; SLC-São Luís craton; DZT-Transversal Zone domain; APT Alto Pajeú terrane, AMT-Alto Moxoto terrane; RCT-Rio Capibaribe terrane. Faults and shear zones: PaSZ-Patos shear zone; PeSZ-Pernambuco shear zone.

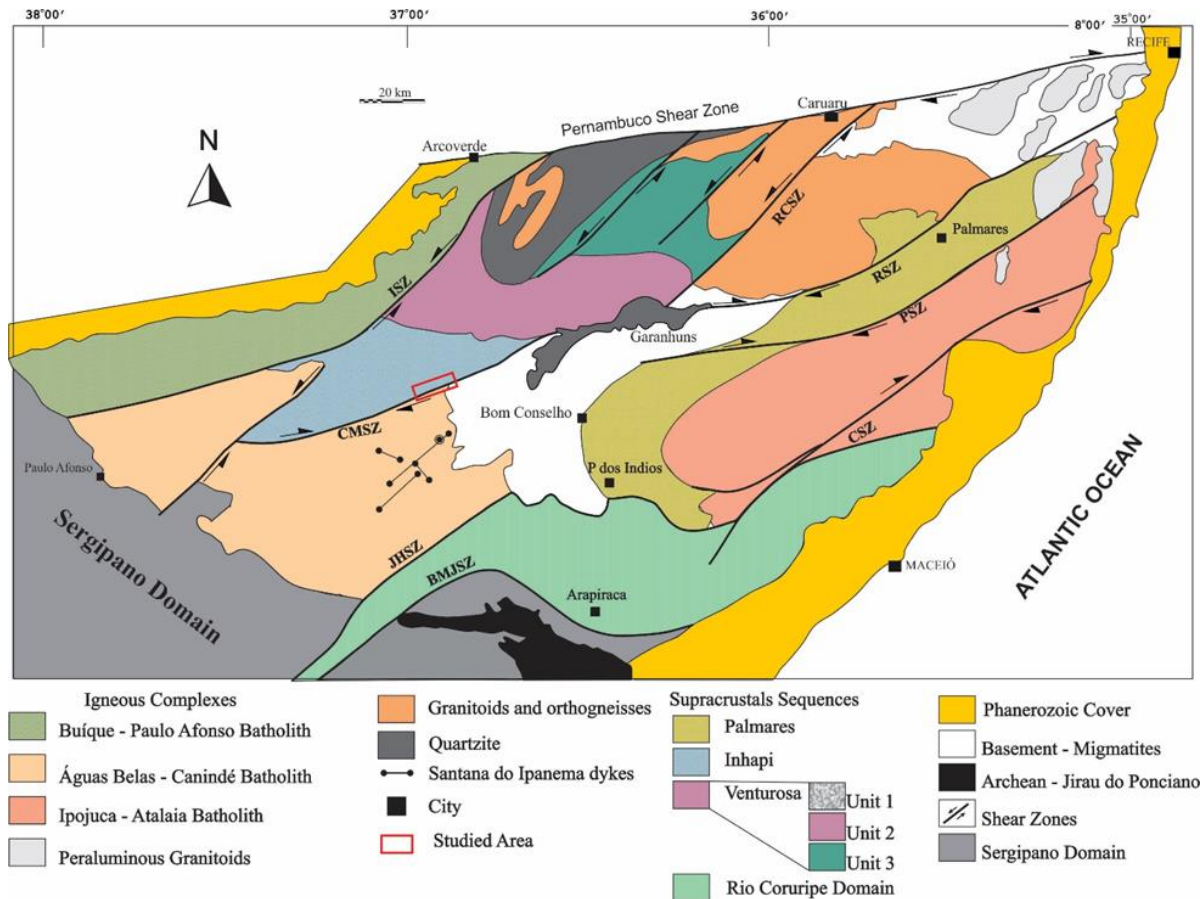


Figure 2. Simplified geological map of eastern part of PEAL domain (modified from Silva Filho et al., 2016), showing the studied area rectangle. zones; PSZ-Palmares shear zone; MSZ-Maravilha shear zone; RSZ-Ribeirão shear zone; LSZ-Limitão shear zone; RCSZ-Rio da Chata shear zone; BMJSZ-Belo Monte Jeremoabo shear zone; ISZ-Itaíba shear zone; RSZ-Ribeirão shear zone; CSZ-Cajueiro shear zone.

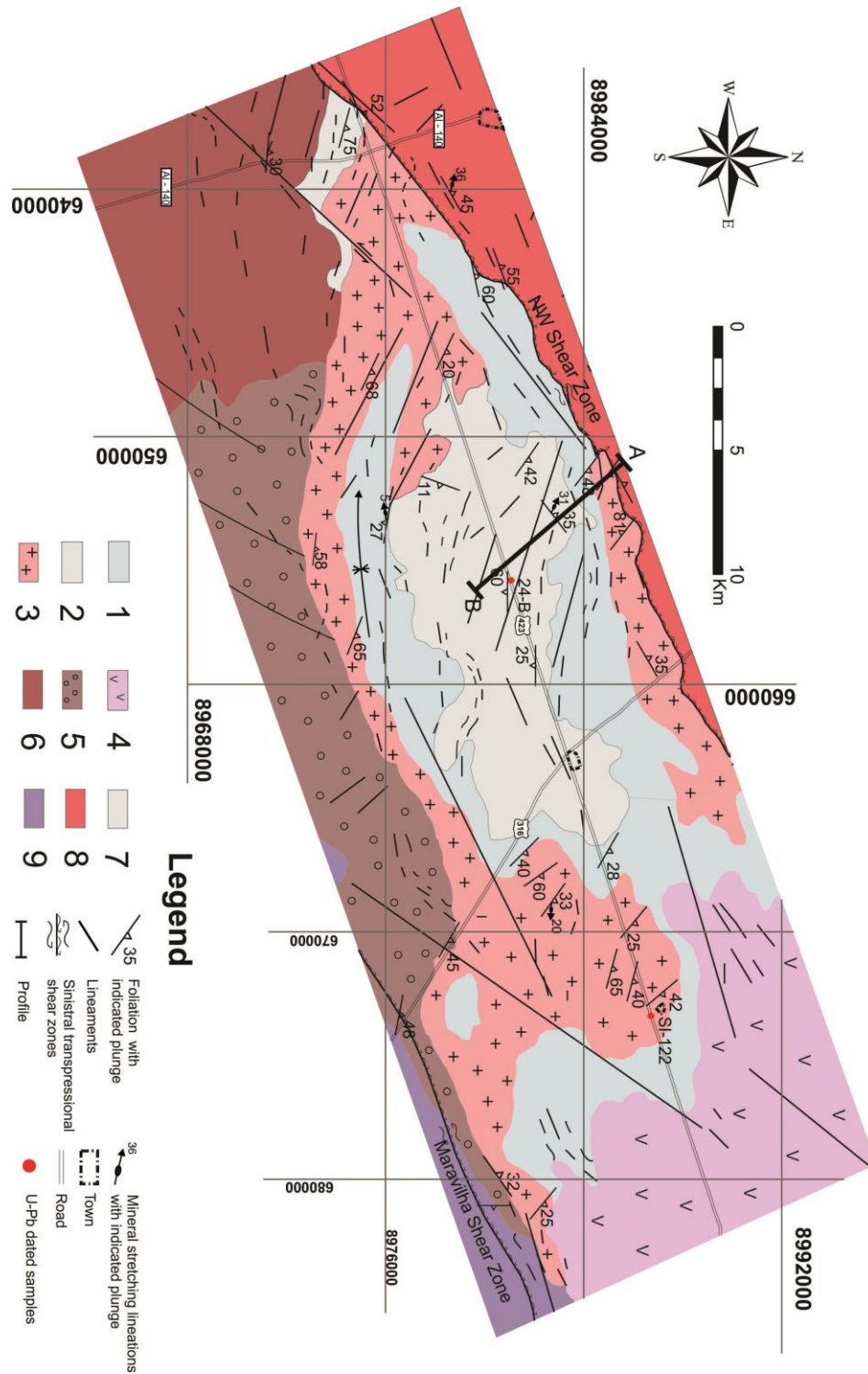


Figure 3. Simplified geological map of the studied area. The black line represents the profile (see structural section) and, the red circles, the U-Pb dated samples (24-B and SI-122). 1 – Inhapi Sequence (IS) - sillimanite-garnet-schist, garnet-bearing paragneiss; 2 - IS - amphibolite-gneiss, marble, quartzite and calcissilicite; 3 - Maravilha Orthogneiss; 4 - Ouro Branco pluton; 5 – CBSF - migmatitic orthogneiss; 6 - Augen gneiss; 7 - Belém do São Francisco Complex (CBSF) - metagranites and metassienites; 8 - Porphyritic syenite; 9 - K-feldspar sienogranite porphyry; 10 – CBSF - metagranites and metassienites; 11 - orthogneiss.

The studied orthogneiss (Fig. 2) is emplaced between the Águas Belas-Canindé batholith and the Inhapi Sequence (IS), both of them belong to the Água Branca sub-domain (Silva Filho et al., 2002). The Maravilha Orthogneiss (Fig. 3) consists of a pre- syn-collisional pluton, medium inequigranular phaneritic to porphyritic texture with a polydeformational tectonic history in both magmatic and solid state. Geochemically, it has a high K calc-alkaline and metaluminous signature, with enrichment in rare earth elements (Dáttoli et al., 2016). It is characterized by the presence of magmatic epidote, mafic and diorite enclaves and dikes.

This work aims to present the U-Pb SHRIMP zircon age of crystallization of Maravilha Orthogneiss and its country rock, presenting also geochemical of mafic enclaves and structural data to contribute to the understanding of the evolution of the southern portion of Borborema Province. The Maravilha Orthogneiss whole-rock geochemistry and petrography showed in this work was presented by Dáttoli et al. (2016). The mineral chemistry can be found in Dáttoli et al. (in submission).

2. Geological setting and previous studies

2.1. Borborema Province (BP)

The Borborema Province is composed of ortho and paraderived rocks, such as acid to intermediate granitoids, metaultramafics, metagabbros, amphibolites and metasedimentary rocks (Brito Neves et al., 1995; Neves et al., 2003; Arthoud et al., 2008; Guimarães, 2015; Silva Filho et al., 2016). These lithotypes contemplate different degrees of migmatization and were intruded by pre- to post-collisional granitoids during the Brasiliano-Pan African Orogeny (Brito Neves et al., 2014). The BP is marked by the development of anastomosing and sinuous continental-scale transcurrent shear zones in its Neoproterozoic evolution (Caby et al., 1991; Vauchez et al., 1995).

The beginning of the Brazilian-Pan African collage had the first pulse with the Rodinia Supercontinent break-up, taking place in a range of periods by diachronic events over the province (ca. 1000-600 Ma) (Brito Neves et al., 1999). These remnants new blocks formed during these interaction displayed different phases of orogenic and tectonic events such as basin-forming tectonics and also of the subduction and collisional processes from Tonian up to Cambrian period. There are several works over this complete Wilson Cycle, that

represents the Rodinia break-up and the amalgamation of Western Gondwana supercontinents (Brito Neves et al., 1999; Toteu et al., 2004; De Wit et al., 2008).

Regarding the shear zones, the province evolution has been explained by two distinct models: the accretionary model, where it is proposed that each shear zone represents a boundary fragment of continents or terrains amalgamated during the Brasiliano-Pan-African Orogeny (Brito Neves and Cordani, 1991; Santos, 1995); The single-block model suggests that these zones had been developed after the complete consolidation of the province, stable since Paleoproterozoic (Neves et al., 2006; Neves et al., 2014).

Isotopic data show that BP was affected by two tectono-thermal events: the Cariris Velhos cycle (Jardim de Sá et al., 1992; Brito Neves et al., 1995) and the Brasiliano Orogeny. The first, of Tonian age, represents part of a complete Wilson Cycle, started with Mesoproterozoic tectogenic sites (1100-1150 Ma), followed by formation of magmatic arcs (1030-980 Ma), and a collisional phase, named as Cariris Velhos Belt, between 1000-920 Ma (Santos et al., 2010; Brito Neves et al., 2014). This cycle is represented mainly by Orthogneisses and bimodal volcanic rocks amalgamated with the Paleoproterozoic rocks formed by the Orosirian-Ryacian cycle. LA-ICP-MS data of Neves et al. (2011) show post-Cariris Velhos ages for two Orthogneisses, Pinhões (870 ± 8 Ma) and Altinho (851 ± 8 Ma), of anorogenic affinity, pointing to a late-Tonian extensional magmatism in BP. The Brasiliano Orogeny (Brasiliano Orogenic Cycle; Almeida et al., 1973) is marked by the diachronic fission of Rodinia, with later orogenic processes to form the Gondwana Supercontinent. In this cycle, a swarm of pre- to post-collisional granite marks the entire area of the province. Its magmatism is defined (Brito Neves et al., 2014), as part of the South American Platform (Almeida, 1967), by four distinct pulses from Early Cryogenian to Late Cambrian (800-500 Ma). De Wit et al. (2008) propose the correlation between the South American and African terranes on the Brasiliano-Pan African orogeny scope, and evoke that are so many issues to discuss and prove, taking into account the different ages and rock types found in both areas.

2.2. Pernambuco-Alagoas Domain (PEAL)

The PEAL Domain consists of two parts, eastern and western, limited by the Tucano-Jatobá Basin. Its eastern portion represents about 75% of its total domain, and represents an important part in terms of granitic intrusions. This work displays data from only the eastern part of the PEAL.

The early regional geological recognition in this region considered the PEAL Domain as an extensive region, constituted of a granitic-migmatitic basement of Archean age intruded by Neoproterozoic granitic batholiths (Brito Neves, 1975; Brito Neves et al., 2000). The name "PE-AL Domain" underwent modifications from the initial designation of the Pernambuco-Alagoas Massif (Brito Neves, 1975), later being designated of Pernambuco-Alagoas Terrane by Santos (1995) and Pernambuco-Alagoas Complex (Silva Filho et al., 2002), giving place to "Pernambuco-Alagoas Domain" by Van Schmus et al. (2008).

Santos (1995) recognized the Belém do São Francisco and Cabrobró complexes as the main units present in this domain. The first one represented by granite or tonalitic granodioritic plutons, and the latter by a metavolcano-sedimentary sequence composed mainly of schists, paragneiss, marbles and quartzites, interleaved with metamafic rocks. Both of these complexes are marked by different degrees of partial melting. Lima et al. (1985) and Brito Neves et al. (1995) using Rb-Sr method found ages between the Estonian and Tonian periods for the Belém do São Francisco Complex, indicate a possible isotopic rejuvenation during the Neoproterozoic period. Silva et al., (2002) interpreted the age of 2079 ± 34 Ma as the moment of the magmatic crystallization of the protolith, and 655 ± 7 Ma as the best approximation of the metamorphism age.

