

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GOLOGIA

“Magmatismo Toniano do Arco Intra-oceânico Mara Rosa, Província Tocantins, Brasil: Significado tectônico e implicação na mineralização de Cu-Au pórfiro”

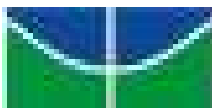
Ana Tayla Rodrigues Ferreira

Tese de Doutorado Nº 165

Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção

Orientador: Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Brasília, março de 2020



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

“Magmatismo Toniano do Arco Intra-oceânico Mara Rosa, Província Tocantins, Brasil: Significado tectônico e implicação na mineralização de Cu-Au pórfiro”

Tese de Doutorado Nº 165

Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção

Autor (a): Ana Tayla Rodrigues Ferreira.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira – **Orientador** – IG/UNB
Profa. Dra. Catarina Labouré Bemfica Toledo – **Membro** – IG/UNB
Dr. Jaime Estevão Scandolara – **Membro** – CPRM-DF
Prof. Dr. Sergio de Castro Valente – **Membro** – UFRRJ

RF383m	Rodrigues Ferreira, Ana Tayla Magmatismo Toniano do Arco Intra-oceânico Mara Rosa, Província Tocantins, Brasil: Significado tectônico e implicação na mineralização de Cu-Au pórfiro / Ana Tayla Rodrigues Ferreira; orientador Claudinei Gouveia de Oliveira. -- Brasília, 2020. 172 p.
	Tese (Doutorado - Doutorado em Geologia) -- Universidade de Brasília, 2020.
	1. Província Tocantins. 2. Sistema de arco intra-oceânico Mara Rosa. 3. Anfibolito. 4. Rocha adakitica. 5. Depósito do tipo pórfiro. I. Gouveia de Oliveira, Claudinei, orient. II. Titulo.

Brasília, março de 2020

DEDICATÓRIA

Ao meu **bom Deus** que me criou e me mantém.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, o Bom Pastor.

À querida mãe M^a Tereza R. Ferreira pela educação e dedicação. Ao meu pai Antônio G. Ferreira que tanto me amou em minha infância. Aos meus irmãos Antônio Telison R. Ferreira e Armando Teles R. Ferreira essenciais em cada fase ou circunstância da minha vida. Amo muito. As amadas cunhadas Thays Lima e Luciane Araújo. Às sobrinhas Estefany Araújo, Thalyssa L. Ferreira e Thiele Araújo.

À família cristã (inclue todos os que testemunham em palavras e ações a fé em Jesus).

À Universidade de Brasília (UnB) através do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências (IGD) pela acolhida, infra-estrutura e ensino de boa qualidade.

Ao Prof. Dr. Claudinei Gouveia Oliveira, orientador deste trabalho.

À Universidade Federal de Roraima (UFRR) pelo apoio e pela oportunidade de afastamento para capacitação.

Aos colegas do Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFRR que apoiaram a minha liberação e me auxiliaram em questões burocráticas durante o período do meu afastamento.

A todos os professores do IGD que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq - Proc. 478788/2013-4) pelo financiamento parcial desta pesquisa.

Aos amigos/ irmãos Antony Viana, Denis Clajus, Édna G. M. Oliveira, Flávia Ramos, Kelcilene Nakauth dos Santos, Regina Polegatch, Telma Ramos, Teresinha M. S. Lima, Thailma Carvalho, Vanderci Viana, Viviane Miqueletto.

Ao amigo Ígor Praxedes pelos muitos "*helps*".

Ao colega Caio Ress pelo apoio com as atividades de campo.

Ao Prof. João Milhomem da Universidade Federal do Pará pelo apoio no tratamento dos dados isotópicos U-Pb.

Aos amigos Elaine, Marcelo, Nívia e Joilma pela acolhida, amizade e companheirismo ao longo desta temporada.

Aos funcionários técnicos da FUB (Francisca, Adalgisa, Luís, Érico Zacchi) pela disposição em ajudar nas etapas de obtenção de dados desta pesquisa.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

EPÍGRAFE

**“...pois que aproveitará o homem
se ganhar o mundo inteiro e
perder a sua alma?”**

Evangelho de Mateus, cap. 16, verso 26.
Bíblia Sagrada. Tradução de
João F. de Almeida.

RESUMO

O sistema de arco intra-oceânico Mara Rosa (SAIO Mara Rosa) toniano está situado na parte norte do Arco Magmático Goiás, porção oeste da Faixa Brasília, Província Tocantins. Duas unidades geológicas principais o representam: a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (930-890 Ma), constituída por anfibolitos, xistos, quartzitos, gnditos, metacherts, etc., e os Ortognaisses Mara Rosa (890-848 Ma). Ao longo da evolução do SAIO Mara Rosa, essas rochas foram metamorfozadas em fácies anfibolito e retormetamorfozadas em fácies xisto-verde. À despeito disso, muitos anfibolitos ainda preservam as assinaturas geoquímicas de seus protólitos ígneos e constituem uma chave importante para a identificação dos eventos magmáticos relacionados a origem e evolução do SAIO Mara Rosa. Dessa maneira, a partir de dados de campo, petrográficos, de química mineral, geoquímicos e geocronológicos, nesse trabalho, foram identificados três grupos principais de anfibolitos: 1. Anfibolitos com afinidade MORB; 2 – Anfibolitos boniníticos; e, 3. Anfibolitos de arco. Os anfibolitos com afinidade MORB têm a mais antiga idade geocronológica (915 ± 8 Ma, U-Pb em zircão) já encontrada no SAIO Mara Rosa. São levemente enriquecidos em *large-ion lithophile elements* – LILE, empobrecidos em *high-field-strength elements* - HFSE e apresentam baixas razões Ti/V (12-14), Zr/Y (1-2) e Zr/Sm (18-29) indicando alto grau de fusão parcial de uma fonte mantélica previamente empobrecida. Essas características os assemelham aos FABs (fore-arc basalts) do SAIO Izu-Bonin-Mariana e indicam um contexto tectônico do tipo bacia de fore-arc. Os anfibolitos boniníticos variam de *low-Si* (LSB) a *high-Si* (HSB), apresentam alto Mg# (73-80), Cr-espinélio com alto Cr# (88-96) e são do tipo alto Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$). Essas propriedades são compatíveis com uma fonte mantélica rica em clinopiroxênio, possivelmente, de composição harzburgítica. Os anfibolitos de arco são enriquecidos em LILE, apresentam anomalias negativas de Nb e Ti, têm afinidade geoquímica toleítica a transicional, transicional e cálcio-alcalina que evidenciam fontes mantélicas distintas, possivelmente, relacionadas a diferentes graus de interação com fluidos da subducção ou com a crosta oceânica recém formada. Especialmente, os anfibolitos com afinidade MORB e os anfibolitos boniníticos ocorrem preponderantemente na porção oeste do SAIO Mara Rosa, e os anfibolitos de arco se distribuem na porção leste formando um *front* vulcânico de direção NE-SW. Isso sugere que o SAIO Mara Rosa foi formado a partir de uma subducção que progrediu de oeste para leste. Nessa porção leste ou ao longo do *front* vulcânico são encontradas algumas ocorrências de depósitos minerais do tipo pórfiro (Serra das Araras, Morro do Urubu - Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã, Serra dos Picos). A principal delas é o depósito Cu-Au pórfiro Chapada (~512 Mt Cu @ 0.31% Au @ 0.24 g/t). Esse depósito está geneticamente relacionado com metadioritos cedo-neoproterozoicos e, especialmente, associado com as rochas metavulcanossedimentares da Sequência Mara Rosa (930-890 Ma) e os Ortognaisses Mara Rosa (890-848 Ma). Dessa maneira, outro importante objetivo deste trabalho foi identificar o tipo de fonte dos protólitos ígneos desses ortognaisses e investigar as possíveis implicações desse magmatismo no sistema mineralizante do tipo pórfiro do arco intra-oceânico Mara Rosa. Os dados obtidos (campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos) mostram que esses ortognaisses representam duas séries magmáticas distintas: uma de afinidade cálcio-alcalina de arco normal e outra de

afinidade adakítica. Os ortogneisses cálcio-alcálicos de arco normal (CAN) têm composições quartzo-dioríticas a tonalíticas. São rochas metaluminosas, cálcio-alcálicas de médio-K e apresentam enriquecimentos em LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr) em relação aos HFSE (Nb, Zr, Ti). Têm idades de cristalização = 897 ± 15 a 862 ± 4 Ma, idades $TDM_{Hf} = 1.12$ a 1.40 Ga, $TDM_{Nd} = 0.84$ a 1.10 Ga, $\epsilon_{Hf(t)} = +5.51$ a $+9.97$ e $\epsilon_{Nd(t)} = +4.90$ a $+6.99$. Todas essas características revelam uma fonte do tipo cunha mantélica astenosférica metassomatizada por fluidos liberados da subducção. Esses CAN, à semelhança dos metadioritos ($Sr/Y = 13-66$, média = 41; $La/Yb = 7-12$) do depósito Chapada, têm altas razões Sr/Y (14-46, média = 30), porém baixas razões La/Yb (<15). Eles também se assemelham aos metadioritos em idades de cristalização, idades TDM_{Nd} e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$. Todas essas similaridades indicam que os metadioritos e os CANs representam o mesmo magma manto-derivado e dessa maneira os CANs constituem o magma parental do sistema pórfiro Mara Rosa. Evidências de recargas de magma máfico (cumulatos e mixing/mingling) encontradas nos CANs sugerem que a fertilidade desse sistema pórfiro se deve a ciclos de adição de voláteis e elementos incompatíveis (incluindo elementos calcófilos em magmas oxidados) trazidos do manto e adicionados na câmara magmática dos seus protólitos. Os ortogneisses adakíticos também exibem composições quartzo-dioríticas a tonalíticas, metaluminosas, porém, têm mais altas razões Sr/Y (49-128) e La/Yb (17-24) e mais altos conteúdos de Cr (60-75 ppm) e Ni (16-43 ppm) do que os CANs (Cr = 21-48 ppm, e Ni = 7-18 ppm). Essas características evidenciam uma fonte distinta daquela dos CANs, possivelmente, a crosta juvenil delaminada no manto. Essas rochas não exibem qualquer similaridade com as rochas do depósito Cu-Au pórfiro Chapada. Dessa maneira, elas não representam o magma parental do sistema mineralizador pórfiro do SAIO Mara Rosa.

Palavras-chave: Província Tocantins, sistema de arco intra-oceânico Mara Rosa, rocha adakítica, depósito do tipo pórfiro.

ABSTRACT

The Tonian Magmatism of the Mara Rosa Intra-Oceanic Arc System (Mara Rosa IOAS) occurs in the northern portion of the Goiás Magmatic Arc, west of the Brasília Belt, Tocantins Province. Two major geological units represent it: the Mara Rosa Metavulcanosedimentary Sequence (930-890 Ma) consisting of amphibolites, shales/schists, quartzites, gneisses, metacherts, among others, and the Mara Rosa Orthogneisses (890-848 Ma). Throughout the evolution of the Mara Rosa IOAS these rocks were metamorphosed into amphibolite facies and re-metamorphosed into greenschist facies conditions. Despite this, many amphibolites still preserve the geochemical signatures of their igneous protoliths, constituting an important key for identifying the magmatic events related to the origin and evolution of Mara Rosa IOAS. Thus, this work used field, petrographic, mineral chemistry, geochemical and geochronological data to identify three main groups of amphibolites: 1. MORB-affinity amphibolites; 2 – Boninite-type amphibolites; and 3. Arc amphibolites. MORB-affinity amphibolites are the oldest (915 ± 8 Ma, zircon U-Pb) ever found in Mara Rosa IOAS. They are slightly LILE enriched, HFSE depleted and have low Ti/V (12-14), Zr/Y (1-2), and Zr/Sm (18-29) ratios indicating a high degree of partial melting from a previously depleted mantle source. These features resemble the Izu-Bonin-Mariana IOAS fore-arc basalts (FABs), indicating a tectonic context of the fore-arc basin type. Boninite-type amphibolites range from low-Si (LSB) to high-Si (HSB), have high Mg# (73-80), Cr-high spinel (88-96), and high-Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$). These properties are compatible with a clinopyroxene-rich mantle source, possibly of harzburgitic composition. Arc amphibolites are LILE enriched, have negative Nb and Ti anomalies, transitional and calc-alkaline, and transient to tholeiitic affinity evidence distinct mantle sources possibly related to different degrees of interaction with subduction fluids or newly formed oceanic crust. Spatially, the MORB-affinity amphibolites and boninite-type amphibolites occur predominantly in the western portion of the Mara Rosa IOAS while arc amphibolites are distributed in the eastern portion forming a NE-SW trend volcanic front, suggesting that the Mara Rosa IOAS was formed from subduction that progressed from west to east. In these volcanic front some occurrences of porphyry-type mineral deposits (Serra das Araras, Morro do Urubu - Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã, Serra dos Picos) are found in the Tonian Mara Rosa Intra-Oceanic Arc (Mara Rosa IOA), the western portion of the Brasília Belt, Tocantins Province, Brazil. Among them, the Chapada Cu-Au deposit (~ 512 Mt Cu @ 0.31% Au @ 0.24 g/t) is the most important porphyry copper-gold deposit, being genetically related to metadiorites and, spatially, associated with the metavulcanosedimentary rocks of the Mara Rosa Sequence (930-890 Ma) and Mara Rosa Orthogneisses (890-848 Ma). This work aims to identify the source of the igneous protoliths of these orthogneisses and to investigate the possible implications of the magmatism in the porphyry-type mineralization of the Mara Rosa IOAS. The obtained data (field, petrographic, geochemical and geochronological) show that these orthogneisses represent two distinct magmatic series, one with normal arc calc-alkaline affinity and the other with adakitic affinity. The normal arc calc-alkaline orthogneisses (NCO) have quartz dioritic to tonalitic compositions, are metaluminous, medium-K calc-alkaline, enriched in large-ion lithophile elements - LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr) in relation to high-field-strength elements - HFSE (Nb, Zr, Ti). These rocks present

crystallization ages of 897 ± 15 to 862 ± 4 Ma, and TDM_{Hf} ages of 1.12 to 1.40 Ga, and TDM_{Nd} ages of 0.84 to 1.10 Ga, $\epsilon_{Hf(t)} = +5.51$ to $+9.97$ and $\epsilon_{Nd(t)} = +4.90$ to $+6.99$. These combined characteristics reveal a wedge-type asthenospheric mantle metasomatized by fluids released from the subduction. The NCOs, like the metadiorites (high Sr/Y ratios, average = 41; La/ Yb = 7-12) of the Chapada deposit, have high Sr/Y ratios (14-46, average = 30), but low La/Yb ratios (<15). These NCOs also resemble metadiorites in ages of crystallization, TDM_{Nd} ages and $\epsilon_{Nd(t)}$ values. These similarities indicate that metadiorites and NCOs represent the same mantle-derived magma and thus the NCOs constitute the parental magma of the porphyry system. Evidence of mafic magma recharge in the magmatic chamber (cumulates and mixing/mingling) found in the NCOs suggests that the fertility of this porphyry system is related to cyclic adding of volatiles and incompatible elements (including chalcophile elements in oxidized magmas) brought from the mantle and added to the igneous protolith magmatic chamber. The adakitic orthogneisses (ADOs) also exhibit quartz-dioritic to tonalitic, metaluminous compositions, however, with higher Sr/Y (49-128) and La/Yb (17-24) ratios and higher Cr (60-75 ppm) and Ni (16-43 ppm) contents compared to NCO (Cr = 21-48 ppm, and Ni = 7-18 ppm). These characteristics evidence a source different from that of the NCO, possibly the delaminated juvenile crust in the mantle. These rocks have no similarity with the metadiorites of Chapada deposit and, therefore, do not represent the parental magma of the porphyry mineralizing system of the Mara Rosa IOAS.

Keywords: Tocantins Province, Mara Rosa intra-oceanic arc system, adakitic rock, porphyry-type deposit.

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1: Mapa de localização e acesso à área de estudo, região de Mara Rosa, noroeste do estado Goiás.....	21
Fig. 2. a) Localização da Faixa Brasília na porção central da Província Tocantins; b) Mapa geológico regional da Faixa Brasília (Fuck et al., 1994).....	27
Fig. 3. Mapa geológico da porção norte da Faixa Brasília (modificado de Frasca, 2015).....	28
Fig. 4. Mapa geológico da porção sul do arco intra-oceânico Mara Rosa (modificado de Oliveira et al., 2016).....	30
Fig. 5. Modelo esquemático de um sistema de arco intra-oceânico incluindo arco remanescente, Stern (2010) modificado por modificado por Safonova et al. (2017).....	33
Fig. 6. Sistemas de arco intra-oceânicos ativos (Leat e Larter, 2003, modificado por Safonova et al., 2017): 1 – MacQuarie; 2 – Tonga-Kermadec; 3 – Vanuatu; 4 – Solomon; 5 – New Britain; 6 – Halmahara; 7 – Sangihe; 8 – Ryuku; 9 – Mariana; 10 – Izu-Bonin; 11 – Aleutian; 12 – Lesser Antilles; 13 – South Sandwich. As linhas tracejadas em azul indicam as zonas de subducção que produzem esses arco.....	33
Fig. 7. Sistemas de arcos intra-oceânicos fósil do <i>Central Asian Orogenic Belt-CAOB</i> . Rosa: IOAs neoproterozoicos a cedo-paleozoicos Sibéria e Mongólia; Azul: Arcos cedo-paleozoicos do Kazakhstão; Amarelo: Arcos médio-Paleozoico do Tianshan, Altai Chinese e Mongólia; Verde: Arco tardi-Paleozoico de Bogda, China (Safonova et al., 2017).....	34
Fig. 8. Diagramas para classificação dos boninitos (campo azul) segundo Pearce e Reagan (2019). a) SiO ₂ vs. Cr e b) TiO ₂ vs. Cr são diagramas usados para a classificação de boninitos antigos (tomando o Cr como proxy para o Mg); c) SiO ₂ vs. MgO, d) TiO ₂ vs. MgO e e) Si ₈ vs. Ti ₈ usados para classificação de boninitos modernos ou não sujeitos a alterações pós-magmáticas. As linhas tracejadas nos diagramas c), d) e f) separam os boninitos de baixa sílica (low-Si boninite - LSB) dos boninitos de alta sílica (high-Si boninite – HSB). BA = basaltic andesite. A = andesite. D = dacite. SHMB = siliceous high-Mg basalts. LOTI = low-Ti basalts. HMA = high-Mg andesite. PB = picobasalt. Si ₈ e Ti ₈ consistem nos valores de SiO ₂ e TiO ₂ nos trends de fracionamento em MgO = 8%.....	37
Fig. 9. Modelo geodinâmico proposto por Reagan et al., (2017) para a bacia de <i>fore-arc</i> e proto-arco do sistema intra-oceânico Izu-Bonin-Mariana (IBM). Rosa = criação da litosfera <i>fore-arc</i> ; Seta azul e vermelha = material frio e quente, respectivamente, liberado da <i>slab</i> subductante; Linhas pretas = vetores mantélico esquemáticos; Amarelo = proto-arco. PPP = proto-Philippine plate; PAC = Pacific plate; DMM = depleted MORB mantle; FAB = <i>fore-arc basalt</i> ; LSB = Low-Si boninite; HSB = High-Si boninite; BSB = Basaltic boninite.....	39
Fig.10. Modelo de fusão, segregação, ascensão e armazenamento segundo Gill (1981).....	41
Fig. 11. Distribuição mundial dos depósitos do tipo pórfiro (Gao et al. 2017).....	50
Fig. 12. Configuração espacial entre os diversos eventos magmáticos relacionados ao sistema pórfiro cuprífero segundo Sillitoe (2010).....	51
Fig. 13. Modelo esquemático de formação de magma fértil a partir de ciclos de regarga de magma em um câmara magmática (Vigneresse et al., 2019).....	55
Fig. 14. Mapa geológico simplificado do Arco Magmático de Mara Rosa mostrando grupos e alinhamentos de rochas ricas em cianita de tamanhos e morfologia variados; a. Serra das Araras;	

b. Morro do Urubu - Chapada; c. serra do Bom Jesus; e, d. Serra do Caranã (Oliveira et al. 2016).....57

Fig. 15. Mapa geológico do depósito Cu-Au Pórfiro Chapada com contorno da cava principal (linha branca tracejada) e seção geológica (segundo Oliveira et al., 2016).....58

ÍNDICE DE FIGURAS DO ARTIGO “The Tonian Magmatism Of The Mara Rosa Intra-Oceanic Arc, Tocantins Province, Brazil: Tectonic Significance Of Morb-Affinity Basalts, Boninites and Tholeiitic and Calc-Alkaline Arc Basaltic-Andesite”

Fig. 1. Regional geologic map of the northern sector of the Tocantins Province in Central Brazil (after Fuck et al., 1994).....62

Fig. 2. Geologic map of Mara Rosa intra-oceanic arc system – Mara Rosa IOAS (after Oliveira et al., 2016).....63

Fig. 3. Aspects of field of the Mara Rosa IOAS amphibolites. a) Boninite hill; b) Sample of boninitic amphibolite with nematoblastic texture; c) Blocks of the high-Mg MORB-affinity amphibolite (FAB) at river margins; d) Layers of weathered amphibolite interbedded with lens of goudite; e) Blocks of the amphibolite on the cross road; f) Block of the high-Fe basaltic-andesitic amphibolite in contact with adakitic rock.....68

Fig. 4. Macroscopical and microscopical aspects of the Mara Rosa IOAS amphibolites. a, b) High-Fe MORB-affinity basaltic-andesitic amphibolite (FAB); c,d) Inequigranular low-Si boninitic amphibolite with orthopyroxene (En = 79-81); e,f) Fine high-Fe basaltic-andesitic amphibolite – high-Fe IAT. Amp = amphibole; En = enstatite; Pl = plagioclase; Qz = quartz. Photomicrographs were taken with crossed-polarized light in thin sections.....70

Fig. 5. Geochemical classification of the Mara Rosa IOAS amphibolites: a) Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1977); b) Al vs. Fe^T+Ti vs. Mg diagram (T=total iron) (Jensen, 1976); c) Zr vs. Y plot showing the tholeiitic, transitional and calc-alkaline affinity (after Ross and Bedard, 2009); d) Cr vs. CaO/Al₂O₃ plot [the dashed lines divide high-Ca boninite (CaO/Al₂O₃ > 0.75) and low-Ca boninite (CaO/Al₂O₃ < 0.75) after Crawford et al. (1989)].....73

Fig. 6. Geochemical classification and MgO mobility test of the Mara Rosa IOAS boninitic amphibolites after Pearce and Reagan (2019). a) MgO vs. Cr (R² = correlation index); b) SiO₂ vs. Cr plot; c) TiO₂ vs. Cr plot; d) SiO₂ vs. MgO plot; e) TiO₂ vs. MgO plot; f) Si₈ vs. Ti₈ plot. The blue fields show limits for boninite strict sensu. The dashed lines in d) and f) diagrams divide high-Si boninite (HSB) and low-Si boninite (LSB). BA = basaltic andesite. A = andesite. D = dacite. SHMB = siliceous high-Mg basalts. LOTI = low-Ti basalts. HMA = high-Mg andesite. PB = picrobasalt. Si₈ na Ti₈ refer to values of SiO₂ and TiO₂ on fractionation trends at MgO = 8 wt %.76

Fig. 7. Multielement variation (spider) diagrams, normalized to N-MORB of McDonough and Sun, 1989 (a, c, e) and Chondrite-normalized rare earth element of Boynton, 1984 (b, d, e, f) of the Mara Rosa IOAS amphibolites. Grey circles and light blue data in a) and b) diagrams are back-arc basin basalts – BABB (after Pearce et al., 2005) and fore-arc basalts - FAB (after Shervais et al., 2019) of Mariana-Izu-Bonin intra-oceanic arc system.....78

Fig. 8. Proxies for tectonic setting. a) Th/Yb vs. Nb/Yb (after Pearce, 2008 modified from Furnes et al., 2015); b) Ti/1000 vs. V (after Shervais, 1982).....78

Fig. 9. a) Concordia diagram for sample TCC06a (MORB-affinity) showing the crystallization age of its igneous protolith; b) Scanning electron microscopy, backscattered electron images of

subhedral zircon crystals of concordia age (LA-ICP-MS U-Pb results of analyses are shown in the [table 4](#))..... 79

Fig. 10. ϵ Nd vs time diagram of the Mara Rosa IOAS amphibolites..... 81

Fig. 11. MgO vs. Al₂O₃ (a) MgO vs. SiO₂ (b) plots showing the negative correlation of the MgO with Al₂O₃ and positive correlation with SiO₂ in the Mg-hornblendes of the Mara Rosa IOAS amphibolites. LSB have the Mg-hornblende with highest MgO e SiO₂ than the other amphibolites.....83

Fig. 12. High-Mg MORB-affinity and high-Fe MORB-affinity amphibolites of the Mara Rosa IOAS compared to fore-arc basalts (FAB) Izu Bonin (from [Shervais et al., 2019](#)) and to back-arc basin basalt (BABB) Maraina Trough (from [Pearce et al., 2005](#)). a) Mg# vs. Na₂O. b) Mg# vs. Sr. c) Mg# vs. Zr. d) Mg# vs. Σ REE (total rare earth elements). e) Zr/Y vs. Ti/V. f) Zr/Sm vs. Ce/Yb.....86

Fig. 13. Not-to-scale schematic section illustrating the tectonic settings of the generation of igneous protoliths of the Mara Rosa IOAS amphibolites..... 91

ÍNDICE DE FIGURAS DO ARTIGO “The Tonian Intra-Oceanic Magmatism Associated with the Mara Rosa Porphyry Cooper-Gold System, Tocantins Province, Brazil: Petrogenesis and Metallogenetic Implication”

Fig. 1. Regional geologic map of the northern sector of the Tocantins Province in Central Brazil (after [Fuck et al., 1994](#))..... 102

Fig. 2. Geologic map of Mara Rosa intra-oceanic arc system – Mara Rosa IOAS (modified from [Oliveira et al., 2016](#))..... 104

Fig.3. Mapa geológico do depósito Cu-Au Pórfiro Chapada com contorno da cava principal (linha branca tracejada) e seção geológica (after [Oliveira et al., 2016](#))..... 107

Fig. 4. Aspects of field of the Mara Rosa IOAS orthogneisses. a) Normal arc calc-alkaline orthogneiss (NCO) with amphibolite xenolith; b) NCO with mafic cluster; c) Blocks of NCO with layers of amphibole cumulates; d) Mafic magmatic enclaves in NCO (mingling features); e) Block of the adakitic orthogneiss (ADO) in contact with amphibolite..... 111

Fig. 5. Macroscopical and microscopical aspects of the Mara Rosa IOAS orthogneisses. a, b) Mixing-mingling in NCO; c) Banded NCO; d) Lepido-nematoblastic texture in NCO; e) Banded ADO; d) Lepido-nematoblastic texture in ADO. Amp = amphibole; Bt = biotite; Pl = plagioclase; Qz = quartz. Photomicrographs were took with crossed-polarized light in thin sections..... 113

Fig. 6. Geochemical classification of the Mara Rosa IOAS orthogneisses: a) P (K - (Na + Ca)) vs. Q (Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)) diagram (after [Debon and Le Fort, 1982](#)); b) Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) vs. Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) diagram (after [Shand, 1943](#)); c) Zr vs. Y plot showing the tholeiitic, transitional and calc-alkaline affinity (after [Ross and Bedard, 2009](#)); d) SiO₂ vs. K₂O diagram (after [Peccerilo and Taylor, 1976](#)); e) Sr/Y vs. Y diagram (after [Defant and Drummond, 1993](#)); f) La/Yb vs. Yb diagram (after [Castillo et al., 1999](#))..... 116

Fig. 7. Multielement variation (spider) diagrams, normalized to N-MORB of [McDonough and Sun \(1989\)](#) and Chondrite-normalized rare earth element of [Boynton \(1984\)](#). a, b) Normal arc calc-alkaline orthogneisses; c e d) Adakitic ortogneisses..... 117

Fig. 8. Proxies for tectonic setting. a) Y + Nb vs. Rb (after [Pearce, 1996](#))..... 117

Fig. 9. Intercept (a and b) and concordia (c and d) diagrams for normal arc calc-alkaline orthogneisses showing the crystallization age of their igneous protolith; a) and d) Have images of scanning electron microscopy back-scattered electrons and b) and c) have cathodoluminescence of subhedral zircon crystals of intercept and concordia ages showing spots of U-Pb and Lu-Hf analyses. LA-ICP-MS U-Pb results of analyses are shown in the [table 4](#)..... 120

Fig. 10. ϵ_{Hf} vs time diagram of the Mara Rosa IOAS normal arc calc-alkaline orthogneisses.... 122

Fig. 11. ϵ_{Nd} vs time diagram of the Mara Rosa IOAS normal arc calc-alkaline orthogneisses..... 124

Fig. 12. Geochemical data of the Mara Rosa IOAS orthogneisses. Plots show fields and limits for adakitic compositions in blue; the lines show linear tendency with correlations index (R^2)..... 125

Fig. 13. Comparative chondrite-normalized rare earth element (after [Boynton, 1984](#)) of normal arc calc-alkaline orthogneisses, adakitic orthogneisses and metadiorites and shists from Chapada Cu-Au porphyry deposit (data from [Oliveira et al., 2016](#))..... 128

Fig. 14. Not-to-scale schematic model for normal calc-alkaline orthogneisses chamber showing mafic recharg, xenolith, mixing/ mingling features and fertile porphyry stock..... 130

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Síntese dos dados isotópicos do arco intra-oceânico Mara Rosa.....31

ÍNDICE DE TABELAS DO ARTIGO “The Tonian Magmatism Of The Mara Rosa Intra-Oceanic Arc, Tocantins Province, Brazil: Tectonic Significance Of Morb-Affinity Basalts, Boninites and Tholeiitic and Calc-Alkaline Arc Basaltic-Andesite”

Table 1
Summary of isotopic data of the Mara Rosa intra-oceanic arc.....64

Table 2
Whole rock major (%) and trace element (ppm) compositions and significant element ratios for representative samples of the Mara Rosa IOAS amphibolites..... 71

Table 3
Most features of the geochemical groups of the studied amphibolites.....72

Table 4
LA-ICP-MS U-Pb results of *in situ* zircons analyses of the MORB-affinity amphibolite (sample TCC06a).....80

Table 5
Whole rock Sm–Nd data for the studied amphibolites.....82

ÍNDICE DE TABELAS DO ARTIGO “The Tonian Intra-Oceanic Magmatism Associated with the Mara Rosa Porphyry Cooper-Gold System, Tocantins Province, Brazil: Petrogenesis and Metallogenetic Implication”

Table 1

Summary of isotopic data of the Mara Rosa intra-oceanic arc.....105

Table 2

Whole rock major (%) and trace element (ppm) compositions and significant element ratios for representative samples of the Mara Rosa intra-oceanic arc orthogneiss.....115

Table 3

LA-ICP-MS U-Pb results of *in situ* zircons analyses of the normal arc calc-alkaline orthogneisses.....119

Table 4

LA-ICP-MS Lu-Hf results of *in situ* zircons analyses of the normal arc calc-alkaline orthogneisses.....121

Table 5

Whole rock Sm–Nd data for the normal arc calc-alkaline orthogneisses (NCO) and adakitic orthogneisses (ADO).....123

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	3
AGRADECIMENTOS	4
EPÍGRAFE	6
RESUMO	7
ABSTRACT	9
ÍNDICE DE FIGURAS	11
ÍNDICE DE TABELAS	14
1. INTRODUÇÃO	19
1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS DA ÁREA DE ESTUDO.....	20
1.2. OBJETIVOS.....	21
1.3. AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	22
1.3.1. Trabalhos de Campo e Amostragem	22
1.3.2. Petrografia	22
1.3.1. Química Mineral	23
1.3.2. Geoquímica de Elementos Maiores e Traços em Rocha Total	23
1.3.3. Análises LA-ICP-MS U-Pb em Zircão	24
1.3.4. Análises LA-ICP-MS Lu-Hf em Zircão	24
1.3.5. Análises Isotópicas Sm-Nd em Rocha Total	25
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	25
2.1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO.....	25
2.2. LITOESTRATIGRAFIA DO ARCO INTRA-OCEÂNICO MARA ROSA ..28	
3. SISTEMAS DE ARCOS INTRA-OCEÂNICOS (SAIOs)	32
3.1. MAGMATISMO DAS BACIAS DE FORE-ARC	34
3.1.1. Basaltos Fore-Arc (FAB)	34
3.1.2. Boninitos	35
3.1.2.1. Processos Genéticos dos Boninitos	37
3.1.2.2. Ambiente Geotectônico dos Boninitos	38
3.2. MAGMATISMO DE ARCO.....	40
3.2.1. Fusão, Segregação, Ascensão e Armazenamento	40
3.2.2. Processos de Interação Magma-Crosta	41
3.2.3. Diferenciação na Câmara Magmática	42
3.2.4. Metassomatismo Mantélico	43
3.2.4.1. Mecanismos de Transferência de Componentes da <i>Slab</i> Oceânica para o Manto	44
3.2.3. Adakitos	45
3.2.3.1. Fusão Parcial da <i>Slab</i> Oceânica, Fusão Adakítica Equilibrada com o Manto Peridotítico e Fusão Parcial do Manto Metassomatizado por Fusão da <i>Slab</i> Oceânica	46
3.2.3.2. Fusão de Arco Normal com Composição <i>Adakite-like</i>	48
3.3. MAGMATISMO DAS BACIAS DE <i>BACK-ARC</i>	49
4. SISTEMAS MINERAIS DO TIPO PÓRFIRO	50
4.1. MAGMAS DOS DEPÓSITOS MINERAIS DO TIPO PÓRFIRO.....	51

4.1.1. Fontes dos Magmas e dos Metais dos Depósitos Minerais do Tipo Pórfiro	52
4.1.2. Processos de Extração de Metais da Rocha Fonte dos Magmas Relacionados aos Sistemas Pórfiros.....	53
4.1.3. Processo Magmáticos Relacionados ao Enriquecimento Metálico dos Sistemas Pórfiro.....	54
5. O SISTEMA PÓRFIRO MARA ROSA.....	55
6. THE TONIAN MAGMATISM OF THE MARA ROSA INTRA-OCEANIC ARC, TOCANTINS PROVINCE, BRAZIL: TECTONIC SIGNIFICANCE OF MORB-AFFINITY BASALTS, BONINITES AND ARC BASALTIC-ANDESITE.....	59
Abstract.....	59
1. Introduction.....	60
2. Regional geological setting.....	60
3. The Mara Rosa intra-oceanic arc system (Mara Rosa IOAS)	62
4. Sampling and analytical procedures.....	65
4.1. Sampling.....	65
4.2. Microprobe analyses.....	65
4.3. Whole-rock geochemical analyses	65
4.4. U-Pb LA-ICP-MS analyses.....	66
4.5. Sm-Nd isotopic analyses.....	66
5. Results.....	67
5.1. Field aspects, petrography and mineral chemistry	67
5.2. Whole-rock geochemistry.....	70
5.2.1. Amphibolite with MORB affinity.....	74
5.2.2. Boninite-type amphibolite.....	74
5.2.3. Tholeiitic and calc-alkaline arc amphibolite.....	76
5.3. U-Pb isotopes on zircon geochronology.....	79
5.4. Nd isotopic data.....	81
6. Discussion.....	83
6.1. Metamorphism / alteration and mobility of elements.....	83
6.2. Petrogenetic aspects.....	84
6.2.1. High-Mg versus High-Fe MORB-affinity: fractional crystallization or distinct sources?.....	84
6.2.2. Low-Si (LSB) and High-Si (HSB) boninites	87
6.2.3. High-Mg IAT, High-Fe IAT and CA arc.....	88
6.3 Few geotectonic implications.....	89
7. Conclusions.....	91
Acknowledgment.....	92
References.....	93
7. THE TONIAN INTRA-OCEANIC MAGMATISM ASSOCIATED WITH THE MARA ROSA PORPHYRY COOPER-GOLD SYSTEM, TOCANTINS PROVINCE, BRAZIL: PETROGENESIS AND METALLOGENETIC IMPLICATION.....	99
Abstract.....	99
1. Introduction.....	100
2. Regional geological setting.....	101
2.1. The Tonian Mara Rosa intra-oceanic arc system (Mara Rosa IOAS).....	102
3. Previous works in the Mara Rosa porphyry Cooper-Gold system.....	106

4. Sampling and analytical procedures	107
4.1. Sampling.....	108
4.2. Microprobe analyses.....	108
4.3. Whole-rock geochemical analyses.....	108
4.4. U-Pb LA-ICP-MS analyses.....	108
4.5. Lu-Hf isotopic analyses.....	109
4.6. Sm-Nd isotopic analyses.....	110
5. Results	110
5.1. Field aspects.....	110
5.2. Petrography and mineral chemistry.....	111
5.3. Whole-rock geochemistry.....	114
5.3.1. <i>Normal arc calc-alkaline orthogneiss - NCO</i>	114
5.3.2. <i>Adakitic orthogneiss – ADO</i>	117
5.4. Zircon geochronology.....	118
5.4.1. <i>U-Pb isotopes</i>	118
5.4.2. <i>Lu-Hf isotopes</i>	120
5.5. Nd isotopic data.....	122
6. Discussion	124
6.1. Petrogenesis of the Mara Rosa IOAS normal calc-alkaline orthogneisses..	124
6.2. Petrogenesis of the adakitic orthogneisses of the Mara Rosa IOAS.....	125
6.3. Metallogenic implications.....	127
7. Conclusions	130
Acknowledgment	131
References	131

8. CONCLUSÕES DA TESE	138
------------------------------------	-----

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141
--	-----

ANEXOS

ANEXO 1 – TABELA DE PONTOS COM COORDENADAS E GRAU DE INFORMAÇÕES OBTIDAS DOS ANFIBOLITOS DO SISTEMA INTRA-OCEÂNICO MARA ROSA	155
---	-----

ANEXO 2 – TABELA DE PONTOS COM COORDENADAS E GRAU DE INFORMAÇÕES OBTIDAS DOS ORTOGNAISSES SISTEMA INTRA-OCEÂNICO MARA ROSA	155
---	-----

ANEXO 3 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS	156
--	-----

ANEXO 4 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES	164
---	-----

1. INTRODUÇÃO

O arco intra-oceânico Mara Rosa (AIO Mara Rosa), seguimento norte do Arco Magmático Goiás (AMG), Província Tocantins (Fig. 2), é caracterizado por extensas (> 450 km) ocorrências de rochas metavulcanossedimentares da Sequência Mara Rosa (anfíbolitos, metandesitos, metariolitos, metatufos, quartzitos, metagrauvas, metacherts, formações ferríferas, gonditos) e metadioritos e ortognaisses dioríticos a tonalíticos da unidade Ortognaisses Mara Rosa (Arantes et al., 1991; Oliveira et al., 2016, Ferreira e Oliveira, submetido) (Fig. 4). Embora metamorfizados em fácies anfíbolito e retrometamorfizados em fácies xisto verde (Richardson et al., 1986; Kuyumjian, 1989; Oliveira et al., 2016), os anfíbolitos da Sequência Mara Rosa (SQM) e os Ortognaisses Mara Rosa (OMR) ainda preservam as assinaturas geoquímicas e isotópicas de seus protólitos ígneos e, dessa maneira, constituem importantes registros da formação e evolução de um sistema de arco intra-oceânico que se desenvolveu a partir da amalgamação do supercontinente Gondwana Oeste (930-800 Ma; Almeida et al., 1981; Brito Neves and Cordani, 1991; Brito Neves et al. 1999; Frasca, 2015) e o fechamento do paleoceanos Goiás-Pharusian (Pimentel, 2016). Diante deste cenário, um dos objetivos deste trabalho é identificar a natureza dos protólitos ígneos desses anfíbolitos e ortognaisses a fim de esclarecer o ambiente tectônico no qual eles foram formados.