The supracrustal sequences were later subdivided into three distinct sequences (namely Rio Una, Inhapi and Palmares), through geological mapping (Silva Filho et al., 2007), Nd isotopes and U-Pb geochronology in detrital zircon (Silva Filho et al., 2014). More recently, Brito Neves et al. (2008) included the Rio Coruripe Domain as part of the PEAL, which would be called of the Rio Coruripe Subdomain.

The systematic occurrence of flat-lying foliation and a swarm of small granitic intrusions, controlled by transpressive deformation, suggest formation from an allochthonous crustal contribution (Santos, 1995; Brito Neves et al., 1995, Silva Filho et al., 2014). The same authors propose that the common occurrence of nebulitic and schlieren facies among the migmatites of the PEAL indicate for these complexes an autochthonous crustal origin.

Subsequent works by Silva Filho et al. (2002, 2006, 2014, 2015) show geological and isotopic data of granitoids and metavolcanosedimentary sequences present in this domain. The intrusions are consolidated as four granite batholiths named Buíque-Paulo Afonso, Garanhuns, Águas Belas-Canindé, and Ipojuca-Atalaia. These bodies are intruded into

metatexites, diatexites and metasedimentary rocks forming tectonostratigraphic terrain tectonically amalgamated. A larger Sm-Nd data set show T_{DM} model ages ranging from 0.9 to 2.8 Ga. The data show a bimodal distribution, indicating that most of the protolith ages are either Neoproterozoic or Paleoproterozoic. The authors also divided the eastern part of PEAL in subdomains by these T_{DM} model ages, such as: Garanhuns subdomain, with Paleoproterozoic ages ranging from 2.4 to 1.8 Ga; Água Branca (where MO is included), displaying a wide range of ages (2.1 – 0.9 Ga), with most ages between 1.5 and 1.0 Ga; Palmares subdomain, T_{DM} model ages ca. 1.1 Ga.

Using isotopic data of igneous zircons from several works, Silva Filho et al. (2016) defined age ranges from the collision phases of the Brasiliano Orogenesis in the southern portion of the BP: early to syn-collisional (650-630 Ma), syn-collisional (625-600 Ma), late to post-collisional (600-550 Ma) and post-collisional (550-520 Ma). The authors suggest the absence of zircons or metamorphic overgrowths older than 650 Ma in PEAL and in the Transversal Zone denote the absence of an expressive metamorphic event between 1000 and 650 Ma.

3. Analytical procedures

Systematic field work was conducted in the western Alagoas state, aiming collect the most representative samples of the Maravilha Orthogneiss for petrographic, lithogeochemical, geochronological and isotopic analyses. All samples care was taken to select fresh samples free from weathering, regarding the homogeneous portions of the rock outcrop.

3.1. Whole Rock

It was used representative samples of the Maravilha Orthogneiss from Dátoli et al. (2016) and this work, as well as new data of mafic enclaves (Table 1). The analyzes were performed by the AcmeLabsTM laboratory in Vancouver (Canada), by ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) for major elements, and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) for minor and trace elements.

3.2. U-Pb isotope

The analyzes were conducted using SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia. The SHRIMP analysis used the analytical procedures according to Williams (1998). To determine the concentration of U, as

well as the Pb/U ratio, standard zircons of Claue-Long et al. (1995) (zircon SL13) and Paces and Miller (1993) (zircon FC1) were used. The Isoplot/Ex and Squid softwares (Ludwig, 2003) were used to calculate the images and concordia, and the Squid software (Ludwig 2001) was utilized to deal with the isotopic data.

4. Field settings, Petrography and Geochemistry

The Maravilha Orthogneiss crops out in an approximately 200 km² area, in an elongated positioning with WSW-ENE direction. It appears as two distinct portions, one at the north center portion of the area, consisting of an elongate body, and makes contact to the north with a sienogranite porphyry of the Complexo Belém do São Francisco, and to the south with IS supracrustal rocks. The other portion of the Maravilha Orthogneiss, the most representative, is positioned in the southern part of the area, and displays an irregular shape limited by shear zones. Close to the shear zones present in the area (NW and Maravilha Shear Zones), the pluton shows a higher solid state deformation, as milonite cross-cutting foliation. The contacts are by shear zones or abrupt. Mafic, dioritic and granitic enclaves are present at the borders of the batholith, mainly in the center-east portion, when it is in contact with IS amphibolite-gneiss.

In the southwestern part of the body, the Maravilha Orthogneiss presents in a more leucocratic phaneritic facies (Fig 4a), with plagioclase and quartz predominance in relation to the mafic minerals. This portion is affected by small shear zones and displays evidence of deformation in the magmatic state such as idiomorphic hornblende orientation. It is common the presence of basaltic xenoliths in this portion. Anastomosed milonitic bands are present close to contact with SI.

In the northern part, the MO is porphyritic, mesocratic (Fig. 4c), with foliation marked by the stretching of quartz grains in higher solid state deformation zones, and other minerals showing isotropic fabric or slight foliation. Syn-tectonic quartz-feldspathic veins presence, concordant to the main foliation, is a common feature in these rocks. Late quartzo-feldspathic masses are present, often hosting xenoliths of the wall rock and associated mafic rocks. These clots are possibly formed by IS meta-sediments melting, in which it makes contact with the pluton in this portion. In the NW shear zone, the Maravilha Orthogneiss is milonitized, forming melanocytic and leucocratic millimeter to centimeter-thick bands.

In the eastern portion of the pluton, in contact with IS mafic rocks, swarms of mafic centimeter to meter-wide xenoliths are present (Fig. 4b), some of them, when elongated, show orientation according to the main deformation trend. These enclaves show a possible interaction process in the magmatic stage. In this same portion, the rock is milonitized (Fig. 4d-e), forming diffuse foliation or milimetric to centimetric banding evidenced by the alternation of quartzo-feldspathic bands and bands constituted in greater proportion of biotite and hornblende. Late-tectonic quartzo-feldspathic pegmatitic dykes and veinlets cut the rocks in this portion, some forming boudins elongated to the maximum stretching direction.

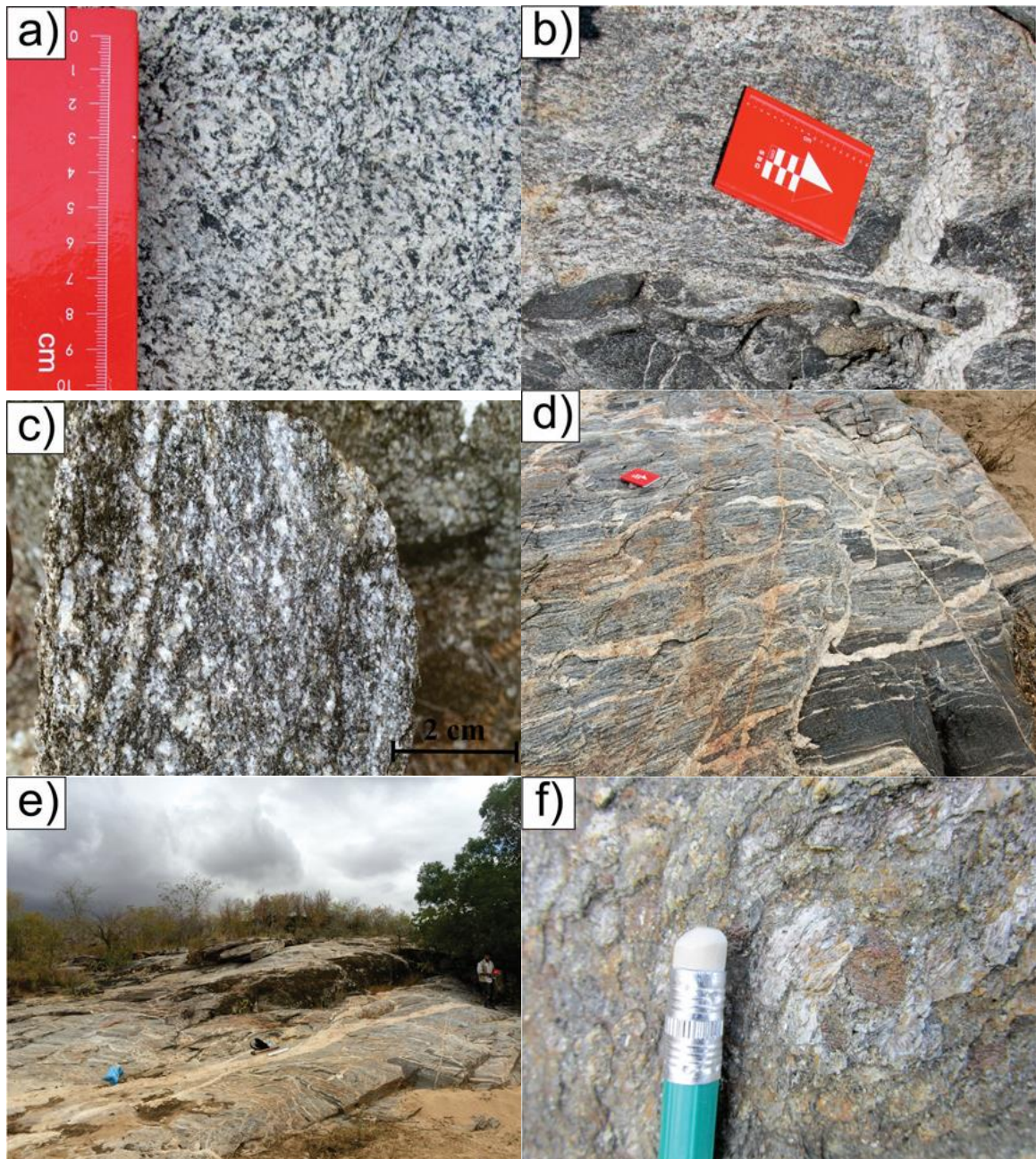


Figure 4. Field aspects of Maravilha Orthogneiss and Inhapi Sequence. a) Leucocratic tonalite-gneiss facies; b) Mafic enclaves and pre-S₂ pegmatitic veins in MO; c) Solid-state deformed mesocratic facies of Maravilha Orthogneiss; d-e) Interaction with pre-deformation mafic enclaves in gneissified portion of Maravilha Orthogneiss; f) Fibrolite –bearing garnet biotite schist of Inhapi Sequence.

Calc-silicate rocks can be observed in the contact between pluton and IS. It is probably linked to a thermal metamorphism by the influence of pluton heat on the quartzo-pelitic-carbonate sequences present, or by low temperature metamorphism in ocean trenches zones. These calc-silicate rocks, as well as marble lenses, are found interleaved with sillimanite-schists in the outcrops of the IS in the central portion of the area.

Despite it is difficult to identify pre-full crystallization state deformation due to the superposition of posterior structures of solid state deformation, zones of less deformation display characteristics of deformation in the magmatic stage such as idiomorphic hornblendes and plagioclase grains oriented according to the main direction. This evidences an emplacement in a syn-deformational stage, a common feature for the Borborema Province plutons (Neves et al., 2006; Archanjo et al., 2008; Lyra de Brito et al., 2009).

The Inhapi sequence in the region presents mainly as sillimanite-shists (Fig 4f), amphibolite-gneiss interspersed with marble, calc-silicate, quartzites and garnet-bearing paragneiss. They are extremely folded and deformed, with a more complex structural history than the Maravilha Orthogneiss. This sequence does not yet have enough data that can allows robust interpretations about its tectonic evolution, although Oliveira et al. (2015) suggests that it may be an inverted back-arc basin.

4.1. Microscopic features

The Maravilha Orthogneiss tonalite facies is formed by varying amounts of plagioclase (47-59%), biotite (5-36%), quartz (22-31%), amphibole (1-25%), titanite (1-3%) as main phases, and epidote, apatite, allanite, opaque minerals and zircon as accessories minerals (Fig. 5a). The mineral chemistry can be found in Dattoli et al. (*in submission*). Plagioclase (dominant phase in all portions of the pluton), is andesine (% An₂₀₋₄₃), with low Ba contents. The biotite, most time oriented according main direction (Fig. 5b), is mostly primary, with a TiO₂ decrease and an Al₂O₃ increase from the center to the edge by chloritization. They can be classified between the solid solution eastonite and siderofilite, besides showing a similar signature to those present in calc-alkaline rocks. Amphiboles,

classified as pargasite and ferro-pargasite (Fig. 5a) are calcic and predominantly magmatic. The microcline present has a meaning $\text{Or}_{92}\text{An}_0\text{Ab}_8$ content. Titanite is present as idiomorphic to hipidiomorphic grains, interstitial or partially included in plagioclase grains. They have TiO_2 contents ranging from 34 to 38.3% and CaO from 17 to 27.1%, being common values for magmatic titanites (Enami et al., 1993; Keewook Yi et al., 2014). The present epidote, usually displaying allanite core (Fig 5a), has magmatic origin, with a pistacyte content ranging from 23 to 33%, in addition to TiO_2 contents lower than 0.25%.

In the most intense solid state deformation sections, mainly in the shear zones, the quartz appears stretched, reaching with length/width ratios of 8/1, with subgrains formation and border migration (Fig. 5d). In these portions it is possible to observe a second phase of nucleation of quartz grains and plagioclase by dynamic recrystallization, with subsequent filling of spaces forming inclusions of irregular shapes (Dáttoli et al., 2016). In high strain portions, the MO display lighter and darker sub-parallel discontinuous gneissic bands (Fig. 5c).