Além disso, para Oliveira et al. (2016), alguns dos metadioritos dos OMR coletados na mina do depósito Cu-Au pórfiro Chapada (Richardson et al., 1986) apresentam altas razões Sr/Y, característica típica dos adakitos (Kay, 1978; Defant e Drummond, 1990). Segundo Thiéblemontet et al. (1997), Sajona e Maury (1998) e Oyarzun et al. (2001) as altas razões Sr/Y (≥ 20) da maioria das intrusões relacionadas aos depósitos minerais do tipo pórfiro indica uma fonte do tipo crosta oceânica. Lee et al. (2012), Sun et al., (2015) e Sun et al. (2017) também apoiam a existência dessa relação, arguindo que a fusão parcial de uma crosta oceânica é mais favorável ao enriquecimento metálico de elementos cálcófilos tais como o Cu e Au do que o manto primitivo. Alternativamente, essas altas razões Sr/Y podem ser explicadas por processos de MASH (*magma, assimilation, segregation, homogenisation*, Hildreth and Moorbath, 1988) e/ou AFC (*assimilation, fractional crystallization*, De Paolo, 1981), o que sugere uma origem relacionadas a magmas de arco normal derivados da fusão parcial da

cunha mantélica astenosférica (Richardson and Kerrich, 2007; Richards, 2011; Chiaradia, 2012; Wilkson, 2013; Loucks, 2014). Dessa maneira, o segundo objetivo principal deste trabalho é investigar o potencial metalogenético das rochas intermediárias de idade toniana que encontram-se espacial, temporal e geneticamente relacionadas aos sistemas pórfiros da Serra das Araras, Morro do Urubu: Cu-Au Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã e Serra dos Picos (Oliveira et al., 2016).

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS A ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo, região de Mara Rosa (Fig. 1), está situada na porção norte do estado de Goiás, nos arredores dos municípios Mara Rosa, Campinorte, Nova Iguaçu de Goiás, Alto Horizonte, Amaralina e Mutunópolis. Partindo de Brasília, o acesso à área pode ser feito através das rodovias BR070/ DF-095, DF001, BR-080 e BR153. Cartograficamente, a área está situada entre os paralelos 13°30''S e 14°30''S e os meridianos 49°00''W e 49°30''W. Na Carta do Mundo ao Milionésimo, corresponde às porções noroeste da folha Campinorte (SD-22-Z-B-I) e sudoeste da folha Mutunópolis (SD-22-X-D-IV).

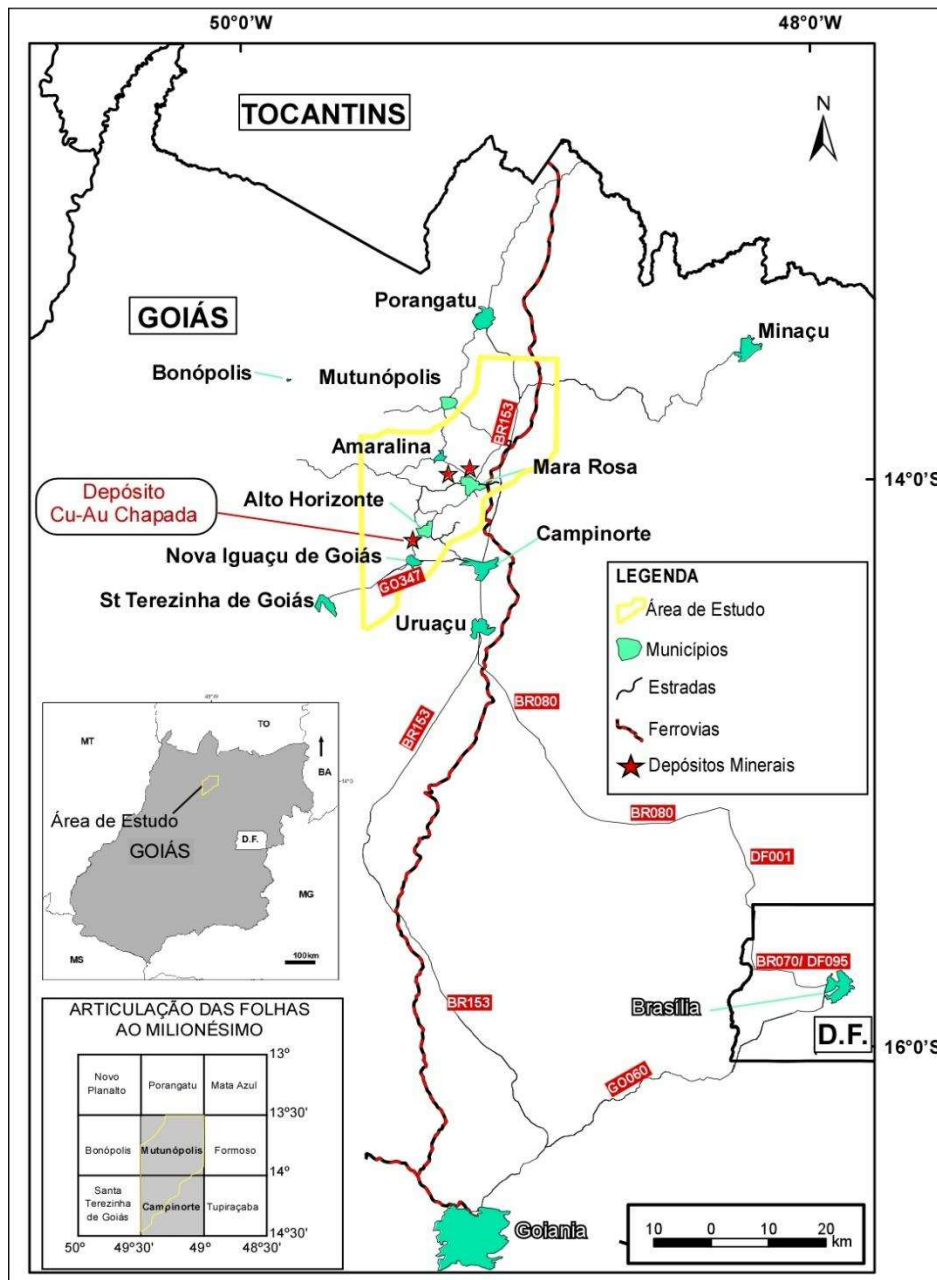


Fig. 1: Mapa de localização e acesso à área de estudo, região de Mara Rosa, noroeste do estado Goiás.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho teve dois objetivos principais: i) Esclarecer a natureza e o ambiente tectônico das rochas máficas e intermediárias (anfíbolitos e ortognaisses dioríticos a tonalíticos) de idade toniana da região de Mara Rosa; e, ii) Investigar o potencial metalogenético desse magmatismo intermediário, o qual encontra-se espacial e temporalmente relacionado aos sistemas pórfiros da Serra das Araras, Morro do Urubu: Cu-Au Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã, Serra dos Picos (Oliveira et al., 2016).

Para tal, foram traçados os seguintes objetivos específicos: i) Examinar em campo as relações de contato dos anfíbolitos e dos ortognaisses ; ii) Fazer um estudo petrográfico dessas rochas; iii) Determinar suas características e afinidades geoquímicas e geotectônicas; iv) Datar essas rochas pelo método U-Pb em zircão; v) Determinar as assinaturas isotópicas Lu-Hf dos zircão previamente datados pelo método U-Pb; vi) Reconhecer e interpretar as assinaturas Sm-Nd dessas rochas a partir de amostras de rocha total; vii) Definir a assinatura geoquímica do plutonismo relacionado aos sistemas minerais do tipo pórfiro da região de Mara Rosa; e, viii) Esclarecer as causas da fertilidade desse magmatismo.

1.3. AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

1.3.1. Trabalhos de Campo e Amostragem

Foram realizadas diversas etapas de trabalho de campo tomando por base informações prévias levantadas em relatório e notas explicativas de trabalhos prévios da região de Mara Rosa, tais como: 1 - Dados do Mapeamento do Trabalho Final (TF) de 2006 do curso de geologia da Universidade de Brasília (UnB); 2 - Dados da Folha Campinorte (SD-22-Z-B-I) ([Oliveira et al., 2006](#)); 3- Dados da Folha Mutunópolis (SD-22-X-D-IV) (convênio em desenvolvimento entre a Universidade de Brasília e o Serviço Geológico do Brasil-CPRM); e, 4 - Dados de campos diversos realizados na região de Campinorte, e mais especificamente no depósito de Chapada ([Oliveira et al., 2016](#)). Dessa maneira, para o presente trabalho foram realizados 73 pontos, o que permitiu a seleção de 13 amostras de ortognaisses e 17 amostras de anfíbolitos para os estudos mais detalhados de petrografia e análises geoquímicas e geocronológicas. Todas essas amostras foram coletadas a partir de afloramentos naturais ou cortes de estrada. Durante a coleta, foram evitadas amostras localizadas próximo a fraturas e zonas de cisalhamento a fim de minimizar possíveis modificações relacionadas a processos de alteração secundária, hidrotermal ou intempérica.

1.3.2. Petrografia

Foram realizadas descrições macroscópicas de todas as amostras coletadas e microscópica de 27 lâminas polidas (17 anfíbolitos e 10 ortognaisses). As

descrições possibilitaram observações texturais, identificações de minerais transparentes e opacos, estimativas modais e de intensidade das alterações meteóricas.

1.3.3. Química Mineral

Os minerais silicáticos e opacos (sobretudo, óxidos de Fe e Ti) das 27 lâminas confeccionadas foram analisados por cinco espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS) em uma microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230, no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O equipamento foi operado com voltagem de 15 KV (Acc. V.) e corrente elétrica de 10 nA. Todas as lâminas foram previamente metalizadas com carbono e para a calibração foram usados padrões de minerais naturais e sintéticos. Os dados obtidos estão apresentados no ANEXOS 3 e 4.

1.3.4. Geoquímica de Elementos Maiores e Traços em Rocha Total

Treze amostras dos ortognaisses e 17 dos anfibolitos, consideradas representativas e preservadas de alterações intempéricas foram selecionadas para análises geoquímicas em rocha total. A preparação dessas amostras para as análises seguiu processos padrões que envolvem atividades de trituração, pulverização e quarteamento. Uma vez alcançada a granulometria argila ($<0,02\mu\text{m}$), alíquotas de aproximadamente 10 gramas foram enviadas para o laboratório comercial ALS. Para a determinação das composições de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) e de alguns elementos traços (Ba, Ce, Cr, Cs, Ga, Ge, Hf, Nb, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, U, Th, W, Y e Zr), inclusive dos elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), as alíquotas das amostras foram fundidas com borato de lítio. As análises dos elementos maiores foram realizadas usando um *inductively coupled plasma – atomic emission spectrometry* (ICP-AES) e os elementos traços foram analisados através de um *inductively coupled plasma – mass spectrometry* (ICP-MS). Para a determinação das composições dos metais de base (Cu, Mo, Ni, Pb e Sc) porções das alíquotas foram digeridas por 4 ácidos e as análises foram realizadas por ICP-AES. O laboratório ALS tem certificação ISO 9001:2008 que garante a boa qualidade das análises.

1.3.5. Análises LA-ICP-MS U-Pb em Zircão

Uma amostra de anfibolito (TCC06a) e 4 amostras (TCC03, TCC05, TCC08, TCC30) de ortognaisses do SAIO Mara Rosa foram selecionadas para datação U-Pb em zircão. Para a catação dos zircões, as amostras foram britadas (cerca de 10 a 15 kg de cada amostras), peneiradas e bateadas. Isso possibilitou uma concentração de minerais pesados, incluindo o zircão. Essa fração foi então colocada em um imã de separação eletro-magnética da marca FRANTZ, modelo L1, resultando daí duas frações: uma dos minerais magnéticos e outra dos minerais não-magnéticos. A fração dos minerais não-magnéticos foi levada para uma lupa binocular (aumento de até 60X) que possibilitou a catação dos cristais de zircão. Em seguida, os cristais foram depositados em um *epoxymount* e polidos para obtenção de uma superfície plana. A fim de verificar suas características internas, esses cristais foram levados para um microscópio eletrônico de varredura da marca FEI-QUANTA 450, o que possibilitou a geração de imagens de elétrons retro-espalhados (Fig. 9a, 9d) algumas com catodoluminescência (Fig. 9b, 9c). O equipamento foi calibrado em 10 kV. Para as análises, os mounts foram limpos com HNO₃ diluído (cerca de 2%). Os procedimentos analíticos seguiram as descrições de [Buhn et al. \(2009\)](#). Os dados isotópicos foram obtidos por um equipamento LA-ICP-MS que conta com um laser de ablação Nd:YAG ($\lambda=213$ nm) ligado a um multicoletor Neptune ICP-MS Thermo Finnigan. O laser foi calibrado com frequência de 10 Hz e energia de 75 mJ/cm². O spot utilizado foi de 30 μ m para os zircões dos ortognaisses e 25 μ m para os zircões dos anfibolitos. Um fragmento de zircão (GJ) de [Jackson et al. \(2004\)](#) foi utilizado como padrão de referência primária durante as análises. Para os cálculos das idades finais, foram rejeitados os grãos de zircão com razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb inferior a 1000. Os dados U/Pb foram calculados e plotados usando o software ISOPLOT v.3 ([Ludwig, 2003](#)).

1.3.6. Análises LA-ICP-MS Lu-Hf em Zircão

Para as análises isotópicas Lu-Hf foram selecionados os cristais de zircão de duas amostras (TCC03 e TCC05) datadas previamente pelo método U-Pb em zircão e que apresentarem as idades ²⁰⁷Pb/²³⁵U e ²⁰⁶Pb/²³⁸U mais concordantes. As análises LA-ICP-MS foram realizadas no mesmo equipamento usado para as

análises U-Pb no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O spot utilizado foi de 40 µm. Para os cálculos do parâmetro ϵ_{Hf} e da idade modelo ($T_{\text{DM}_{\text{Hf}}}$) foram utilizados valores da constante de decaimento (λ) = $1.86 \cdot 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$ (Scherer et al., 2001), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(t=0)} = 0.0336$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(t=0)} = 0.282786$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(t=0)} = 0.0384$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(t=0)} = 0.283250113$ (Bouvier et al., 2008) e average $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio (0.0113) of the continental crust = 0.0113 (Taylor and McLennan 1985, Zeh et al., 2007). CHUR = chondritic uniform reservoir, DM = depleted mantle.

1.3.7. Análises Isotópicas Sm-Nd em Rocha Total

Seguindo o método descrito por Gioia and Pimentel (2000), foram obtidas análises isotópicas de Sm e Nd de 16 amostras dos anfíbolitos e 9 amostras dos ortogneisses do SAIO Mara Rosa (Table 5) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Nesse método 50 mg de pó de rocha total são misturados em solução traçadora padrão com ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidos em cápsulas Savillex por meio de sucessivos ataques com os ácidos HF, HNO_3 e HCl. A extração de Sm e Nd segue técnicas de permuta iônica convencionais usando colunas de teflon contendo resina LN-Spec (ácido fosfórico HDEHP-diethylhexil suportado em pó PTFE). As amostras são então carregadas em filamentos de evaporação de Re e as medidas isotópicas são realizadas em espectrômetro termo-iônico multicoletor Finnigan MAT262 (7 coletores tipo copo Faraday) em modo estático. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,5\%$ (2σ) e $\pm 0,005\%$ (2σ), respectivamente, baseados em repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. A constante de decaimento usada foi de $6,54 \cdot 10^{-12} \cdot \text{a}^{-1}$. Os cálculos da idade modelo (T_{DM}) e do parâmetro ϵ_{Nd} seguiram o modelo de DePaolo (1981). Os brancos utilizados são menores que 100 pg de Sm e Nd.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

O sistema de arco intra-oceânico Mara Rosa (SAIO Mara Rosa) constituiu-se em um segmento estreito (15 a 45 km de largura) e alongado (> 450 km de extensão) de direção NE-SW. Ele se estende desde o estado Goiás até o estado

Tocantins, onde se encontra encoberto pelos sedimentos fanerozoicos da bacia Parnaíba. Ele está situado na porção norte do Arco Magmático Goiás (AMG), oeste da Faixa Brasília, Província Tocantins (Fig. 2). A Província Tocantins consiste em um sistema de orógenos brasileiros (Faixa Brasília, Faixa Araguaia e Faixa Paraguai) formados pela convergência e colisão das placas dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema/ Rio de La Plata, durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Oeste em cerca de 930-800 Ma (Almeida et al., 1981; Brito Neves and Cordani, 1991; Brito Neves et al. 1999; Frasca, 2015). Na Faixa Brasília, essa orogênese acrescionária (Pimentel and Fuck, 1992) que levou ao fechamento do paleoceanos Goiás-Pharusian e a formação do AMG Goiás (Pimentel, 2016). Isto foi seguido pelo ciclo orogênico Brasileiro (~930-600 Ma, Pimentel, 2016; Oliveira et al., 2016), o qual levou a formação do arco continental Santa Terezinha de Goiás em 670-600 Ma (Cordani et al., 2013; Brito Neves et al., 2014; Frasca, 2015). Durante o estágio collisional foi desenvolvido um importante sistema de zonas de cisalhamento intra-continental *strike slip*, the Transbrasiliano (Schobbenhaus, 1975). Esse sistema Transbrasiliano se estende desde o sul da América do Sul, na Argentina, atravessa o Brasil e vai até a África (Fig. 2a) (Cordani et al., 2013). Ao longo do ciclo orogênico Brasileiro, o SAIO Mara Rosa foi justaposto, à leste, às rochas arqueanas e paleoproterozoicas do Maciço Goiás pela falha Rio dos Bois (Kuyumjian et al., 2004; Oliveira et al., 2016) e, à oeste, às rochas do arco continental Santa Terezinha de Goiás (Frasca, 2015). Uma falha de empurrão, denominada Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (Chiarini, 2007), separa o arco Mara Rosa do arco continental Santa Terezinha de Goiás. À sul, falhas regionais transportaram rochas do SAIO Mara Rosa sobre as rochas paleoproterozoicas do arco Campinorte (Giustina et al., 2009; Cordeiro et al., 2014). No estado Tocantins, o sistema Transbrasiliano perturbou o limite oeste do SAIO Mara Rosa e entremesclou fragmentos do arco de ilha com fragmentos do arco continental Santa Terezinha de Goiás (Frasca, 2015) (Fig. 3). Dessa maneira, o termo Arco Magmático de Mara Rosa que por muito tempo foi usado se referindo a porção do Arco Magmático Goiás situada a norte da Sintaxe dos Pirineus, atualmente diz respeito apenas as rochas juvenis situadas dentro dos limites acima mencionados e que apresentam idades absolutas acima 800Ma.

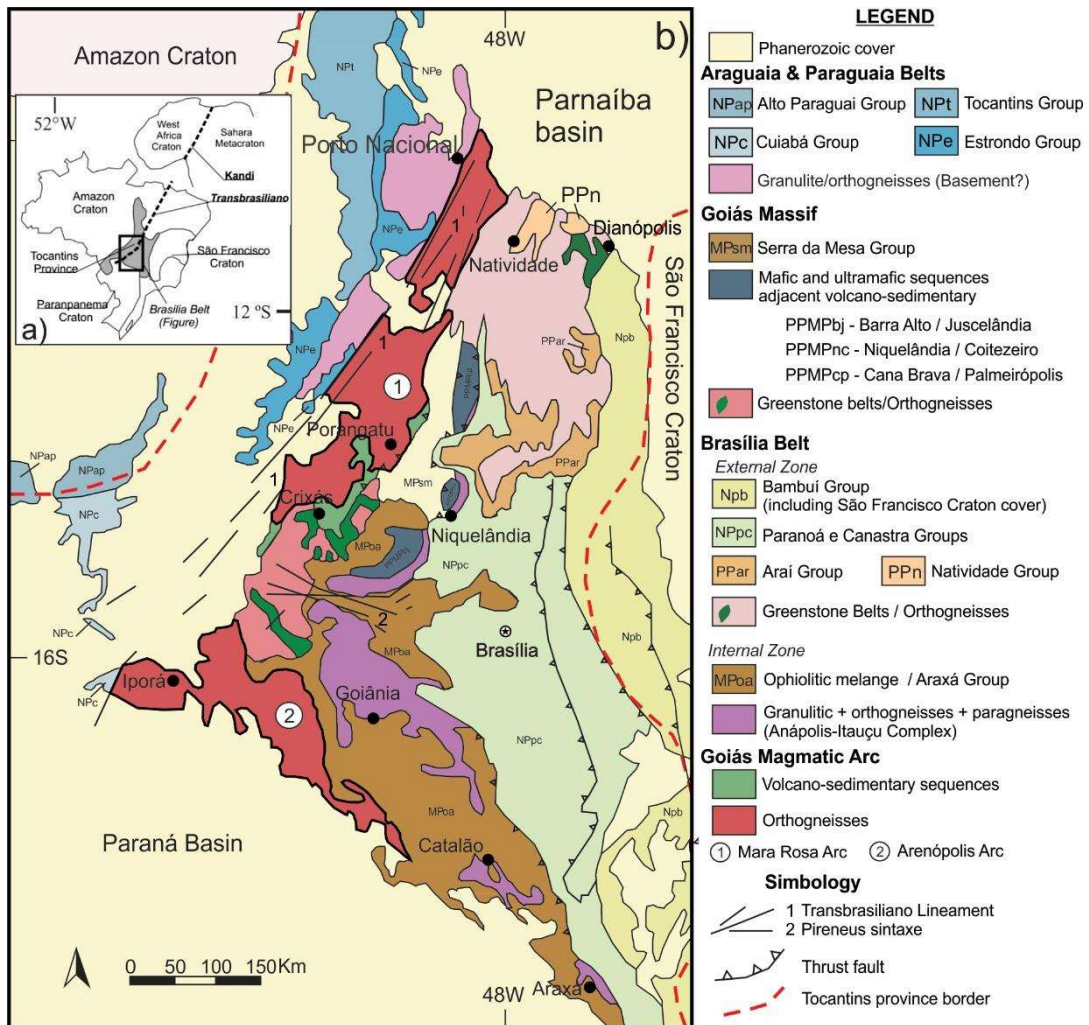


Fig. 2. a) Localização da Faixa Brasília na porção central da Província Tocantins; b) Mapa geológico regional da Faixa Brasília (Fuck et al., 1994).

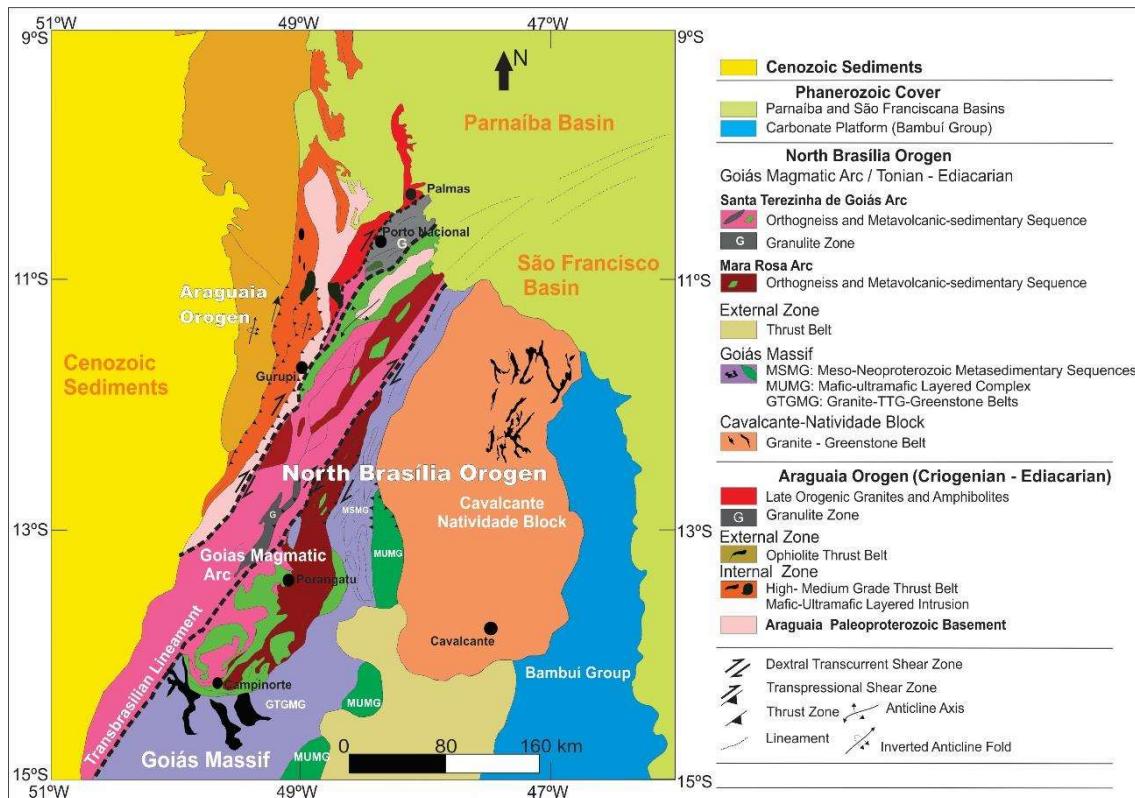


Fig. 3. Mapa geológico da porção norte da Faixa Brasília (modificado de Frasca, 2015).

2.2. LITOESTRATIGRAFIA DO ARCO INTRA-OCEÂNICO MARA ROSA

O sistema de arco intra-oceânico Mara Rosa (SAIO Mara Rosa) é representado por rochas da Sequência Mara Rosa e dos Ortognaisses Mara Rosa (Fig. 4). A Sequência Mara Rosa (SMR) agrupa um conjunto de rochas metavulcanossedimentares (anfíbolitos, xistos, metabasaltos, metandesitos, metariolitos, metatufos, quartzito, metagrauvas, metacherts, formações ferríferas e gonditos) com idades U-Pb em zircão de 930 Ma a 890 Ma, ϵ_{Nd} positivo entre +2.2 e +5.9 e idades modelo (TDM_{Nd}) variando entre 0.92 e 1.21 Ga (Tabela 1). Essas rochas formam faixas estreitas (2 a 7 km de largura) que se intercalam com corpos alongados de ortognaisses (Arantes et al., 1991; Oliveira et al., 2016). Apresentam foliação de direção NE-SW com mergulho moderado a alto ângulo para oeste. Segundo Richardson et al. (1986), os anfíbolitos da SMR têm afinidade tectônica com arco oceânico. Para Kuyumjian (1989), além desses anfíbolitos, outros apresentam assinatura geoquímica típica dos basaltos das bacia de *back-arc*. Para Palermo (1996) um terceiro tipo de anfíbolito da SMR pode ser caracterizado por alto conteúdo de MgO ($\geq 6\%$) e Cr (≥ 900 ppm) e baixo conteúdo de TiO₂, características típica dos boninitos. Esses

anfibolitos, comumente, são encontrados associados com rochas metassedimentares químicas (cherts, gonditos e formações ferríferas) e pelíticos (Oliveira et al., 2006). As rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas da SMR são representadas por metatufos, metadacitos e metariolitos (Oliveira et al., 2016). Por vezes, essas rochas são encontradas intercaladas a clorita-muscovita xistos, anfibólio xistos, cianita-quartzo-muscovita xistos, quartzo xistos e quartzitos (Oliveira et al., 2016). As rochas metassedimentares da SMR são representadas por rochas de granulação fina a média (0,5 a 5mm), tipicamente, ricas em feldspatos de cor cinza a esverdeado (Junges, 1998), formações ferríferas e chert (Arantes et al., 1991). As rochas metassedimentares detríticas são xistos (hornblenda-biotita xistos com cianita, granada-biotita xistos, granada-biotita xistos com cianita, granada-estaurólita-biotita-muscovita xistos, muscovita-cianita xistos, Junges, 1998) e metagrauvacas interacamadas com rochas metavulcânicas (Arantes et al., 1991). Matteini et al., (2010) dataram uma amostra (MR-214) de rocha metassedimentar arco-seana da região de Mara Rosa e obtiveram idades U-Pb em zircão de 916 ± 8 Ma, e idades modelo (TDM_{Nd}) Sm-Nd de 0,97 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ de +5,4 e $\epsilon_{Hf(t)}$ de +8 a +10, tabela 1.

A unidade Ortognaisses Mara Rosa agrupa um conjunto de rochas intermediárias e félsicas com idades U-Pb em zircão de 890 Ma a 848 Ma, ϵ_{Nd} positivo entre +2.3 e +6.9 e TDM_{Nd} variando entre 0.81 e 1.12 Ga (Tabela 1). Essas rochas apresentam bandamento gnáissico mais ou menos desenvolvido, com bandas de espessuras milimétricas ou centimétricas. Têm composições diorítica e tonalítica dominante e, granodiorítica, subordinada. São metaluminosas e cálcio-alcálicas (Viana et al., 1995).

Essas duas unidades foram envolvidas num metamorfismo regional progressivo de fácies anfibolito (650° C e pressão de 9 Kbar, Richardson et al., 1986, Kuyumjian, 1989) e retrogressivo em fácies xisto verde (462° C e pressão de 5 Kbar, Kuyumjian, 1989). Pimentel et al. (1997), a partir de cristais de titanita de uma amostra de ortognaisse granodiorítico da região de Mara Rosa, dataram esse evento metamórfico em 632 ± 4 Ma (análises LA-ICP-MS U-Pb, Tabela 1).

Um conjunto de rochas graníticas e gabro-dioríticas pouco e não deformadas intrudem essas rochas e representam um magmatismo pós-

colisional mais jovem (~600Ma) (Junges, 2002; Oliveira *et al.*, 2016; Pimentel, 2016).

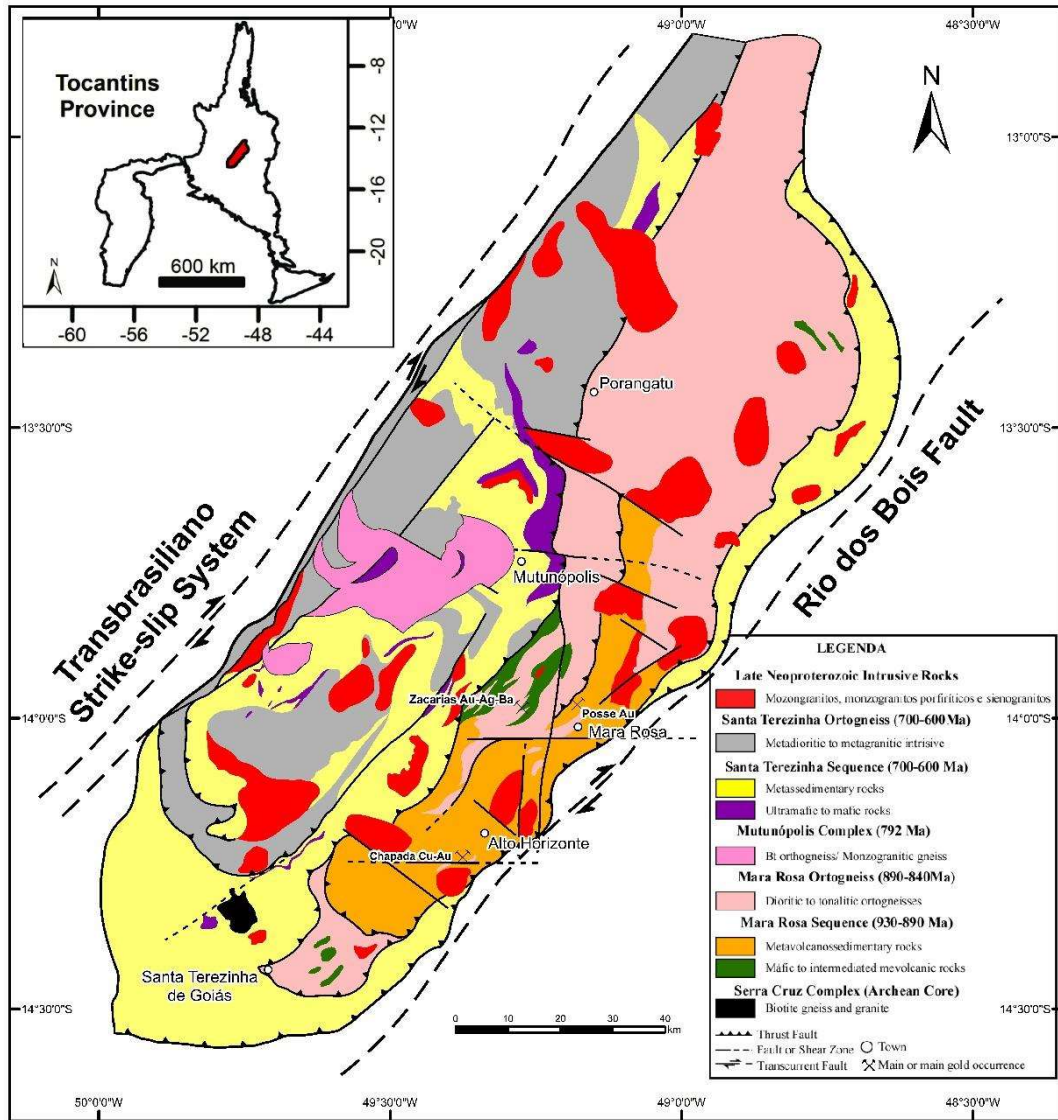


Fig. 4. Mapa geológico da porção sul do arco intra-oceânico Mara Rosa (modificado de Oliveira *et al.*, 2016).

Tabela 1: Síntese dos dados isotópicos do arco intra-oceânico Mara Rosa.

<i>Mara Rosa Sequence</i>	Rock	Sample	Age (t): U-Pb (Ma)	Model age - T_{DM} Sm-Nd (Ga)	ϵ (t)	Ref.
Amphibolite	Amphibolite	Chap-1/6	-	0.92	+5.4 (Nd)	1
		Cn-anf	-	0.92	+5.9 (Nd)	1
Volcanoclastic psammitic subarkosic sediment	Volcanoclastic psammitic subarkosic sediment	MR214	916±5 (zircon)	0.97	+5.4 (Nd)/ +8 to +12 (Hf)	2
		Chap-FR-08	930-890 (mean 908) (zircon)	1.06	+3.4 (Nd)	1
Metavolcanosedimentary rock	Biotite-muscovite schist	Chap12	-	1.21	+2.2 (Nd)	1
<i>Mara Rosa Ortogneiss</i>						
Mylonitic granite	Mylonitic granite	PMPB25	890±14 (zircon)	-	-	3
		CS99	884±15 (zircon)	1.2	+2.3 (Nd)	1
Equigranular metadiorite/ Bt-Mt gneiss	Equigranular metadiorite/ Bt-Mt gneiss	Chap-FR-14	867±8 (zircon)	-	-	1
		MR65 (Posse gold mine)	862±8 (zircon)	1.0	+ 3.7 (Nd)	4
Metagranodiorite	Metagranodiorite	MR65 (Posse gold mine)	632±4 (sphene)	regional metamorphism age		4
Leucocratic metagradiorite	Leucocratic metagradiorite	HP190	860±13 (zircon)	-	-	5
		HP182A	c. 840	0.85	+5.9 (Nd)	5
Tonalitic gneiss	Tonalitic gneiss	MR3	856±13/-7 (zircon)	1.0	+ 4.6 (Nd)	6
		Chap1	-	0.96	+4.9 (Nd)	1
Equigranular metadiorite	Equigranular metadiorite	Chap179	-	0.91	+5.4 (Nd)	1
		Chap2	-	1.12	+3.5 (Nd)	1
Muscovite-biotite schist	Muscovite-biotite schist	Chap10	-	1.01	+4.5 (Nd)	1
		TA36B	848±4 (zircon)	0.91	+5.1 (Nd)	6

Ref.: 1 = Oliveira *et al.*, 2016; 2 = Matteini *et al.*, 2010; 3 = Este trabalho; 4 = Viana *et al.*, 1995/ Pimentel *et al.*, 1997; 5 = Diener, 2015; 6 = Frasca, 2015.

3. SISTEMAS DE ARCOS INTRA-OCEÂNICOS (SAIOs)

Sistemas de arcos intra-oceânicos (SAIOs) constituem membros finais de sistemas arco-trincheira (Stern, 2010). Hawkins et al., (1984) definiram como sistemas arco-trincheira as regiões das zonas de convergência de placas litosféricas oceânicas que englobam a trincheira, a bacia *fore-arc*, o arco ativo e, quando presente, o arco inativo ou remanecente e a bacia *back-arc* (Fig.5). Em cada um desses subambientes são encontrados produtos magmáticos distintos. Simplificadamente, pode-se dizer que nas paredes internas das trincheiras e/ou nas bacias de *fore-arc* predominam basaltos toleíticos, boninitos, gabros e peridotitos serpentinizados (Reagan et al., 2010, 2017). No arco, as rochas mais comuns são andesitos-basálticos, dioritos e granodioritos toleíticos, cálcio-alcalinos e, por vezes, shoshoníticos (Hawkins et al., 1984; Stern, 2010). Na bacia de *back-arc*, predominam basaltos toleíticos com características N-MORB e com alguma influência da subducção ou de componentes da litosfera (Taylor, 1995; Pearce et al., 2005). Os SAIOs ativos mais conhecidos são o Izu-Bonin-Mariana (o mais estudado do mundo), o MacQuarie, o Tonga-Kermadec, o Vanuatu, o Solomon, o New Britain, o Halmahara, o Sangihe, o Ryuku, o Aleutian, o Lesser Antilles e o South Sandwich (Fig. 6). Além destes, existem muitos SAIOs atualmente inativos situados em orógenos e crátons, os quais Stern (2010) denominou SAIOs fóssil. Na Faixa Orogênica Ásia Central (CAOB: *Central Asian Orogenic Belt*) são encontrados 21 exemplos de SAIOs fóssil: 1. Dunzhugur; 2. Shishkhid; 3. Ilchir; 4. Agardag; 5. Shatskii; 6. Tannu-Ola; 7. Kurtushibin; 8. Dariv; 9. Khan-Taishirin; 10. Dzhida; 11. Kurai-Ulagan; 12. Selety-Urumbai; 13. Bozshakol-Chingiz; 14. Baydaulet-Aqbastau; 15. Chatkal-Atbashi; 16. Fan-Karategin; 17. Gurvansayhan-Zoolen; 18. Saerbulake; 19. Zharma-Saur; 20. Char; 21. Bogda (Fig. 7).

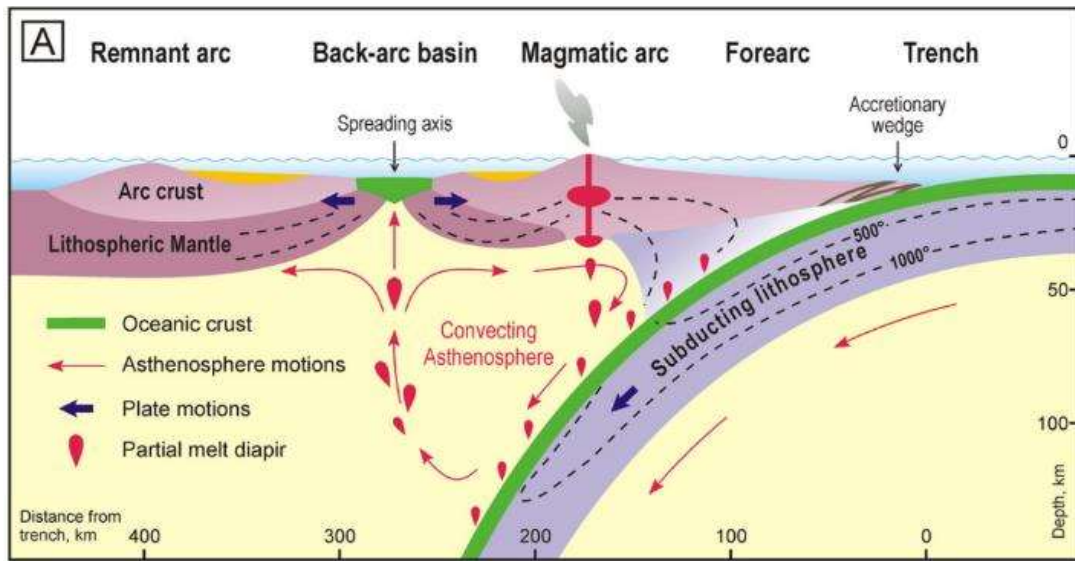


Fig. 5. Modelo esquemático de um sistema de arco intra-oceânico incluindo arco remanescente, Stern (2010) modificado por modificado por Safonova et al. (2017).

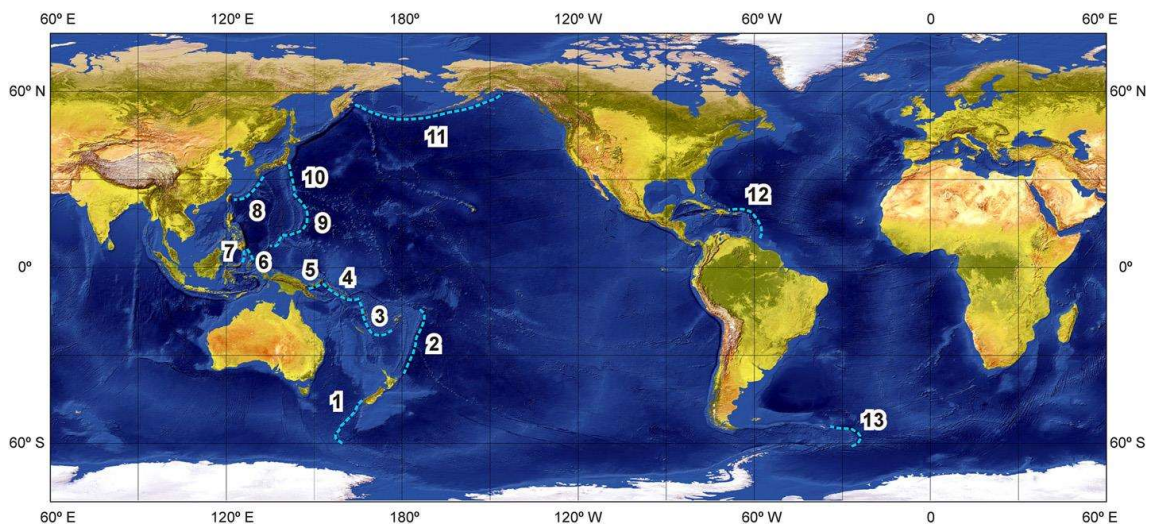


Fig. 6. Sistemas de arco intra-oceânicos ativos (Leat e Larter, 2003, modificado por Safonova et al., 2017): 1 – MacQuarie; 2 – Tonga-Kermadec; 3 – Vanuatu; 4 – Solomon; 5 – New Britain; 6 – Halmahara; 7 – Sangihe; 8 – Ryuku; 9 – Mariana; 10 – Izu-Bonin; 11 – Aleutian; 12 – Lesser Antilles; 13 – South Sandwich. As linhas tracejadas em azul indicam as zonas de subducção que produzem esses arco.

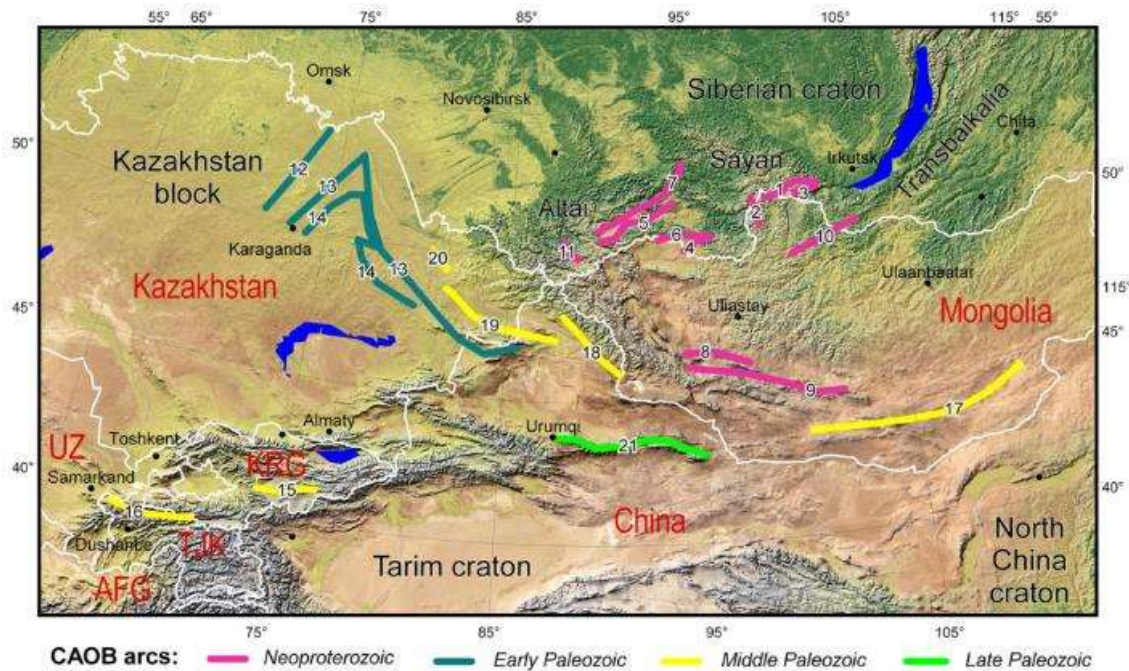


Fig. 7. Sistemas de arcos intra-ocêânicos fôssil do *Central Asian Orogenic Belt-CAOB*. Rosa: SAIOs neoproterozoicos a cedo-paleozoicos Sibéria e Mongólia; Azul: Arcos cedo-paleozoicos do Kazakhstão; Amarelo: Arcos médio-Paleozoico do Tianshan, Altai Chinês e Mongólia; Verde: Arco tardi-Paleozoico de Bogda, China (Safonova et al., 2017).

3.1. MAGMATISMO DAS BACIAS DE FORE-ARC

As bacias de *fore-arc* preservam os produtos magmáticos mais precoces de desenvolvimento de um SAIOs (Stern, 2010). Esses produtos constituem basaltos toleíticos e boninitos.

3.1.1. Basaltos *Fore-Arc* (FAB)

Conforme foram definidos por Reagan et al. (2010), os basaltos toleíticos das bacias de *fore-arc* (FAB) são petrograficamente e geoquimicamente muito parecidos com os basaltos das cadeias meso-ocêânicas (MORB) e a maioria dos basaltos toleíticos das bacias de *back-arc* (BAB), porém diferem deles por apresentarem mais baixas razões Ti/V e Yb/V. Em um estudo recente que compara as características geoquímicas dos FABs do sistema de arco intra-ocêânico Bonin-Mariana (IBM) com MORBs dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, Shervais et al. (2019), mostraram que os FABs também se distinguem dos MORBs por apresentarem mais baixas concentrações de TiO₂, Na, Zr, Sr e ETR, e mais baixas razões Ce/Yb, Ti/V, Zr/Y e Zr/Sm do que os MORBs. Todas essas características requerem uma fonte mantélica mais empobrecida (Reagan et al., 2010; Reagan et al., 2017) ou mais alto grau de fusão parcial do manto (Shervais et al., 2019) do que o necessário para gerar os MORBs. Em ambos os

casos são demandadas condições de temperatura muito elevadas para a fusão da fonte mantélica. A partir de dados de cálculos termobarométricos, [Shervais et al. \(2019\)](#) concluíram que o equilíbrio das fusões FAB (do IBM) se deu em baixas pressões e elevadas temperaturas, o que é consistente com fusão por decompressão e uma entrada adicional de temperatura a partir de uma fonte mais profunda, possivelmente, relacionada ao *hot spot* Manus.

3.1.2. Boninitos

Boninitos são rochas vulcânicas com conteúdo de SiO₂ acima de 52 wt%, MgO acima de 8 wt% e TiO₂ abaixo de 0.5 wt% (*International Union Geological Sciences – IUGS, Le Maitre, 2002*). Petrograficamente, os boninitos comumente apresentam fenocristais de olivina e orto e/ou clinopiroxênio, raramente, anfibólio e plagioclásio (presente nos magmas boniníticos mais evoluídos). Cr-espinélio com Cr# $[=100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})] > 0.50$ consiste em uma fase mineral diagnóstica dos boninitos ([Bloomer e Hawkins, 1983](#); [Parkinson e Pearce, 1998](#); [Okamura et al., 2006](#)).

De acordo com [Crowford et al. \(1989\)](#), os boninitos podem ser divididos em duas classes, baixo Ca (CaO/Al₂O₃<0.75) e alto Ca (CaO/Al₂O₃>0.75). Boninitos de baixo Ca representam uma fonte mantélica muito empobrecida em Ca, possivelmente um peridotito harzburgítico ([Crowford et al., 1989](#); [Bloomer e Hawkins, 1983](#); [Parkinson e Pearce, 1998](#); [Okamura et al., 2006](#)). Exemplos de boninitos de baixo Ca são encontrados nos sistema de arco intra-oceânicos de Bonin ([Kuroda e Shiraki, 1975](#)) e Mariana ([Dietrichi et al., 1978](#); [Meijer et al. 1980](#)). Boninitos de alto Ca representam uma fonte mantélica um pouco menos empobrecida em Ca, possivelmente um peridotito lherzolítico ([Woelki et al., 2018](#)) e exemplos desse tipo são encontrados no complexo ofiolítico Troodos ([Robinson et al., 1983](#); [Woelki et al., 2018](#)), Tonga ([Falloon et al., 1987](#); [Cooper et al., 2010](#)), Oman ([Ishikawa et al., 2002](#)), etc.

[Kanayama et al. \(2013\)](#) também propuseram uma divisão dos boninitos em dois grupos, um de baixa sílica (LSB) e um de alta sílica (HSB). Para [Kanayama et al. \(2013\)](#), os LSB representam series que evoluem pela cristalização fracionada de olivina e ortopiroxênio oriundas da fusão parcial mantélica em pressão de 1-2.5 GPa e condições anidra ou subsaturadas em água. Já os HSB representam series que evoluem pela cristalização fracionada

de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio oriundas da fusão da cunha mantélica metassomatizada por fusões félsicas derivadas da *slab* (Kanayama et al., 2013). Os HSB tem afinidade com boninitos de baixo Ca e LSB tem afinidade com boninitos de alto Ca (Reagan et al., 2017).

Recentemente, Pearce e Reagan (2019) mostraram que muitos basaltos silicosos de alto Mg ($Si_8 > 52\%$, porém $Ti_8 \geq 0.5$) e basaltos de baixo Ti ($Si_8 \leq 52\%$, porém $Ti_8 < 0.5$) têm sido equivocadamente classificados como boninitos. Diante disso, Pearce e Reagan (2019) apresentaram algumas recomendações à cerca do tratamento dos dados geoquímicos de rocha total e propuseram novos gráficos de classificação e nomenclatura dos boninitos (Fig.8). A primeira recomendação de Pearce e Reagan (2019) é que, em se tratando de rochas antigas sujeitas a intemperismo e metamorfismo, antes de tudo, deve ser realizado um teste de mobilidade do MgO utilizando como seu *proxy*, por exemplo, o Cr, que tem sido considerado altamente imóvel diante desses processos (Lahaye et al., 1995). Assim, uma boa correlação MgO-Cr num diagrama binário pode indicar que o MgO se manteve tão imóvel quanto o Cr durante os processos pós-magmáticos. Para esse tipo de contexto, Pearce e Reagan (2019) sugerem uma classificação baseada nos diagramas SiO_2 versus Cr (Fig. 8a) e TiO_2 versus Cr (Fig. 8b). Para Pearce e Reagan (2019), a classificação clássica dessas rochas com base no comportamento do SiO_2 , MgO e TiO_2 , requer que os valores desses óxidos sejam previamente recalculados para base anidra (o que deve ser feito subtraindo o LOI e o oxigênio adicionado pela oxidação do FeO para Fe_2O_3 durante os processos químico-analíticos por fusão total da amostra em condições oxidantes). Após esses recálculos, a classificação pode ser feita a partir dos diagramas SiO_2 versus MgO, TiO_2 versus MgO e Si_8 versus Ti_8 (Figs. 8c-e, respectivamente). Sendo que Si_8 e Ti_8 correspondem aos valores de SiO_2 e TiO_2 nos *trends* de fracionamento em MgO = 8 wt%. Pearce e Reagan (2019) recomendam ainda que o limite de $Si_8 = 59$ proposto por Kanayama et al. (2013), para dividir os boninitos em LSB e HSB, seja modificado para $Si_8 = 57$.

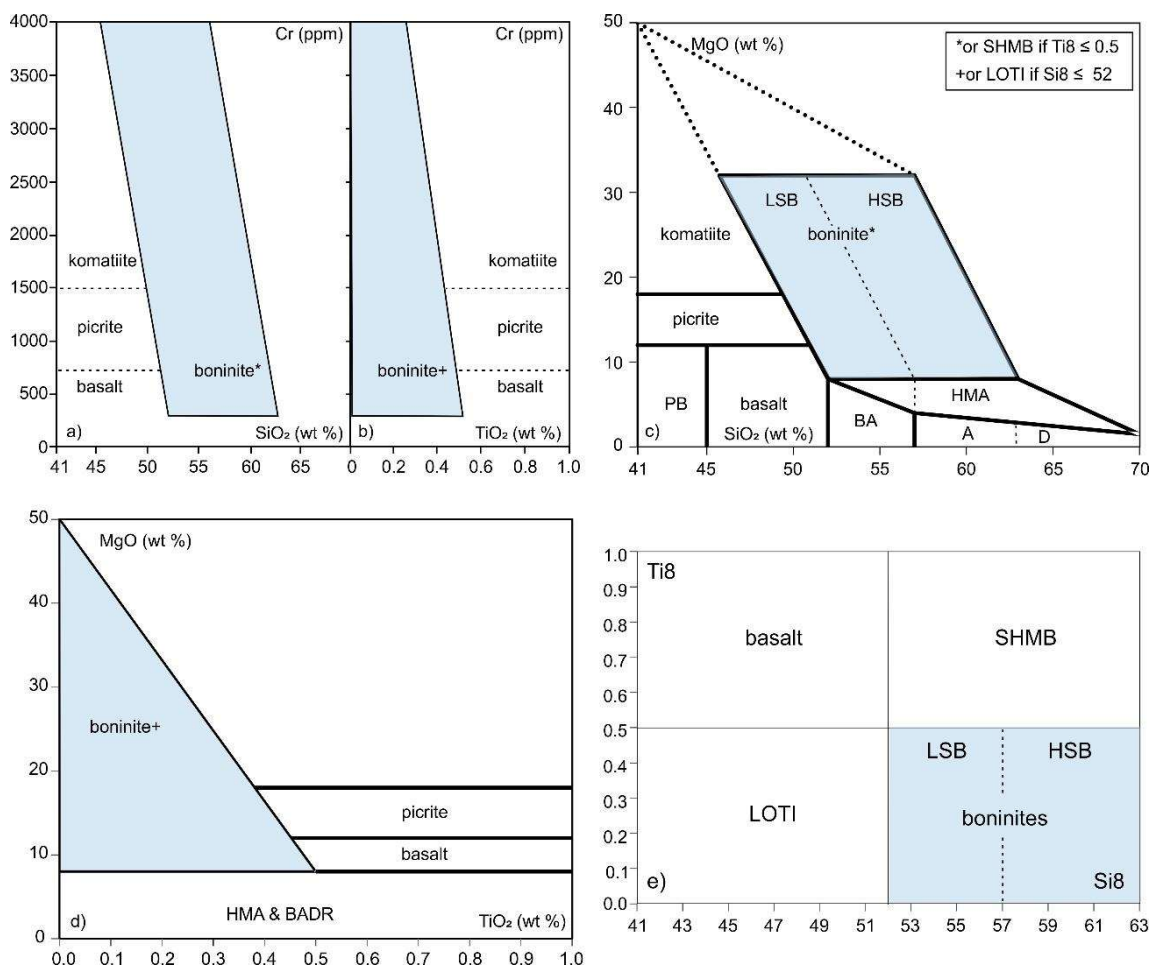


Fig. 8. Diagramas para classificação dos boninitos (campo azul) segundo [Pearce e Reagan \(2019\)](#). a) SiO₂ vs. Cr e b) TiO₂ vs. Cr são diagramas usados para a classificação de boninitos antigos (tomando o Cr como *proxy* para o Mg); c) SiO₂ vs. MgO, d) TiO₂ vs. MgO e e) Si₈ vs. Ti₈ usados para classificação de boninitos modernos ou não sujeitos a alterações pós-magmáticas. As linhas tracejadas nos diagramas c), d) e f) separam os boninitos de baixa sílica (low-Si boninite - LSB) dos boninitos de alta sílica (high-Si boninite - HSB). BA = basaltic andesite. A = andesite. D = dacite. SHMB = siliceous high-Mg basalts. LOTI = low-Ti basalts. HMA = high-Mg andesite. PB = picrobasalt. Si₈ e Ti₈ consistem nos valores de SiO₂ e TiO₂ nos *trends* de fracionamento em MgO = 8%.

3.1.2.1. Processos Genéticos dos Boninitos

Boninitos são considerados o produto do segundo estágio de fusão parcial rasa ([Duncan e Green, 1987](#)) de um manto peridotítico (harzburgítico ou lherzolítico) que foi previamente empobrecido por episódios precoces de extração magmática de composição basáltica ([Crowford et al., 1989](#)). Estudos experimentais mostram que a fusão parcial de um manto residual refratário requer condições de altas temperaturas (1250 °C a 1350 °C) e adição de 1 a 5 % de H₂O ([Umino e Kushiro, 1989](#); [van der Laan et al., 1989](#)). Esse metassomatismo mantélico é frequentemente explicado pela interação entre o manto situado acima de uma zona de subducção e fluidos aquosos e/ou

pequenos graus de fusões liberados da placa oceânica subductante (Reagan et al., 2017; Woelki et al., 2018) num contexto tectônico de sistemas de arcos intra-oceânicos e sequências ofiolíticas supra-subducção (Stern et al., 2010; Sklyarov et al., 2016; Perez et al., 2018; Safonova et al., 2018). A atuação desses processos é assinalada no caráter enriquecido dos boninitos em LILE, ETR leves, Zr, Na₂O, e SiO₂ (Crowford et al., 1989; Kanayama et al., 2013). Nos modelos propostos por Ishikawa et al. (2002) e Kusano et al. (2017) para explicar o vulcanismo boninitico de alto Ca da sequência ofiolítica supra-subducção Oman, as altas temperaturas de fusão da fonte mantélica são relacionadas à um sistema de subducção intra-oceânico desenvolvido próximo a uma *spreading ridge*.

Para Pearce e Reagan (2019), além dos dois modelos genéticos preconizados por (Kanayama et al., 2013), magmas boniniticos também podem ser produzidos por assimilação crustal de picritos e komatiitos, porém apenas quando a crosta está próxima do seu solidus e a fusão começa com SiO₂ e MgO suficientemente altos e TiO₂ suficientemente baixo.

3.1.2.2. Ambiente Geotectônico dos Boninitos

Boninitos são comumente encontrados junto com ofiolitos ocupando diferentes partes das seções ofiolíticas (Cameron et al., 1979; Sklyarov et al., 2016). Entretanto, Reagan et al., (2017) e Shervais et al., (2019) concluíram em seus trabalhos que os FAB e boninitos do IBM ocorrem recobrimdo doleritos, diabásios e gabros formando associações tipicamente ofiolíticas. Dessa maneira, é porvável que os ofiolitos com boninito representem antigas bacias de *fore-arc*. Segundo Pearce e Reagan (2019), nos últimos 2 Ga da história da Terra, boninitos são predominantemente associados com ambiente tectônico do tipo bacia de *fore-arc* e apenas uma minoria deles ocorre em dorsais meso-oceânicas, bacia de *back-arc*, arco colisional ou ambiente intraplaca. As raras ocorrências de boninitos do Arqueno ocorrem associadas a basaltos silicosos de alto Mg (derivados da fusão de manto cratônico empobrecido refertilizado) ou basaltos de baixo Ti (derivados da fusão de plumas mantélicas empobrecidas) as quais são formadas em ambiente de riftes intra-continentais ou bordas de rifte (Pearce e Reagan, 2019).

Reagan et al. (2017) propuseram um modelo geodinâmico do tipo *slab rollback* para a formação dos FABs e boninitos do IBM (área tipo dessas rochas) envolvendo as seguintes etapas. 1. Início da subducção em uma margem transformante (encontro das placas do Pacífico - PAC e Filipinas – PPP), Fig. 9a; 2. Criação de uma zona de extensão (*spreading*) relacionada ao *rollback*: produção de uma crosta FAB (fusão em resposta a decompressão, Fig. 9b); 3. Aumento da profundidade da placa recém subductante e da temperatura na interface *slab*-cunha mantélica: aumento do fluxo de materiais (fluido ± fusão) liberados da subducção promovendo a fusão do resíduo mantélico sólido deixado pelo FAB e a produção dos boninitos - LSB e de boninitos basálticos – BSB, Fig. 9c; 4. Declinação da taxa de extensão (*spreading*): transição entre um precoce espalhamento de assoalho marinho e o início do protoarco (produção dos HSB), Fig. 9d.

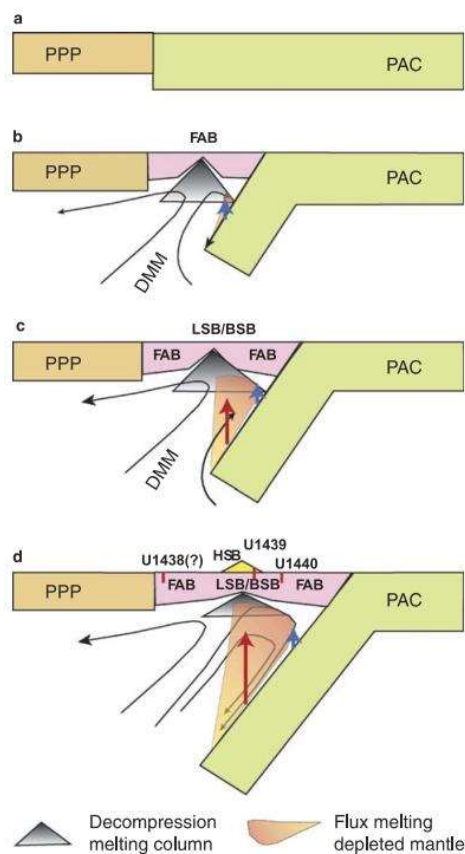


Fig. 9. Modelo geodinâmico proposto por Reagan et al., (2017) para a bacia de *fore-arc* e protoarco do sistema intra-oceânico Izu-Bonin-Mariana (IBM). Rosa = criação da litosfera *fore-arc*; Seta azul e vermelha = material frio e quente, respectivamente, liberado da *slab* subductante; Linhas pretas = vetores mantélico esquemáticos; Amarelo = proto-arco. PPP = proto-Philippine plate; PAC = Pacific plate; DMM = depleted MORB mantle; FAB = *fore-arc basalt*; LSB = Low-Si boninite; HSB = High-Si boninite; BSB = Basaltic boninite.

3.2. MAGMATISMO DE ARCO

Os diversos produtos magmáticos de arco (basaltos, andesitos basálticos, rochas piroclásticas intermediárias a félsicas, dioritos, tonalitos, granoditos, etc.) derivam da fusão parcial da cunha mantélica astenosférica metassomatizada por fluidos liberados da desidratação da *slab* oceânica subductante (Nicholls e Ringwood, 1973; Ringwood, 1977; Gill, 1981; Tatsumi et al., 1986; Plank e Langmuir, 1988; Hawkesworth et al., 1993; Peacock, 1993; Arculus, 1994; Pearce e Peate, 1995; Schmidt e Poli, 1998; Poli e Schmidt, 2002; Gaetani e Grove, 2003). O efeito dos voláteis liberados da *slab* oceânica durante a subducção, acompanhado pela decompressão, induz alto grau de fusão parcial, especialmente, abaixo da litosfera adelgada (Pearce, 1996). Nos estágios mais precoces de desenvolvimento do arco, o magmatismo é mais intenso nas porções mais próximas à trincheira, onde se tem uma liberação maior de água da *slab* subductante para o manto, gerando principalmente vulcanismo máfico a intermediário (O'Hara, 1968; Rudnick e Gao, 2003; Tatsumi et al., 2008). Com o amadurecimento do arco, o magmatismo se desloca para porções mais distantes da trincheira, onde se tem menor quantidade de água sendo liberada e, conseqüentemente, tem-se mais baixo grau de fusão, gerando principalmente rochas vulcânicas e plutônica intermediárias a félsicas (O'Hara, 1968; Rudnick e Gao, 2003; Tatsumi et al., 2008).

3.2.1. Fusão, Segregação, Ascensão e Armazenamento

No modelo de fusão, segregação, ascensão e armazenamento de Gill (1981), a fusão parcial da cunha mantélica para gerar magmas de arco ocorre em profundidades variáveis acima de 100 km. Uma vez formado, o magma coalesce e migra em direção a superfície, sobretudo, devido a sua baixa densidade em relação ao meio circundante. Durante a ascensão, nos arcos imaturos, o magma jorra para superfície formando grandes derrames de lavas basálticas e depósitos piroclásticos. Nos arcos maduros, o magma em ascensão tende a se acumular na crosta espessada (20-30 km) formando grandes câmaras magmáticas (Fig. 10). Alojado na crosta, o magma perde calor para as rochas encaixantes e cristaliza formando grandes batólitos graníticos. Por vezes, nesses granitos, são encontrados xenólitos de granulação grossa constituídos por olivina, piroxênio, plagioclásio, anfibólio e magnetita. A presença de

plagioclásio nesses xenólitos representa uma forte evidência que limita a câmara magmática a profundidades de até 30 km, já que o plagioclásio não se cristaliza em magmas máficos colocados a profundidade superiores a essa (Powell, 1978). Esses xenólitos são considerados como produtos da acumulação de cristais no assoalho de câmaras magmáticas profundas.