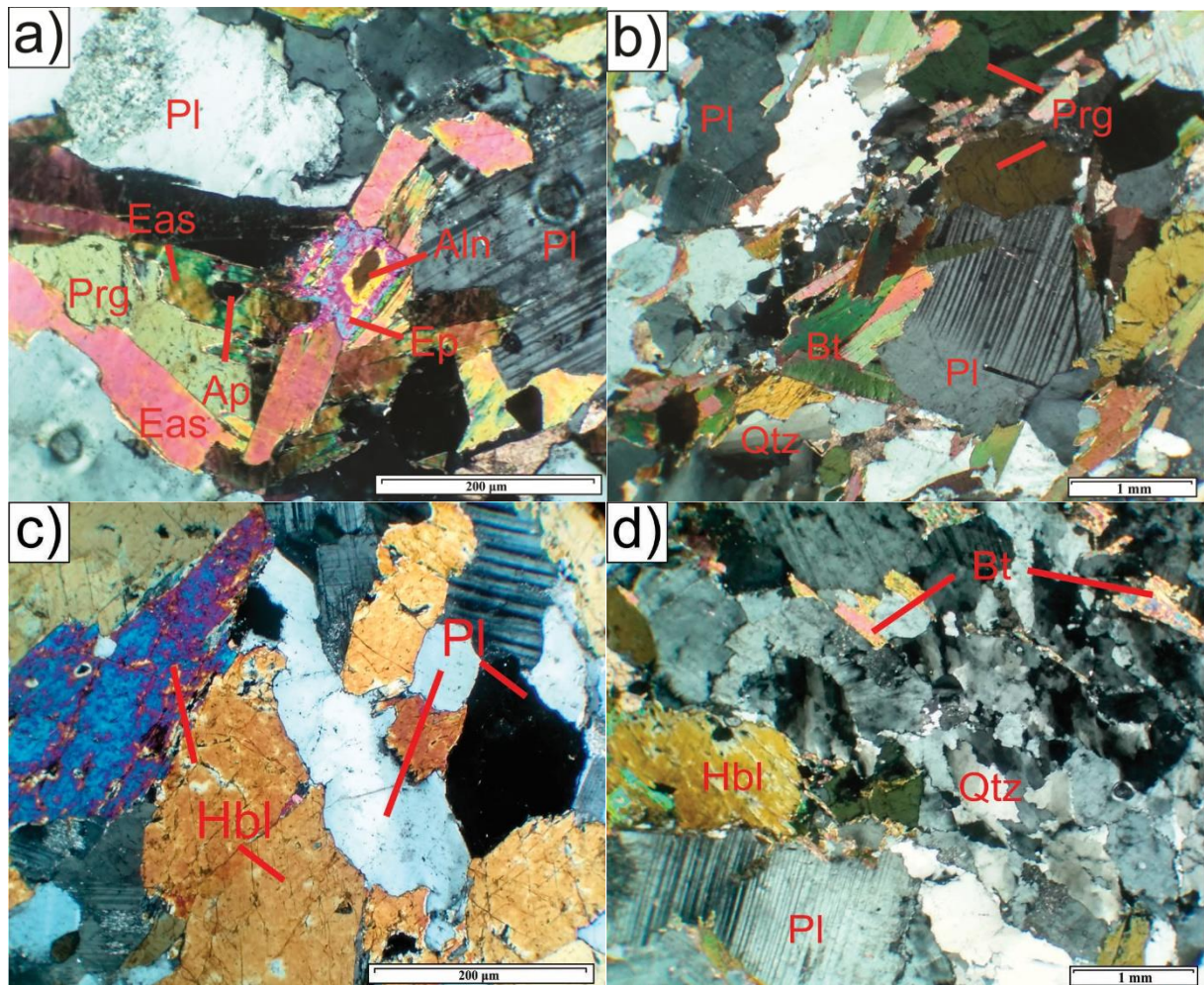


Figure 5. Petrographic aspects of the Maravilha Orthogneiss. a) photomicrograph of phaneritic tonalite showing epidote (ep) with allanite (Aln) inclusion, eastonite (Eas) with apatite (Ap) inclusions, plagioclase (Pl) and pargasite (Prg); b) Orientation distribution function of biotite subidiomorphic crystals. c) grains fabric in gneiss melanocratic band in MO. c) quartz subgrains formation and border migration in MO deformed facies.

4.2. Geochemistry

The microprobe analyses are the ones present in Dáttoli et al. (2016) plus new data from this work (Table 1). The Maravilha Orthogneiss shows SiO₂ varying between 55.9 and 65.55%. The Al₂O₃ contents vary from 14.45 to 17.87%, K₂O ranges from 1.76 to 5.26%, Na₂O values are between 2.47 and 4.19% with an average of 3.5%. CaO ranges from 1.67 to 6.75%, the Fe₂O₃t ranges between 5.28 to 9.19%, MgO from 2.01 to 4.52%. The MnO contents vary from 0.07 to 0.15%.

Table 1. Whole-rock chemistry of Maravilha Orthogneiss and mafic enclaves related.

Unit	Maravilha Orthogneiss													Mafic enclaves		
Sample	SI 439*	SI 404**	SI 405A**	SI 410B**	SI 422*	SI 420*	SI 425*	SI 408**	SI 434A*	SI 415A**	SI 411A**	SI 122*	SI 421*	SI 431**	SI 434C**	SI 415B**
Oxides (%)																
SiO ₂	65.55	64.0	63.3	63.2	62.5	62.1	61.4	60.6	59.3	57.3	57.2	56.64	55.9	53.7	45.9	44.5
Al ₂ O ₃	14.79	15.99	16.7	14.45	16.15	15.55	16.12	15.69	16.94	15.20	15.12	17.87	16.52	18.39	15.94	15.16
MnO	0.12	0.07	0.09	0.08	0.10	0.11	0.10	0.15	0.10	0.15	0.13	0.12	0.14	0.10	0.21	0.27
MgO	2.79	2.46	2.04	2.34	2.01	2.96	2.26	3.08	2.28	4.52	5.03	2.93	4.47	4.17	6.00	7.93
CaO	3.01	3.53	3.68	3.94	4.44	5.12	3.53	1.67	4.09	6.64	6.75	5.88	5.14	5.84	10.06	9.79
Na ₂ O	2.47	3.67	3.5	3.49	3.99	3.98	3.41	2.79	3.57	3.50	3.42	4.19	3.56	4.52	2.61	2.26
K ₂ O	2.78	2.59	2.9	1.76	3.32	1.88	5.16	3.70	5.26	1.99	1.84	2.52	2.91	2.56	1.63	2.40
TiO ₂	0.84	0.86	0.76	0.84	0.74	0.95	0.86	1.26	0.89	1.21	1	1.03	1.10	1.11	1.02	1.88
P ₂ O ₅	0.16	0.3	0.34	0.17	0.24	0.29	0.32	0.19	0.37	0.17	0.21	0.3	0.37	0.38	0.12	0.31
Fe ₂ O ₃	6.47	5.39	5.28	5.69	5.32	6.02	5.41	9.19	5.79	8.07	8.12	7.34	8.33	7.53	14.99	13.42
Lol	0.70	0.7	0.9	3.7	0.90	0.70	1.00	1.4	0.90	1.00	0.9	0.70	1.20	1.20	1.20	1.80
Total	99.68	99.63	99.58	99.74	99.68	99.68	99.56	99.76	99.54	99.71	99.73	99.52	99.66	99.54	99.73	99.73
(ppm)																
Ba	733.0	1155	1741	677	1001	454.0	1393	641	1863.0	698.0	498	1742.0	812.0	1107.0	212.0	270.0
Cs	4.9	18.4	45.5	1.6	2.2	4.2	13.3	48.6	14.2	3.7	1.2	11.3	6.1	3.8	0.6	6.7
Ga	18.3	22.1	22	18.2	19.1	20.2	20.0	22.5	18.3	20.6	17.8	23.0	25.9	24.6	18.0	18.6
Hf	6.0	9.6	9	7.6	5.1	7.3	12.4	6.0	14.7	6.0	5.1	7.3	6.2	10.4	2.1	2.7
Nb	11.3	18.6	20	13.6	11.5	15.9	17.9	17.2	12.5	14.4	14.3	12.5	12.0	6.4	4.0	9.6
Rb	97.1	161.8	230.6	76.1	89.2	77.3	169.9	306.4	134.0	72.2	65.9	68.0	116.8	73.7	37.1	82.5
Sr	194.0	573.7	574.7	431.7	477.9	744.1	528.0	194.6	578.8	376.9	435.7	726.2	631.3	1269.2	332.8	220.0
Ta	0.8	0.7	1.3	0.6	0.9	0.9	0.8	1.3	0.5	0.6	0.7	0.4	0.6	0.2	0.2	0.5
Th	11.2	23.8	15.6	20.6	10.6	7.0	11.9	10.8	6.3	3.2	9.6	2.3	2.4	4.1	1.5	0.9
U	1.2	1.5	3.3	1.3	0.9	1.9	1.2	2.4	1.2	0.8	1.2	0.8	1.4	0.5	0.3	0.7
V	14.0	100	90	119	94.0	128.0	99.0	166	99.0	186.0	166	149.0	157.0	144.0	463.0	299.0
W	261.0	4.7	4.3	3.7	242.2	228.8	233.3	4.3	143.8	109.3	3.3	3.0	128.5	137.5	84.8	69.3
Zr	216.5	359.3	336.7	279.5	195.3	314.9	449.9	210.3	528.2	234.3	193	279.4	248.7	409.5	73.4	98.3
Y	24.1	32.2	33.1	23	24.7	32.9	34.9	26.9	31.0	30.7	18.7	20.3	19.4	14.4	22.9	31.7
La	41.6	98.1	57.8	46.3	36.0	30.2	64.5	34.8	46.7	28.0	34.5	37.6	26.1	36.6	10.2	16.4
Ce	89.9	184.2	113.0	109.2	74.9	71.0	144.6	69.2	103.7	65.0	62.9	70.7	63.9	73.9	23.6	39.4
Pr	10.6	20.77	12.85	9.89	8.8	8.6	16.97	7.92	12.1	8.2	7.24	8.2	8.0	8.3	3.2	5.14
Nd	39.9	75.8	49.4	35.6	32.8	34.8	65.9	30.5	49.6	33.5	26.6	34.1	30.3	29.7	13.9	21.7
Sm	7.5	12.11	9.63	5.93	6.3	8.7	11.95	6.1	9.9	7.7	4.89	6.4	6.4	5.7	3.4	5.3
Eu	1.4	1.99	2.23	1.24	1.4	2.4	2.10	1.36	2.3	1.7	1.3	1.8	1.6	1.4	0.8	1.8
Gd	6.5	9.41	8.44	5.41	5.8	7.3	9.67	5.44	8.8	7.8	4.36	5.8	5.7	4.3	3.7	5.7
Tb	0.9	1.27	1.27	0.81	0.8	1.1	1.31	0.87	1.2	1.1	0.66	0.8	0.7	0.5	0.6	0.9
Dy	5.2	6.62	6.72	4.45	4.7	6.5	7.48	5.17	6.5	6.6	3.65	4.3	3.9	3.1	4.0	5.8
Ho	0.9	1.21	1.28	0.94	0.9	1.1	1.14	1.09	1.1	1.2	0.74	0.8	0.7	0.5	0.8	1.2
Er	2.7	3.26	3.39	2.63	2.4	3.1	3.20	3.05	3.2	3.6	1.95	2.3	2.0	1.4	2.6	3.3
Tm	0.5	0.43	0.46	0.36	0.3	0.4	0.47	0.46	0.4	0.5	0.31	0.3	0.3	0.2	0.4	0.5
Yb	2.9	2.71	2.66	2.32	2.3	2.7	3.02	3.03	2.6	3.0	1.86	1.8	1.7	1.4	2.6	2.9
Lu	0.4	0.38	0.38	0.35	0.3	0.4	0.40	0.46	0.4	0.5	0.29	0.3	0.3	0.2	0.4	0.4

Data from: (*) Dáttoli et al. (2016); (**) This work.

Plutons that occur nearby the MO were plotted as comparison, to provide a complete geological framework. The Tavares Batholith (651 ± 15 Ma; Pessoa et al., 2001; Brito Neves et al., 2003) consists in an epidote-bearing high-K calc-alkaline intrusion located within the Transversal Zone, possessing evidences of oceanic crust remnants. The Mata Grande Pluton (612 ± 7 Ma – U-Pb SHRIMP age; Silva Filho et al., 2013) is an 80 km^2 wide intrusion, located within Buíque-Paulo Afonso batholith, comprising quartz syenites and syenogranites. This pluton presents 2.04 Ga Sm-Nd (T_{DM}) age, as well as Paleoproterozoic inherited zircons. The Altinho Pluton (Neves et al., 2014) is coarse-grained augen gneiss characterized by K-feldspar porphyroclasts, and has 652 ± 6 Ma protolith crystallization age, similar to found in Maravilha Orthogneiss (see subsequent sections). These granitoids comprise medium to high-K calc-alkaline to shoshonite ($K_2O+Na_2O>5$), metaluminous to peraluminous, and magnesian affinities plutons (6a-b-c).

The geochemical analyses reveal medium to high-K calc-alkaline, metaluminous and magnesian signatures of Maravilha Orthogneiss rocks (Fig. 6a-c). Data from adjacent granitic plutons were plotted on the discrimination diagrams for comparison. The Maravilha Orthogneiss shows a high Na_2O content, ranging from 2.47 to 4.19%. The MO samples exhibit, on chondrite-normalized spidergrams (Thompson, 1982; Fig. 7a), positive anomalies of K, La, Nd, and Tb, as well as Nb, Ta, P, Ti, and Sr negative anomalies. These features, together as the low grades of Yb, are common characteristics in arc-related granites (Feyey et al., 2000, Kirchenbaas and Munker, 2015). The Sr, P and Ti anomalies indicate a possible fractionation process of feldspar, apatite and titaniferous minerals such as ilmenite and rutile. The chondrite-normalized REE patterns (Thompson, 1982; Fig. 7b) displays moderately fractionated enriched patterns with $(Ce/Yb)_N$ ratios ranging from 2.28 to 17.29 ($\bar{x} = 8.7$), $(La/Sm)_N$ ratios of 1.9 to 5.0 ($x = 3.28$), and $(Gd/Yb)_N$ ratios of 1.13 to 2.77 ($x = 2.10$).