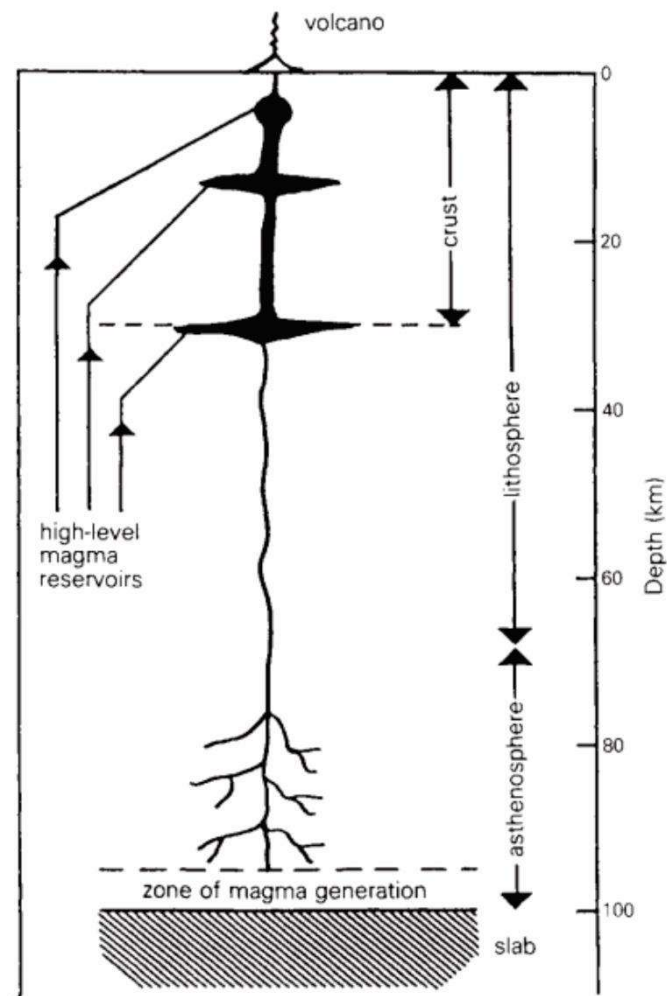


Fig.10. Modelo de fusão, segregação, ascensão e armazenamento segundo Gill (1981).

3.2.2. Processos de Interação Magma-Crosta

Processos de interação entre o magma mantélico e a crosta são freqüentes em ambientes de arco. Apesar desses processos serem mais comuns nos arcos continentais que têm crosta espessa (>40 km) e composicionalmente contrastante em relação ao magma, eles também ocorrem nos SAIOs com crosta espessada (Leeman, 1983; Thirlwall et al., 1996; Perace, 1996; Richards, 2005; Stern, 2010). Os mecanismos de interação mais conhecidos são o MASH (magma, assimilation-segregation-homogenisation;

Hildreth e Moorbath, 1988) e o AFC (assimilation-fractal crystallisation – AFC, De Paolo, 1981). Hildreth e Moorbath (1988) descrevem o MASH como um processo de injeção de magma derivado do manto na base quente da crosta produzindo uma mistura complexa de magma máfico (derivado do manto) e magma félsico (derivado da crosta) junto com produtos da cristalização do magma máfico e resíduo da fusão crustal. Esse modelo considera ainda a possibilidade de ocorrer uma homogeneização desses materiais resultando em composições que vão desde basaltos evoluídos até dacitos. O AFC é descrito por De Paolo (1981) como um processo de assimilação da rocha encaixante combinado com a cristalização fracionada em uma câmara magmática. Xenólitos ângulosos contituem as principais evidências de AFC.

Um terceiro modelo de interação entre o magma mantélico e a crosta, denominado *mantle-melting-ascent-segregation-emplacement* [m(M-ASE)] foi proposto por Vigneresse (2006). Nesse modelo, múltiplos pulsos de magma máfico ascendem do manto e se alojam na base da crosta provocando fusão parcial desta. Vigneresse (2006) considera que a interação entre o magma máfico e a crosta pode se dar por simples transferência de calor do magma para a crosta e/ou pela transferência de material produzindo um magma com composição geoquímica específica. O *mixing* entre o magma máfico oriundo do manto e o magma félsico produzido pela fusão da crosta será mais provável em câmaras mais profundas, onde os contrastes de temperatura e viscosidade entre esses dois magmas será menor. Por outro lado, em câmaras mais rasas, esses contrastes são maiores, dificultando assim essa possibilidade (Vigneresse, 2006).

3.2.3. Diferenciação na Câmara Mágmatica

Uma vez alojado na crosta, o magma se diferencia por cristalização fracionada direta ou influenciado por outros processos, tais como a assimilação crustal, recarga magmática, acumulação de cristais e evacuação/erupção parcial. Processos de recarga na câmara magmática são frequentemente consideradas na geração de magmas de arco (ver por exemplo, Vigneresse 2007, 2008; Chiaradia et al., 2012; Wilkinson, 2013; Vigneresse et al., 2014; Loucks, 2014). Lee et al. (2014) modelaram os efeitos da recarga (R), evacuação (E) e cristalização fracionada (FC) na diferenciação de um magma alojado na

câmara magmática e concluíram que em uma câmara magmática sofrendo simultâneas recarga, evacuação e cristalização fracionada (REFC) o enriquecimento em elementos incompatíveis (coeficiente de distribuição total sólido/ fusão <1) é maior do que nos magmas que se diferenciam por simples cristalização fracionada. Lee et al. (2014) concluíram também que o impacto composicional da REFC é maior nas câmaras magmáticas de longa-vida, com baixa taxa de erupção/evacuação e/ou com altas taxas de recarga em relação a massa da câmara magmática. Dessa maneira o REFC é mais pronunciado nos arcos continentais ou nos SAIOs maduros onde câmaras magmáticas mais profundas do que 10 km são possíveis (Lee et al., 2014).

3.2.4. Metassomatismo Mantélico

O caráter enriquecido dos magmas de arco em elementos litófilos de raio iônico grande (*high large-ion lithophile element* - LILE: Rb, K, Cs, Ba e Sr), H₂O, S, Li, B, Pb, As e Sb, em relação aos elementos de alta carga iônica (*high field strength elements* - HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) é atribuído a um metassomatismo da fonte mantélica por fluidos liberados da *slab* subductante (Nicholls e Ringwood, 1973; Ringwood, 1977; Gill, 1981; Tatsumi et al., 1986; Plank e Langmuir, 1988; Hawkesworth et al., 1993; Peacock, 1993; Arculus, 1994; Pearce e Peate, 1995; Schmidt e Poli, 1998; Poli e Schmidt, 2002; Gaetani e Grove, 2003). Em outras palavras, o enriquecimento dos magmas de arco em elementos solúveis em água (LILEs, H₂O, S, Li, B, Pb, As e Sb) e empobrecimento em elementos de baixa solubilidade aquosa (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) em relação a fonte mantélica do tipo MORB indica que, anteriormente à fusão, a cunha mantélica foi metassomatizada por componentes externos. Três tipos de componente da subducção tem sido relacionados ao metassomatismo da cunha mantélica: 1. Fluido aquoso liberado pela desidratação da porção basáltica da *slab* subductante (Perfit et al., 1980); 2. Fusão parcial dos sedimentos marinhos que recobrem a *slab* (Elliot et al., 1997).; 3. Fusão parcial da porção basáltica *slab* oceânica (Kay, 1978; Defant e Drummond, 1990).

3.2.4.1. Mecanismos de Transferência de Componentes da *Slab* Oceânica para o Manto

Zoisita, lawsonita e, principalmente, anfibólio constituem minerais hidratados presentes na crosta oceânica. Durante a subducção da *slab* oceânica, reações metamórficas de fácies xisto verde a eclogito provocam a quebra desses minerais liberando grande quantidade de água (Na, Si, Al, LILE, S e halogenos) para a cunha mantélica (Coats, 1962; Tatsumi, 1986; Schmidt e Poli, 1998; Winter, 2001; Forneris e Holloway, 2003). Experimentos realizados por Forneris e Holloway (2003), mostram que a profundidades de 90 a 110 km a crosta oceânica subductante é quase completamente desidratada. A adição desses componentes no manto, rebaixa o *solidus* dos minerais dos peridotitos mantélicos, favorecendo sua fusão. Correntes de convecção mantélica do manto serpentizado (hidratado pelos fluidos aquosos liberados da crosta oceânica) nas regiões de alta temperatura (~ 1300 °C) da cunha mantélica em profundidade de ≤100 km (Tatsumi, 1986; Peacock, 1993; Schmidt and Poli, 1998; Hattori and Guillot, 2003) resulta em fusão parcial formando magmas basálticos.

A contribuição de componentes dos sedimentos pelágicos da crosta oceânica para o metassomatismo mantélico é evidenciada por altas razões Th/ETR leves (Hawkesworth et al., 1997; Plank, 2005) e dados isotópicos de Pb, O e Sr (Magaritz et al., 1978; McNutt et al., 1979; Hawkesworth, 1982; Barreiro, 1984; McMillan et al., 1993; Macfarlane, 1999) de algumas rochas de arco. Hawkesworth et al. (1994) estimam que cerca de 2 a 4 % dos componentes que metassomatizam o manto são produzidos por pequenos graus de fusão parcial desses sedimentos. As baixas temperaturas necessárias para a fusão dos sedimentos pelágicos constitui uma característica importante que tem levado a considerar essa contribuição (Thirlwall et al., 1996; Elliont et al., 1997; Plank, 2005; Kimura and Yoshida, 2006).

Características geoquímicas incomuns (altas razões Sr/Y, La/Yb, altas concentrações de Sr, baixas concentrações de Y e Yb, etc.) encontradas em algumas rochas de arco, tais como adakitos, andesitos de alto Mg e basaltos de alto Nb, tem sido usadas como indicativos de fusão parcial da *slab* oceânica desde os trabalhos de Kay (1978) e Defant e Drummond (1990). De semelhante modo, os altos conteúdo de Na₂O e Al₂O₃ e baixos conteúdos de K₂O das séries

TTGs (tonalito-trondhjemito-granodiorito, equivalentes plutônicos dos adakitos) foram assim interpretados por [Barker \(1979\)](#) e [Gill e Stork \(1979\)](#). Entretanto, nem todos os arcos têm essas rochas, o que sugere que a fusão parcial da *slab* oceânica requer condições específicas. Segundo [Defant e Drummond \(1990\)](#) as temperaturas anormalmente altas das crostas oceânicas jovens (≤ 25 Ma) constitui uma característica importante para que a fusão seja possível. Condições tectônicas especiais que possibilitam o superaquecimento da *slab* subductante (inclusive quando esta é mais antiga do que 25 Ma, portanto, mais fria) em profundidades rasas constitui outro ponto de apoio para a possibilidade de fusão parcial da *slab* oceânica ([Castillo, 2006](#); [Richards e Kerrich, 2007](#)). Exemplos disso são: baixo ângulo da subducção (Norte dos Andes, [Gutscher et al., 2000](#); [Beate et al., 2001](#); [Bourdon et al., 2002](#)), colisão da subducção (Filipinas, [Sajona et al., 2000](#)), abertura de janela astenosférica (Península Kamchatka e ilhas Aleutas, [Yogodzinski et al., 2001](#)), subducção de dorsais oceânicas (Cerro Pampa, [Kay et al., 1993](#); [Guivel et al., 2003](#)). A ocorrência de inclusões vítreas de composição adakítica encontradas em xenólitos peridotitos mantélicos de ambiente de arco ([Schiano et al., 1995](#); [Kilian and Stern, 2002](#)) tem sido considerada como uma importante evidência de fusão parcial da *slab* oceânica e de sua contribuição para o metassomatismo da cunha mantélica ([Castillo, 2006](#); [Richards e Kerrich, 2007](#)). Segundo [Rapp et al. \(1991\)](#) e [Rapp e Watson \(1995\)](#), baixos graus de fusões silicáticas ($< 10\%$) podem ser produzidos a partir de anfíbolitos em condições de pressão 0,8 a 1,6 GPa e temperatura de 1.025 °C ([Rapp et al., 1991](#); [Rapp e Watson, 1995](#)).

3.2.3. Adakitos

Adakito é um termo usado para se referir a uma série de andesitos, dacitos e riolitos sódicos com características geoquímicas incomuns ([Le Maitre, 2002](#)). Esse termo foi cunhado por [Defant e Drummond \(1990\)](#) em alusão aos andesitos de alto Mg das ilhas Adak, Aleutas (Alasca-Estados Unidos), os quais foram apresentados por [Kay \(1978\)](#) como rochas geoquimicamente peculiares em relação a maioria dos andesitos dos SAIOs dos Aleutas. [Kay \(1978\)](#) propôs que as altas razões La/Yb e o alto conteúdo de Sr desses andesitos de alto Mg em relação aos andesitos de arco normal, bem como suas baixas razões isotópicas de Sr e Pb, podem ser explicadas por um pequeno grau de fusão parcial de uma

fonte do tipo *slab* oceânica (no caso, a parte basáltica da placa do Pacífico) constituída principalmente por granada e clinopiroxênio (eclogito ou granada websterito). No modelo de [Kay \(1978\)](#), o magma gerado pela fusão da crosta oceânica foi equilibrado com olivina e ortopiroxênio da cunha mantélica durante sua ascensão em direção a superfície. [Drummond e Defant \(1990\)](#) potencializaram esse modelo ao relacionar os processos de fusão parcial de litosfera oceânica aos ambientes tectônicos onde se tem litosfera jovem (≤ 25 Ma) e quente sendo subductada. A partir desses trabalhos, as características geoquímicas dos adakitos foram sendo melhor definidas e atualmente eles são identificados como rochas com $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, MgO normalmente $< 3\%$ (raramente maior do que 6%), Sr > 400 ppm, Y ≤ 18 ppm, Yb $\leq 1,9$ ppm ([Defant e Drummond, 1990](#)), La/Yb ≥ 8 ([Drummond e Defant, 1990](#)) ou ≥ 20 ([Richards e Kerrich, 2007](#)), Sr/Y ≥ 20 ([Defant e Drummond, 1993](#)), $\text{K}_2\text{O} \leq 3\%$ ([Drummond et al., 1996](#)), Rb ≤ 65 ppm, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = \sim 0,42$ ([Martin, 1999](#)), $\text{Na}_2\text{O} \geq 3,5\%$, Ni ≥ 20 ppm, Cr ≥ 30 ppm ([Richards e Kerrich, 2007](#)) e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$ ([Drummond et al., 1996](#)).

Algumas rochas ígneas têm características similares aos adakitos (andesito de alto Mg, basalto enriquecido em Nb, BADR: basalto-andesito-dacito-riolito cálcio alcalino de arco normal), entretanto, não estão relacionadas a fusão parcial da *slab* oceânica ([Castillo, 2006](#), [Richards e Kerrich, 2007](#)). [Castillo \(2006\)](#) as denomina rochas adakítica (*adakitic rocks*) e [Richards e Kerrich \(2007\)](#) preferem usar o termo “tipo-adakito” (*adakite-like*) para engolbar todas as rochas que apresentam as características geoquímicas dos adakíticos. Dessa maneira, [Castillo \(2006\)](#) e [Richards e Kerrich \(2007\)](#) consideram que as composições adakíticas podem ser geradas por: 1. Fusão parcial da *slab* oceânica (o magma primitivo já tem composição adakítica); 2. Fusão adakítica hibridizada com fusão parcial do manto peridotítico; 3. Fusão parcial de um manto peridotítico previamente metassomatizado pela fusão da *slab* oceânica; 4. Fusão parcial da crosta máfica inferior; 5. Fracionamento cristalino de magma basáltico em alta pressão; 6. Fracionamento cristalinos de magma basáltico em baixa pressão mais magma mixing tanto em ambiente tectônico de arco como de não-arco.

3.2.3.1. Fusão Parcial da *Slab* Oceânica, Fusão Adakítica Equilibrada com o Manto Peridotítico e Fusão Parcial do Manto Metassomatizado por Fusão da *Slab* Oceânica

A possibilidade de produção de magmas de composição adakítica a partir da fusão parcial de basaltos hidratados é demonstrada pelos trabalhos de petrologia experimental de [Sen e Dunn \(1994\)](#), [Rapp e Watson \(1995\)](#) e [Rapp et al. \(1999\)](#) os quais geraram fusões de composições intermediárias com alto conteúdo de Sr, altas razões La/Yb e empobrecimento em HFSE deixando para trás um resíduo sólido rico em granada (mineral que se forma em condições de alta pressão e que fraciona Y e ETR pesados) e jadeíta (que junto com a granada substitui o plagioclásio e não fracionam Sr).

A despeito disso, o conteúdo moderado de Mg e, relativamente alto de Cr e Ni dos adakitos e, principalmente, dos andesitos de alto Mg, são atribuídos a um equilíbrio da fusão da *slab* oceânica com o manto peridotítico ([Kay, 1978](#); [Yogodzinski et al., 1995](#); [Yogodzinski e Kelemen, 1998](#)).

Os estudos experimentais de reação da fusão da *slab* oceânica com os peridotitos da cunha mantélica de [Rapp et al. \(1999\)](#) e os estudos de revisão apresentados por [Martin et al. \(2005\)](#) mostram que algumas variedades de adakitos (ou andesitos de alto Mg) são geradas pela fusão do manto peridotítico previamente metassomatizado pela fusão da *slab* oceânica. Esses adakitos ou andesitos de alto Mg, diferem dos adakitos típicos por apresentarem mais baixo conteúdo de SiO₂ e mais alto conteúdo de MgO, TiO₂, Rb, Sr e ETR leves ([Martin et al., 2005](#); [Castillo, 2006](#)).

À semelhança dos adakitos de baixa sílica (ou andesitos de alto Mg), basaltos de alto Nb (rochas alcalinas enriquecidas em HFSE) também apresentam altas razões La/Yb baixo conteúdo de Y e Yb e alto conteúdo de Cr e Ni, e assim também são relacionados a fusão parcial do manto peridotítico previamente metassomatizado pela fusão da *slab* oceânica ([Sajona et al., 1994](#); [Defant e Kepezhinskis, 2001](#); [Wang et al., 2003](#)). Além disso, nos arcos de ilha das Filipinas ([Castillo e Solidum, 2002](#)) e na península Vizcaino, México ([Aguillón-Robles et al., 2001](#)), essas rochas são comumente encontradas associadas.

3.2.3.2. Fusão de Arco Normal com Composição *Adakite-like*

Magmas de arco normal ou mesmo de ambiente intra-placa podem apresentar composições geoquímicas adakíticas (Castillo, 2006; Richards e Kerrich, 2007). Tais magmas são formado pela fusão parcial de crosta máfica inferior espessada (Atherton e Petford, 1993; Rudnick, 1995; Arculus, et al., 1999; Yumul et al., 1999; Wang et al., 2005; Richards e Kerrich, 2007), fusão parcial de crosta máfica inferior espessada equilibrada ou que interage com o manto peridotítico (Kay e Kay, 2002), ou ainda, pela diferenciação de magma basáltico (Castillo et al., 1999; Castillo, 2006; Richards e Kerrich, 2007).

A produção de magmas de composição adakítica a partir da fusão parcial da crosta inferior é explicada por condições de alta pressão na qual a granada é estável e permanece no resíduo causando um fracionamento de Y e Yb. O alto Mg# (ou baixas razões FeO/MgO para um dado MgO), bem com os altos conteúdos de Cr e Ni de alguns adakitos, por outro lado, são indicativos de assinatura peridotítica mantélica (Kay e Kay, 2002). Algumas variedades de rochas com composições adakíticas, portanto, representam a fusão parcial de uma crosta inferior delaminada no manto e que interage ou é equilibrada com este (Kay e Kay, 2002). Num estudo comparativo das razões isotópicas de Nd e Sr Castillo (2006) mostrou que os adakitos das ilhas Adak, Cook e Baja têm razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ acima de 0,51275 e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ abaixo de 0.7045, ao passo que, as rochas adakíticas têm mais baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e mais altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do que esses limites. Dessa maneira, enquanto as razões isotópicas de Nd e Sr dos adakitos se assemelham aos valores do MORB, as rochas adakíticas apresentam valores mais semelhantes aos da crosta continental. Tal comparação leva a crer que algumas rochas adakíticas não representam fusão parcial de uma *slab* oceânica mas da crosta inferior (Castillo et al., 2006).

Resultados de modelamento de Castillo et al. (1999) mostraram que composições adakíticas também podem ser geradas pela mistura de um magma evoluído, formado pela diferenciação de um magma basáltico (manto-derivado), com magmas primitivos que periodicamente reabastecem a câmara magmática. Assim, a cristalização precoce de hornblena e clinopiroxênio (\pm apatita) no magma basáltico fraciona Y e Yb gerando um magma com baixo conteúdos desses elementos. Os altos conteúdo de Cr e Ni dos adakitos, nesse caso, é

explicados pelas interações do magma diferenciado com os magmas mais primitivos que reabastem a câmara magmática.

3.3. MAGMATISMO DAS BACIAS DE *BACK-ARC*

Riftes *back-arc* são encontrados na maioria dos SAIOs ativos citados acima. As únicas exceções são os SAIOs Aleutas e Solomon. Basaltos são as rochas mais comuns nas bacias *back-arc*, entretanto, andesitos basálticos e andesitos também podem estar presentes em pequenas quantidades. No SAIO Mariana, são encontradas duas bacias *back-arc*: a Parece Vela Basin, que data do Oligoceno (Taylor, 1992), e a Trough Mariana, que remete ao tarde Mioceno-Plioceno (Fryer, 1995). As lavas da Trough Mariana foram descritas por Martinez et al. (1995) como basaltos afinidade MORB (*mid-ocean ridge basalt*), ao passo que, Stolper e Newman (1994) e Gribble et al. (1998) descreveram a ocorrência de rochas com composições muito similares às do arco. Essa aparente contradição se deve ao fato de que, no geral, as lavas das bacias *back-arc* tendem a se tornar geoquimicamente mais parecidas com as lavas de arco nas porções mais próximas do front vulcânico (Fretzdorff et al., 2002; Martinez e Taylor, 2003; Leat et al. 2004). E isso pode ser verificado também nas bacias Lau (SAIO Tonga, Pearce et al. 1994; Peate et al., 2001) e East Scotia Ridge (SAIO Sandwich, Leat et al. 2004).

Para Peace et al. (2005) as variações geoquímicas dos basaltos da Trough Mariana refletem uma fonte astenosférica enriquecida em relação ao N-MORB por três componentes: o Nb-Th-Ba (componente litosférico), o Th-Ba (componente da subducção profunda), e o Ba (componente da subducção rasa). Os basaltos com o componente Nb-Th-Ba são identificados por suas altas razões Nb-Ta em relação aos demais basaltos da Trough Mariana. Tal característica é atribuída a fonte litosférica previamente modificada por pequenos graus de fusão parcial do manto modificado pela subducção. Os basaltos com o componente Th-Ba (enriquecido em Th e Ba, sem enriquecimento de Nb) são relacionados a uma fonte mantélica modificada pela fusão dos sedimentos marinhos da slab subductante, o que implica em profundidades de subducção suficientemente altas para ter viabilizado a fusão desses sedimentos. Os basaltos com o componente Ba (sem enriquecimento de Th nem Nb) são associados a uma fonte mantélica metassomatizada por fluidos da subducção rasa. A associação

dos enriquecimentos em Th e Ba com a fusão de sedimentos marinhos e do enriquecimento em Ba com os fluidos liberados a partir da subducção foi previamente proposta por Elliott et al. (1997).

4. SISTEMAS MINERAIS DO TIPO PÓRFIRO

Depósitos minerais do tipo pórfiro são grandes ($10 \rightarrow 100 \text{ km}^3$) depósitos disseminados de baixo teor formados a partir de sistemas magmático-hidrotermais (Sillitoe, 1972; Richards, 2003, Sillitoe, 2010). Normalmente, eles ocorrem em arcos oceânicos ou continentais acima de zonas de subducção (Fig. 11) (Uyeda e Nishiwaki, 1980; Sillitoe, 2010; Wilkson, 2013). No geral, associações metálicas Cu-Au são mais comuns nos AIOs, e associações Cu-Mo predominam nos arcos continentais (Kesler, 1973; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2015; Gao et al., 2018). A maioria desses depósitos ocorrem associados a faixas orogênicas fanerozoicas (Gustafson, 1978; Gao et al., 2018), e apenas uma pequena minoria está relacionada aos cinturões orogênicos arqueanos ou proterozoicos (Fraser, 1993; Wanhainen et al., 2003). Embora menos comuns, alguns depósitos do tipo pórfiro são relacionados a ambientes tectônicos pós-colisionais ou até extensionais a intra-continentais (Griffin, 2009; Hou et al., 2011).

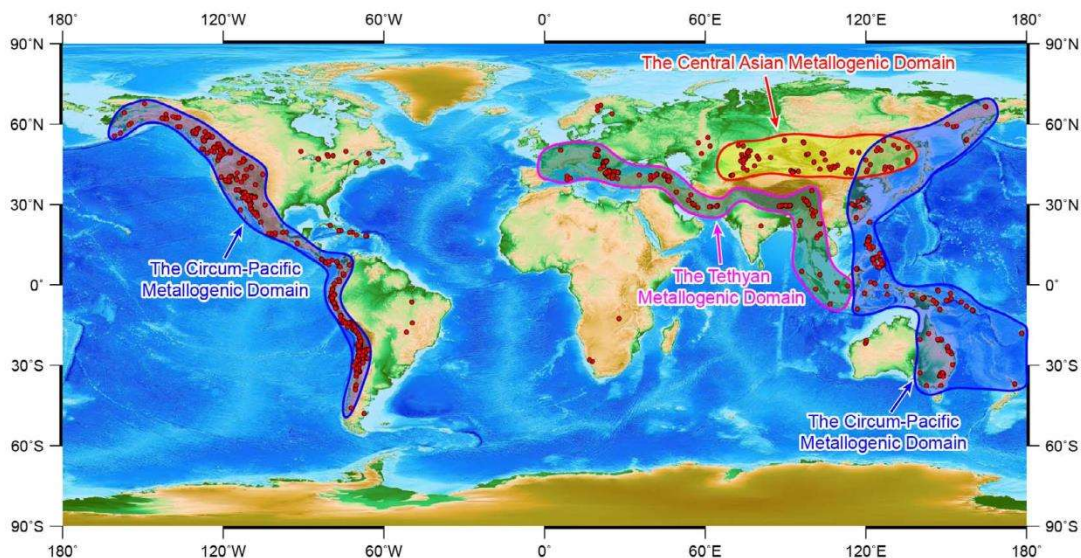


Fig. 11. Distribuição mundial dos depósitos do tipo pórfiro (Gao et al. 2017).

4.1. MAGMAS DOS DEPÓSITOS MINERAIS DO TIPO PÓRFIRO

Os stocks e diques mineralizados (Cu ±Au ±Mo) dos sistemas pórfiros constituem múltiplas intrusões (Kirkham, 1971; Gustafson, 1978), pequenas (geralmente, ≤1 km de diâmetro ou comprimento e > 2 km de extensão vertical) que se instalam em profundidade rasas da crosta (normalmente até 4 km) e que são produzidas a partir de corpos batolíticos alojados em profundidade de 5 a 15 km (Sillitoe, 2010) (Fig. 12). Nos AIOs os stocks hospedeiros da mineralização são, predominantemente, representados por hornblenda e hornblenda-biotita dioritos e quartzo dioritos (Sillitoe e Gappe, 1984), enquanto que nos arcos continentais, as rochas mais comuns são os granodioritos e quartzo monzonitos (Burnham, 1980). O batólito da raiz dos sistemas pórfiros é representado por dioritos a granitos equigranulares a fracamente porfiríticos formados a partir de numerosas intrusões (Sillitoe, 2010). É a partir desse batólito que são liberados os fluidos e o magma que forma os stocks e/ou enxames de diques responsáveis pelo desenvolvimento do estágio hidrotermal (Sillitoe, 2010).

As intrusões do sistema pórfiro são de composição intermediária a félsica, metaluminosas, tipo I, oxidadas (raramente, são reduzidas, Sun et al., 2015), saturadas em fluido aquoso rico em metais e enxofre (Burnham e Ohmoto, 1980; Ballard et al., 2002; Garrido et al., 2002; Imai, 2002; Mungall, 2002; Liang et al., 2006; Stern et al., 2007; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2013). Tipicamente, têm afinidade cálcio-alcálica de médio K, porém também podem apresentar afinidade cálcio-alcálica de alto K ou até alcálica (Seedorff et al., 2005).

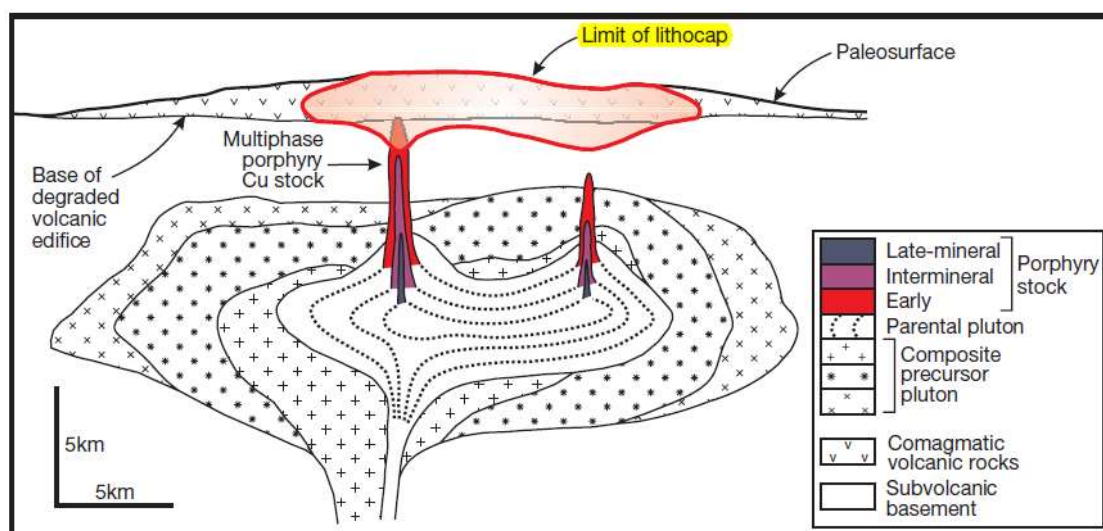


Fig. 12. Configuração espacial entre os diversos eventos magmáticos relacionados ao sistema pórfiro cuprífero segundo Sillitoe (2010).

4.1.1. Fontes dos Magmas e dos Metais dos Depósitos Mineraiis do Tipo Pórfiro

Frequentemente, os depósitos mineraiis do tipo pórfiro encontram-se associados a rochas ígneas com altas razões Sr/Y (≥ 20) e/ou La/Yb (≥ 20), características típicas dos adakitos (conforme eles foram definidos por [Kay, 1978](#) e [Defant e Drummond, 1990](#)). [Thiéblemontet et al. \(1997\)](#) foram os primeiros a observarem essa relação ao perceberem que, entre os 43 depósitos e distritos mineraiis do tipo pórfiro e epitermais das Filipinas, 38 mostraram relação próxima com magmatismo adakítico e, nos distritos onde há ocorrência tanto de rochas adakíticas quanto de rochas não-adakíticas, a mineralização é preferencialmente associada com as rochas adakíticas. Considerando a definição inicial de [Kay \(1978\)](#) e [Defant e Drummond \(1990\)](#), adakitos tem implicação direta com a fusão parcial da *slab* oceânica e, em função disso, diversos trabalhos sucessivos (por exemplo, [Sajona e Maury, 1998](#); [Oyarzun et al., 2001](#); [Lee et al., 2012](#); [Sun et al., 2015](#); [Sun et al., 2017](#)) ao de [Thiéblemontet et al. \(1997\)](#) usaram essa relação para defender a ideia de que a *slab* oceânica constitui a fonte dos metais dos depósitos do tipo pórfiro.

A própria origem das composições adakíticas, no entanto, ainda é bastante controversa e, conforme apresentado no capítulo anterior desta tese, há pelos menos três outros mecanismos para a formação de composições adakíticas a partir de magmas manto-derivados sem nenhuma participação de fusão da *slab* ([Castillo, 2006](#); [Richards e Kerrich, 2007](#)). Além disso, nem todos os depósitos do tipo pórfiro ocorrem associados a adakitos, ou rochas de alta razão Sr/Y ([Richards, 2011](#); [Chiaradia et al., 2012](#)). Dessa maneira, a origem do enriquecimento metálico desses depósitos permanece como alvo de investigação e debates e tem sido atribuído a fontes do tipo manto-astenosférico ([Burnham, 1979](#); [Griffin, 1989](#); [Shinohara et al., 1995](#); [McInnes et al., 1999](#); [Richards e Kerrich, 2007](#); [Richards, 2011](#); [Wilkinson, 2013](#)), *slab* oceânica ([Sajona e Maury, 1998](#); [Oyarzun et al., 2001](#); [Lee et al., 2012](#); [Sun et al., 2015](#); [Sun et al., 2016](#)), crosta inferior ([Hou e Cook, 2009](#); [Hou et al., 2003, 2015](#); [Yang et al., 2015](#), [Gao et al., 2017](#)), cadeia meso-oceânica reliquiar subductante ([Gao et al., 2018](#)), manto litosférico subcontinental enriquecido em sulfetos e mineraiis hidratados ([Zheng et al., 2019](#)). [Wilkson \(2013\)](#) admite ainda a possibilidade de

uma contribuição de metais vinda das rochas encaixantes das intrusões magmáticas.

4.1.2. Processos de Extração de Metais da Rocha Fonte dos Magmas Relacionados aos Sistemas Pórfiros

O estágio magmático dos sistemas pórfiros começa com a produção de magma no manto e termina quando o magma alcança o seu *solidus* (na crosta) e potencialmente exsolve um fluido hidrotermal contendo metais (Audétat e Simon, 2012). O manto, segundo Richards (2005), é constituído por 98% de silicatos, 2% de espinélio, 0,07% de sulfetos e 0,05% de ligas metálicas. Isso sugere que o comportamento dos elementos cálcófilos e siderófilos, tais como o Cu, Ag e Au, é fortemente governado pelos sulfetos (Audétat e Simon, 2012; Lee et al., 2012; Wilkinson, 2013). Para Barnes e Maier (1999) a completa extração dos sulfetos do manto, requer menos de 6% de fusão parcial se a fugacidade de oxigênio do manto (aumentada pelo metassomatismo provocado pelos fluidos liberados da *slab* oceânica subductante) for suficientemente alta para causar a completa desestabilização dos sulfetos e, conseqüentemente, a liberação dos metais para o magma. De semelhante modo, segundo Audétat e Simon (2012) o alto conteúdo em metais dos magmas de arco requer baixos graus de fusão parcial da fonte mantélica. Para Mungall (2002) a extração dos elementos calcófilos da cunha mantélica requer condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) 2 unidades logarítmicas acima do tampão faiailita-magnetita quartzo (FMQ), o que só acontece mediante interação do manto com fusão parcial da *slab* oceânica ou fluido supercrítico. Dessa maneira, magmas de arco com potencial para formar depósitos de Cu e Au, teriam que necessariamente apresentar características adakíticas (Mungall, 2002). Para Sun et al. (2015) a fusão da *slab* oceânica não apenas eleva a fugacidade do oxigênio do manto, mas constitui a própria fonte dos metais. Essa interpretação é fundamentada no fato de que a *slab* oceânica tem mais altos conteúdos de Cu (70-150 ppm, Hofmann, 1988; Sun et al., 2003) e S (~1000 ppm, O'Neill e Mavrogenes, 2002) do que o manto peridotítico (Cu = 27-35, S ~31; Widepohl e Hartmann, 1994), conseqüentemente, sua fusão gera magmas mais ricos em Cu (Sun et al., 2012). Além disso, as altas condições de fO_2 ($> \Delta FMQ + 2$) necessárias para desestabilizar os sulfetos (Lee et al., 2012), favorece a solubilidade do S no

magma em sua forma oxidada (Jugo, 2009), impedindo assim, a saturação do magma em sulfetos. Inclusões fundidas encontradas em apatita, anfibólio, plagioclasio, quartzo e titanita de seis depósitos minerais contendo anidrita magmática (Hutchinson e Dilles, 2019) reforçam o caráter altamente oxidado dos magmas relacionados aos sistemas pórfiros.

4.1.3. Processo Magmáticos Relacionados ao Enriquecimento Metálico dos Sistemas Pórfiro

Alguns depósitos minerais do tipo pórfiro não apresentam assinaturas adakíticas (ou altas razões Sr/Y) e muitos adakitos não são mineralizados. Isso indica que a formação desses depósitos, não necessariamente, depende do tipo de magma envolvido, nem de sua fonte, ou de um alto conteúdo inicial de metais no magma, mas da atuação excepcionalmente eficiente de processos de enriquecimento desde os estágios magmáticos até os hidrotermais (Vigneresse et al., 2019). No modelo proposto por Vigneresse et al. (2019), depósitos minerais do tipo pórfiro são formados a partir de câmaras magmáticas dominadas por múltiplas intrusões. Cada nova intrusão adiciona cerca de 4% de gases na câmara e, por difusão, os metais migram para essa fase gasosa até o nível crítico de saturação (cerca de 20% de gás). Após a saturação, os processos de difusão dão lugar a advecção, o que possibilita o transporte dos metais nas bolhas gasosas interconectadas que se deslocam através dos cristais lineares (Fig. 13). Conforme observado por Vigneresse et al. (2019), esses sistemas magmático-hidrotermais, começam com concentrações metálicas de alguns ppbs (parte por bilhão) no magma e terminam com concentrações percentuais nos corpos de minério. De acordo com Chiaradia et al. (2012) a degaseificação de fluidos (vapor+líquido) ricos em Cu acontece a pressões acima de ~0,2 GPa, condição na qual a cristalização de anfibólio antecede a plagioclásio gerando um magma residual com altas razões Sr/Y (>50->80).

Para Richards e Kerrich (2007) e Wilkinson (2013) a formação dos depósitos do tipo pórfiro, quer associados às composições adakíticas, quer associados às composições cálcio-alcálicas de arco normal, são devidas aos processos de MASH (*melting-assimilation-storage-homogenization*). Wilkinson (2013) descreve esse processo nas seguintes etapas: 1. O *underplating* de magma máfico na crosta continental desencadeia fusão e assimilação crustal; 2.

O magma máfico aprisionado em profundidades perde calor e evolui para composições intermediárias a félsicas; 3. Ciclos de adição de novas remessas de magma máfico e cristalização aumentam o conteúdo de voláteis e metais para gerar magmas férteis; 4. O fracionamento de anfibólio gera assinatura fértil de altas razões Sr/Y e Zr/Y.

A dissolução de sulfetos (precocemente cristalizados) pela interação com fases gasosas exsolvidas de magmas máficos intrusivos em câmaras magmáticas félsicas saturadas em sulfetos é também um modelo de enriquecimento metálico e tem sido usado para explicar o a gênese de sistemas pórfiros como o do vulcão Merapi, Indonésia (ver por exemplo, [Nadeau et al., 2005](#)).

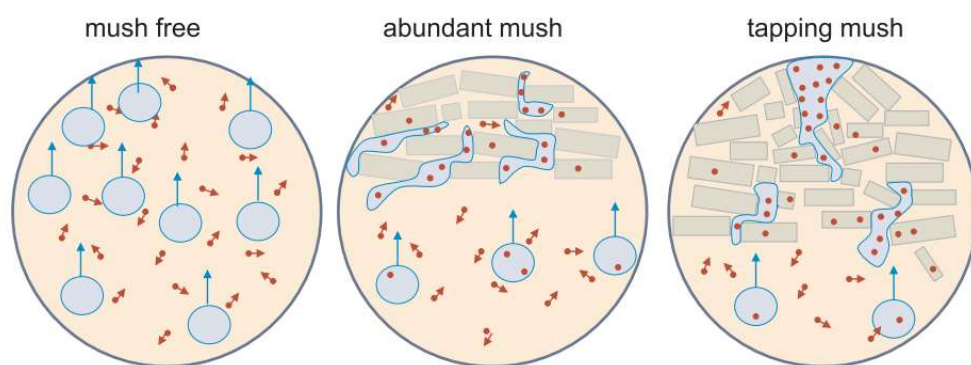


Fig. 13. Modelo esquemático de formação de magma fértil a partir de ciclos de regarga de magma em um câmara magmática ([Vignerresse et al., 2019](#)).

5. SISTEMA PÓRFIRO MARA ROSA

Os depósitos minerais do tipo pórfiro (Serra das Araras, Morro do Urubu - Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã, Serra dos Picos) do SAIO Mara Rosa são marcados por estreitas serras lineares ([Fig. 14](#)) nas quais rochas ricas em cianita afloram em escala de distrito (ca. 120 km) ([Oliveira et al., 2016](#)). Eles ocorrem como lineamentos orientados na direção NE-SW, paralelos a orientação do SAIO Mara Rosa. Lineamentos arco-paralelos podem ocorrer ao longo de zonas de falhas intra-arco que estiveram ativas antes ou durante os eventos magmáticos e a geração dos sistemas pórfiros, e são envolvidos nos locais de formação e e geometria dos desses sistemas ([Sillitoe, 2010](#)). O depósito Cu-Au Chapada (~515 Mt Cu @ 0.31% and Au @ 0.24 g/t, [Miranda et al., 2018](#)) é o principal depósito do tipo pórfiro do SAIO Mara Rosa. Ele é um excepcional

exemplo de depósito de grande volume e baixo teor de idade neoproterozoica (Richardson et al., 1986; Oliveira et al., 2016). O corpo de minério do Chapada é caracterizado por calcopirita-pirita amplamente disseminada hospedada em xistos ricos em biotita (biotita xisto, muscovita-biotita xisto, anfibólio-biotita xisto) e, subordinadamente, em biotita gnaisses e xistos e quartzitos recos em cianita e muscovita (Oliveira et al., 2016). A principal estrutura do corpo de minério Chapada é representada por um grande anticlinal aberto com metavulcânicas/metapiroclásticas e metavulcanoclásticas máficas a félsicas e rocha metassedimentares imaturas e químicas nos flancos e metadioritos equigranulares e a porfiríticos no núcleo (Fig. 15). No modelo genético de Oliveira et al. (2016), o depósito Chapada foi formado em dois estágios que inclui um evento precoce do tipo pórfiro sobreposto por um evento de zona de cisalhamento. O primeiro evento de mineralização representa um caso raro de depósito mineral do tipo pórfiro de idade neoproterozoica metamorfizado o qual preserva distintos zoneamentos de alteração hidrotermal-mineralização desenvolvidos na interface entre rochas dioríticas equigranulares a porfiríticas (884-867 Ma) e rochas metavulcânicas e metapiroclásticas máficas a intermediárias. Os valores de ϵ_{Nd} tanto das rochas metavulcano-sedimentares quanto das rochas metaplutônicas são positivos (+2.17 to +5.39) indicando assim a natureza juvenil de seus protólitos (Oliveira et al., 2016). Esses autores concluíram a partir de dados de isótopos de S em pirita e calcopirita ($\delta^{34}S = -2.90$ to $+0.76\%$) que tanto a mineralização Cu-Au pórfiro quanto a a mineralização epigenética foram geradas por enxofre de origem magmática.

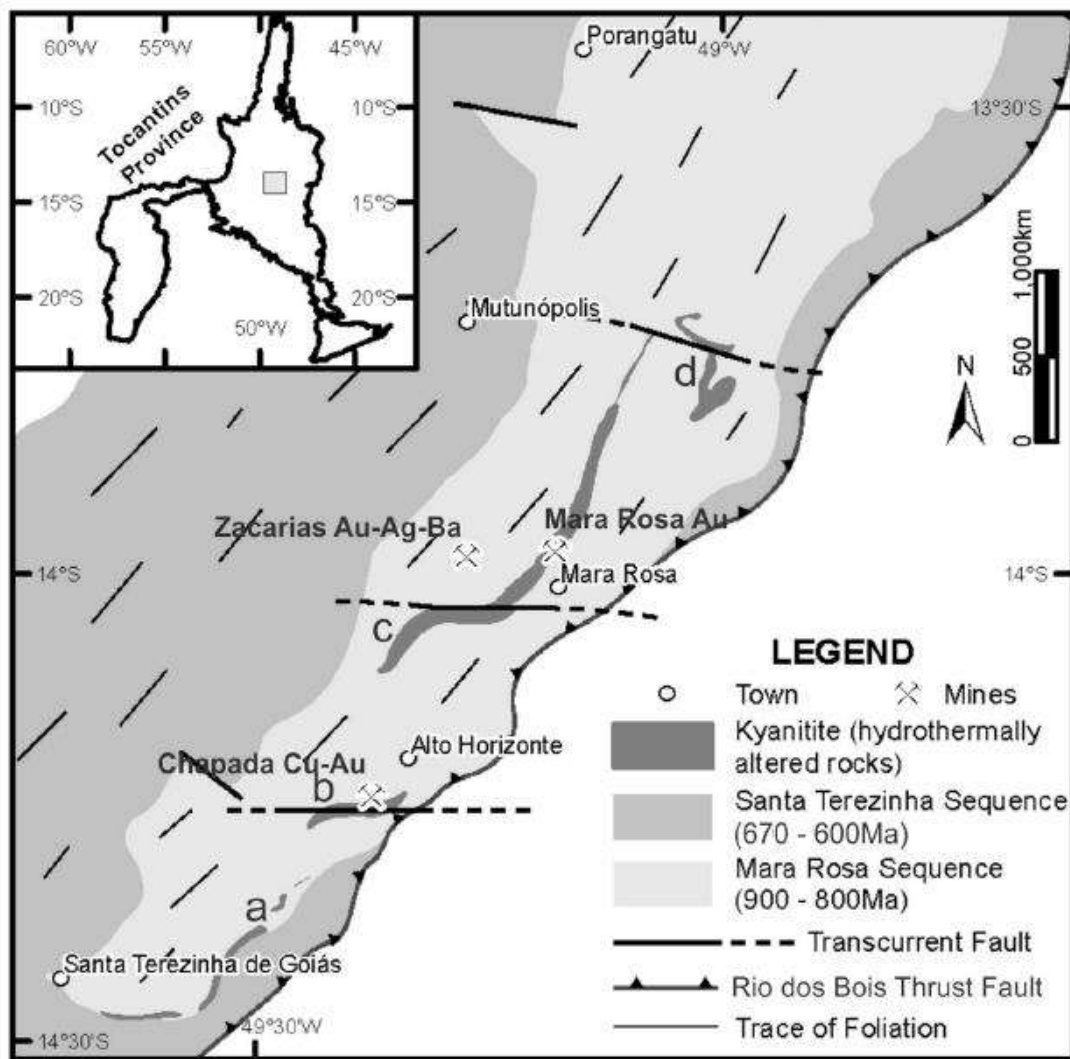


Fig. 14. Mapa geológico simplificado do Arco Magmático de Mara Rosa mostrando grupos e alinhamentos de rochas ricas em cianita de tamanhos e morfologia variados; a. Serra das Araras; b. Morro do Urubu - Chapada; c. serra do Bom Jesus; e, d. Serra do Caranã (Oliveira et al. 2016).

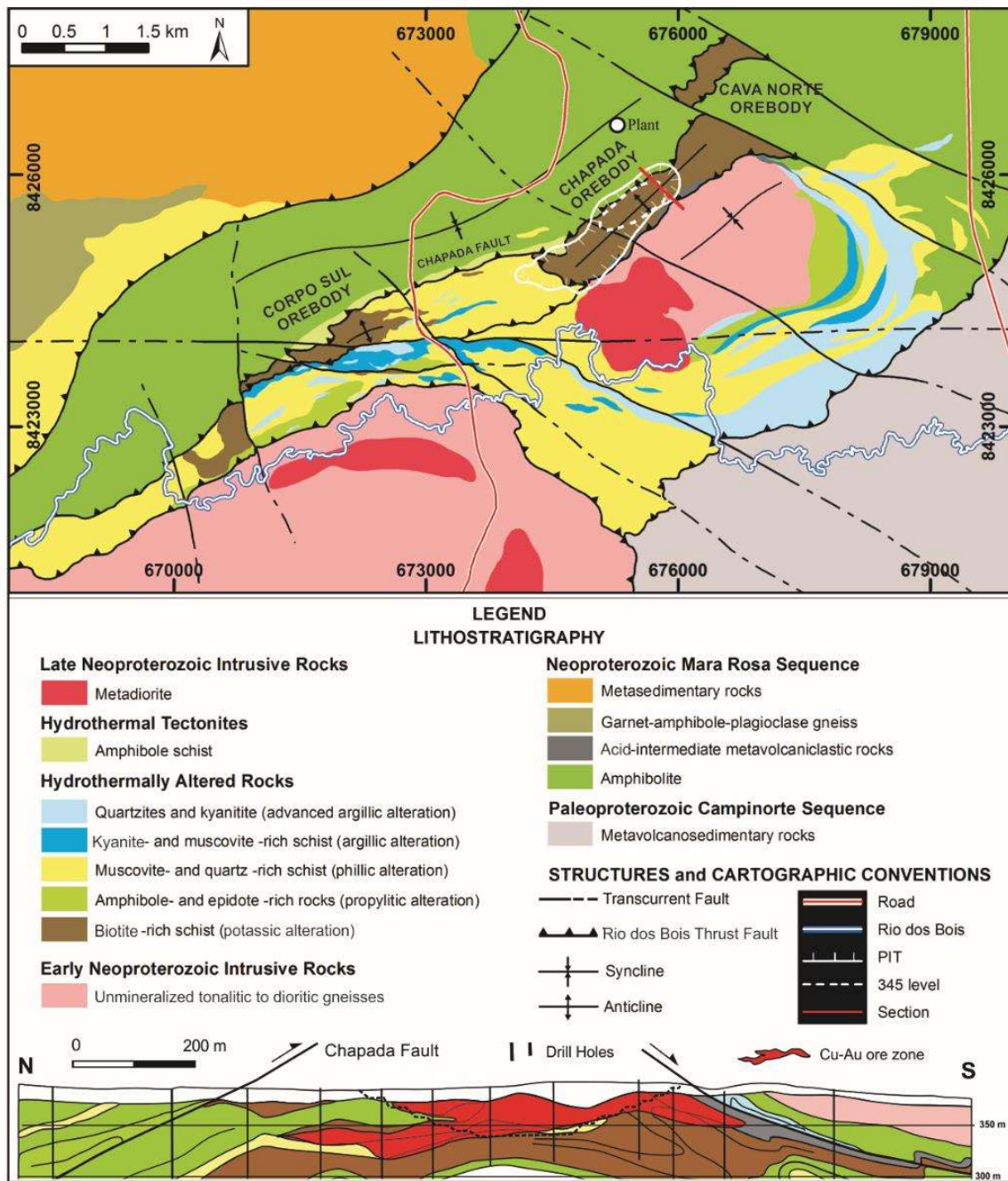


Fig. 15. Mapa geológico do depósito Cu-Au Pórfiro Chapada com contorno da cava principal (linha branca tracejada) e seção geológica (segundo Oliveira et al., 2016).

6. THE TONIAN MAGMATISM OF THE MARA ROSA INTRA-OCEANIC ARC, TOCANTINS PROVINCE, BRAZIL: TECTONIC SIGNIFICANCE OF MORB-AFFINITY BASALTS, BONINITES AND ARC BASALTIC-ANDESITE

Ana Tayla Rodrigues Ferreira^a, Claudinei Gouveia de Oliveira^b

^a*Universidade Federal de Roraima, Brazil; Instituto de Geociências, Campus Paricarana, Av. Cap. Ene Garcez, 2413, Bairro Aeroporto, 69310-000, Boa Vista-RR, Brazil.*

^b*Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900 Brasília, DF, Brazil.*

Abstract

The Tonian Magmatism of the Mara Rosa Intra-Oceanic Arc System (Mara Rosa IOAS) occurs in the northern portion of the Goiás Magmatic Arc, west of the Brasília Belt, Tocantins Province. Two major geological units represent it: the Mara Rosa Metavulcanosedimentary Sequence (930-890 Ma) consisting of amphibolites, shales/schists, quartzites, gondites, metacherts, among others, and the Mara Rosa Orthogneisses (890-848 Ma). Throughout the evolution of the Mara Rosa IOAS, these rocks were metamorphosed into amphibolite facies and re-metamorphosed into greenschist facies conditions. Despite this, many amphibolites still preserve the geochemical signatures of their igneous protoliths, constituting an important key for identifying the magmatic events related to the origin and evolution of Mara Rosa IOAS. Thus, this work used field, petrographic, mineral chemistry, geochemical and geochronological data to identify three main groups of amphibolites: 1. MORB-affinity amphibolites; 2 – Boninite-type amphibolites; and 3. Arc amphibolites. MORB-affinity amphibolites are the oldest (915 ± 8 Ma, zircon U-Pb) ever found in Mara Rosa IOAS. They are slightly LILE enriched, HFSE depleted and have low Ti/V (12-14), Zr/Y (1-2), and Zr/Sm (18-29) ratios indicating a high degree of partial melting from a previously depleted mantle source. These features resemble the IzuBonin-Mariana IOAS fore-arc basalts (FABs), indicating a tectonic context of the fore-arc basin type. Boninite-type amphibolites range from low-Si (LSB) to high-Si (HSB), have high Mg# (73-80), Cr-high spinel (88-96), and high Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$). These properties are compatible with a clinopyroxene-rich mantle source, possibly of harzburgitic composition. Arc amphibolites are LILE enriched, have negative Nb and Ti anomalies, transitional and calc-alkaline, and transient to tholeiitic affinity evidence distinct mantle sources possibly related to different degrees of interaction with subduction fluids or newly formed oceanic crust. Spatially, the MORB-affinity amphibolites and boninite-type amphibolites occur predominantly in the western portion of the Mara Rosa IOAS while arc amphibolites are distributed in the eastern portion forming a NE-SW-trending volcanic front, suggesting that the Mara Rosa IOAS was formed from subduction that progressed from west to east.

Keywords: Tocantins Province; Mara Rosa Intra-oceanic arc system; Amphibolite; Boninite; Tholeiitic and calc-alkaline arc basaltic-andesite.

1. Introduction

Several and complex magmatic products are found in all modern (Izu Bonin-Mariana, Reagan et al., 2017; Shervais et al., 2019; Li et al., 2019; Tonga-Kermadec, Sobolev and Danyushevsky, 1994; Falloon et al., 2008) and old (Dunzhugur, Kuzmichev et al., 2001; Sklyarov et al., 2016; Shishkhid, Kuzmichev et al., 2005) Intra-Oceanic Arch Systems (IOAS). Reviews in the literature on several IOAS worldwide, such as Hawkins et al. (1984), Crawford et al. (1989), Stern (2010), and Safonova et al. (2017) consider that in these environments, the magmatic progression is outlined by a succession of boninite-type rocks and arc tholeiitic basalts, followed by calc-alkaline basalts, diorites and granodiorites and, in some cases, shoshonitic rocks. Recent work by the scientific committee of the International Ocean Discovery Program (IODP), especially on the fore-arc basin of the Izu-Bonin-Mariana (IBM) IOAS, has shown that the first magmatic products related to the beginning of the subduction process are actually the fore-arc basalts (FAB) (Reagan et al., 2010; Reagan et al., 2017, Shervais et al., 2019). However, Reagan et al. (2010) stated that although the FABs share some geochemical similarities with the mid-ocean-ridge basalts (MORB) and back-arc basalts (BAB), they have lower Ti/V and Yb/V ratios reflecting a stronger prior depletion of their mantle source. Likewise, Reagan et al. (2017) also concluded and showed that in the IBM IOAS, the low and high silica boninites were produced during and shortly after the FABs were formed.

In the Tonian Mara Rosa IOAS (Figs. 1, 2), despite the regional metamorphism of amphibolite facies and retro-metamorphism of greenschist facies (Richardson et al., 1986; Kuyumjian, 1989), some amphibolites still preserve the geochemical signatures of their protoliths. Thus, to identify the magmatic products generated during the origin and evolution of the Mara Rosa IOAS and their petrogenetic aspects, this work presents and discusses field, petrographic, mineral chemistry, larger element geochemistry, trace features, Nd isotopes and geochronological data of various amphibolites found in Mara Rosa IOAS.

2. Regional geological setting

The Tonian Mara Rosa IOAS is narrow, 15 to 45 km wide, extending for about 450 km in the NE-SW direction in the Goiás and Tocantins states, central

Brazil. It is situated in the northern portion of the Goiás Magmatic Arc (GMA), west of the Brasília Belt, in the northern Tocantins Province (Fig. 1). The Tocantins Province consists of a system of Brazilian orogens (Brasília Belt, Araguaia Belt, and Paraguay Belt) formed by the convergence and collision of the plates of the Amazonian, San Francisco and Paranapanema/La Plata River cratons during the amalgamation of the supercontinent West Gondwana (Almeida et al., 1981; Brito Neves and Cordani, 1991; Brito Neves et al. 1999; Frasca, 2015). In the Brasília Belt, this system developed by accretionary tectonics (Pimentel and Fuck, 1992) that led to the closure of the Goiás Paleoocean and the formation of the GMA. Throughout the Brasiliano orogenic cycle (~ 930 Ma-600 Ma, Pimentel, 2016; Oliveira et al., 2016), the Mara Rosa IOAS was juxtaposed to the Archean and Paleoproterozoic rocks of the Goiás Massif by the Rio dos Bois fault to the east (Kuyumjian et al., 2004; Oliveira et al., 2016) and to the rocks (635 Ma-600 Ma) of the Santa Terezinha de Goiás continental arc to the west (Frasca, 2015). A geophysical (gamma-spectrometric and magnetometric) discontinuity called Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (Chiarini, 2007) separates the Mara Rosa IOAS from the Santa Terezinha de Goiás continental arc. Regional faults transported Mara Rosa IOAS rocks over the Paleoproterozoic rocks of the Campinorte Sequence to the south (Kuyumjian et al., 2004). On the other hand, to the north, the Mara Rosa IOAS was covered by the sediments of the Parnaíba basin in the Phanerozoic.

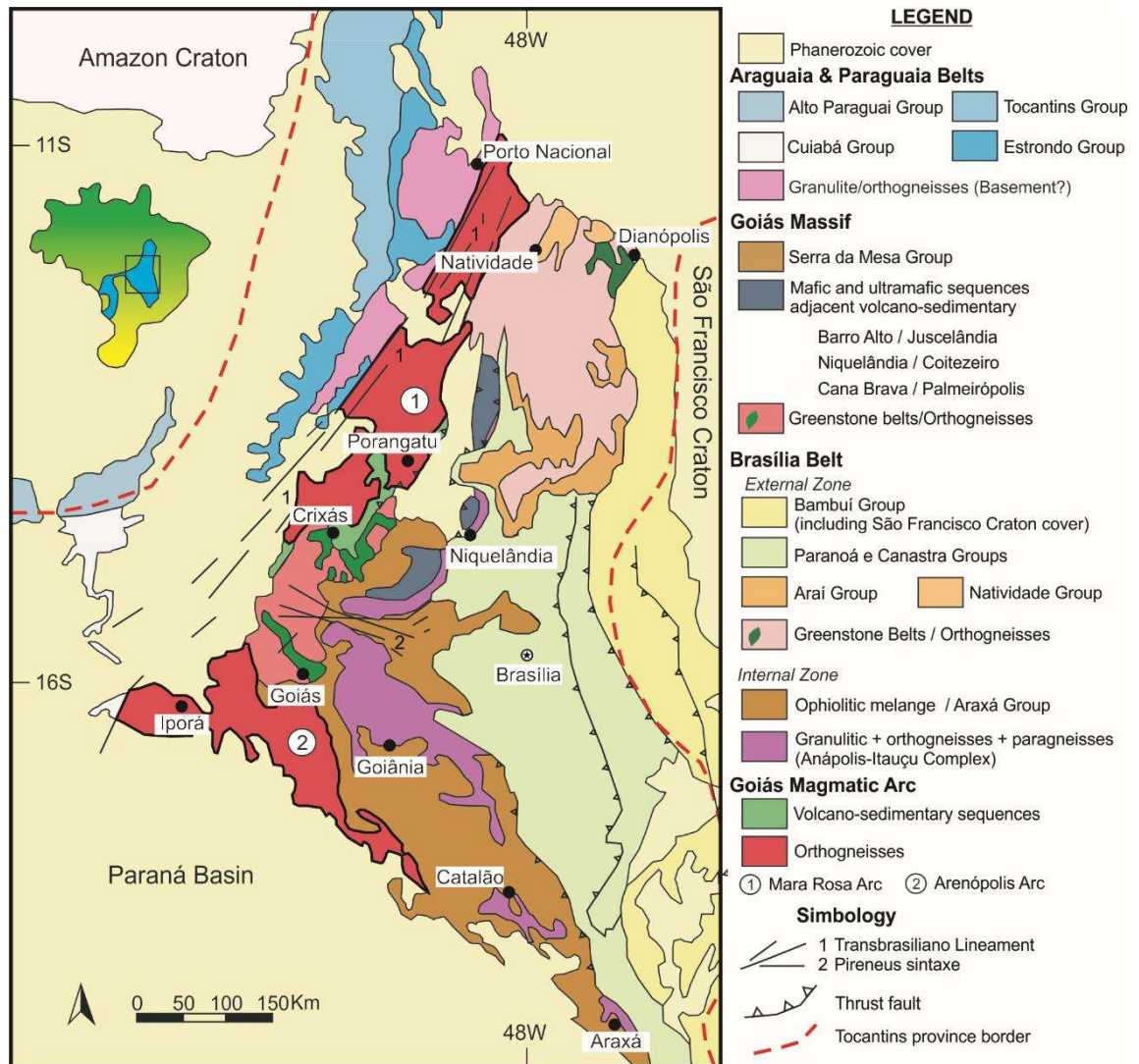


Fig. 1. Regional geologic map of the northern sector of the Tocantins Province in Central Brazil (after Fuck et al., 1994).

3. The Mara Rosa intra-oceanic arc system (Mara Rosa IOAS)

The Tonian Mara Rosa IOAS is represented by rocks of the Mara Rosa Sequence and the Mara Rosa Orthogneisses (Fig. 2). The Mara Rosa Sequence groups a set of metavolcano-sedimentary rocks (amphibolites, shales/schists, metabasalts, metandesites, metariolites, metatuffs, quartzite, metagreywackes, metacherts, iron formations and gondites) with zircon ages varying from 930 Ma to 890 Ma, ϵ_{Nd} between +2.2 and +5.9, and model ages (TDM_{Nd}) between 0.92 and 1.21 Ga (Table 1). These rocks form narrow belts (2 to 7 km wide) intercalated with elongated bodies of orthogneisses (Arantes et al., 1991; Oliveira et al., 2016), displaying NE-SW trending foliation with moderate to high-angle dive/dip to the west.

The Mara Rosa Orthogneisses group a set of intermediate and felsic rocks (Viana et al., 1995) with U-Pb zircon ages from 890 Ma to 848 Ma, ϵ_{Nd} between +2.3 and +6.9, and TDM_{Nd} between 0.81 and 1.12 Ga (Table 1). These rocks have average developed gneissic banding with millimeter or centimeter thick bands, dominant dioritic and tonalitic composition, and subordinate granodioritic. They are metaluminous and calc-alkaline (Viana et al., 1995).

These two units were involved in progressive regional metamorphism of amphibolite facies (650°C and 9 Kbar pressure, Richardson et al., 1986, Kuyumjian, 1989) and retrogressive in greenschist facies (462°C and 5 Kbar pressure, Kuyumjian, 1989). Pimentel et al. (1997) dated this metamorphic event to 632 ± 4 Ma (analyses LA-ICP-MS U-Pb, Table 1) based on titanite crystals from a granodioritic orthogneiss sample from the Mara Rosa region.

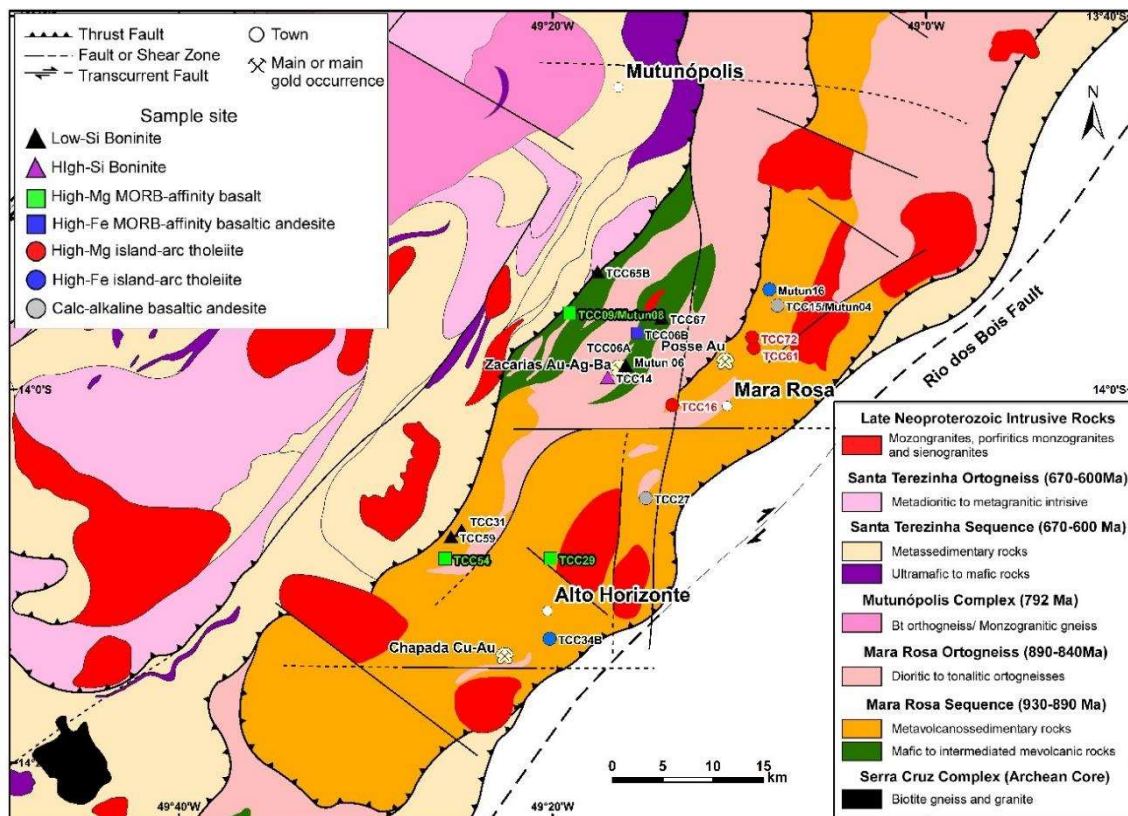


Fig. 2. Geologic map of Mara Rosa intra-oceanic arc system – Mara Rosa IOAS (after Oliveira et al., 2016).

Table 1

Summary of isotopic data of the Mara Rosa intra-oceanic arc.

<i>Mara Rosa Sequence</i>	Rock	Sample	Age (t): U-Pb (Ma)	Model age - T_{DM} Sm-Nd (Ga)	ϵ (t)	Ref.
	Amphibolite	Chap-1/6	-	0.92	+5.4 (Nd)	1
	Amphibolite	Cn-anf	-	0.92	+5.9 (Nd)	1
	Volcanoclastic psammitic subarkosic sediment	MR214	916±5 (zircon)	0.97	+5.4 (Nd)/ +8 to +12 (Hf)	2
Metavolcanosedimentary rock	Mevolcanoclastic rock	Chap-FR-08	930-890 (mean 908) (zircon)	1.06	+3.4 (Nd)	1
	Biotite-muscovite schist	Chap12	-	1.21	+2.2 (Nd)	1
<i>Mara Rosa Ortogneiss</i>						
	Mylonitic granite	PMPB25	890±14 (zircon)	-	-	3
	Porphyritic metadiorite	CS99	884±15 (zircon)	1.2	+2.3 (Nd)	1
	Tonalitic orthogneiss	Mutun3a	c. 875	0.98	+5.3 (Nd)	3
	Quartz diorite orthogneiss	Mutun15	c. 875	0.81	+6.9 (Nd)	3
	Quartz diorite orthogneiss	TCC30	870±14 (zircon)	-	-	1
Amarolândia body	Equigranular metadiorite/ Bt-Mt gneiss	Chap-FR-14	867±8 (zircon)	-	-	1
	Metagranodiorite	MR65 (Posse gold mine)	862±8 (zircon)	1.0	+ 3.7 (Nd)	4
	Metagranodiorite	MR65 (Posse gold mine)	632±4 (sphene)	regional metamorphism age	-	4
	Leucocratic metagradiorite	HP190	860±13 (zircon)	-	-	5
Travessia suite (Barreira body)	Tonalitic gneiss	HP182A	c. 840	0.85	+5.9 (Nd)	5
	Orthogneiss/ metatonalite	MR3	856±13/-7 (zircon)	1.0	+ 4.6 (Nd)	4
	Equigranular metadiorite	Chap1	-	0.96	+4.9 (Nd)	1
	Equigranular metadiorite	Chap179	-	0.91	+5.4 (Nd)	1
	Muscovite-biotite schist	Chap2	-	1.12	+3.5 (Nd)	1
	Muscovite-biotite schist	Chap10	-	1.01	+4.5 (Nd)	1
Tonalitic to granodioritic orthogneiss	TA36B	848±4 (zircon)	0.91	+5.1 (Nd)	6	

Ref.: 1 = Oliveira *et al.*, 2016; 2 = Matteini *et al.*, 2010; 3 = Oliveira inédito; 4 = Viana *et al.*, 1995/ Pimentel *et al.*, 1997; 5 = Diener, 2015; 6 = Frasca, 2015.

4. Sampling and analytical procedures

4.1. Sampling

Thirty-seven amphibolite samples were collected from natural outcrops or road sections during fieldwork. After the petrographic description and using the obtained data, 18 samples were selected for mineral chemistry analysis, 17 for total rock geochemical analysis, 16 for Sm-Nd isotopic geochemical analysis, and 4 for U-Pb zircon geochronology. During sampling, samples near fractures and shear zones were avoided to minimize possible modifications related to secondary, hydrothermal or weathering alteration processes.

4.2. Microprobe analyses

Silicate and opaque minerals (mainly Fe and Ti oxides) from 18 polished thin sections were analyzed in the JXA-8230 SuperProbe Electron Probe Microanalyzer (EPMA) at the Electron Microscopy Laboratory in the Institute of Geosciences of the University of Brasília. The equipment was operated at 15 kV (Acc. V.) and 10 nA. All slides were previously metalized with carbon. Natural and synthetic mineral standards were used in the calibration.

4.3. Whole-rock geochemical analyses

Seventeen representative samples, preserved from weathering, were selected for total rock geochemical analysis. The samples were prepared for analysis following the standard grinding, spraying and quenching processes. After reaching clay granulometry ($<0.02\mu\text{m}$), aliquots of approximately 10 grams were sent to the ALS commercial laboratory for determining the major elements (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) and trace elements (Ba, Ce, Cr, Cs, Ga, Ge, Hf, Nb, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, U, Th, W, Y, and Zr), including rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm, I, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb and Lu). The sample aliquots were fused with lithium borate. Major element analyses were performed using an inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry (ICP-AES) and trace elements using an inductively coupled plasma - mass spectrometry (ICP-MS). To determine the base metals (Cu, Mo, Ni, Pb, and Sc), aliquots were digested in 4 acids and the analyses were performed by ICP-AES. The ALS Laboratory is ISO 9001: 2008 certified, ensuring the good

quality of the analyses. The detection limits of the analytical procedures and equipment used are shown in Table 2.