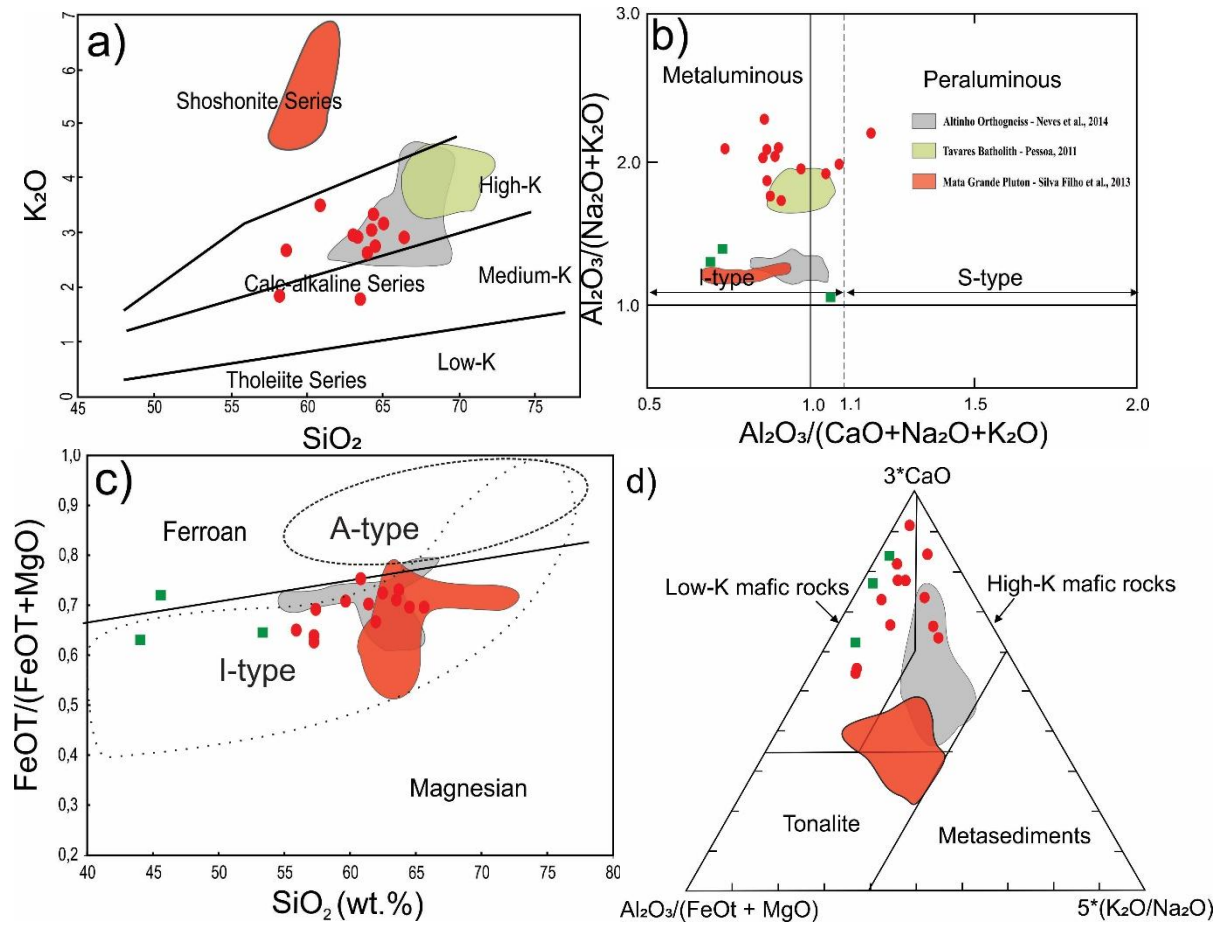


Figure 6. Geochemical discriminate diagrams for Maravilha Orthogneiss (red balls) and mafic enclaves (green squares). The fields represent correlated lithotypes: Altinho Pluton (gray field; Neves et al., 2014) and Mata Grande Pluton (red field; Silva Filho et al., 2013). a) Alkaline series diagram of Peccerillo and Taylor (1976); b) Aluminum saturation index diagram of Shand (1943); c) Ferroan–magnesian series diagram of Frost et al. (2001); d) Ternary diagram $Al_2O_3/(FeOt + MgO) - 3*CaO - 5*(K_2O/Na_2O)$ of Laurent et al. (2014).

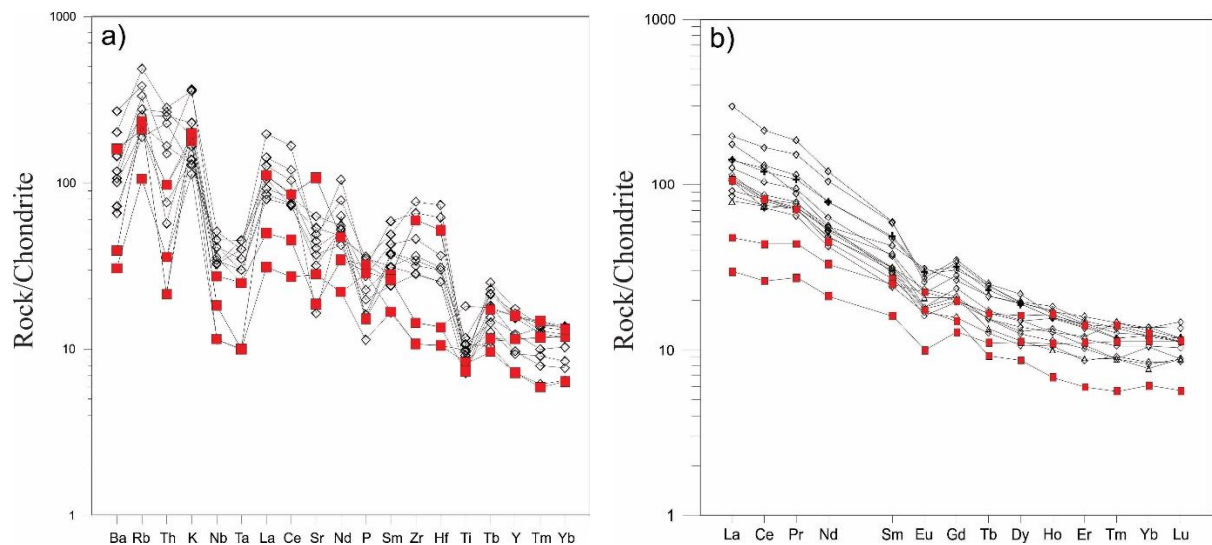


Figure 7. Chondrite-normalized spidergrams (values from Thompson, 1982) for (a) trace elements and (b) REE patterns in bulk rock.

The ternary diagram $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO}) - 3\text{CaO} - 5(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (Laurent et al., 2014; Fig. 6d), representing potential sources compositions, suggests mainly a low-K mafic rock origin. The Mata Grande Pluton and Altinho Pluton show high-K mafic rocks to tonalite as probable source, possibly due more fractionated history of these rocks comparing to MO. Regarding the possible source for the Maravilha Orthogneiss, the $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ with fields proposed by Patiño-Dulce (1999; Fig. 8a), the samples fall within the mafic ortho-derived source melted under low-pressure conditions (Fig. 9a). The Nb/Ta-Zr/Sm diagram (Foley et al., 2002) shows a wide of Nb/Ta ratio for the Maravilha Orthogneiss samples, pointing to an amphibole fractionation, common characteristic in low-Mg (wt%) amphibolite sources (Fig. 8b).

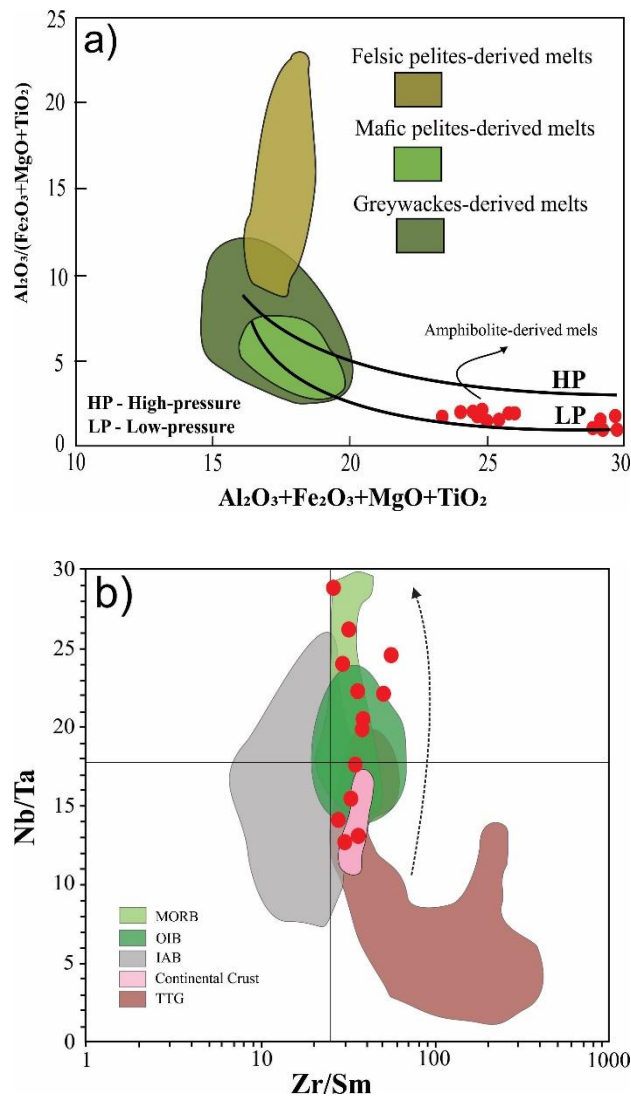


Figure 8. a) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ diagram for metaluminous rocks with fields proposed by Patiño-Dulce (1999) of potential sources. b) Nb/Ta-Zr/Sm diagram of Foley et al. (2002), showing a possible low-Mg amphibole fractionation (the arrow represents the fractionation path).

When plotted on the Th/Ta-Yb tectonic discrimination diagrams by Schandl and Gorton (2002; Figure 9a), the studied samples fall in the field of active continental margin rocks. Ternary diagram Rb/30-Hf-Ta*3 of Harris et al. (1986; Fig. 9b), as well as in the diagrams Rb-Ta+Yb and Ta-Yb of Pearce et al. (1984; Fig. 9c-d), for the MO, evidence volcanic arcs granitoids affinity for all samples.

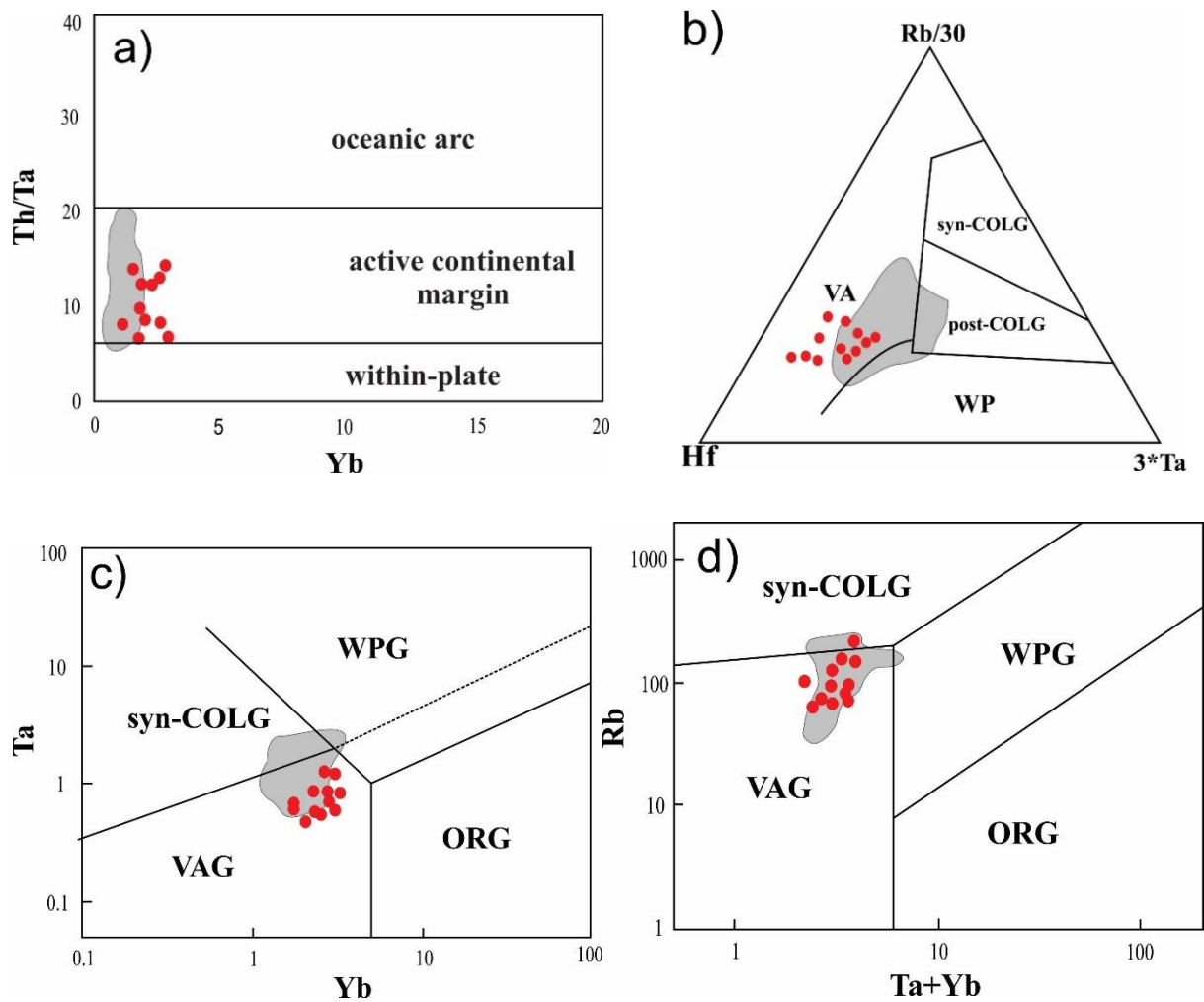


Figure 9. Tectonic discrimination diagrams for the MO samples. The gray field represent Altinho Pluton samples (Neves et al., 2014). a) Th/Ta-Yb of Schandl and Gorton (2002); b) Rb/30-Hf-Ta*3 diagram of Harris et al. (1986); c-d) Rb-Ta+Yb and Ta-Yb diagrams of Pearce et al. (1984).

5. Crystallization conditions

The crystallization conditions of granite plutons directly influence their mineralogical and geochemical composition (Anderson and Schmidt, 1995). The chemistry of rock-forming

minerals provides important answers about their formation environment. (Anderson et al., 2008; Duan et al., 2017).

5.1. Maravilha Orthogneiss P-T conditions

The estimative pressure at which the Maravilha Orthogneiss was submitted during its crystallization was estimated from the Al content at the hornblendes, using empirical equations of Hollister's (1987), resulting in pressures between 6.0 and 7.3 kbar, and Schmidt (1992), with estimative between 6.04 and 7.18 kbar (Dáttoli et al., *in submission*; Table 2). According to equation of Blundy and Holland (1990), regarding Al content in plagioclases and amphiboles in equilibrium, the Maravilha Orthogneiss estimates values between 708.3 and 790.8°C (Table 3) for crystallization temperatures.

Table 2. Geobarometer estimative for Maravilha Orthogneiss protolith crystallization according Hollister (1987) and Schmidt (1992) equations.

Maravilha Orthogneiss									
Hollister (1987)	P (Kb)	6,0	6,7	6,7	6,8	6,5	6,8	7,3	7,1
Schmidt (1992)		6,04	6,66	6,68	6,75	6,50	6,76	7,18	6,98

Table 3. Crystallization temperature estimative for Maravilha Orthogneiss protolith, according equation of Holland and Blundy (1990). It was used Schmidt (1992) estimative pressure values for calculations.

Maravilha Orthogneiss									
Holland and Blundy (1990)	T(°C)	746,1	726,9	784,6	756,0	706,3	706,4	728,2	
Schmidt (1992)	P(Kb)	6,04	6,66	6,75	6,50	6,76	7,18	6,98	

5.2. Oxygen fugacity

The presence of the magnetite + titanite + quartz assembly in the Maravilha Orthogneiss indicates a relatively oxidized magma. In the log fO_2 vs $103/T$ (°K) diagram (Dáttoli et al., *in submission*), proposed by Wones (1989), the MO shows log fO_2 values between -14.1 to -18.5, slightly above the FMQ buffer. The amphibole and biotite chemistry, with low Fe # values, contribute to this estimation.

Petrographically, the Maravilha Orthogneiss evidences of formation under medium to high oxygen fugacity environments formation, as well. The presence of epidote with allanite

cores, in addition to euhedral and subhedral magnetites associated with angular titanites as early phases, imply such conditions of crystallization.

6. Structural analysis

The tonalite-granodiorite basement gneiss displays high degree of partial fusion, so its structural analysis in the southern portions of the MO is not possible. The neosome present in the migmatized portion shows no evidence of prominent solid state deformation while preserving magmatic microstructures on feldspar crystals indicating that the crystallization of the neosome was not concomitant with significant penetrative deformation. Isotopic data from this neosome is necessary to date the peak of metamorphism of this rock. This same unit is found as a slice between the metavolcanosediments rocks of the Inhapi Sequence, more specifically between the amphibolite gneiss and the biotite paragneiss. This domain preserves relicts of a complex deformation history. It is a high strain zone, in which is possible to observe the D_{n-1} , D_n and $D_n + 1$ phase. D_{n-1} is represented by foliation S_{n-1} , showing intrafolial folds, in which later it was folded by the D_n event. The F_n are asymmetric open to tight s-folds, with NW-SE strike and northeast-verging. The D_{n+1} event shows a S_{n+1} cross-cutting foliation, whose is also tight to isoclinal z-shaped folded forming F_{n+1} folds family. This last event forms a mushroom fold interference (Fig. 10c) pattern with the F_n family and box-shaped folds.

The structural framework of the region in which the MO is included is characterized by 03 main ductile events: D_1 , D_2 , and D_3 . These events were noted both in aerogeophysical images methods as well as in systematic field analysis. Two shear zones intersect the study area, being one NE-SW (NW Shear Zone) and another E-W (Maravilha Shear Zone) (Fig. 3), representing the last ductile deformation phases of the region.

6.1. D_1 event

The D_1 event is represented by S_{n-1} foliation in intrafoliated folds (F_{n-1}), parallel to the S_n foliation ($S_{n-1} // S_n$), due its transposition. This phase is only preserved in the basement rocks (D_{n-1}) and in the meta-sedimentary rocks of IS, representing the foliation that will be folded on the D_2 event. Interference folds pattern in mushroom, outcropping in the central-north part of the area, near NW shear zone, evidences a transposition of structures between the events D_2 and D_1 in the orthogneissic slice between the IS rocks.

6.2.D2 event

In this phase, the penetrative foliation S_2 (Fig. 10f) was formed, striking preferably N290° to N315°E, with dips ranging from 20-60°. This foliation is the most frequent in the area, has a high penetration in both MO and IS. This stage, probably the MO emplacement, is marked by a S_{m2} (Fig. 10b) pre-full crystallization deformation (S_{m2}/S_2), represented by the orientation of idiomorphic hornblende crystals. Additionally, penetrative solid state deformation discernible by the stretching of quartz and plagioclase grains occurs, along with the orientation of secondary biotite conditioned by progressive deformation. Regarding the kinematics, plagioclase type σ and type δ porphyroclasts, in addition to S/C structures, demonstrate a transpressional sinistral character for this event. Mineral stretching (L_2^x) lineation is defined by quartz rods, or, in most deformed areas, by stretched feldspars, poiting shallow to mid-angle with southwest-verging. In the paragneiss of IS, this event form the S_n surface ($/S_2$) appears as axial-plane foliation of the folds family F_{n-1} , wich result surface S_{n-1} folding. The F_n folds family are mostly parasitic (Fig. 10a), closed to isoclinal ($\Theta = \approx 0^\circ - 27^\circ$), asymmetrical, inclined to recumbent, evidencing a top-to-northeast and S and SW tectonic transport. Their dimensions vary from centimeter- to meter-wide with sub-horizontal curvilinear axes (L_n^b) or with shallow to medium plunge to W, NW or SE, but mainly to SE direction (ca. N98°-N137°). The folds can be identified both in outcrop scale as well as in regional scale from aeromagnetic images. Following the S_2 trend, asymmetric boudins in paragneiss lenses also indicate non-coaxial deformation, with stretching direction, forming sausage-shaped boudins.

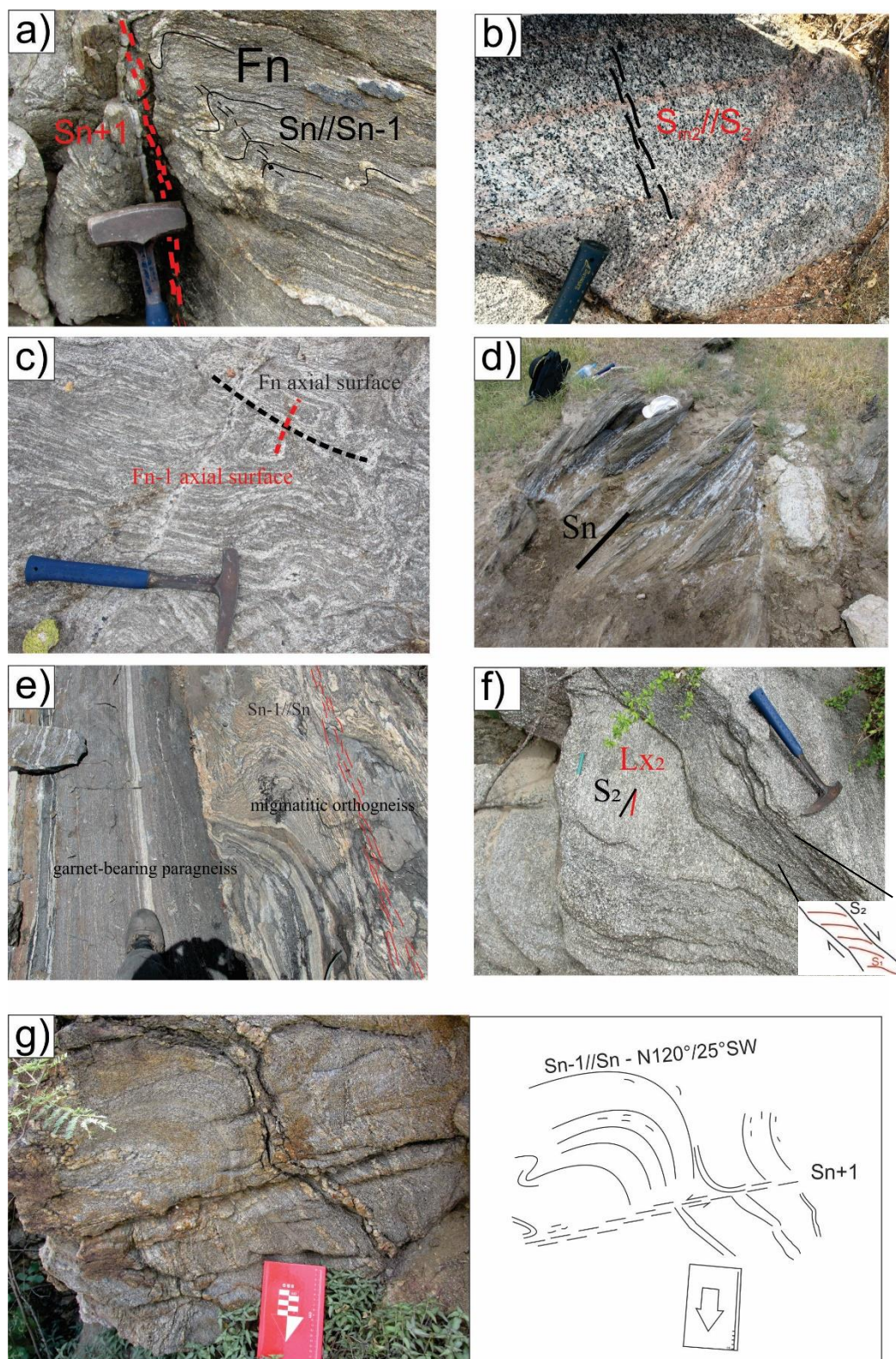


Figure 10. Field structural aspects of Maravilha Orthogneiss and adjacent rocks. a) S_{n+1} surface cutting folded S_n foliation in granada-bearing biotite schist; b) Amphibole and plagioclase magmatic orientation; c) mushroom fold interference pattern in the Plutonic slice; d) S_n surface in sillimanite-bearing biotite schist; e) garnet-bearing paragneiss sheet intruded in migmatitic orthogneiss; f) Solid-state foliation in Maravilha Pluton g) F3 fold family, in biotite paragneiss of IS.

6.3.D₃ event

This phase is marked by folding that affect the S_2 foliation, generating the F_3 folds family, in addition to the formation of the S_3 surface, more representatives in the northwest portion of the area, being pervasive in the supracrustal rocks of the Inhapi Sequence and in the Plutonic kipplen. This phase was only identified in the PM as superposition foliation truncating the foliation S_2 . The F_3 folds are centimeter- to meter-wide, coaxial, showing NW-SE axes with top-to-northeast. They are largely cylindrical flexural folds, smooth to closed ($\Theta \approx 30^\circ - 135^\circ$), symmetrical to asymmetrical, with sub-horizontal straight axes and vertical axial plane to inclined. The superposing of the F_3 and F_2 folds family form a domes and basins interference pattern. The L_{n+1}^x lineations (Fig. 11) are defined by stretched quartz, and display a nearly orthogonal angle in relation to the S_{n+1} strike, suggesting a strong compressional component. These lineations plunge gently to northeastern and southeastern directions. This event represent the moment of Northwestern Shear Zone (NWSZ) and Maravilha Shear Zone (MSZ) formation, both with sinistral transpressional movements..

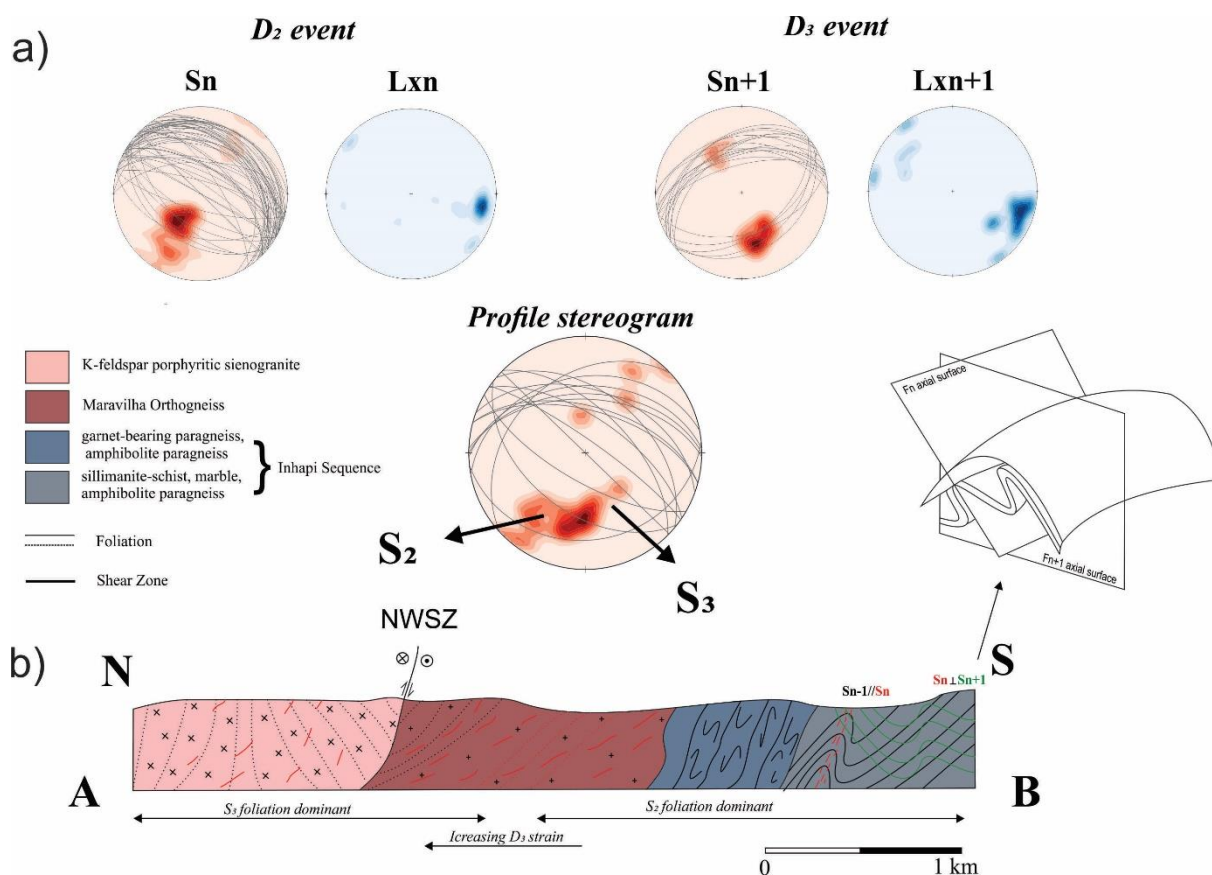


Figure 11. Structural scheme for the studied area, showing estereogram from the main deformational phases (D2 and D3), and a profile (see map on figure 3) comprising the major units.