4.4. U-Pb LA-ICP-MS analyses

Four samples of the Mara Rosa IOAS amphibolite were selected for U-Pb zircon dating, but zircon crystals were found in only one (MORB-type amphibolite). To collect the zircon crystals, the samples were crushed (about 15 to 20 kg of each sample), sieved and beaten to concentrate the heavy minerals, including zircon. This fraction was then separated using a FRANTZ isodynamic magnetic separator, model L1, into two fractions: magnetic and non-magnetic minerals. The non-magnetic fraction was examined using a binocular magnifying glass (up to 60X magnification) to collect the zircon crystals. Subsequently, 54 crystals were mounted on epoxy and polished to obtain a flat surface. The internal characteristics were determined by a FEI-QUANTA 450 scanning electron microscope, generating back-scattered electrons (Fig.9b). The equipment was calibrated at 10 kV. For the analyses, the mounts were cleaned with diluted HNO₃ (about 2%). Analytical procedures followed the methodology described in [Buhn et al. \(2009\)](#). The isotopic data were obtained in an LA-ICP-MS equipment with Nd: YAG ablation laser ($\lambda = 213$ nm) connected to a Neptune ICP-MS Thermo Finnigan multi-collector. The laser was calibrated at 10 Hz and 75 mJ/cm², using 25 μ m spot. A zircon (GJ) fragment from [Jackson et al. \(2004\)](#) was used as the primary reference standard during the analyses. Zircon grains with ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios less than 1000 were rejected for the final age calculation. U/Pb data were calculated and plotted using the software ISOPLOT v.3 ([Ludwig, 2003](#)).

4.5. Sm-Nd isotopic analyses

The Sm and Nd isotopic analyses of 16 amphibolite samples from the Mara Rosa IOAS ([Table 5](#)) were performed following the methodology of [Gioia and Pimentel \(2000\)](#), in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. A 50 mg sample of total rock dust is mixed in standard tracing solution with ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd and dissolved in Savillex capsules by successive attacks with HF, HNO₃, and HCl acids. The Sm and Nd extraction follows conventional ion exchange techniques using Teflon columns with LN-Spec resin (PTFE powder supported HDEHP-diethyl hexyl phosphoric acid). The samples are then loaded onto Re

evaporation filaments and isotopic measurements are performed on a Finnigan MAT262 multi-collector thermo-ionic spectrometer (7 Faraday cup collectors) in static mode. The uncertainties for the Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are less than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ), respectively, based on repeated analyses of the BHVO-1 and BCR-1 international standards. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized against the $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. The decay constant used was $6.54 \cdot 10^{-12} \text{a}^{-1}$. The model age (T_{DM}) and ϵ_{Nd} were calculated following the model of De Paolo (1981). Nd procedure blanks were better than 100 pg.

5. Results

5.1. Field aspects, petrography and mineral chemistry

The Mara Rosa IOAS amphibolites are dark to medium gray or greenish-gray, presenting fine to medium grain with nematoblastic texture (Figs. 4a, 4c, 4e). These rocks outcrop, locally, like a small hill with bulging top, and commonly appearing as angular blocks and slabs in pasture and cross road and river margins (Fig. 3). These rocks have a diverse mineral mode and chemistry, and geochemical signature allowing a subdivision into three groups: 1 – Amphibolites with MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) affinity; 2 – Boninite-type amphibolites; and 3 - Arc amphibolites. The MORB-affinity amphibolites are often associated with blocks of boninite-type amphibolites, metacherts, and gondites. Although no contacts were found between these amphibolites, local intercalations were observed between the layers of MORB-affinity amphibolites and gondite lenses (Fig. 3d).

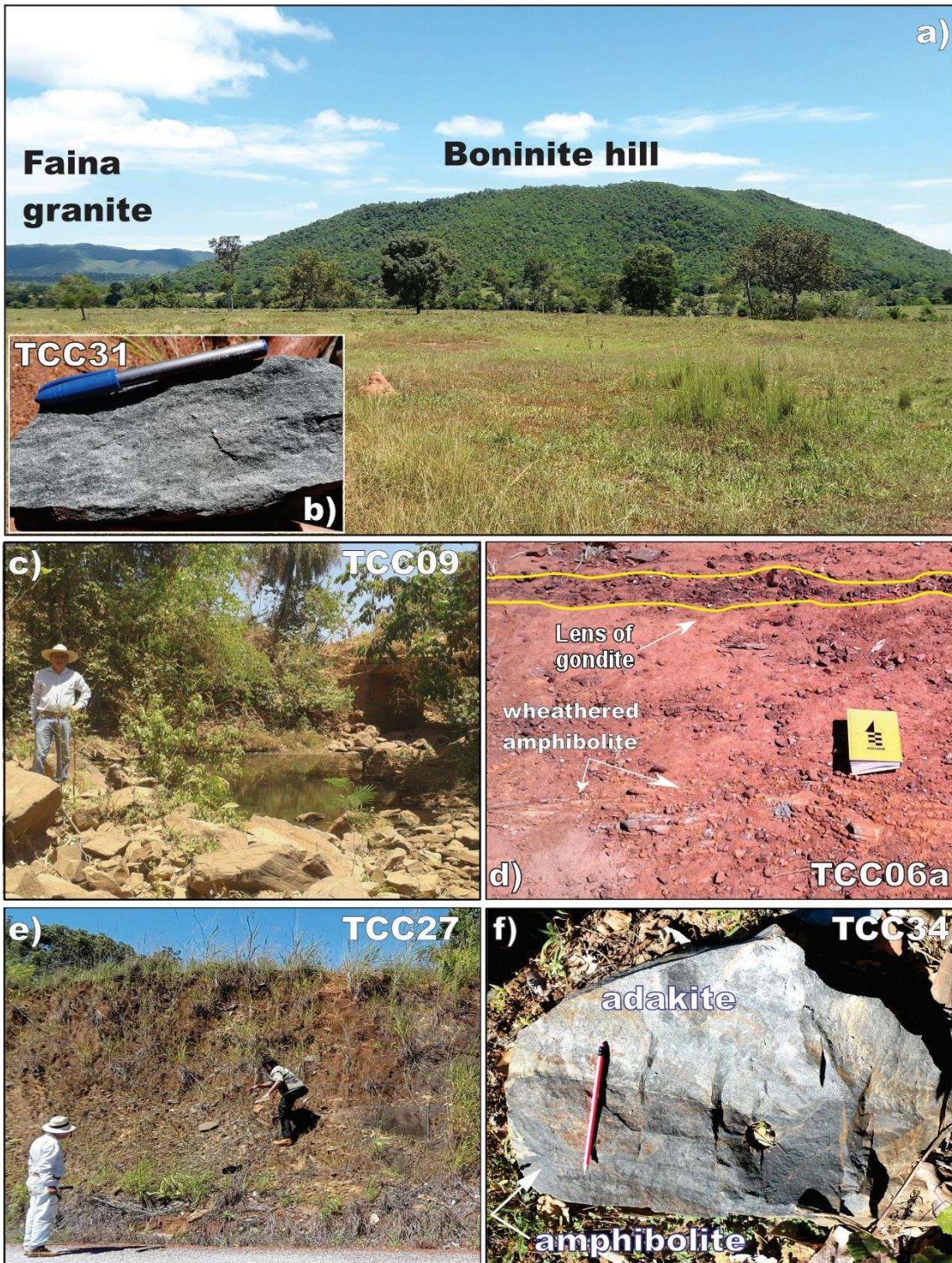


Fig. 3. Aspects of field of the Mara Rosa IOAS amphibolites. a) Boninite hill; b) Sample of boninitic amphibolite with nematoblastic texture; c) Blocks of the high-Mg MORB-affinity amphibolite (FAB) at river margins; d) Layers of weathered amphibolite interbedded with lens of gondite; e) Blocks of the amphibolite on the cross road; f) Block of the high-Fe basaltic-andesitic amphibolite in contact with adakitic rock.

Amphibolites with MORB affinity consist of amphibole and subordinate plagioclase and quartz (Fig. 4b), and sometimes clinopyroxene. Epidote, and to

a lesser extent, apatite, zircon, titanite, and opaques may or may not be present. Amphibole are calcium-type, ranging from Mg-hornblende [$Mg\# = Mg/(Mg^{2+} + Fe^{2+}) = 0.56-0.82$] to tschermakite or Fe-tschermakite ($Mg\# = 0.46-0.76$), or calc-sodium of the barroisite-type ($Mg\# = 0.58-0.67$). Plagioclase generally varies from andesine to bytownite ($An = 35-88$) but may also have concentric zoning with more calcic nuclei (andesine to labradorite, $An = 43-55$) than the edges (oligoclase to andesine, $An = 20-36$). Finally, diopside-type clinopyroxene ($Mg\# = 0.57-0.61$) while opaque minerals are represented by titanomagnetite, ilmenite, pyrite, and chalcopyrite.

Boninite-type amphibolites are inequigranular (Fig. 4c, 4d) or equigranular, consisting of essentially amphibole. Orthopyroxene (Fig. 4d), clinopyroxene, plagioclase and quartz in small quantities, epidote and opaque crystals may or may not be present. Amphibole is Mg-hornblende-type ($Mg\# = 0.64-0.94$). Orthopyroxene crystals have ripiform habit and enstatite composition ($En = 79-81$) while clinopyroxene is diopside-type ($Mg\# = 0.71-0.84$). Plagioclase, when present, ranges from oligoclase ($An = 16-23$) to andesine ($An = 37-45$) whereas opaques are represented by Cr-rich spinel [$Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al) = 88-96$], characteristic of boninite (Crowford et al., 1989).

Arc amphibolites consist of amphibole, plagioclase, and quartz to a lesser extent (Fig. 4f). Epidote, apatite, zircon, titanite, opaque and, more rarely, biotite may or may not be present in small quantities. Amphibole ranges from Mg-hornblende or Fe-hornblende ($Mg\# = 0.49-0.75$) to tschermakite ($Mg\# = 0.62-0.80$). Plagioclase ranges from albite to bytownite ($An = 8-77$). Opaques are represented by magnetite, ilmenite, pyrite and/or chalcopyrite.

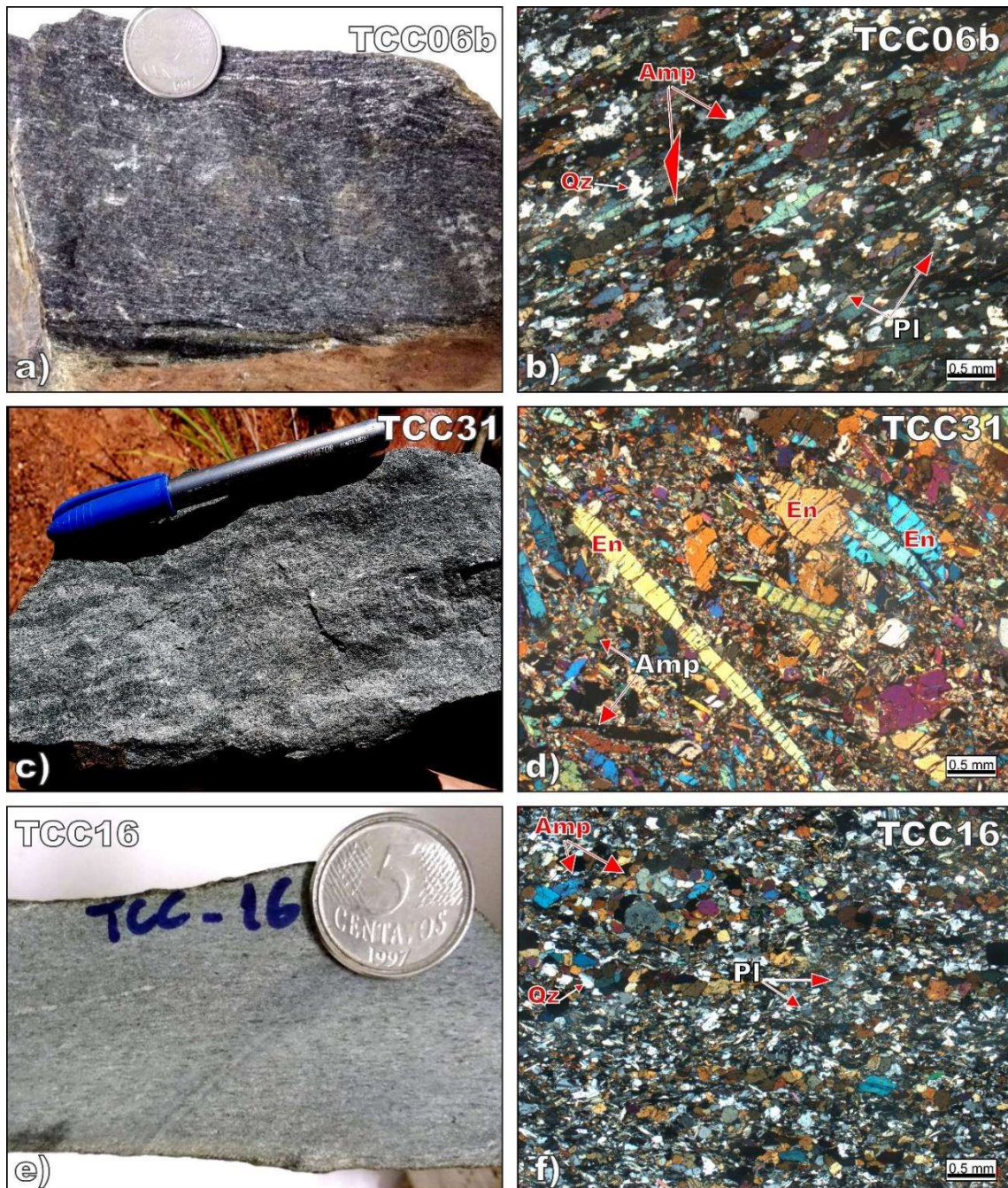


Fig. 4. Macroscopical and microscopical aspects of the Mara Rosa IOAS amphibolites. a, b) High-Fe MORB-affinity basaltic-andesitic amphibolite (FAB); c,d) Inequigranular low-Si boninitic amphibolite with orthopyroxene (En = 79-81); e,f) Fine high-Fe basaltic-andesitic amphibolite – high-Fe IAT. Amp = amphibole; En = enstatite; Pl = plagioclase; Qz = quartz. Photomicrographs were taken with crossed-polarized light in thin sections.

5.2. Whole-rock geochemistry

The total rock geochemistry data of the various Mara Rosa IOAS amphibolites are shown in Table 2. These data were mainly processed based on Ti, Al, Mg, Cr, Ni, V, Y, Zr, Nb, and Th, and rare earth elements (ETR), often considered immobile or of low mobility during low-temperature hydrothermal and

Table 3

Most features of the geochemical groups of the studied amphibolites.

Geochemical group	Mg#	TiO ₂ (%)	Cr (ppm)	Sr (ppm)	V (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Ti/Zr	CaO/Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	Ti/Sc	ETR total (ppm)
High-Fe MORB-affinity (FAB)	43	1.12	40	118	488	30	3.89	92	0.57	12	140	43
High-Mg MORB-affinity (FAB)	56-64	0.58-0.60	200-350	91-138	256-308	16-21	1.69-2.40	124-194	0.82-1.19	24-25	72-82	19-29
LSB	75-80	0.07-0.13	1630-3620	37-185	34-114	3-7	0.21-0.72	21-40	1.35-2.42	64-109	16-27	7-24
HSB	73	0.19	1220	130	84	9	0.98	23	1.05	50	57	19.1
High-Mg IAT	44-67	0.38-0.64	80-720	290-364	216-362	13-23	1.37-2.10	60-95	0.48-0.57	26-39	54-107	26-37
High-Fe IAT	37-38	1.99-3.19	34-60	370-1465	429-461	42-63	4.04-6.03	73-79	0.62-0.76	4-7	398-416	159-161
CA-Arc	41-47	0.91-1.08	40-62	582-868	185-294	10-25	1.08-2.78	54-64	0.33-0.50	16-18	209-364	59-65

Mg# = razão molar [MgO/(MgO+FeO)]*100

weathering processes or greenschist to amphibolite grade metamorphism (Scott and Hajash, 1976; Hofmann and Wilson, 2007; Furnes et al., 2012; Pearce, 2014). Overall, the amphibolites presented Loss On Ignition (LOI) ranging from 0.46 to 2.20 wt% and maximum total carbon of 0.07 wt%. Thus,) in the binary diagram Nb/Y versus Zr/TiO₂ of Winchester and Floyd (1977), these amphibolites were classified as basalts, basaltic andesites and andesites (Fig. 5a). Additionally, in the Jensen (1976) diagram, the MORB-affinity amphibolites are scattered between the fields with tholeiitic affinity of high Mg and high Fe whereas the boninite-type amphibolites plot in the high Mg, low Fe^T+Ti and Al, forming a trend that evolves toward the high Al field without varying greatly the Fe^T+Ti sum (Fig. 5b). Arc amphibolites are scattered between the fields with tholeiitic affinity of high Mg, high Fe, and calc-alkaline. In the Y versus Zr binary diagram of Ross and Bedard (2009), the diverse arc amphibolite signatures are again noticeable with samples plotting in the tholeiitic, transitional, and calc-alkaline fields (Fig. 5c). The main geochemical characteristics defining each group and subgroup are summarized in Table 3.

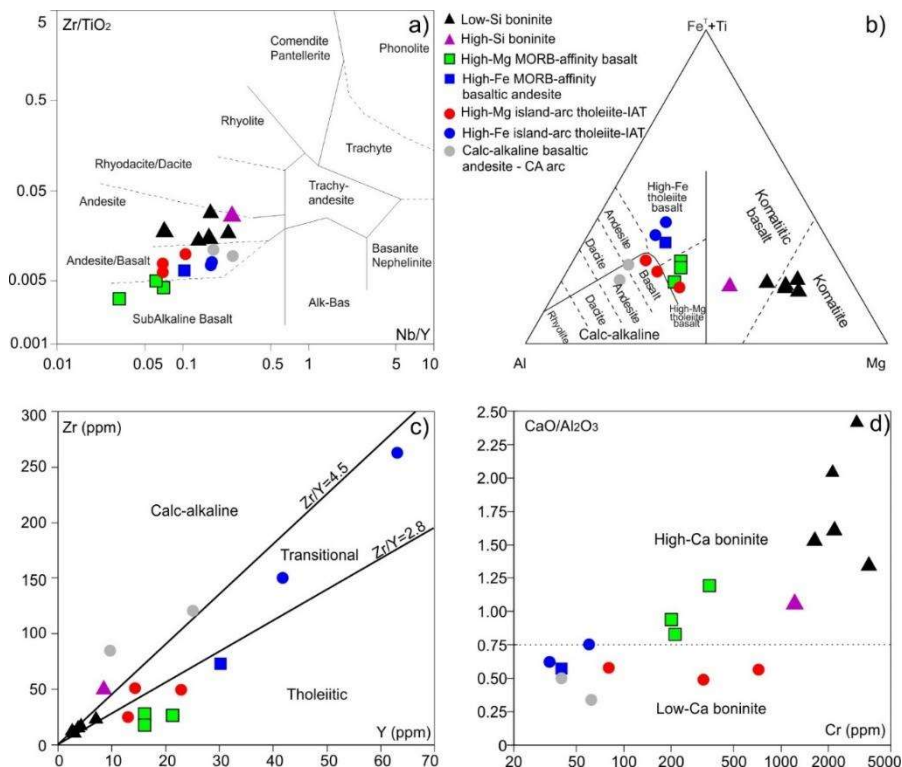


Fig. 5. Geochemical classification of the Mara Rosa IOAS amphibolites: a) Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1977); b) Al vs. Fe^T+Ti vs. Mg diagram (T=total iron) (Jensen,1976); c) Zr vs. Y plot showing the tholeiitic, transitional and calc-alkaline affinity (after Ross and Bedard, 2009); d) Cr vs. CaO/Al₂O₃ plot [the dashed lines divide high-Ca boninite (CaO/Al₂O₃ > 0.75) and low-Ca boninite (CaO/Al₂O₃ < 0.75) after Crawford et al. (1989)].

5.2.1. Amphibolite with MORB affinity

The amphibolites with MORB affinity present basaltic compositions and high-Mg tholeiitic affinity (high-Mg MORB-affinity) or andesite-basaltic composition with high-Fe tholeiitic affinity (high-Fe MORB-affinity), [Figs.5a, 5b](#). High-Mg MORB-affinity have Mg# [$\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}) *100$ molar ratio] = 56-63, MgO = 7.6-7.7 wt%, CaO = 11.7-17.9 wt%, TiO₂ = 0.58-0.60 wt%, and Cr = 200-350 ppm. High-Fe MORB-affinity have Mg # = 43, MgO = 5.2 wt%, CaO = 7.4 wt%, TiO₂ = 1.12 wt% and Cr = 40 ppm. Both high-Mg MORB-affinity and high-Fe MORB-affinity are LILE (*large ions lithophile elements*)-enriched (Cs, Rb, Ba, K, ± Sr) relative to the N-MORB of [Sun and McDonough \(1989\)](#). However, the LILE enrichment varies between 1 and 23 times in high-Mg MORB-affinity, and between 1 and 3 times in high-Fe MORB-affinity ([Fig.7a](#)). Furthermore, HFSE (*high field strength elements*, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb) depletion is slight (1 to 5 times) in high-Mg MORB-affinity and very close to 1 (0.88-1.33) in high-Fe MORB-affinity, in this case, expressing neither enrichment nor depletion. Samples from these two subgroups exhibit heavy ETR enrichment over light ETR enrichment, typical of MORB-type basalts, regardless of being related to meso-oceanic ridges, back-arc or fore-arc basins ([Fig. 7b](#)). High-Mg MORB-affinity has total ETR between 20 and 29 ppm, whereas high-Fe MORB-affinity, in turn, has total ETR of 43 ppm. Their low Nb/Yb (0.3-0.8) and Th/Yb (0.02-0.07) ratios also demonstrate their MORB affinity in the [Pearce \(2008\)](#) diagram modified by [Furnes et al. \(2015\)](#) ([Fig.8a](#)). However, in the Ti/1000 versus V diagram of [Shervais \(1982\)](#), these rocks plot in the field of the proximal island arc tholeiitic (IAT) slab ([Fig.8b](#)). This result is addressed in the discussion section.

5.2.2. Boninite-type amphibolite

The boninite signature of some Mara Rosa IOAS amphibolites was identified from the high SiO₂ (50.4-57.5 wt%) and MgO (10.5-20 wt%), and low TiO₂ (0.07-0.19 wt%) contents. The International Union Geological Sciences (IUGS) ([Le Maitre, 2000](#)) defines boninites as volcanic rocks with SiO₂ content above 52 wt%, MgO above 8 wt%, and TiO₂ below 0.5 wt%. While some of the boninite-type amphibolites from the Mara Rosa IOAS fit this definition perfectly, others do not since their SiO₂ content is below 52 wt% ([Table 2](#)). In fact, [Pearce and Reagan \(2019\)](#) conducted a comprehensive review on boninite and

concluded that many rocks, which are actually siliceous high-Mg basalts (SHMB) or low-Ti basalts (LOTI), have been misclassified as boninite. In view of this, [Pearce and Reagan \(2019\)](#) made few recommendations about the treatment of total rock geochemical data and proposed new classification and nomenclature graphs. Their first recommendation is that, in the case of ancient rocks subject to weathering and metamorphism, a MgO mobility test should be performed first using Cr as proxy, which has been considered highly immobile against these processes ([Lahaye et al., 1995](#)). Thus, a good MgO-Cr correlation in a binary diagram may indicate that MgO remained as immobile as Cr during the post-magmatic processes. [Fig. 6a](#) shows the correlation index ($R^2 = 0.69$) between MgO and Cr obtained for the boninite-type amphibolites from the Mara Rosa IOAS, indicating low MgO mobility. In this context, [Pearce and Reagan \(2019\)](#) suggest a classification based on the SiO_2 versus Cr ([Figs.6b](#)) and TiO_2 versus Cr ([Fig.6c](#)) diagrams. [Figs. 6b, 6c](#) show that these amphibolites fit perfectly in the boninite field. [Pearce and Reagan \(2019\)](#) observed that the classic classification of these rocks based on the SiO_2 , MgO and TiO_2 behaviors requires previous recalculation of the values to anhydrous base (by subtracting LOI and oxygen added by oxidation of FeO to Fe_2O_3 during analyses process by total melting of the sample under oxidizing conditions). After these recalculations, they are classified from the SiO_2 versus MgO, TiO_2 versus MgO and Si_8 versus Ti_8 diagrams ([Figs. 6d-f](#), respectively). Si_8 and Ti_8 correspond to SiO_2 and TiO_2 values in the fractionation trends in $\text{MgO} = 8$ wt%. Following this recommendation, it is again possible to see that the amphibolites represent boninite-type protoliths ([Figs. 6d-f](#)). [Pearce and Reagan \(2019\)](#) also recommend modifying the limit $\text{Si}_8 = 59$ proposed by [Kanayama et al. \(2013\)](#) to divide the boninites into low silica (LSB) and high silica (HSB) to $\text{Si}_8 = 57$. Following the above guidelines, [Figs. 6d](#) and [6f](#) show that most boninite-type amphibolites are identified as LSB while a single sample, the only one with plagioclase content above 1%, is better identified as HSB. In the classification proposed by [Crowford et al. \(1989\)](#), both LSB and HSB from the Mara Rosa IOAS have high $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios (> 0.75), corresponding to high Ca boninites ([Fig. 5d](#)). In the N-MORB normalized multi-element diagram of [Sun and McDonough \(1989\)](#), these rocks exhibit LILE (Ba, K, \pm Sr), Th and U enrichment and HFSE depletion (Nb, Ti, Zr, Hf, Y), [Fig. 7c](#). In the ETR diagrams, these rocks show a sub-horizontal pattern

(Fig. 7d), with La_{CN}/Yb_{CN} ratios between 2.2 and 5.9. Eu/Eu^* ratios vary between 0.70 and 1.09 and total ETR content range from 7 to 37 ppm. The Nb/Yb (0.49-2.86) and Th/Yb (0.22-0.76) ratios vary over relatively large intervals, scattering in field of moderate subduction fluid influence (Fig. 8a) in the discriminating tectonic environment diagram of Pearce (2008). The Ti/1000 versus V diagram of Shervais (1982) reinforces the boninite signature of these rocks (Fig. 8b).

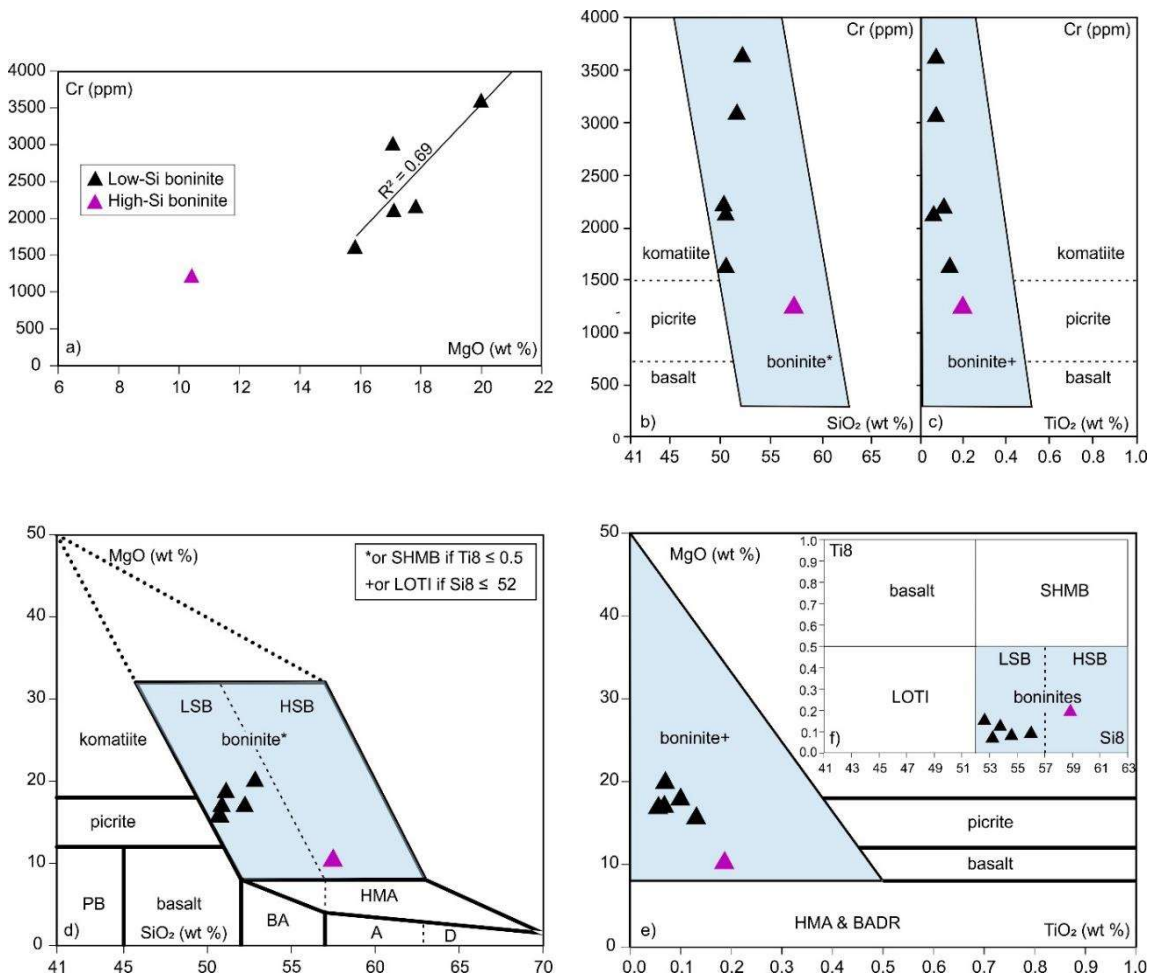


Fig. 6. Geochemical classification and MgO mobility test of the Mara Rosa IOAS boninitic amphibolites after Pearce and Reagan (2019). a) MgO vs. Cr (R^2 = correlation index); b) SiO_2 vs. Cr plot; c) TiO_2 vs. Cr plot; d) SiO_2 vs. MgO plot; e) TiO_2 vs. MgO plot; f) Si8 vs. Ti8 plot. The blue fields show limits for boninite strict senso. The dashed lines in d) and f) diagrams divide high-Si boninite (HSB) and low-Si boninite (LSB). BA = basaltic andesite. A = andesite. D = dacite. SHMB = siliceous high-Mg basalts. LOTI = low-Ti basalts. HMA = high-Mg andesite. PB = picrobasalt. Si8 na Ti8 refer to values of SiO_2 and TiO_2 on fractionation trends at MgO = 8 wt %.

5.2.3. Tholeiitic and calc-alkaline arc amphibolite

The arc amphibolite group is represented by rocks with basaltic andesite composition (Fig. 5a) with MgO content below 9 wt% and important geochemical differences, characterizing three distinct subgroups: 1 - Arc amphibolites with

tholeiitic to transitional high-Mg affinity (high-Mg IAT); 2 - Arc amphibolites with tholeiitic or transitional high-Fe affinity (high-Fe IAT); and 3 - Arc amphibolites with calc-alkaline affinity (CA arc), [Figs. 5b and 5c](#). The high-Mg IAT has higher Mg # (44-67) and MgO (4.4-8.1 wt%), and lower TiO₂ (0.38-0.64 wt%) compared to high-Fe IAT (Mg# = 37-38, MgO = 4.5-4.7 wt%, TiO₂ = 1.99-3.19 wt%), and CA arc (Mg # = 41-47, MgO = 3.3-3.7 wt%, TiO₂ = 0.91-1.08 wt%), [Table 2](#). Additionally, these rocks are considerably richer in Cr (80-720 ppm) and Ni (21-140 ppm) compared to both high-Fe IAT (Cr = 34-60 ppm, Ni = 12-24 ppm) and CA arc (Cr = 40-62 ppm, Ni = 11-20 ppm). In the N-MORB normalized multi-element diagrams of [Sun and McDonough \(1989\)](#) ([Fig. 7e](#)), high-Mg IAT, high-Fe IAT, and CA arc exhibit LILE enrichment (Cs, Rb, Ba, K, and Sr) ranging from 1 to 43 times. However, high-Mg IAT is depleted in HFSE (Nb, Zr, and Ti) between 2 and 3 times while high-Fe IAT is 2-5 times enriched in the three elements, and CA arc is 1-2 times enriched in Nb and Zr and depleted in Ti (1 time). High-Mg IATs are less enriched in Th (4-6 times) and U (2-6 times) than High-Fe IAT (Th = 11-14 times, U = 11-13 times) and CA arc (Th = 8-18 times, U = 9-15 times). Normalized to chondrite of [Boynton \(1984\)](#), the three subgroups are more enriched in light ETR than in heavy ETR, however, high-Mg IATs display a sub-horizontal pattern and the lowest La_{CN}/Yb_{CN} ratios (1.3-2.2) compared to High-Fe IAT (La_{CN}/Yb_{CN} = 2.2 to 3.9) and CA arc (La_{CN}/Yb_{CN} = 2.1-6.1), which exhibit a right-leaning pattern ([Fig. 7f](#)). Eu anomalies are nonexistent in high-Mg IAT (Eu/Eu* = 0.92-1.08) and CA arc (Eu/Eu* = 0.93-0.98), and slightly negative in high-Fe IAT (Eu/Eu* = 0.81-0.86). Total ETR ranges from 26 to 37 ppm for high-Mg IAT, 59 and 65 ppm for CA arc, and 159 and 161 ppm for high-Fe IAT. The Nb/Yb ratios between 0.66 and 2.22 and Th/Yb between 0.24 and 0.93 plot these rocks mainly in the transitional field between island arch and continental arch ([Fig. 8a](#)) in the [Pearce \(2008\)](#) diagram modified by Furnes et al. (2015). In the Ti/1000 versus V diagram of [Shervais \(1982\)](#), the high-Mg IAT (Ti/V = 6-14) plots between the boninite and proximal IAT slab fields. High-Fe IAT and CA arc, in turn, plot in the distal slab field ([Fig. 8b](#)).