7. Sm-Nd data

Silva Filho et al. (2014) analyzed a sample of the Maravilha Orthogneiss (2004-25 sample) finding values of ϵ_{Nd} (0.60 Ga) of -15.8, with model age (T_{DM}) of 2.22 Ga. These values demonstrate their non-juvenile character, as well as a formation from a metasomatized mantle melting, related to a Paleoproterozoic lower crust melting or an Archean Crust mixing to a juvenile magma. This last hypothesis is less probable due to lack of inherited zircons in the MO, as described in the next paragraphs on the U-Pb data.

8. U-Pb (SHRIMP) data

Regarding the geochronological analyses, one sample from the Maravilha Orthogneiss (SI-122) and another one from the migmatitic orthogneiss basement (24-B) were collected for U-Pb SHRIMP (Sensitive High-Mass Resolution Ion Microprobe) analysis (samples location on fig. 2). It was used zircons from low weathering rate of rocks collected in the central-eastern region of the body. The zircons were separated using the systematic pattern of crushing, washing and separation by dense liquids. After preparation they were hand selected to be assembled together with an epoxy resin and then polished to a standard thickness. The grains were photographed in reflected and transmitted light. Furthermore, cathodoluminescence images (Fig. 12) were generated in an electron scanning microscope to investigate the internal structure of the crystals to characterize the different populations.

8.1. 24-B Sample

This sample approaches the Plutonic slice in the center of the studied area. It corresponds to a tonalitic mesosome of a centrimetric-thick layered Pluton. Nineteen grains of zircon were analysed regarding 22 spots (values found in Table 4). They are subrounded ca. 50 to 200 μm long prisms (Fig. 12), with length/width ratios of 1:1 to 3.5:1. The $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratios founded, ranging from 0.55 to 2.17, show a possible igneous origin for the zircons. In a Concordia diagram (Fig. 4b) a mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of $983 \pm 9\text{Ma}$ (MSWD 0.96, probability of fit = 0.50) was defined for the cores of the zircon grains and it is interpreted as the crystallization age of the basement orthogneiss protolith (Fig. 13). One inherited zircon was founded on the 2.1 grain-spot (table 4), showing a Paleoproterozoic age ($1987 \pm 9\text{Ma}$).

8.2. SI-122 sample

This sample correspond a faneritic facies of the MO. Fifteen spots of 13 grains of zircon were analyzed (values found in Table 5), with dimensions ranging from 180 to 210 μm (average 195 μm ; Fig. 12). They have prismatic to strongly elongated shape, mainly composed of prisms $\{100\}$ and $\{110\}$, sometimes by bipyramids $\{101\}$, and are often zoned. Their dimensions show 3.5:1 and 2.2:1 ratios. The crystals display prismatic core, occasionally irregular and dark, presenting crystalline inclusions. $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratios vary from 0.73 to 1.73, which suggests, along with its textural features, that the analyzed zircons were formed by igneous processes. The concordia age of 646.9 ± 5.1 Ma (MSWD=1.2, probability of fit=0.23) is interpreted as the crystallization age of the Maravilha Orthogneiss protolith (Fig. 13). No inherited zircon and substantially older cores were found.

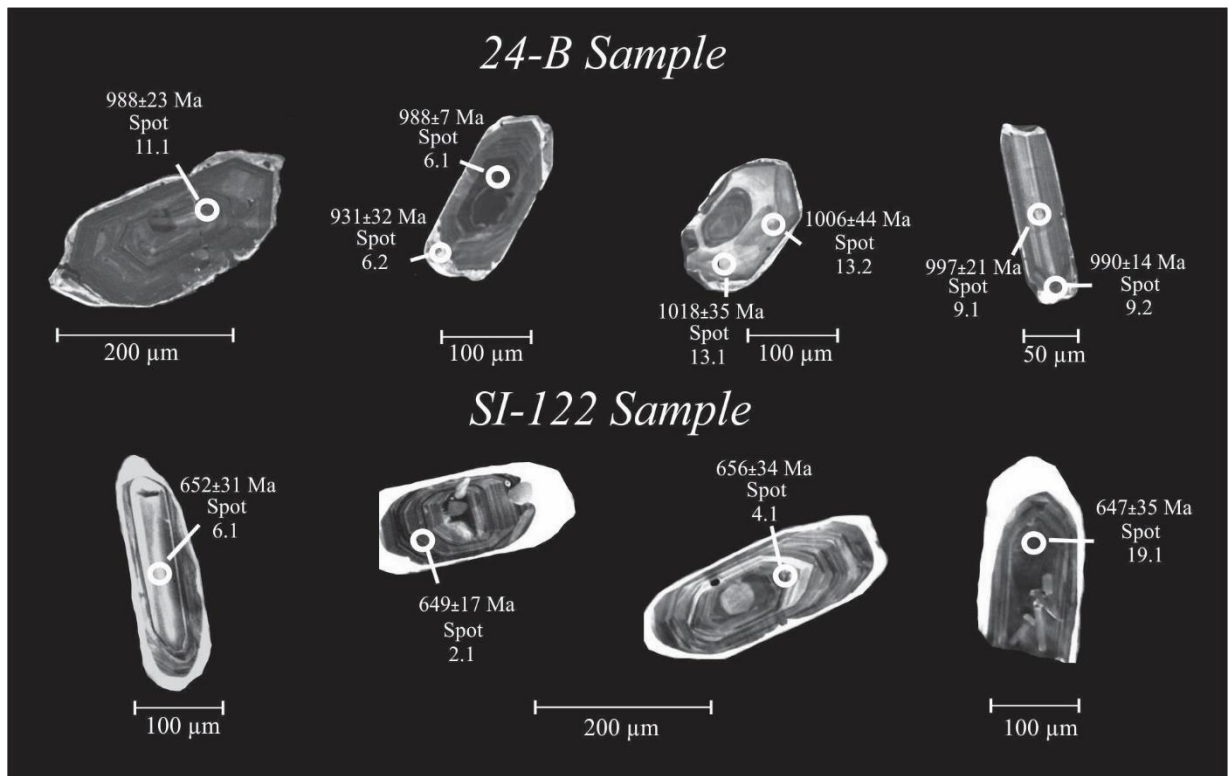


Figure 12. Cathodoluminescence images from zircon grains of migmatitic orthogneiss (24-B) and Maravilha Orthogneiss (SI-122).

Table 4: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for migmatitic orthogneiss.

Grain spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	(1) ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Disc
------------	-----------------------	-------	--------	----------------------------------	-----------------------------	--	---	--------

1.1	0.04	352	739	2.17	±0.44	51	1012	±10	982	±20	-3
1.2	0.02	140	155	1.15	±0.23	21	1026	±14	972	±38	-6
2.1	0.01	126	54	0.44	±0.88	39	1998	±25	1987	±9	-1
3.1	0.03	107	59	0.57	±0.31	15	1002	±15	978	±24	-3
3.2	--	59	29	0.51	±1.57	8	983	±12	992	±32	+1
3.3	0.13	51	43	0.88	±0.37	7	975	±15	996	±37	+2
5.1	0.09	303	254	0.86	±0.58	45	1027	±15	1017	±14	-1
6.1	0.08	1172	371	0.33	±0.95	165	979	±11	988	±7	+1
7.1	0.16	301	345	1.18	±1.06	44	1010	±17	969	±16	-5
8.1	0.02	747	560	0.77	±0.62	111	1025	±10	979	±9	-5
9.1	0.05	131	134	1.05	±0.47	19	988	±11	997	±21	+1
9.2	0.06	324	275	0.88	±0.19	48	1033	±18	990	±14	-5
10.1	0.24	329	515	1.62	±2.10	47	983	±12	966	±18	-2
11.1	0.45	291	188	0.67	±0.21	42	1007	±10	988	±23	-2
12.1	0.04	241	167	0.71	±0.67	35	994	±14	944	±17	-6
13.1	0.21	79	80	1.06	±0.30	11	1010	±11	1018	±35	+1
13.2	0.83	108	145	1.38	±1.41	14	926	±10	1006	±44	+9
17.1	0.07	318	169	0.55	±0.43	56	1199	±13	1229	±11	+3
18.1	0.04	429	353	0.85	±0.36	59	953	±12	976	±11	+3
18.2	0.71	288	255	0.92	±0.36	37	906	±11	997	±37	+10

Errors are 1-sigma; Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. (1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Table 5. Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for Maravilha Orthogneiss.

Grain spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Disc
1.1	0.93	348	309	0.92	31.7	644.1 ± 4.5	592 ± 55	-8
1.2	0.81	39	51	1.34	3.58	642.1 ± 8.1	675 ± 120	5
2.1	0.12	611	504	0.85	55.8	650.4 ± 4.8	649 ± 17	0
3.1	0.00	343	295	0.89	31.8	659.6 ± 4.4	638 ± 16	-3
4.1	0.16	265	202	0.79	24.4	654.5 ± 4.7	656 ± 34	0
5.1	0.11	443	416	0.97	39.6	637.8 ± 4.5	609 ± 31	-5
5.2	0.51	28	29	1.10	2.48	638.2 ± 9.6	688 ± 110	8
6.1	0.26	114	133	1.20	10.5	655.2 ± 6.5	652 ± 31	0
8.1	0.05	484	810	1.73	43.8	644.5 ± 7.6	638 ± 23	-1
9.1	0.69	16	21	1.39	1.46	657 ± 13	630 ± 130	-4
11.1	0.15	426	334	0.81	38.8	647.6 ± 4.3	624 ± 22	-4
12.1	0.06	589	593	1.04	52.8	639.6 ± 4.1	635 ± 16	-1
13.1	0.83	49	69	1.45	4.55	652.5 ± 8.2	581 ± 120	-11
19.1	0.43	247	174	0.73	22.6	648.5 ± 6.1	647 ± 35	0

Errors are 1-sigma; Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration was 0.39% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts). (1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

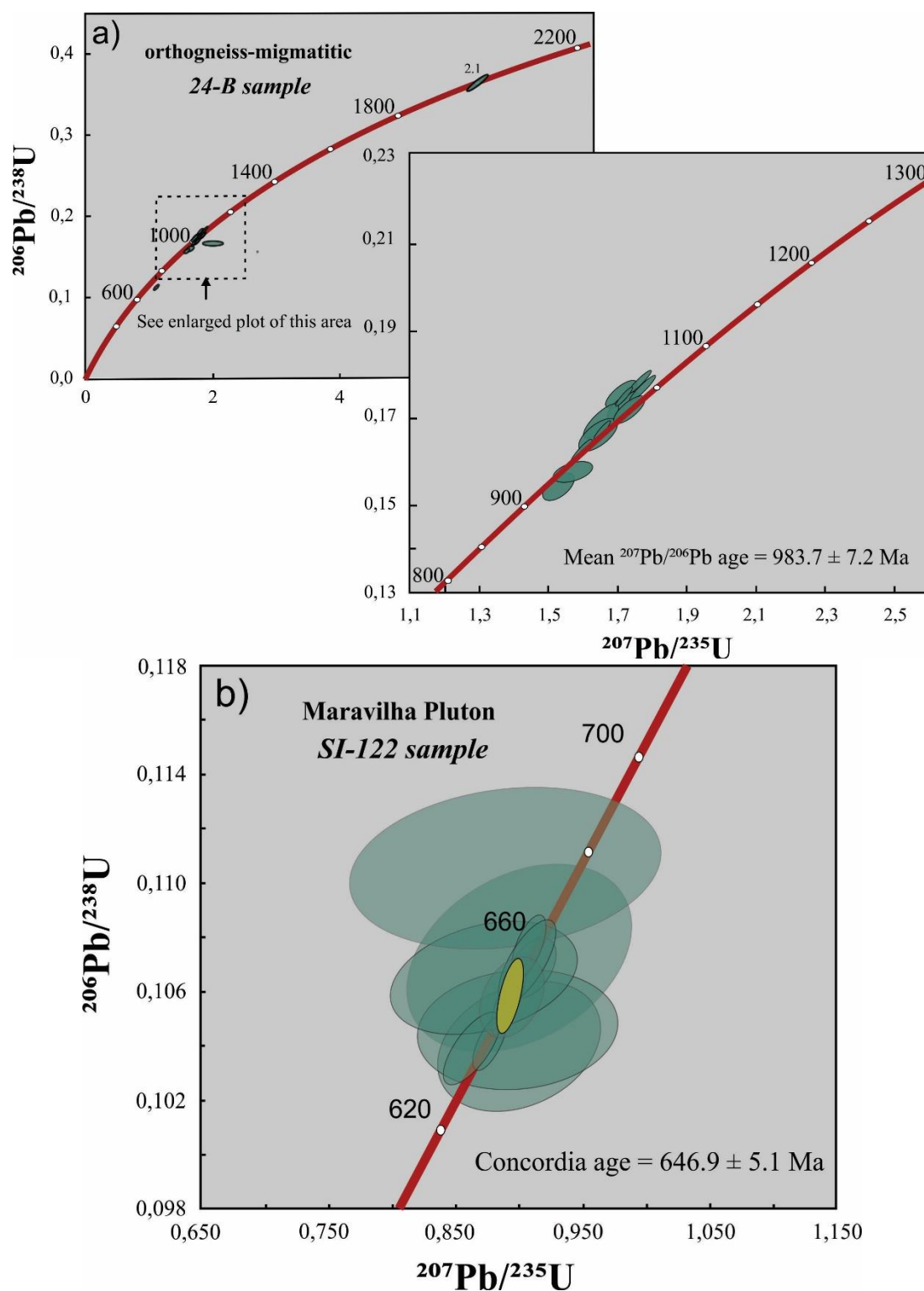


Figure 13. Concordia diagrams from basement migmatitic orthogneiss (a) and Maravilha Orthogneiss (b).

9. Discussion

Granitoids may be generating by differentiation of mantle-derived basalts, by partial melting of crustal rocks, or by interaction of melts from these two sources, being able to suffer several contamination and mixing processes since the melt formation to the its emplacement (Rutter and Wyllie, 1988; Laumonier et al., 2015; Ma et al., 2017). Most arc magmas have variety degree of differentiation, rarely showing mantle-derived characteristic (Davidson et al., 2007).

The I-type granites origin is still in debate. Patiño Dulce (1999) suggested that I-type granites contain more contributions from mantle-derived mafic magmas than S-type granites. Another authors considered intermediate igneous rocks as the best candidate for I-type granites protoliths. Some authors agree with partial melting or fractional crystallization from an intermediate precursor (Castro, 2013). Regarding whole-rock and isotopic chemistry some authors confirm the main formation of I-type granites from mixing of mantle derived magmas and crustal components (Keay et al., 1997; Kemp et al., 2007; Mazhari et al., 2017).