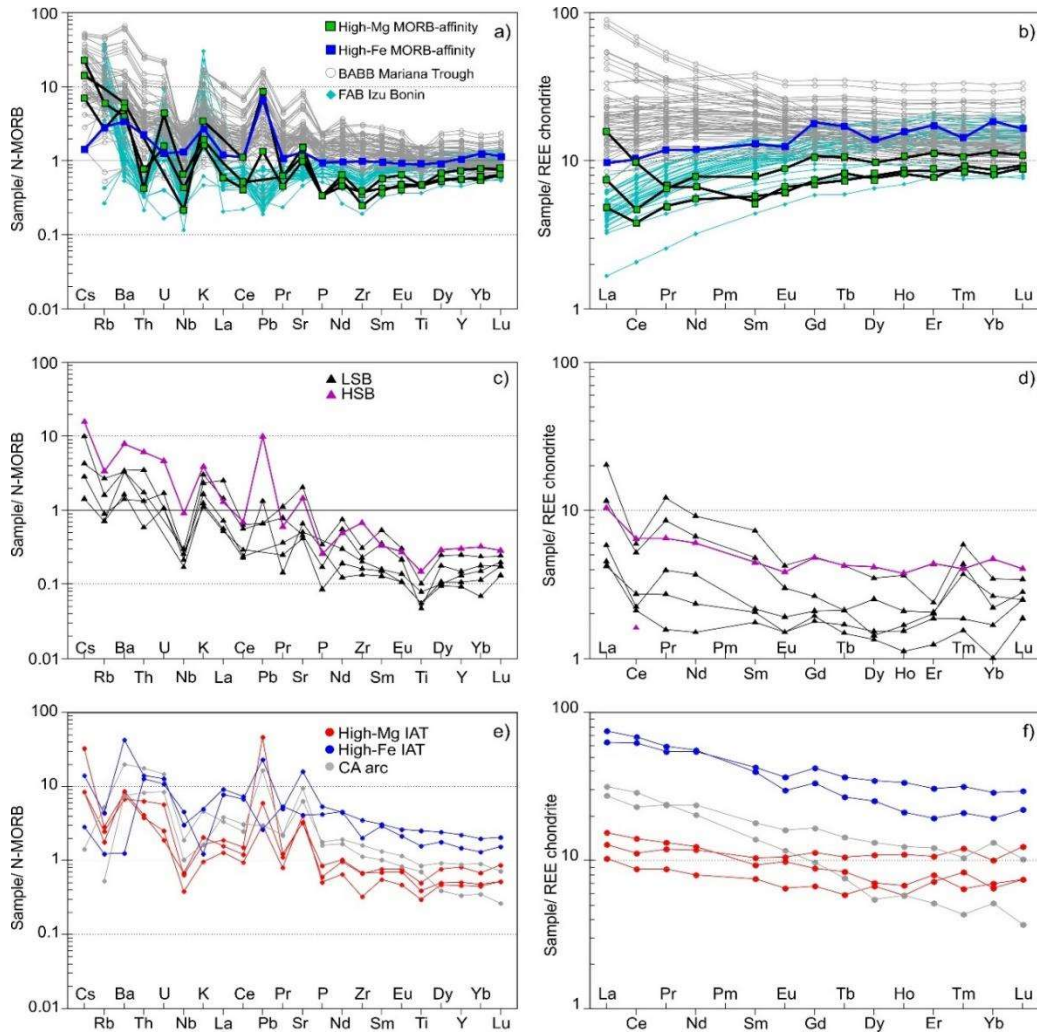


Fig. 7. Multi-element variation (spider) diagrams, normalized to N-MORB of [McDonough and Sun, 1989](#) (a, c, e) and Chondrite-normalized rare earth element of [Boynton, 1984](#) (b, d, e f) of the Mara Rosa IOAS amphibolites. Grey circles and light blue data in a) and b) diagrams are back-arc basin basalts – BABB (after [Pearce et al., 2005](#)) and fore-arc basalts - FAB (after [Shervais et al., 2019](#)) of Mariana-Izu-Bonin intra-oceanic arc system.

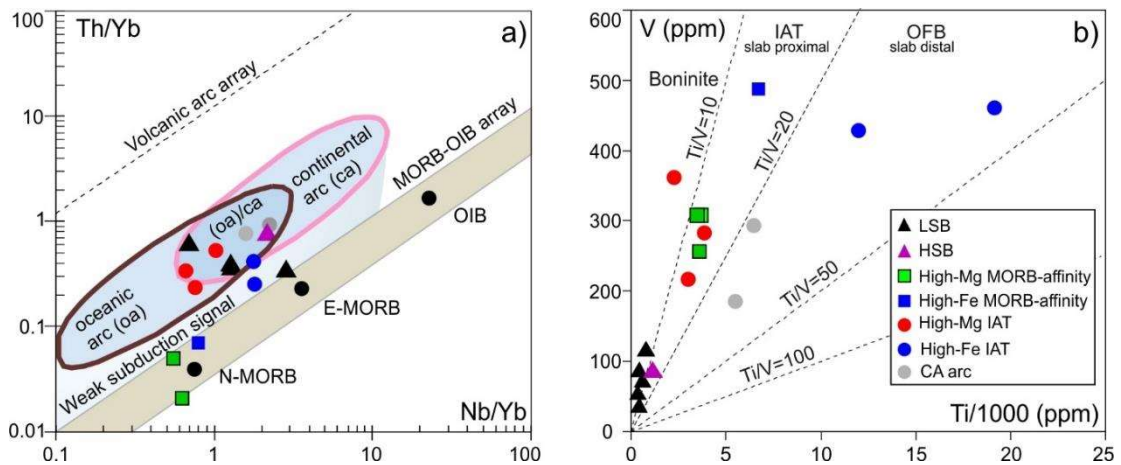


Fig. 8. Proxies for tectonic setting. a) Th/Yb vs. Nb/Yb (after [Pearce, 2008](#) modified from [Furnes et al., 2015](#)); b) Ti/1000 vs. V (after [Shervais, 1982](#)).

5.3. U-Pb Isotopes on zircon geochronology

Four samples of Mara Rosa IOAS amphibolites were selected for U-Pb zircon dating. However, only one (sample TCC06a, an amphibolite with MORB affinity) had zircon crystals, which are clear transparent appearance, subhedral to euhedral prism-bipyramidal shapes, and sizes between 80 and 200 μm (Fig. 9b). The results of the isotopic analyses LA-ICP-MS U-Pb conducted in six of these crystals indicated a concordance age of 915 ± 8 Ma (Fig. 9a). This age was considered representative of the crystallization time of the igneous protolith of the MORB-type amphibolite. The concordance degree of the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of the six crystals ranged from 97 to 102% (Table 4).

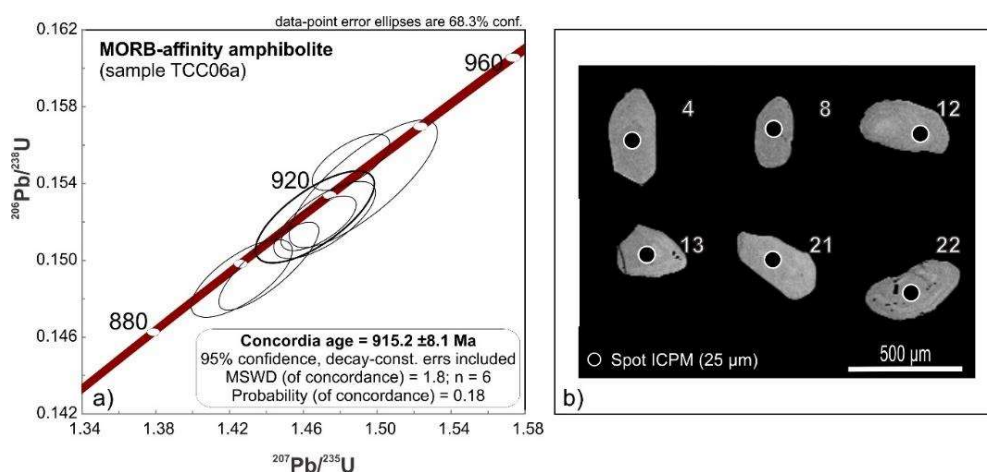


Fig. 9. a) Concordia diagram for sample TCC06a (MORB-affinity) showing the crystallization age of its igneous protolith; b) Scanning electron microscopy, backscattered electron images of subhedral zircon crystals of concordia age (LA-ICP-MS U-Pb results of analyses are shown in the table 4).

Table 4

LA-ICP-MS U-Pb results of *in situ* zircons analyses of the MORB-affinity amphibolite (sample TCC06a).

Crystal	Th/U	Isotopic ratios										Apparent ages (Ma)				Conc.	
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2 σ abs
ZR04	0.33	264663	63.98	0.0698	0.62	1.442	1.24	0.1497	1.01	0.81	923.5	25.3	899.3	17.0	906.4	14.8	97.4
ZR08	0.51	72740	13.28	0.0703	1.00	1.493	1.78	0.1540	1.42	0.80	937.0	40.7	923.3	24.5	927.4	21.5	98.5
ZR12	0.42	71403	15.64	0.0702	0.79	1.472	1.24	0.1521	0.87	0.71	933.5	32.3	912.8	14.9	918.9	14.9	97.8
ZR13	0.61	96193	18.60	0.0695	0.58	1.486	0.93	0.1551	0.63	0.67	912.8	24.0	929.6	10.8	924.7	11.3	101.8
ZR21	0.45	166278	12.61	0.0701	0.56	1.469	0.91	0.1519	0.62	0.68	931.2	23.0	911.8	10.5	917.5	11.0	97.9
ZR22	0.43	120881	11.48	0.0694	0.81	1.427	1.27	0.1491	0.90	0.71	911.1	33.3	895.7	15.0	900.2	15.1	98.3
ZR10	0.36	38969	46.97	0.0709	0.89	1.558	1.27	0.1593	0.83	0.65	955.4	36.2	953.0	14.7	953.8	15.7	99.7
ZR18	0.45	87278	19.46	0.0702	0.65	1.434	1.35	0.1481	1.13	0.83	934.5	26.5	890.2	18.8	903.1	16.1	95.3
ZR29	0.58	145159	18.49	0.0703	0.60	1.441	1.28	0.1487	1.07	0.84	935.9	24.3	893.9	17.8	906.2	15.3	95.5
ZR24	0.58	261675	16.60	0.0698	0.51	1.549	0.96	0.1609	0.73	0.76	922.8	20.7	961.8	13.0	950.1	11.8	104.2
ZR26	0.56	37542	46.54	0.0698	0.84	1.591	1.65	0.1653	1.36	0.83	922.5	34.4	985.9	24.9	966.5	20.4	106.9

5.4. Nd isotopic data

The amphibolites have well defined $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios according to the petrographic and geochemical groups defined in this work. Table 5 shows that the MORB-type amphibolites have the highest $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512711 ± 15 - 0.513150 ± 10) ratios compared to the other amphibolites. Some of these values are even higher than the current $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.513130 calculated for the depleted mantle (DM) of Workman and Hart (2005). Boninite-type amphibolites, on the other hand, have the lowest $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios, with values varying between 0.512347 ± 9 and 0.512549 ± 3 , which are even lower than the current $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.512638 for the Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) of De Paolo and Wasserburg (1976). Arc amphibolites, in turn, present intermediate values with isotopic ratios $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ranging from 0.512553 ± 13 to 0.512989 ± 16 . The TDM_{Nd} ages of boninite-type amphibolites (1.16-1.34 Ga) are similar to those obtained for MORB-affinity amphibolites (1.21 Ga) and at least 90 Ma older than those obtained for arc amphibolites (0.88-1.07 Ga). All these rocks have positive ϵ_{Nd} ($t = 915$ Ma) (Fig.10), however, boninite-type amphibolites have the lowest values (1.74-3.59) compared to MORB (4.45) and arc (3.35-8.10) amphibolites.

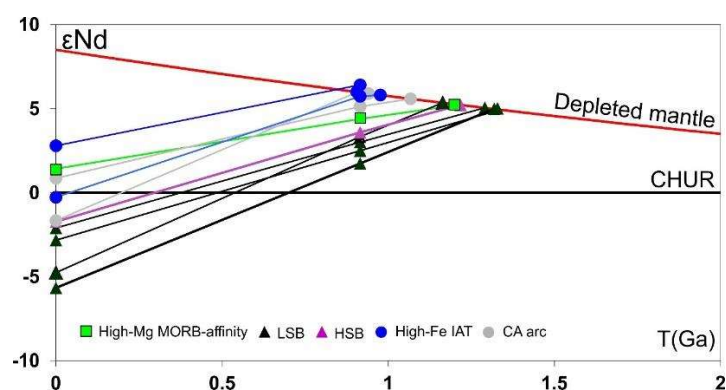


Fig. 10. ϵ_{Nd} vs time diagram of the Mara Rosa IOAS amphibolites.

Table 5

Whole rock Sm–Nd data for the studied amphibolites.

Serie	Geochemical composition	Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ)*	$\epsilon_{\text{Nd}}(t=0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t=9.15\text{Ma})$	TDM _{Nd} (Ga)
High-Fe MORB-affinity (FAB)	Basaltic andesite	TCC 06B	2.79	7.97	0.2115	0.512950±15	+6.09	-	-
	Basalt	TCC54	1.24	3.22	0.2334	0.513146±11	+9.91	-	-
	Basalt	TCC09/Mutum8	1.22	4.30	0.1714	0.512711±15	+1.42	+4.45	1.21
	Basalt	TCC 29	2.08	5.55	0.2266	0.513150±10	+10.0	-	-
LSB	Andesite	TCC31	0.45	1.79	0.1531	0.512530±9	-2.10	+3.00	1.29
	Andesite	TCC59	0.47	1.87	0.1513	0.512493±12	-2.83	+2.50	1.34
	Andesite	TCC65B	0.91	4.14	0.1334	0.512347±9	-5.68	+1.74	1.32
	Andesite	TCC67	1.59	7.51	0.1278	0.512394±12	-4.76	+3.32	1.16
HSB	Andesite	TCC14	0.88	3.50	0.1513	0.512549±3	-1.74	+3.59	1.22
	Basaltic andesite	TCC16	2.29	8.78	0.1578	0.512743±5	+2.05	+6.62	0.88
	Basaltic andesite	TCC61	2.24	7.28	0.1862	0.512989±16	+6.85	+8.10	-
	Basaltic andesite	TCC72	1.37	4.84	0.1705	0.512652±17	+0.28	+3.35	-
High-Fe IAT	Basaltic andesite	TCC34b	9.83	35.81	0.1659	0.512781±12	+2.79	+6.41	0.91
	Basaltic andesite	Mutum16	7.78	32.34	0.1455	0.512624±6	-0.27	+5.73	0.98
	Basaltic andesite	TCC27	3.73	14.06	0.1603	0.512682±10	+0.86	+5.58	1.07
CA Arc	Basaltic andesite	TCC15/Mutum4	2.92	13.50	0.1310	0.512553±13	-1.66	+6.05	0.90

6. Discussion

6.1. Metamorphism / alteration and mobility of elements

Mara Rosa IOAS rocks are metamorphosed into amphibolite facies and retro-metamorphosed into greenschist facies (Richardson et al., 1986; Kuyumjian, 1989), causing the weft and mineral assemblages of these rocks to almost completely transform and rebalance. Thus, unlike the anhydrous assembly presented by the majority of boninites (Crowford et al., 1989), the boninite-type amphibolites of the Mara Rosa IOAS are essentially consist of amphibole and may or may not contain enstatite and diopside crystals. Nevertheless, the high enstatite content (79-81) in orthopyroxenes, the high Mg# (0.71-0.84) in clinopyroxenes and the Cr-rich spinel (88-96) characterize a high-temperature mineral assemblage and indicate partial preservation of the primary igneous minerals of their boninite-type protoliths. Additionally, Fig.11 shows that the Mg-hornblendes of the LSB have more MgO and SiO₂ and less Al₂O₃ than the Mg-hornblendes of the high-Mg MORB-affinity amphibolite and IATs, indicating preserved chemical mineral signature of theirs igneous protoliths, even after regional metamorphism. As suggested by (Polat and Hofmann, 2003), an evaluation of LILEs and ETRLs mobility was performed based on Ce anomalies. Thus, the absence Ce anomalies of the arc amphibolites (Ce/Ce* = 0.91-1.07) and low Ce anomalies of the MORB-affinity amphibolites (Ce/Ce* = 0.68-0.95) , Table 2, are consistent with limited to moderated mobility theses elements during post-magmatic processes. Therefore, the characteristics of these elements in the studied arc and MORB-affinity amphibolites are considered useful for interpreting of the original composition their protoliths.

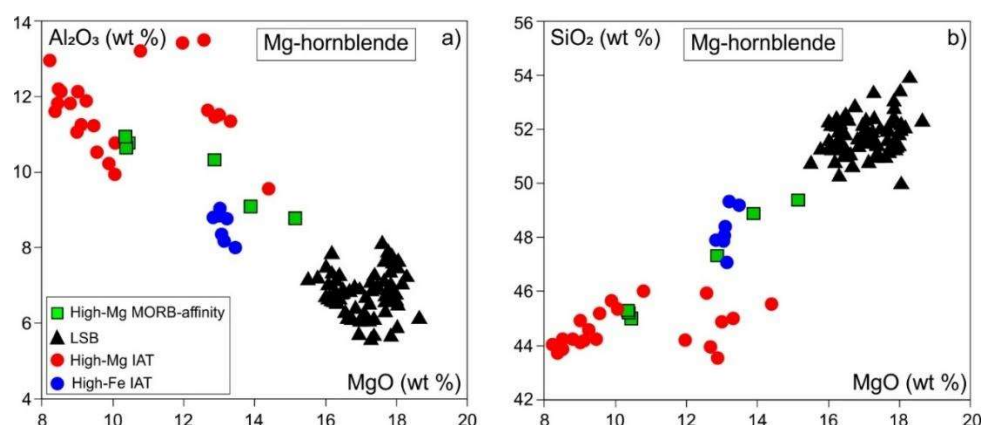


Fig. 11. MgO vs. Al₂O₃ (a) MgO vs. SiO₂ (b) plots showing the negative correlation of the MgO with Al₂O₃ and positive correlation with SiO₂ in the Mg-hornblendes of the Mara Rosa IOAS amphibolites. LSB have the Mg-hornblende with highest MgO e SiO₂ than the other amphibolites.

6.2. Petrogenetic aspects

Broadly diverse magmatic products are found in all modern (Izu Bonin-Mariana, Reagan et al., 2017; Shervais et al., 2019; Li et al., 2019; Tonga-Kermadec, Sobolev and Danyushevsky, 1994; Falloon et al., 2008) and ancient (Dunzhugur, Kuzmichev et al., 2001; Sklyarov et al., 2016; Shishkhid, Kuzmichev et al., 2005) intra-oceanic arc systems. Thus, the wide diversity of amphibolites found in Mara Rosa IOAS indicates at least partial preservation of magmatic products of different stages and sub-environments of development of a fossil intra-oceanic arc system located on the western edge of the Brasília Belt, in the Tocantins Province. This section discusses and covers petrogenetic interpretations of the igneous amphibolite protoliths presented in this work.

6.2.1. High-Mg versus High-Fe MORB-affinity: fractional crystallization or distinct sources?

MORB-affinity amphibolites occur in the western and southeastern portions of the study area (Fig. 2), possibly constituting distinct bodies with particular histories of magmatic differentiation. Thus, they may or may not correlate with major or trace elements in binary diagrams that use Mg# as the magmatic differentiation index (Fig. 12). Thus, the high SiO₂, TiO₂, Fe₂O_{3total} and ETR, and low Mg#, Al₂O₃, CaO, Cr, and Ni contents in high-Fe MORB-affinity compared to the high-Mg MORB-affinity, may indicate that the first represents the most evolved products of fractional crystallization of a parental magma similar to high-Mg MORB-affinity. Alternatively, these geochemical divergences may be explained by the different mantle sources, a possibility that is going to be verified here even though the available number of samples is small. It is noteworthy that these two subgroups have Ti contents (high-Fe MORB-affinity = 3476-3596 ppm, high-Mg MORB-affinity = 6713 ppm) lower than the 7600 ppm reported by Sun and McDonough (1989) to N-MORB, indicating the depleted character of the source rock of high-Mg and possibly high-Fe MORB-affinity (Shervais et al., 2019). However, while the HFSE (Nb, Zr, and Ti), as well as medium (Nd, Sm, Eu) and heavy (Ti, Dy, Yb and Lu) ETR depletion is noticeable in all samples of high-Mg MORB-affinity, in the high-Fe MORB-affinity, these elements were reported with normalized values very close to 1 (Fig. 7a), thus signaling a source with little variation from the depleted MORB mantle or DMM (representing the

mantle source composition according to [Salters and Stracke, 2004](#) and [Zindler and Hart, 1986](#)). Furthermore, the high-Mg MORB-affinity exhibits negative Zr and Ti anomalies in the multi-element diagrams ([Fig. 7a](#)) that are not present in the high-Fe MORB-affinity, showing that these rocks did not derive from the fractional crystallization of the same parental magma, but from distinct mantle sources. Another feature differentiating these two subgroups that may or may not be related to the varying mantle source is the high enrichment in Rb, Ba, and U of high-Mg MORB-affinity compared to high-Fe MORB-affinity. In a fractional crystallization process, the high-Fe MORB-affinity should have the highest content of these elements. These differences in Rb, Ba and U contents, however, allow the possibility that these elements were added to the high-Mg MORB-affinity through an interaction of these rocks with the marine water present in their formation environment ([Shervais et al., 2019](#)). This possibility, however, disregards that, as with the high-Mg MORB-affinity, the high-Fe MORB-affinity would be subject to the same changes since both were formed in the marine environment. Thus, it is most likely that the geochemical differences observed in these rocks reflect their distinct mantle sources.

We must also consider that both high-Mg and high-Fe MORB-affinity have, for the same Mg#, Na₂O, Sr, Zr, ETR total contents and Ti/V, Zr/Y, Zr/Sm ratios similar to the basalts of fore-arc basin (FAB) and lower than those of back-arc basins (BABB) ([Fig. 12](#)). [Shervais et al. \(2019\)](#) assumed this aspect as an indication that FABs, and by correlation, high-Mg and high-Fe MORB-affinity, were formed by a higher degree fusion than BABB, and/or derived from a source previously depleted by earlier magmatic extractions. Thus, recalling that high-Fe MORB is very similar to the N-MORB of [Sun and McDonough \(1989\)](#) regarding HFSE, medium and heavy ETR and Y ([Fig. 7a](#)), and that high-Mg MORB-affinity derived from a depleted source, it is plausible to conclude that the high-Fe MORB-affinity is a product of a prior magmatic extraction event that depleted the high-Mg MORB-affinity mantle source. The fact that high-Fe MORB-affinity has higher Zr/Y and Zr/Sm ratios than high-Mg MORB-affinity, corroborates this possibility and suggests that a lower degree fusion formed the high-Fe MORB-affinity compared to high-Mg MORB-affinity. Petrogenetic modeling could help to strengthen this conclusion, however, for the geological context of the Tonian

Mara Rosa IOAS, this possibility is unfeasible due to the amphibolite facies metamorphism of these rocks.

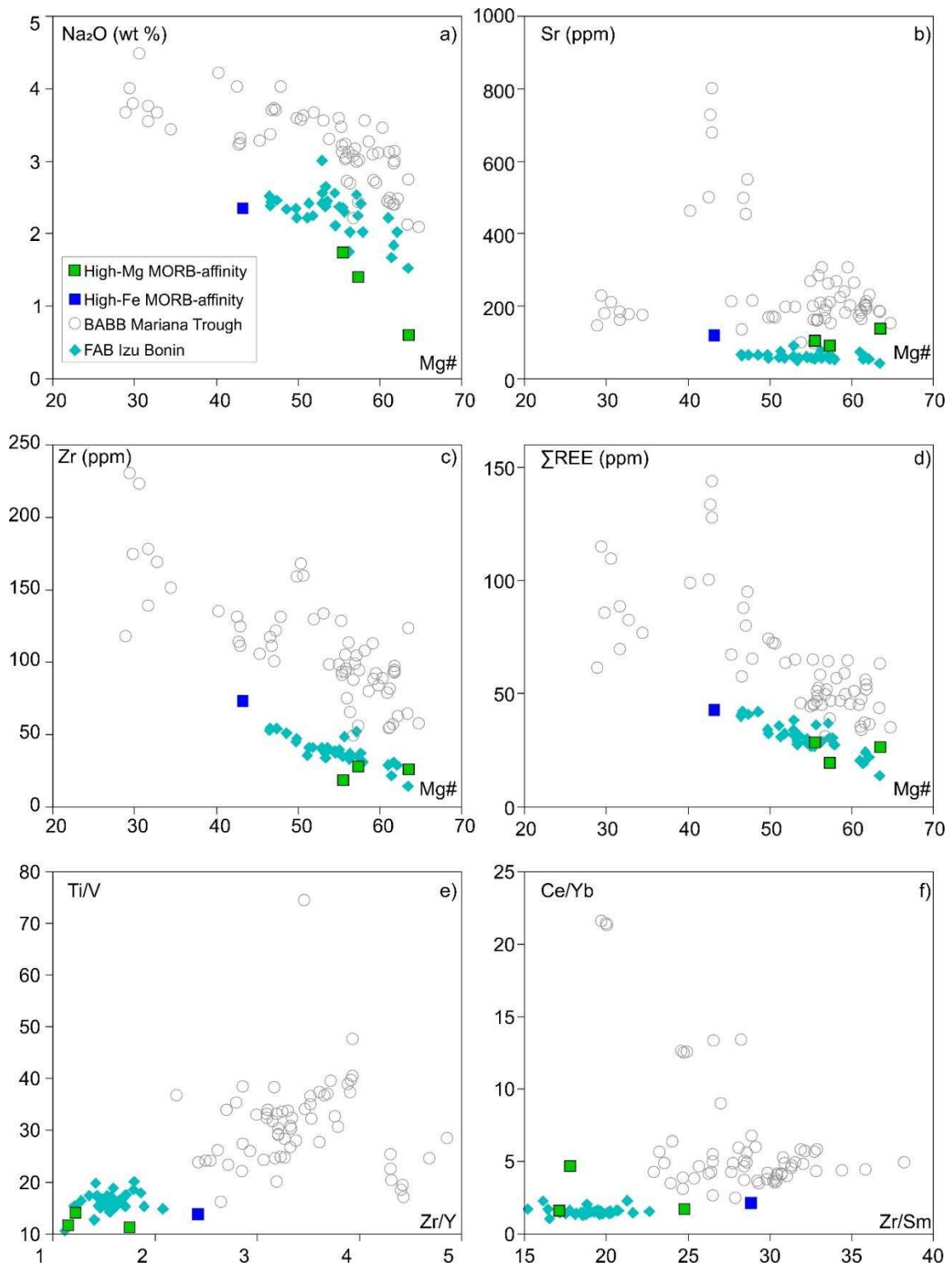


Fig. 12. High-Mg MORB-affinity and high-Fe MORB-affinity amphibolites of the Mara Rosa IOAS compared to fore-arc basalts (FAB) Izu Bonin (from [Shervais et al., 2019](#)) and to back-arc basin basalt (BABB) Maraina Trough (from [Pearce et al., 2005](#)). a) Mg# vs. Na₂O. b) Mg# vs. Sr. c) Mg# vs. Zr. d) Mg# vs. ΣREE (total rare earth elements). e) Zr/Y vs. Ti/V. f) Zr/Sm vs. Ce/Yb.

6.2.2. Low-Si (LSB) and High-Si (HSB) boninites

Boninites are the product of the second stage of shallow partial melting (Duncan and Green, 1987) of a peridotitic (harzburgitic or lherzolitic) mantle that was previously depleted by early episodes of magmatic extraction of basaltic composition (Crowford et al., 1989). Experimental studies show that partial melt of a refractory residual mantle requires high temperatures (1250° C to 1350° C) and addition of 1 to 5% H₂O (Umino and Kushiro, 1989; van der Laan et al., 1989). This mantle metasomatism is often explained by the interaction between the mantle below a subduction zone and aqueous fluids and/or small degree fusion released from the subducting ocean plate (Reagan et al., 2017; Woelki et al., 2018) in a tectonic context of intra-oceanic arc systems and supra-subduction ophiolitic sequences (Stern et al., 2010; Sklyarov et al., 2016; Perez et al., 2018; Safonova et al., 2018). The models proposed by Ishikawa et al. (2012) and Kusano et al. (2017) to explain the high Ca boninite-type volcanism of the Oman supra-subduction ophiolitic sequence, the high melting temperatures are related to the intra-oceanic subduction system developed near a spreading ridge. In the case of Mara Rosa IOAS, the high Ca boninite-type amphibolites (LSB and HSB), the mantle and depleted character of its source rock is recognized by the high Mg (Mg # = 64-80) (Workman and Hart, 2005) and low TiO₂ (0.06-0.50%) content (Pearce et al., 1992), in addition to being depleted in HFSE (Nb, Ti, Zr, Hf, Y). On the other hand, the mantle source metasomatism is indicated by LILE (Ba, K, ± Sr), Th and U enrichment (Crowford et al., 1989) observed in the multi-element diagram (Fig. 7c). These characteristics and the expressive negative anomalies of Nb (0.09-0.27) of both LSB and HSB are consistent with a tectonic context in an intra-ocean arc system.

Despite the current classification of boninite-type amphibolites in low and high silica groups, the low MgO (11 wt%) and Cr (1220 ppm) contents, and high SiO₂ (58 wt%), TiO₂ (0.19 wt%), Al₂O₃ (9.6 wt%), Na₂O (1.6 wt%) and K₂O (0.3 wt%) contents of the high silica samples relative to the low silica samples (MgO = 16-20 wt%, Cr = 1630-3620 ppm, SiO₂ = 50-52 wt%, TiO₂ = 0.06-0.13 wt%, Al₂O₃ = 4.9-8.3 wt%, Na₂O = 0.5-0.8 wt%, and K₂O = 0.1-0.2 wt%) can be perfectly explained by a crystallization process evolving toward low silica-high silica. The negative correlation between Cr and TiO₂ (Fig.6c) and MgO and TiO₂ (Fig.6e) observed from the LSB to HSB supports this interpretation. Associated

with this, the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratio values (0.512549) and (0.512394-0.512530) of the HSB and LSB samples, respectively, indicate that the two groups most likely derived from the same mantle source. Similarly, TDM_{Nd} ages of 1.22 Ga for the HSB sample and between 1.16 and 1.36 Ga for the LSB sample lead to the same conclusion (Table 5).

A superficial comparison shows that the high Ca (LSB and HSB) boninite-type amphibolites of the Mara Rosa IOAS have lower TiO_2 (0.06-0.19 wt%) and Al_2O_3 (5-10 wt%) than the high Ca boninites of the Troodos ophiolites, Cyprus ($\text{TiO}_2 = 0.21\text{-}0.44$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13\text{-}16$ wt%, Woelki et al., 2019), Tonga trench ($\text{TiO}_2 = 0.22\text{-}0.30$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11\text{-}15$ wt%, Falloon et al., 2008), Tonga volcano A ($\text{TiO}_2 = 0.21\text{-}0.44$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13\text{-}16$ wt%, Cooper et al., 2010) and Oman ophiolite, Arabian shield ($\text{TiO}_2 = 0.26\text{-}0.42$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{-}16$ wt%, Kusano et al., 2017; $\text{TiO}_2 = 0.24\text{-}0.26$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12\text{-}16$ wt%, Ishikawa et al., 2002). This result indicates that apart from the fact that all these boninite occurrences represent a rich clinopyroxene mantle source (probably a harzburgite, Crawford et al., 1989), as shown by the high $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios (> 0.75), several other factors, such as melting depth, compositional heterogeneity of mantle source, among others, should be considered in the interpretation of the genetic processes of these rocks. Still considering the TiO_2 and Al_2O_3 contents, the Mara Rosa IOAS LSB and HSB show some similarity with the high Ca boninite from Koh ophiolite, New Caledonia ($\text{TiO}_2 = 0.11\text{-}0.31$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7\text{-}10$ wt %, Meffre et al., 1996), and with Chichijima HSB ($\text{TiO}_2 = 0.07\text{-}0.17$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\text{-}14$ wt %, Taylor et al., 1994) and some of the north Chichijima LSB and HSB (IODP expedition 352), Izu-Bonin-Mariana IOAS - IBM ($\text{TiO}_2 = 0.07\text{-}0.52$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10\text{-}19$ wt%, Reagan et al., 2015). However, more in-depth comparative studies are needed.

6.2.3. High-Mg IAT, High-Fe IAT and CA arc

Arc amphibolites generally differ from the boninite-type amphibolites ($\text{MgO} = 10.5\text{-}20$ wt%; $\text{TiO}_2 = 0.06\text{-}0.19$ wt%) due to lower MgO (3.2-8.1 wt%) and higher TiO_2 (0.38-0.64 wt%) contents and from the MORB-affinity amphibolites ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 0.52\text{-}1.9$) due to the high $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ (1.3-6.1) ratios, Table 2. Despite these differences, the high-Mg IAT similar to boninite-type amphibolites and high-Mg MORB-affinity, are depleted in HFSE (Nb, Zr, Y, Ti) and medium and heavy ETR (Sm, Eu, Dy, Yb, Lu) in relation to the N-MORB of Sun and McDonough (1989),

Fig. 7e, signaling a depleted mantle source. Their low Ti/V (6-14) and Zr/Y (1.8-3.5) ratios, Fig. 8b, also indicate the depleted character of their mantle source, suggesting an origin related to a high degree partial fusion (Shervais et al., 2019). High-Fe IAT, on the other hand, has the highest TiO₂ content (1.99-3.19 wt%) and total ETR among all Mara Rosa IOAS amphibolites. They are LILE, HFSE and ETR enriched relative to N-MORB of Sun and McDonough (1989), Fig.7e, and exhibit high Ti/V (28-42) and Zr/Y (3.6-4.2) ratios, indicating a mantle source different from that of the high-Mg IAT and possibly lower degree partial fusion of its source rock. In turn, the CA arcs are depleted in Ti, Y and heavy ETR (Dy, Yb, Lu) and do not show negative Zr anomalies (Fig.7e), displaying similarities with neither high-Mg IAT nor high-Fe IAT. Considering that arc systems initially produce tholeiitic magmatism and generate calc-alkaline magmatism only in the later stages (Hawkins et al., 1984; O'Hara, 1968; Stern, 2010), it is evident from the geochemical characteristics presented here that CA arc and high-Fe IAT did not derive from the same mantle source. Thus, it is possible to understand that each of these three types of arc amphibolite represents a different source, and this may be related to the evolution of Mara Rosa IOAS. Since all these arc amphibolites have LILE and light ETR enrichment, with peaks of positive Ba and Sr anomalies, and negatives of Nb and Ti, typical of arc rocks, there are two possibilities that may explain the differences presented: 1. Metasomatism of the mantle source from its interaction with released components of the subducting oceanic crust, which is also evidenced by the high Th/Yb ratio in the amphibolites (Pearce et al., 2005, Pearce, 2008, Furnes et al., 2015); and 2. mantle magma underplating originating from deeper regions in the newly formed oceanic crust during the earliest stages of arc development, causing small crustal partial melting, and consequent hybridization of these two magmas (Stern, 2010).

6.3 Few geotectonic implications

The Mara Rosa IOAS probably developed from a subduction process that advanced from west to east during the Tonian (~ 900Ma) (Fig.13). This hypothesis is supported by the preferential distribution of MORB-affinity amphibolites (915 ± 8 Ma) in the western portion of the Mara Rosa IOAS, and by the preponderant occurrence of arc-tectonic amphibolites in its eastern portion (Figs.2, 13). In addition, the calc-alkaline character of some of these arc

amphibolites indicate that the arc maturation happen from west to east. The marine environment of the Mara Rosa IOAS rocks is well marked by the frequent association of MORB-affinity with boninite-type amphibolites and gondite and metachert blocks or lenses. The MORB-affinity (FAB)-boninite association is a typical feature of the IBM fore-arc basin (Meijer 1980; Reagan and Meijer 1984; Reagan et al. 2015; Reagan et al. 2017) and is related to a trench rollback geodynamics (Reagan et al., 2017). In this model, Reagan et al. (2017) found that IBM FABs represent the earliest magmatic products related to the convergence of Pacific and Phillipina plates followed by low and high silica boninites. The strong similarity between Mara Rosa IOAS's high-Mg MORB-affinity with IBM's FABs, seen in Figs. 7 and 11, as well as their association with boninite series rocks, suggest that the Mara Rosa IOAS geodynamic model has some similarity with the evolutionary model proposed for IBM by Reagan et al. (2017). Thus, the model proposed here for the evolution of Mara Rosa IOAS considers that the high-Fe MORB-affinity type FAB, now almost totally eroded, represents the fiery protoliths of the first magmatic pulses that followed the beginning of subduction. Such extraction from the mantle source left a refractory residue that some time later was the source of the high-Mg MORB-affinity. As the subduction progressed, the interaction of the mantle with fluids released from the subducting plate increased, causing new partial fusion events, which led to boninite eruptions. Finally, in the volcanic front, the tholeiitic andesites-basaltic and, later, the calc-alkaline andesites-basaltic were generated. Variations in the mantle sources of the arc-andesite-basaltic probably reflect different interactions between the mantle source and the newly formed subduction or oceanic crust fluids. This model is supported in the interpretation of Bloomer and Hawkins (1983), Parkinson and Pearce (1998) and Okamura et al. (2006) that the fore-arc sub-basin mantle is strongly harzburgitic, clinopyroxene-rich, strongly depleted, and characterized by Cr# spinel greater than 50.