The high-K calc-alkaline signature is a common feature of plutons found in the PEAL Domain (Silva Filho et al., 2016), possibly as a characteristic inherited from a fractionated crust, or enriched lithospheric mantle. The negative anomalies of Nb, P, Ta, and Ti in the spidergrams normalized to the chondrite values are characteristic of subduction-related magmatic rocks, this is in conformity with the metaluminous and calc-alkaline signature. These anomalies could be interpreted as a interaction of the fluids from the melting of subducted sediments, which already present negative Nb-Ta anomaly by rutile fractionation (highly partition into the high-pressure), with the mantle edge, transferring this negative Nb-Ta anomaly into newly formed crust at volcanic arcs (Hermann and Rubatto, 2009). Nevertheless, the Nb/Ta ratios are possible explained by the amphibole fractionation (Foley et al., 2002). This anomaly is a clue about a low-Mg# amphibolite source, regarding this low Nb/Ta is controlled by the Mg# and titanium concentration of the amphiboles. High Mg# of amphiboles from the mantle wedge prevents fractionation of Nb from Ta. It is possible to see this fractionation in the Maravilha Orthogneiss, evidencing a possible low-Mg# amphibolite source. The high values of the Th/Ta ratio are characteristic of rocks of this environment, as well as high values of Hf in relation to Ta. Rocks formed in extension environments usually

have high values and Fe #, not being the case of MO. The biotite and amphibole chemistry corroborate with this assertion, low FeOt values in relation to MgO are characteristic of calc-alkaline suites, generally formed in orogenic environments. The values of Na₂O of MO are high (2.47-4.19%), common values for I-type granitic suites. The high values of fO₂ found in MO are also collisional zones rocks characteristic. In subduction zones, the water present in the system leads to high values of oxygen fugacity in the melts, and early precipitation of oxide minerals (e.g. magnetite) (Rowe et al., 2009; Bounce et al., 2015). The presence of the magmatic epidote and plagioclase porphyries are typical in calc-alkaline plutons, giving the rock estimate of fugacity and tectonic ambiance. The REE patterns suggest a characteristic inheritance from the source or fractionation suffered by the parent magma.

Chappell (2010) defined granites I-type as two distinct variety: low and high-temperature. The main distinctions are through the presence of zircons with inherited ages and in the differences of Zr patterns in relation to SiO₂. High-temperature magmas are formed by partial melting of a mafic source while low-temperature magmas are formed by the partial melting of quartz-feldspathic rocks. The lack of zircon inherited in the Maravilha Orthogneiss, tonalitic composition, besides the temperatures found by the geothermometric equations (above 700 °C) in the calculated pressure, estimate it as moderate to high-temperature magma (Brown, 2013). The pressure between 6-7.3 kbar is another evidence of a continental arc rock (Hürlimann et al., 2016). Kemp et al., (2007), studying classic hornblende-bearing I-type granites with these technics, found variation in the protoliths, showing the formation could occur by reworking of metasedimentary protoliths by mantle-derived melts and not by melting of lower-crustal igneous protoliths. Even regarding the I-type granites as lower-crustal igneous melting, it is necessary more data such as Hf and Oxygen isotopes to prove this origin over the MO.

The extremely negative εNd (0.6 Ga) data for the MO (-15.8) (2004-25 sample from Silva Filho et al., 2014) indicate significant crustal participation in its formation. Regarding the T_{DM} age of 2,22 Ga, this result suggests three hypotheses: (i) mixing of mantle-derived melts and old crust by underplating; (ii) melting of a Paleoproterozoic old crust; or metasomatized mantle. The Mata Grande pluton, nearby the Maravilha Orthogneiss, consists in a shoshonite affinity small intrusion that has isotopic similarities with the MO. Isotopic data from Silva Filho et al. (2015) show T_{DM} (2.04 Ga) and εNd (0.6) of -14.7, show that the Mata Grande, as well as the Maravilha Orthogneiss, could have been generated from the same Paleoproterozoic source. This hypothesis reflects on the significance of the chemical

characteristic of island arc granites that may have been inherited from its source or formed by the dehydration of a slab and subsequent underplating beneath a crust. This underplating process may have generated hybrid magma between the lithospheric mantle and the lower crust in which it was subsequently placed in shear zones during stage D₂. Regarding the formation of the parental magma by the partial melting of the crust, in addition to the REE patterns and geochemical values described previously, we could estimate the MO formation from a moderated fractionated lower crust during an underplating event. Additional clues (such as oceanic crust remnants and eclogite-related rocks) are necessary for proving these affirmations.

The MO ages (646 ± 9 Ma) show continental arc rocks being formed in the late-Cryogenian, evidencing that the compression event first started in the PEAL, while the Sergipano Domain was still in extensional phase (Oliveira et al, 2010). The Tonian age of the orthogneiss-migmatitic basement (983 ± 7 Ma) indicates that the MO was emplaced in a Mesoproterozoic crust during a rift event. The U-Pb data for the Inhapi Sequence detrital zircons, collected northeastern of the MO, show 631 ± 7 Ma as the probable maximum depositional age (Silva Filho et al., 2014). The MO crystallization age suggest that its intrusion predated the deposition of the IS.

Neves et al. (2014) obtained a similar age for the Altinho Pluton (652 ± 6 Ma), located in the Garanhuns sub-domain, the northern portion of the PEAL East domain. This is a coarse-grained augen gneiss characterized by K-feldspar porphyroclasts. In the work of Mendes (2009), plutons were mapped with this age, more precisely in the Rio Coruripe Domain. Altinho Pluton is constituted of porphyritic granodiorites, rich in K, that presents geochemical signature of rock related to the active continental margin. Detrital zircons of units 2 and 3 of the Rio Una sequence record this event. Another lithotype possessing the same age is the Tavares Batholith (Pessoa, 2001), located within the Traversal Zone (651 ± 15 Ma; Brito Neves et al., 2003). The ages of approximately 650 Ma of others tonalite-granodiorite arc-like rocks in country terranes represent a possibly beginning of the Neoproterozoic orogenic event in the Borborema Province. Others granitic batholiths within PEAL display chemistry of arc-related rocks. The Major Isidoro (Da Silva et al., 2015) and Serra do Catu, (Lyra de Brito et al., 2009) plutons have also this characteristic. They are situated on the contact to the Sergipano Domain.

Granitic rocks are usually anisotropic and have mineral fabric that may record the strain field of the magma during the final stages of emplacement. Abundant literature (Hutton, 1988; Paterson et al., 1998; Rosenberg, 2004; Li et al., 2017) indicates that emplacement can be considered either tectonically controlled (syntectonic) if the magmatic fabric pattern is consistent with the regional strain field, or magma-pressure driven if the pattern is independent (post-tectonic).

The Maravilha Orthogneiss has been affected by two main ductile deformation events: D_2 and D_3 . Structural data show that the Maravilha Orthogneiss was placed during the D_2 event pointed in this work, been able to correlate to the D_2 event proposed by Oliveira et al. (2010). That corresponds to a collision between the PEAL and the São Francisco Craton. The correlation problem is that D_2 event of Oliveira et al (2010) took place between 590-570 Ma, suggesting an extensive diachronic history of the PEAL – São Francisco Craton collision. The D_3 event is represent by a transpressive event with major compressional component that has placed after the total solidification of the MO.

Within the PEAL, some plutons show trends similar to those found in the Sergipano Domain by Oliveira et al. (2010). In Águas Belas Pluton, located approximately 60 km east far from the Maravilha Orthogneiss, Silva Filho et al. (2007) found mineral stretching lineations with SE and SW directions, as well as a posterior high-angle foliation in NE-SW shear zones. This framework is similar to that found in the studied batholith.

The structural framework shows an oriented magmatic fabric during the pluton emplacement. The Sm_2 magmatic foliation, in addition to the body shape, indicates a possible sill shape emplacement for the MO, interacting with the supracrustal rocks of the Inhapi Sequence. This placement corroborates the mechanisms of emplacement and hosting in the ductile crust involved processes associated with the regional transcurrent shear zone deformation.

In the works of Toteu et al. (2001, 2004), it is possible to observe a pattern of a dynamic drift in the Central African Fold Belt similar to those found in the southern portion of the Borborema Province. Syn-tectonic plutons between 630-580 Ma show the formation at the same time as the Sergipano domain. The Western Cameroon domain, the main candidate for continuation of the PEAL Domain in the African territory, has juvenile Neoproterozoic

rocks, or contamination of a 2.1 Ga crust. The ages of this crust are similar to the T_{DM} found in PM, contributing to the correlation between these domains.

The lack of detailed regional information around the MO makes difficult a complete tectonic modeling. Regarding previous works, which approach the tectonic framework of the the Borborema Province (Bueno et al., 2009; Silva Filho et al, 2014; Neves et al., 2015), point to an extruding tectonic model, without potential ocean crust generation in the southern part of the Borborema Province. This model points to an extensional event during late-Tonian to early-Cryogenian, in view of lack of metamorphic rocks with those ages, along with subsequent beginning collisional event. Considering this model, we can contemplate the MO, with its late-Cryogenian age (646 ± 9 Ma), as the first moment age for this collisional period in the southern portion of Borborema Province. These affirmatives imply the arc signature as source inherence, proposing a Paleoproterozoic lower crust melting for the MO formation, or melting of mantle metasomatized on Paleoproterozoic orogenic event. This crust-mantle interaction during continental crust subduction has been approached by some authors (Zhao and Zheng, 2009; Zhao et al., 2013).

10. Acknowledgments

This study had the support of the project “Evolução dos Batólitos Águas Belas-Canindé, Buíque-Paulo Afonso e Ipojuca-Atalaia, entre o paleoproterozoico e neoproterozoico com a utilização de isótopos de U-Pb e Hf em zircão” (CNPq 477.462/2012) and CNPq master scholarship project.

11. Reference

- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Revisions*, 17: 1-29.
- Almeida, F.F.M. de, 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, Boletim 241: 36 pp.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 69, 121–142.
- Anderson, J.L., Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *AM MINERAL*, 80, 549-59.
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear

zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 30: 310-336.

Arthaud, M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (Org.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society of London, Special Publications, 294: 49-67.

Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *CONTRIB MINERAL PETROL*, 104: 208-24.

Brito Neves B.B., Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):493-518.

Brito Neves, B. B. de. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p.

Brito Neves, B.B., Campos-Neto, M.C. & Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155-199.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South América during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.

Brito Neves, B.B., Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Santos, E.J. 2003. Idades U-Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, 3: 25-138.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J. dos, Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil – In Cordani, V.G. et al.. Editors – *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 151-182.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J, Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 281-296.

Bueno, J.F., Souza, J.J. de, Araújo, M.N.C., Oliveira, E.P. 2009. Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil. 39(4): 608-623.

Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In: Dallmeyer, R. D. & Lé corché, J. P. (eds) *The West African Orogens and Circum-Pacific-Atlantic Correlatives*. Berlin: Springer, 373-397.

Castro, A. 2013. Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: a review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth Science Reviews* 124: 68–95.

Chappell, B., 2010, High- and low- temperature granites: The Ishihara Symposium: Granites and associated metallogenesis, p. 35-36.

Chiaradia, M. (2015), Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An Earth scale perspective, *Sci. Rep.*, 5: 8115.

Claue-Lo Claue-Long, J.C., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and Ar/Ar analysis. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM Special Publication*, 4: 3–21.

Clemens, J.D., Stevens, G., Farina, F. 2011. The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. *Lithos* 126(3-4):174-181.

Da Silva, T. R. da, Ferreira, V. P., Lima, M. M. C., Sial, A.N., Silva, J.M.R. da. 2015. Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: Relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco-Alagoas domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 1-13.

Dátoli, L.C., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., da 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). *Revista de Geologia (UFC)*, 29(2): 185-179.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A. 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9): 787-790.

De Wit M.J., Stankiewicz I., Reeves C. 2008. Restoring Pan-African/Brasiliano connections: more Gondwana control, less trans-Atlantic corruption. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. The Geological Society of London, Special Publication, 294:399-422.

Duan, G., Chen, H., Hollings, P., Qi, J., Xu, C., Zhang, S., Xiao, B., Liu, G., Liu, J. 2017. The Mesozoic magmatic sources and tectonic setting of the Zijinshan mineral field, South China: Constraints from geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Southeastern Ore Segment. *Ore Geology Reviews* 80: 800–827.

Ducea, M.N., Kidder, S., Chesley, J.T., Salceby, J.B. 2009. Tectonic underplating of trench sediments beneath magmatic arcs: the central California example. *International Geology Review*, 51(1): 1-26.

Foley, S., Tiepolo, M., Vannucci, R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417: 837-840.

Guimarães, I.P., Brito, M.F. de, Lages, G. A., Silva Filho, A.F., Santos, L., Brasilino, R.G. 2015. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*. 68: 97-112.

Hermann, J., Rubatto, D. 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology* 265: 512-526.

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, *Am. Mineral.*, 71: 231.

Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79: 245-255.

Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., Kawashita, K. 1992 Terrenos proterozoicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 22(4): 472-480.

Jardim de Sá, F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e o seu significado geodinâmica na Cadeia Brasileiro/Pan Africana, 804 p. Brasília-DF (Tese de doutorado, n.3, Instituto de Geociências-Universidade de Brasília).

Keay, S., Collins, W.J., Mcculloch, M.T. 1997. A three-component Sr–Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia. *Geology*, 25: 307–310.

Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf–O isotopes in zircon. *Science*, 315: 980–983.

Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., 2003. Granitic Perspectives on the Generation and Evolution of the Continental Crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*, Vol. 3. Elsevier-Pergamon, Oxford.

Laumonier, M., Gaillard, F., Sifre, D., 2015. The effect of pressure and water concentration on the electrical conductivity of dacitic melts: implication for magnetotelluric imaging in subduction areas. *Chem. Geol.* 418.

Laurent, O., Martina, H., Moyena, J.F., Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205: 208-235.

Li, W., Liu, Y., Jin, W., Neubauer, F., Zhao, Y., Liang, C., Wen, Q., F, Z., Li, J., Liu, Q. 2017. Syntectonic emplacement of the Triassic biotite-syenogranite intrusions in the Taili area, western Liaoning, NE China: Insights from petrogenesis, rheology and geochronology. *Journal of Asian Earth Sciences*. *In press*.

Lima, M.I.C.; Gava, A., Fernandes, P.E.C., Pires, J.L., Siga Jr, O. 1985. Projeto ferro-titanato de Floresta: minérios de Pernambuco/Radam Brasil. *Geologia*, [S.l.], v. 1, 314 p.

Ludwig, K.R. 2001. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1: 55.

Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4a, Berkeley, CA.

Lyra de Brito, M.F., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P. 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios

Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 324-337.

Ma, X., Meert, J.G., Xu, Z., Zhao, Z. 2017. Evidence of magma mixing identified in the Early Eocene Caina pluton from the Gangdese Batholith, southern Tibet. *Lithos*, 278-281: 126-139.

Mazhari, N., Shafaroudi, A.M., Ghaderi, M., Lackey, J.S., Farmer, G.L., Karimpour, M.H. 2017. Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran. *Ore Geology Reviews*, 84: 116-133.

Mibe, K., Kawamoto, T., Matsukage, K.N., Fei, Y., Ono, S., 2011. Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(20): 8177-8182.

Müntener, O., Kelemen, P. B. & Grove, T. L. (2001). The role of H₂O during crystallisation of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 643–658.

Nascimento, R.S., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., McNaughton, N. 2005. Evolução Tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia, Anais, pp. 239–242.

Neves, S.P., Bruguier, O., Bosh, D., Silva, J.M.R., Mariano, G. 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 285-297.

Neves, S.P., Bruguier, O., Da Silva, J.M.R., Mariano, G., Silva Filho, A.F., Teixeira, C. M. L. 2014. 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.

Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C. 2010. The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181: 64-84.

Patiño-Dulce, A. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. Geol. Soc. London, Special Publications, 168: 55-75.

Pessoa R.J.R. 2001. Mecanismos de alojamento e construção do batólito granítico neoproterozoico de Tavares, Estado da Paraíba - Nordeste do Brasil Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 218p.

Rutter, M.J., Wyllie, P.J. 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 331: 159 – 160.

Rutter, M.J., Wyllie, P.J., 1988. Melting of vapor-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 231: 159–161.

Santos, E.J. dos. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo, 219p. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *CONTRIB MINERAL PETROL*, 110: 304-10.

Silva Filho, A.F., Gomes, H.A., Osako, L.S., Guimaraes, I.P., Luna, E.B.A., 2007. Folha Venturosa, Programa Geologia do Brasil, Internal Report, Convenio MME/UFPE.

Silva Filho, A.F., Gomes, H.A., Osako, L.S., Guimaraes, I.P., Luna, E.B.A., 2007. Folha Venturosa, Programa Geologia do Brasil, Internal Report, Convenio MME/UFPE.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Rangel da Silva, J.M., Osako, L., Van Schmus, W.R., 2006. Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, Orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL Massif. *Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts* 20.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Rangel da Silva, J.M., Osako, L., Van Schmus, W.R., 2006. Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, Orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL Massif. *Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts* 20.

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 Gneisses. *Godwana Research*, 5(2): 409-422.

Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.

Toteu, S.F., Penaye, J. & Poudjom Djomani, Y.H., 2004. Geodynamic evolution of the PanAfrican belt in Central Africa with special reference to Cameroon, *Can. J. Earth Sci.*, 41: 73-85.

Toteu, S.F., Van Schmus, Penaye, J. & Michard, A. (2001). New U-Pb and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre- Pan-African history of Central Africa, *Precambrian Res.*, 108; 45-73.

Tuttle, O.F., Bowen, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Memoir* 74: 1-153.

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.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P.; Silva Filho, A.F., Toteu, S.F.; 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.*, 294: 69-99.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M.H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247–266.

Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion micro-probe. In: McKibben MA, Shanks III WC and Ridley WI (Eds), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralization Processes*. *Rev Econ Geol SEG*, 7: 1-75.

Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, 74: 744-749.

Wyllie, P.J. (1977) Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, 43,41-71.

Yoshida, T., Kiura, J., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Satoru, H., Ishikawa, M., Prima, O.D.A., Kudo, T., Shibasaki, B., Tanaka, A., Imaizumi, T. 2016. Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 385: 335-387.

Zhao, Z.F., Dai, L.Q, Zheng, Y.F. 2013. Postcollisional mafic igneous rocks record crust-mantle interaction during continental deep subduction. *Scientific Reports* 3: 3413.

Zhao, Z.F., Zheng, Y.F. 2009. Remelting of subducted continental litho-sphere: Petrogenesis of Mesozoic magmatic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 52: 1295–1318.

7. CONCLUSÃO

O Ortognaisse Maravilha (OM) consiste em uma intrusão tonalítica de 200 km² de área, de textura fanerítica a porfirítica, na qual possui história deformacional polifásica e está posicionado entre zonas de cisalhamentos transpressionais sinistrais. Apresenta assinatura metaluminosa, magnesiânica e cálcio-alcálica de médio a alto-K. Está intrudido entre rochas da Sequência Supracrustal Inhapi (SI) e ortognaisse migmatítico do embasamento. Seu conteúdo de Elementos terras Raras mostram valores enriquecidos e fracionamento moderado, com razões (Ce/Yb)_N entre 2.28 e 17.29, (La/Sm)_N entre 1.9 e 5.0, e (Gd/Yb)_N entre 1.13 e 2.77. Esta rocha possui enriquecimento em LILE (elementos litófilos de alto raio iônico; ex.: Ba, Th) e empobrecimento em HFSE (elementos de elevado potencial iônico; ex.: Nb, Ti). O diagrama de elementos traços normalizados aos valores do condrito (Thompson, 1982) mostra anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti. Esses valores, juntamente com os baixos teores de Yb na rocha são características de rochas de arcos magmáticos (Feyey et al., 2000, Kirchenbaas e Munker, 2015). Os baixos valores de Al₂O₃ em relação ao FeO+MgO+TiO₂ sugerem, assim como o fracionamento do Nb (Figura 8 do capítulo V) sugerem uma fonte anfibolítica para o OM.

Dados estruturais mostram que o protólito do Ortognaisse Maravilha foi formado em um ambiente sin-transpressão, colocado na fase D₂ (vide capítulo V). Os dados U-Pb (SHRIMP) apresentam idade de cristalização de 646±9 Ma. Dados de Silva Filho et al., (2014) indicam uma idade máxima de deposição da Sequência Inhapi de 631±7 Ma em regiões próximas ao OM, evidenciando que a colocação deste plúton se deu antes da formação da SI, participando como um de seus embasamentos.

Valores de isótopos de Nd por Silva Filho et al (2014; εNd (0.6) = -15.8 e T_{DM} = 2.22 Ga) evidenciam a participação de crosta paleoproterozoica como fonte desta rocha. Considerando esses valores, foram propostas neste trabalho três possíveis fontes para geração do protólito: (i) geração de magma mantélico por desidratação de crosta oceânica subductada, com posterior *underplating* em crosta inferior (arqueana?); (ii) fusão direta de uma crosta paleoproterozoica; ou fusão de um manto metossomatizado por eventos orogênicos precambrianos. A falta de zircões herdados enfraquece a primeira hipótese, tornando difícil provar a participação de outra crosta por assimilação.

Para confirmação da existência de um arco magmático é necessário mapeamento de detalhe nas regiões adjacentes a área de estudo para poder recolher informações que levem a confirmação desta hipótese. Muitos plútons presentes no Domínio Pernambuco-Alagoas possuem semelhantes características. As estimativas de pressão de cristalização entre 6-7,3 Kbar sugerem um evento orogenético para sua formação.

Outro modelo tectônico sugerido para formação do protólito é a subducção de uma crosta continental, chegando a temperaturas e pressões capazes reciclar parte da crosta subductada, desestabilizando o manto litosférico gerando magmatismo (Huang et al., 2007; Zhao and Zheng, 2009; Zhao et al., 2013). Neste caso a assinatura de arco seria herdada da crosta inferior. O caráter pré- a sin-colisional do OM enfraquece essa afirmação, pois o magmatismo gerado nesses eventos é normalmente pós-colisional. Esta afirmação corrobora com o modelo no qual coloca um evento extensional na Borborema no do final do Toniano ao início do Criogeniano, onde aponta a abertura de bacias sem produção significativa de crosta oceânica, e posterior inversão das mesmas durante a Orogênese Brasileira (Bueno et al., 2009; Silva Filho et al, 2014; Neves et al., 2015).

São necessários dados isotópicos mais robustos, somados ao mapeamento de detalhe dos litotipos adjacentes ao plúton, para poder definir uma evolução paleoambiental tectônica para a área, e assim poder contribuir com a evolução do conhecimento da dinâmica de formação da região sul da Província Borborema.

REFERÊNCIAS

Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Revisions*, 17: 1-29.

Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 40(3): 280-296.

Arthaud, M.H. 2007. Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (domínio Ceará central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese (Doutorado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília. 170 p.

Brito Neves, B. B. de, Mantovani, M.S.M., Moraes, C.F. de, Sigolo, J.B. 2008. As anomalias geológicas e geofísicas localizadas ao norte de Itapororoca. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1): 01-23.

Brito Neves, B. B. de, Van Schmus, W.R., Santos, E.J. dos, Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 281-296.

Brito Neves, B.B. de,. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 198 p.

Brito Neves, B.B. de, Santos, E.J., Fuck, R.A., Santos, L.C.M.L. 2016. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America, 46(4): 491-508.

Brito Neves, B.B. de, Kawashita, K., Pessoa, D.A., Pessoa, R.R. 1974. Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano do Nordeste Brasileiro. IN: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia (6) 261-271). Porto Alegre.

Brito Neves, B.B. de, Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campo, D. A. Tectonic evolution of the South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182.

Caby, R. 1989. Pecambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. In: Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens (dallmeyer, R.D., ed.) *Geology Society of America, Special Paper.*, 230: 145-158.

Campos Neto et al., 1994; Campos Neto, M.C., Brito Neves, B.B. de; Bittar, S.M.B. 1994. Domínio Tectônico Rio Pajeú: Orogênese no Ciclo Brasileiro/Panafricano. São Paulo, 1994. 62p. (Relatório científico), FAPESP, *Geociências*, 92: 2079-5.

Castro, A. 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5: 63-75

Chappell, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S., Wyborn, D. 2004. Low- and high-temperature granites. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 95(1-2): 125-140.

Claue-Lo Claue-Long, J.C., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and Ar/Ar analysis. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM Special Publication*, 4: 3-21.

Fyfe, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philos. Trans. R. Soc.*, A273: 457-461.

Guimarães, I. P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135: 23-53.

Guimarães, I.P., Brito, M.F. de, Lages, G. A., Silva Filho, A.F., Santos, L., Brasilino, R.G. 2015. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*. 68: 97-112.

Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Melo, S.C., Macambira, M.B. 2005. Petrogenesis of A - type granitoids from the Pajeú - Paraíba belt, Borborema Province, NE Brazil. Constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research*, 8: 347-362.

Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Bittar, S.M., Silva Filho, A.F., Armstrong, R. 2012. U Pb zircon ages of Orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Res.* 192(195): 52-77.

Holmes A. 1911. The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geologic time. *Proc Roy Soc (London)* 85: 248-256.

Lima, M.I.C., Gava, A., Fernandes, P.E.C.A., Pires, J.L., Siga Jr, O. 1985. Projeto ferro titanado de Floresta. Salvador, Minérios de Pernambuco/Projeto Radam Brasil, 3v, Geologia.

Ludwig, K.R. 2001. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1: 55.

Lyra de Brito, M.F., Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P. 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 324-337.

Mendes, V.A., Lima, M.A.B., Morais, D.M.F. 2013. Geologia e recursos minerais do estado de Alagoas: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Alagoas – escala 1: 250.000. Recife, PE: CPRM.

Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T. 1999. U – Pb ages on titanite and apatite from the Darling Range granite: implications for Late Archaean history of the southwestern Yilgarn Craton. *Precambrian Research*, 96: 125 – 139.

Neves, S.P., Bruguier, O., Bosh, D., Silva, J.M.R., Mariano, G. 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 285-297.

Neves, S.P., Bruguier, O., Da Silva, J.M.R., Mariano, G., Silva Filho, A.F., Teixeira, C. M. L. 2014. 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.

Oliveira, E.P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C. 2010. The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181: 64-84.

Paces, J.B., Miller Jr., J.D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal Geophysical Research*, 98: 13997-14013.

Rogers J. W. & Santosh M. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press. 289 p.

Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. de., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29:61-76.

Santos, E.J. dos. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo, 219p. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Sawyer, E.W., 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking, the significance of diatexis. *Journal of Petrology*, 39: 1147–1167.

Schaltegger, U., Schmidt, A.K. & Horstwood, M.S.A. 2015. U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, Volume, 402: 89–110.

Schoene, B. 2014. U–Th–Pb geochronology, in *Treatise on Geochemistry*, vol. 4, The Crust, 2nd ed., edited by H. D. Turekian and K. K. Holland, pp. 341–378.

Selbekk, R. S., Bray, C. & Spooner, E. T. C. (2002). Formation of tonalite in island arcs by seawater-induced anatexis of mafic rocks; evidence from the Lyngen Magmatic Complex, North Norwegian Caledonides. *Chemical Geology* 182: 69–84.

Silva Filho, A.F., Gomes, H.A., Osako, L.S., Guimaraes, I.P., Luna, E.B.A., 2007. *Folha Venturosa, Programa Geologia do Brasil, Internal Report, Convenio MME/UFPE*.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Rangel da Silva, J.M., Osako, L., Van Schmus, W.R., 2006. Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, Orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL Massif. Congresso Brasileiro de Geologia, Abstracts 20.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Santos, L., Armstrong, R., Van Shmus, W.R. 2015. 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.

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, 68: 134-154.

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 Gneisses. *Godwana Research*, 5(2): 409-422.

Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Armstrong, R.A., Da Silva, J. M.R., 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)*, 103(8): 2155-2190.

Storey, M., Duncan, R.A., and Swisher, C.C., III, 2007. Paleocene-Eocene thermal maximum and the opening of the Northeast Atlantic. *Science*, 316:587-589

Thybo, H. and Artemieva, I. M., 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609: 605-619.

Toteu, S.F., Penaye, J. & Poudjom Djomani, Y.H., 2004. Geodynamic evolution of the PanAfrican belt in Central Africa with special reference to Cameroon, *Can. J. Earth Sci.*, 41: 73-85.

Tuttle, O. F., Bowen, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74.

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.

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.*, 294: 69-99.

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: 247-266.

Vaughan, A.P.M., Pankhurst, R.J. 2008. Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research* 13, 150–162.

Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion micro-probe. In: McKibben MA, Shanks III WC and Ridley WI (Eds), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralization Processes*. *Rev Econ Geol SEG*, 7: 1-75.

Wyllie PJ, Wolf MB. 1993. Amphibolite dehydration melting: sorting out the solidus. In: *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, ed. HM Prichard, T Alabaster, NBW Harris, CR Neary, *Geol. Soc. Spec. Publ. London: Geol. Soc. London*, 76:405–16.