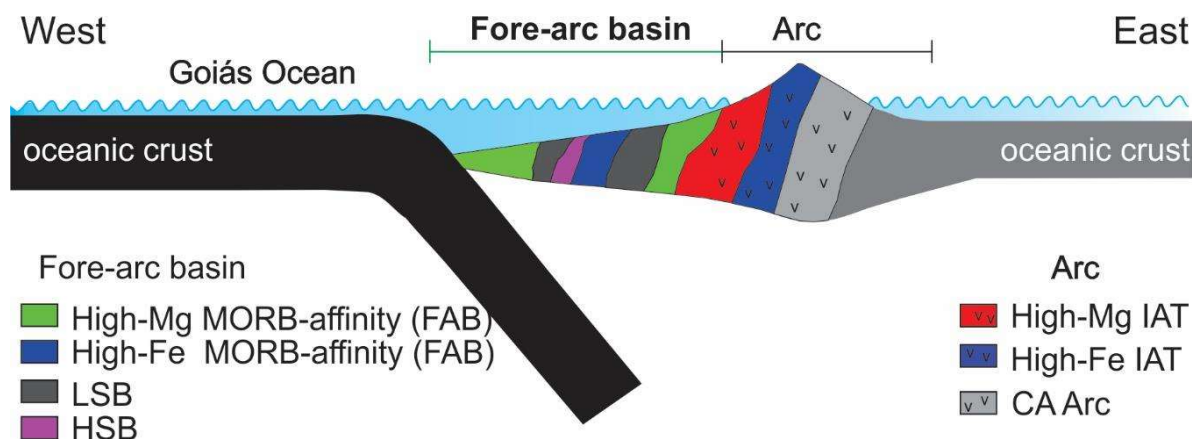


Fig. 13. Not-to-scale schematic section illustrating the tectonic settings of the generation of igneous protoliths of the Mara Rosa IOAS amphibolites.

7. Conclusions

1. In the Tonian of the Mara Rosa Intra-Oceanic Arc System (Mara Rosa IOAS), amphibolites with diverse geochemical signatures (MORB-affinity, boninite, and arc) occur, representing the igneous protoliths generated in the different formation and evolution stages of a compressional intra-oceanic environment that developed during the approaching of the plates of the Amazonian and San Francisco craton and the agglutination of the West Gondwana.

2. Amphibolites with MORB-affinity have the oldest geochronological age (915 ± 8 Ma, zircon U-Pb) ever found in the Mara Rosa IOAS and represent the first magmatic products generated shortly after the onset of oceanic subduction.

3. These MORB-affinity amphibolites are lightly enriched in LILEs, depleted in HFSE and have low Ti/V (12-14), Zr/Y (1-2), Zr/Sm (18-29) ratios, indicating a genesis related to a high degree partial fusion of a previously depleted mantle source. These features resemble the Izu-Bonin-Mariana IOAS fore-arc basalts (FABs) and indicate a tectonic context of the fore-arc basin type.

4. The frequent association of MORB-affinity amphibolites with gondites and metacherts signals a marine environment compatible with a fore-arc basin.

5. Boninite-type amphibolites always occur associated with MORB-affinity amphibolites and are found in the western portion of Mara Rosa IOAS or in the fore-arc basin. They range from low-Si (LSB) to high-Si (HSB), have high Mg# (73-80), Cr-high spinel (88-96), and high Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$). These properties are compatible with a clinopyroxene-rich mantle source, possibly of harzburgitic composition.

6. Arc amphibolites are predominant in the eastern portion of Mara Rosa IOAS indicating the location of the system volcanic front. This location east of the fore-arc basin reveals that oceanic subduction has progressed from west to east, and the occurrence of amphibolites with a calc-alkaline signature in this portion of Mara Rosa IOAS shows a maturation of the system in this direction.

7. FAB-type amphibolites with MORB affinity and amphibolites with boninite signature denote second stage of a shallow partial melting from depleted mantle sources, requiring very high temperatures ($> 1250^\circ\text{C}$; Umino and Kushiro, 1989; van der Laan et al., 1989) to melt the refractory mantle. Thus, the presence of these rocks in the Mara Rosa IOAS fore-arc basin indicates that the early development stages of the system occurred under abnormally high temperatures.

Acknowledgment

The authors thank the support of the University of Brasília for field work and laboratory services and the Research and Technological Development (CNPq - Proc. 478788/2013-4) for financial support for this study. Ana Tayla R. Ferreira also thanks the Federal University of Roraima (UFRR) for granting full leave to study for a doctorate at the Geosciences Institute of the University of Brasília. This paper is part of the first author's doctoral PhD thesis. The authors also are grateful to Prof. Elton Luiz Dantas and Caio Bussaglia Ressa for their contributions. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.

References

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17:1-29.
- Arantes, D., Osborne, G.A., Buck, P.S., 1991. A seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. *Boletim Informativo - SBG-Núcleo Centro-Oeste*, n.14, p.27-40.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. Henderson, P. Ed. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier. Amsterdam, p. 63-114.
- Bloomer, S. H. & Hawkins, J. W., 1983. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite. In: Hayes, D. E. (ed.) *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 27, 294–317.
- 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(3), 155-166. Recuperado de <http://www.episodes.org/articleDetail.do>
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.* 53:23-40.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA–MC–ICP–MS). *An. Acad. Bras. Cienc.* 81, 99–114.
- Chiarini, M.F.N., 2007. Contribuição da Aerogeofísica na Caracterização de Surturas Colisionais e de Sistemas Transcorrentes: O Exemplo de Porangatu, Brasil Central. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF. Dissertação de Mestrado, nº 231. 110p.
- Cooper, L.B., Plank, T., Arculus, R.J., Hauri, E.H., Hall, P.S., Parman, S.W., 2010. High-Ca boninites from the active Tonga Arc. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 115 (B10).
- Crawford, A.J., Falloon, T., Green, D., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: *Boninites and Related Rocks*, pp. 1–49.
- DePaolo, D.J., 1981a. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–197.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976b. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249–252.
- Diener, F.S., 2015. Geologia das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto: Granitoides de três estágios evolutivos do Arco Magmático de Mara Rosa. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF. Dissertação de Mestrado, nº 339. 103p.
- Duncan, R.A., Green, D.H., 1987. The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 326-42.
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J. Meffre, S., Woodhead, J.D., Bloomer, S.H., 2008. Boninites and adakitites from the northern termination

- of the Tonga Trench: Implications for adakite petrogenesis, *J.Petrol.*, 49(4), 697-715, doi:10.1093/petrology/egm080.
- Ferreira, A.T.R., Oliveira, C.G., 2018. Petrogênese dos Ortognaisses Encaixantes do Depósito Cu-Au Chapada, Arco Magmático Mara Rosa, Brasil Central. In 49 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro-RJ, Brasil, Anais, Sociedade Brasileira de Geologia p.1704. ISBN: 978-85-99198-20-9. (in Portuguese).
- Frasca, A.A.S., 2015. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, nº 123. 172p.
- Furnes, H., Dilek, Y., de Wit, M., 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research* 27, 649–685.
- Furnes, H., Robins, B., de Wit, M.J., 2012. Geochemistry and petrology of lavas in the upper Onverwacht Suite, Barberton Mountain Land, South Africa. *South African Journal of Geology* 115 (2), 171–210.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.* 72 (2), 219–245.
- Hawkins, J.W., Bloomer, S.H., Evans, C.A. and Melchior, J.T., 1984. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems. In: R.L. Carlson and K. Kobayashi (Editors), *Geodynamics of Back-arc Regions*. *Tectonophysics*, 102: 175-205.
- Hofmann, A., Wilson, A.H., 2007. Silicified basalts, bedded cherts and other sea floor alteration phenomena of the 3.4 Ga Nondweni greenstone belt, South Africa. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*, vol. 15, pp. 571–605.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S., 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology* 30, 899–902.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- Jensen, L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Sub-Alkalic Volcanic Rocks. Ontario, Division of Mines. Misc. Paper 66.
- Kanayama, K., Kitamura, K., Umino, S., 2013. New geochemical classification of global boninites, in: IAVCEI 2013 Scientific Assembly, 20–24 July 2013, Abstract 4W-1B-P13. Kagoshima, Japan, p. 99.
- Kusano, Y., Umino, S., Shinjo, R., Ikei, A., Adachi, Y., Miyashita, S., Arai, S., 2017. Contribution of slab-derived fluid and sedimentary melt in the incipient arc magmas with development of the paleo-arc in the Oman Ophiolite, *Chem. Geol.*, 449, 206–225. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.012>
- Kuyumjian, R.M., Oliveira, C.G., Campos, J.E.G., Queiroz, C.L., 2004. Geologia do limite entre os Terrenos Arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada - Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.34, n.3, p.329.
- Kuyumjian, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.

- Kuzmichev, A.B., Bibikova, E.V., Zhuravlev, D.Z., 2001. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolian massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin. *Precambrian Research* 110, 109–126.
- Kuzmichev, A.B., Kröner, A., Hegner, E., Dunyi, L., Yusheng, W., 2005. The Shishkhitid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia. *Precambrian Research* 138, 125–150.
- Lahaye, Y., Arndt, N., Byerly, G., Chauvel, C., Fourcade, S., and Gruau, G., 1995. The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic compositions of komatiites: *Chemical Geology*, v. 126, p. 43–64, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00102-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00102-1).
- Le Maitre, R.W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193 p.
- Li, Hong-Yan, Taylor, R.N., Prytulak, J., Kirchenbaur, M., Shervais, J.W., Ryan, J.G., Godard, M., Reagan, M.K., Pearce, J.A., 2019. Radiogenic isotopes document the start of subduction in the western Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 518: 197-210.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4 (70 pp.).
- Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, v. 16, p. 200-212.
- Meffre, S., Aitchison, J.C. Crawford, A.J., 1996. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. *Tectonics*, Vol. 15, nº 1, pages, 67-83.
- Meijer, A., 1980. Primitive arc volcanism and a boninitic series: examples from western Pacific island arcs. In *Tectonic and geologic evolution of southwest Asian seas and islands*. D. E. Hayes (ed.), 269- 82. Am. Geophys. Union. Monogr, no. 23.
- O'Hara, M.J., 1968. Are Ocean Basalts Primary Magmas? *Nature*, 220, 683-686.
- Okamura, H., Arai, S., Kim, Y. U., 2006. Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount, the Izu–Bonin arc, with special reference to the chemical characteristics of chromian spinel. *Mineralogical Magazine*, 70, 15–26.
- Oliveira, C.G., Oliveira, F.B., Giustina, M.E.S.D., Marques, G.C., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B.M., 2016. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618.
- Pearce, J.A., Reagan, M.K., 2019. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics: *Geosphere*, v. 15, no. 4, p. 1008–1037, <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>
- Pearce, J.A., 2014. Immobile elements fingerprinting of ophiolites. *Elements*. 10(2):101-108.

- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with implications for the classification of ophiolites and search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana Arc-Basin System: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6 2004GC000895.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251–286.
- Pearce, J.A., van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W., Parkinson, I.J., 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin–Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 125. Ocean Drilling Program. Ch. 38.
- Perez, A., Umino, S., Yumul Jr., G.P. Jr., Ishizuka, O., 2018. Boninite and boninite-series volcanics in northern Zambales ophiolite: Doubly vergent subduction initiation along Philippine Sea plate margins: *Solid Earth*, v. 9, p. 713–733. doi: 10.5194/se-9-713-2018.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 67-82.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N., 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Res.* 81, 299–310.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. *Boletim da Soc. Bras. Geol. – Núcleo Centro-Oeste*, n.15, p.1-22.
- Polat, A., Hofmann, A.W., 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Res.* 126, 197–218.
- Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., Almeev, R.R., Avery, A.J., Carvallo, C., et al., 2017. Subduction initiation and ophiolite crust: New insights from IODP drilling. *International Geology Review*, 59(11), 1439–1450. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1276482>
- Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., Expedition scientists, 2015. Izu–Bonin–Mariana Fore Arc. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, vol. 352. International Ocean Discovery Program.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., O'hara, Y., Blichert-Toft, J., et al., 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q03X12. <https://doi.org/10.1029/2009GC002871>
- Reagan, M.K., Meijer, 1984. Geology and geochemistry of early arc-volcanic rocks from Guam. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95. 701- 13.
- Richardson, S.V., Kesler, S.E., Essene, E.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 81, 1884–1898.

- Richardson, S.V., Kesler, S.E., Essene, E.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 81, 1884–1898.
- Ross, P.-S., Bedard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient sub-alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Can. J. Earth Sci.* 46, 823–839.
- Safonova, I., Kotlyarov, A., Krivonogov, S., Xiao, W., 2017. Intra-oceanic arcs of the PaleoAsian Ocean. *Gondwana Research* 50, 167–194.
- Salters, V.J.M., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q05004. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Scott, R.B., Hajash Jr., A., 1976. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study. *American Journal of Science* 276, 480–501.
- Shervais, J.W., Reagan, M., Haugen, E., Almeev, R.R., Pearce, J.A., Prytulak, J., Ryan, J.G., Whattam, S.A., Godard, M., Chapman, T., 2019. Magmatic Response to Subduction Initiation: part 1. Fore-arc Basalts of the Izu-Bonin Arc from IODP Expedition 352. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 20 (1), 314–338.
- Shervais, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 32, 114–120.
- Sklyarov, E.V., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Kuzmichev, A.B., Lavrenchuk, A.V., Perelyaev, V.I., Shchipansky, A.A., 2016. Boninites and ophiolites: problems of their relations and petrogenesis of boninites. *Russian Geology and Geophysics* 57, 127–140.
- Sobolev, A.V., Danyushevsky, L.V., 1994. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *J. Petrol.* 35, 1183–1211.
- Stern, R.J., Scholl, D.W., 2010. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics. *International Geology Review* 52, 1–31.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313–345.
- Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Vidal, P., Harmon, R.S., Auvray, B., and Croudace, I.W., 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan: *Journal of Petrology*, v. 35, p. 577–617, <https://doi.org/10.1093/petrology/35.3.577>.
- Umino, S., Kushiro, I., 1989. Experimental studies on boninite petrogenesis, in Crawford, A.J., ed., *Boninite and related rocks*: London, Unwin Hyman, p. 89–111.
- van der Laan, S.R., Flower, M.F.J., and van Groos, A.F.K., 1989. Experimental evidence for the origin of boninites: Near-liquidus phase relations to 7.5 kbar, in Crawford, A.J., ed., *Boninite and related rocks*: London, Unwin Hyman, p. 112–147.
- Viana, M.G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N., 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revesta Brasileira de Geociências*. 25 (2), 111–123.

- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325–343.
- Woelki, D., Regelous, M., Haase, K.M., Romer, R.H., Beier, C., 2018. Petrogenesis of boninitic lavas from the Troodos Ophiolite, and comparison with Izu–Bonin–Mariana fore-arc crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 498, 203–214.
- Woodhead, J., Hergt, J., Davidson, J., Eggins, S., 2001. Hafnium isotope evidence for ‘conservative’ element mobility during subduction zone processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192 (3), 331–346.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 231 (1), 53–72.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1), 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

7. THE TONIAN INTRA-OCEANIC MAGMATISM ASSOCIATED WITH THE MARA ROSA PORPHYRY COOPER-GOLD SYSTEM, TOCANTINS PROVINCE, BRAZIL: PETROGENESIS AND METALLOGENETIC IMPLICATION

Ana Tayla Rodrigues Ferreira^a, Claudinei Gouveia de Oliveira^b

^aUniversidade Federal de Roraima, Brazil; Instituto de Geociências, Campus Paricarana, Av. Cap. Ene Garcez, 2413, Bairro Aeroporto, 69310-000, Boa Vista-RR, Brazil.

^bUniversidade de Brasília, Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, 70910-900 Brasília, DF, Brazil.

Abstract

Some occurrences of porphyry-type mineral deposits (Serra das Araras, Morro do Urubu - Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã, Serra dos Picos) are found in the Tonian Mara Rosa Intra-Oceanic Arc (Mara Rosa IOA), the western portion of the Brasília Belt, Tocantins Province, Brazil. Among them, the Chapada Cu-Au deposit (~ 512 Mt Cu @ 0.31% Au @ 0.24 g/t) is the most important porphyry copper-gold deposit, being genetically related to metadiorites and, spatially, associated with the metavulcanosedimentary rocks of the Mara Rosa Sequence (930-890 Ma) and Mara Rosa Orthogneisses (890-848 Ma). This work aims to identify the source of the igneous protoliths of these orthogneisses and to investigate the possible implications of the magmatism in the porphyry-type mineralization of the Mara Rosa IOAS. The obtained data (field, petrographic, geochemical and geochronological) show that these orthogneisses represent two distinct magmatic series, one with normal arc calc-alkaline affinity and the other with adakitic affinity. The normal arc calc-alkaline orthogneisses (NCO) have quartz dioritic to tonalitic compositions, are metaluminous, medium-K calc-alkaline, enriched in large-ion lithophile elements - LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr) in relation to high-field-strength elements - HFSE (Nb, Zr, Ti). These rocks present crystallization ages of 897 ± 15 to 862 ± 4 Ma, and TDM_{Hf} ages of 1.12 to 1.40 Ga, and TDM_{Nd} ages of 0.84 to 1.10 Ga, $\epsilon_{Hf(t)} = +5.51$ to $+9.97$ and $\epsilon_{Nd(t)} = +4.90$ to $+6.99$. These combined characteristics reveal a wedge-type asthenospheric mantle metasomatized by fluids released from the subduction. The NCOs, like the metadiorites (high Sr/Y ratios, average = 41; La/Yb = 7-12) of the Chapada deposit, have high Sr/Y ratios (14-46, average = 30), but low La/Yb ratios (<15). These NCOs also resemble metadiorites in ages of crystallization, TDM_{Nd} ages and $\epsilon_{Nd(t)}$ values. These similarities indicate that metadiorites and NCOs represent the same mantle-derived magma and thus the NCOs constitute the parental magma of the porphyry system. Evidence of mafic magma recharge in the magmatic chamber (cumulates and mixing/mingling) found in the NCOs suggests that the fertility of this porphyry system is related to cyclic adding of volatiles and incompatible elements (including chalcophile elements in oxidized magmas) brought from the mantle and added to the igneous protolith magmatic chamber. The adakitic orthogneisses (ADOs) also exhibit quartz-dioritic to tonalitic, metaluminous compositions, however, with higher Sr/Y (49-128) and La/Yb (17-24) ratios and higher Cr (60-75 ppm) and Ni (16-43 ppm) contents compared to NCO (Cr = 21-48 ppm, and Ni = 7-18 ppm). These characteristics evidence a source different from that of the NCO, possibly the delaminated juvenile crust in the mantle. These rocks have no similarity with the metadiorites of Chapada deposit and, therefore, do not represent the parental magma of the porphyry mineralizing system of the Mara Rosa IOAS.

Keywords:

Tocantins Province; Mara Rosa intra-oceanic arc; mafic magma recharge; adakitic rock; porphyry-type deposit

1. Introduction

Porphyry Cu deposits are arguably the most studied and potentially best known and understood ore deposit type (Seedorff et al., 2005). In general, porphyry-type deposits are formed in the oceanic or continental arcs above subduction zones (Uyeda and Nishiwaki, 1980; Sillitoe, 2010), consisting of hydrothermal-magmatic Cu±Au±Mo porphyry systems. They develop from type I oxidized magmatic intrusions saturated in metal- and sulfur-rich aqueous fluid (Burnham and Ohmoto, 1980; Ballard et al., 2002; Garrido et al., 2002; Imai, 2002; Mungall, 2002; Liang et al., 2006; Stern et al., 2007; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2013). Only a small group of these deposits report reduced magma (Sun et al., 2015).

These type I intrusions often have adakitic characteristics or high Sr/Y(≥ 20) ratios, which may indicate origin related to a partial fusion of an oceanic slab (Thiéblemontet et al., 1997; Sajona and Maury, 1998; Oyarzun et al., 2001; Lee et al. 2012; Sun et al., 2015; Sun et al., 2017). Alternatively, the high Sr/Y ratios are explained by MASH (magma, assimilation, segregation, homogenization; Hildreth and Moorbath, 1988) and/or AFC (assimilation, fractional crystallization; De Paolo, 1981a) processes related to a normal asthenosphere-derived arc magmas (Richardson and Kerrich, 2007; Richards, 2011; Chiaradia, 2012; Wilkson, 2013; Loucks, 2014). In the Central Asian Metallogenic Domain (CAMD), Gao et al. (2018) reported porphyry-type deposits related to both processes, the partial fusion of the oceanic slab (for example, Bozshkol and Tuwu-Yandong Cu deposits), and MASH (for example, Duobaoshan Cu-Mo, Oyu Tolgoi Cu-Au, and Kal'makyr Cu-Au deposits), which are not always related to high Sr/Y ratios.

Most of these deposits occur associated with Phanerozoic orogenic belts, and only a minority are related to the Archean or Proterozoic orogenic belts (Gustafson, 1978; Fraser, 1993; Wanhainen et al., 2003; Richards and Kerrich, 2007; Gao et al., 2018). The Mara Rosa porphyry copper-gold system consist of important Brazilian example of deposits related with neoproterozoic orogenic belt, the Brasília belt, Tocantins Province. These system is represented by Serra das

Araras, Morro do Urubu - Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã and Serra dos Picos porphyry deposits and the Chapada Cu-Au deposit is the most importante among them. Based on the Sr/Y ratios of some Tonian metadiorites of the Chapada, [Oliveira et al. \(2016\)](#) suggested that this deposit and, therefore, all other porphyry-type deposits of the Mara Rosa intra-oceanic arc (Mara Rosa IOA) can be genetically related to adakitic magmatism. The objective of this work is to identify the source type of the igneous protoliths of the orthogneisses located in the vicinity of these deposits, as well as to investigate the possible implications of this magmatism in the porphyry mineralizing system of the Mara Rosa IOA. For this were obtained, field, petrographic, geochemical and geochronological data.

2. Regional geological setting

The Tonian Mara Rosa IOAS consist narrow (15-45 km wide) and extensive segment (> 450 km) in the NE-SW direction, situated in the northern portion of the Goiás Magmatic Arc (GMA), west of the Brasília Belt, in the northern Tocantins Province ([Fig.1](#)). The Tocantins Province consists of a system of Brazilian orogens (Brasília Belt, Araguaia Belt, and Paraguay Belt) formed by the convergence and collision of the plates of the Amazônico, São Francisco and Rio de La Plata/ Paranapanema (presently covered by phanerozoic sedimentary rocks of the Paraná basin) cratons during the amalgamation of the West Gondwana supercontinent at ca. 930-800 Ma ([Almeida et al., 1981](#); [Brito Neves and Cordani, 1991](#); [Brito Neves et al.1999](#); [Frasca, 2015](#)). In the Brasília Belt, this system developed by accretionary tectonics ([Pimentel and Fuck, 1992](#)) that led to the closure of the Goiás paleocean ([Pimentel, 2016](#)) and the formation of the GMA. This was followed by Brasiliano orogenic cycle (~ 930 Ma-600 Ma, [Pimentel, 2016](#); [Oliveira et al., 2016](#)), which led to the formation of the Santa Terezinha de Goiás continental arc at 670-600 Ma ([Cordani et al., 2013](#); [Brito Neves et al., 2014](#); [Frasca, 2015](#)). During the collisional stage were developed the important set of intracontinental strike slip shear, the Transbrasiliano ([Schobbenhaus, 1975](#)). The Transbrasiliano extend from South America (Argentina and central and NE Brazil) to Africa ([Fig.1a](#)) ([Cordani et al., 2013](#)).

Throughout the Brasiliano the Mara Rosa IOAS was juxtaposed to the Archean and Paleoproterozoic rocks by the Rio dos Bois fault to the east

(Kuyumjian et al. , 2004; Oliveira et al., 2016) and to the rocks of the Santa Terezinha de Goiás continental arc to the west (Frasca, 2015). Regional faults transported Mara Rosa IOAS rocks over the Paleoproterozoic rocks of the Campinorte Sequence to the south (Giustina et al., 2009; Cordeiro et al., 2014). During the Phanerozoic, the northern portion of the the Mara Rosa IOAS was covered by the sediments of the Parnaíba basin.

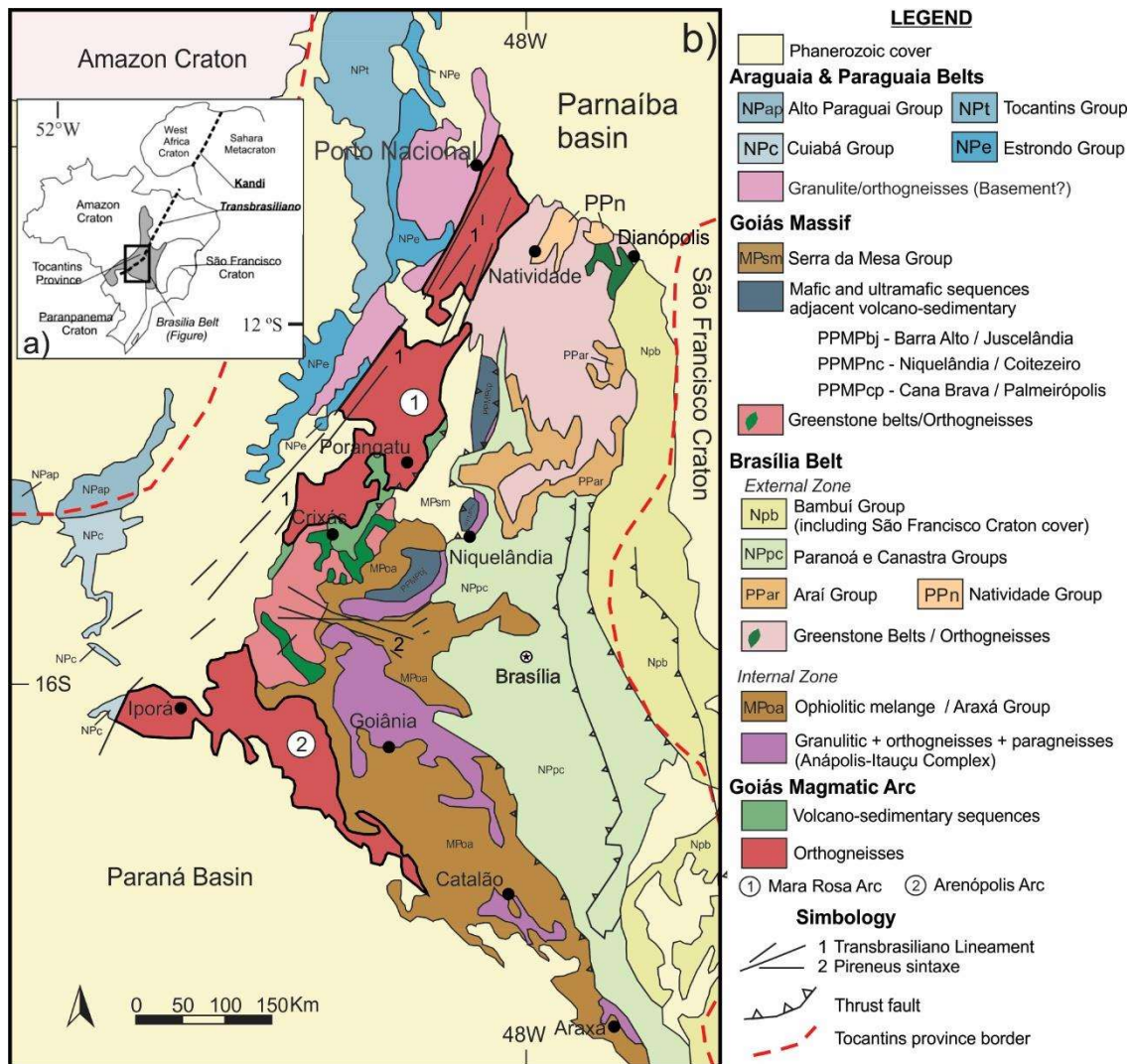


Fig. 1. Regional geologic map of the northern sector of the Tocantins Province in Central Brazil (after Fuck et al., 1994).

2.1. The Tonian Mara Rosa intra-oceanic arc system (Mara Rosa IOAS)

The Mara Rosa IOAS is represented by rocks of the Mara Rosa Sequence and the Mara Rosa Orthogneisses (Fig. 2). The Mara Rosa Sequence (MRS) is a set of metavolcano-sedimentary rocks (amphibolites, shales/schists, metabasalts, metandesites, metariolites, metatuffs, quartzite, metagreywackes,

metacherts, iron formations and gondites) with zircon ages varying from 930 Ma to 890 Ma, ϵ_{Nd} between +2.2 and +5.9, and model ages (TDM_{Nd}) between 0.92 and 1.21 Ga (Table 1). These rocks form narrow belts (2 to 7 km wide) intercalated with elongated bodies of orthogneisses (Arantes et al., 1991; Oliveira et al., 2016), displaying NE-SW trending foliation with moderate to high-angle dip to the west. A recent work by Ferreira and Oliveira (submitted) assert that the MRS amphibolites form three different groups, MORB-affinity amphibolites (fore-arc basalt - FAB), boninite-type amphibolites (low-Si boninite – LSB, high-Si boninite - HSB), and arc amphibolites. Each of these groups expresses different formation stages of the juvenile crust in an intra-oceanic arc environment dominated by a slab rollback geodynamics. In the model proposed by the authors, the FABs (915 ± 8 Ma) represent the beginning of the subduction, followed by LSB and HSB, while tholeiitic and calc-alkaline amphibolites represent the arc maturation.

The Mara Rosa Orthogneisses group a set of intermediate and felsic rocks (Viana et al., 1995) with U-Pb zircon ages from 890 Ma to 848 Ma, ϵ_{Nd} between +2.3 and +6.9, and TDM_{Nd} between 0.81 and 1.12 Ga (Table 1). These rocks have average developed gneissic banding with millimeter- to centimeter-thick gneissic bands and dominant dioritic to tonalitic and subordinate granodioritic composition. They are metaluminous and calc-alkaline (Viana et al., 1995).

These two units were involved in progressive regional metamorphism of amphibolite facies (650°C and 9 Kbar pressure, Richardson et al., 1986, Kuyumjian, 1989) and retrogressive in greenschist facies (462°C and 5 Kbar pressure, Kuyumjian, 1989). Pimentel et al. (1997) dated this metamorphic event to 632 ± 4 Ma (analyses LA-ICP-MS U-Pb, Table 1) based on titanite crystals from a granodioritic orthogneiss sample from the Mara Rosa region.

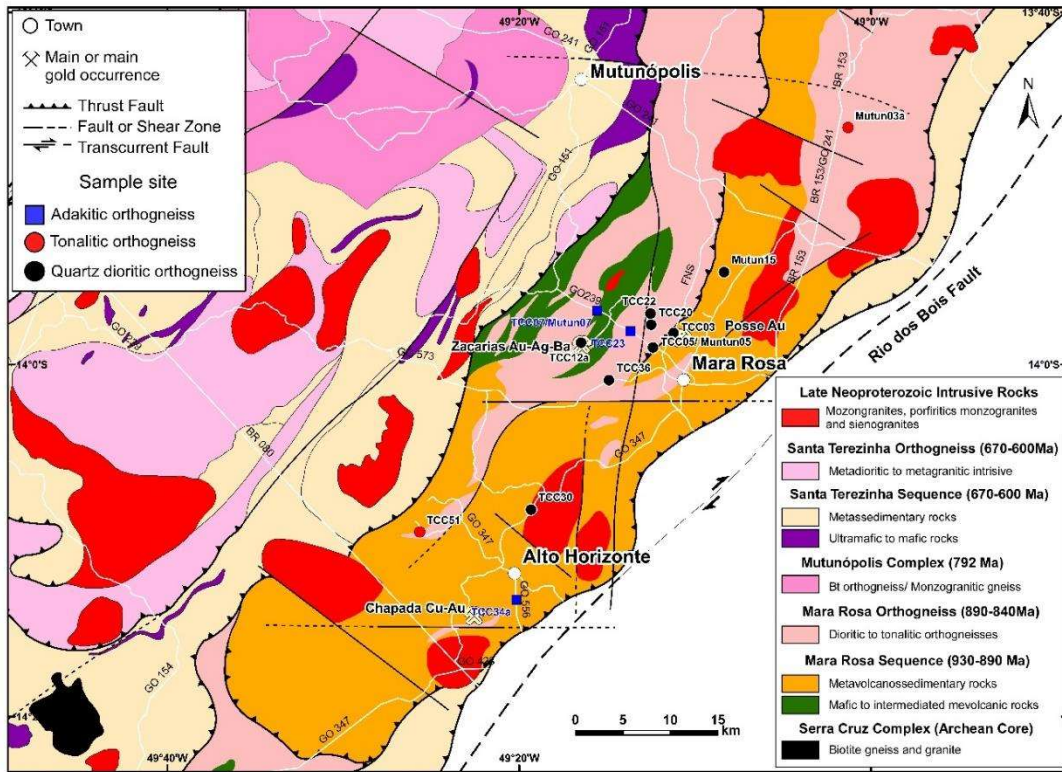


Fig. 2. Geologic map of Mara Rosa intra-oceanic arc system – Mara Rosa IOAS (modified from Oliveira et al., 2016).

Table 1**Summary of isotopic data of the Mara Rosa intra-oceanic arc.**

<i>Mara Rosa Sequence</i>	Rock	Sample	Age (t): U-Pb (Ma)	Model age - T_{DM} Sm-Nd (Ga)	ϵ (t)	Ref.
Mafic metavolcanic	Amphibolite	TCC06a	915±8 (zircon)	-	-	2
	Amphibolite	Chap-1/6	-	0.92	+5.4 (Nd)	3
	Amphibolite	Ch-anf	-	0.92	+5.9 (Nd)	3
Metavolcanosedimentary rock	Volcanoclastic psammitic subarkosic sediment	MR214	916±5 (zircon)	0.97	+5.4 (Nd)/ +8 to +12 (Hf)	4
	Mevolcanoclastic rock	Chap-FR-08	930-890 (mean 908) (zircon)	1.06	+3.4 (Nd)	3
	Biotite-muscovite schist	Chap12	-	1.21	+2.2 (Nd)	3
<i>Mara Rosa Ortogneiss</i>						
Travessia suite (Porteiras body)	Mylonitic granite	PMPB25	890±14 (zircon)	-	-	1
	Porphyritic metadiorite	CS99	884±15 (zircon)	1.2	+2.3 (Nd)	3
	Equigranular metadiorite/ Bt-Mt gneiss	Chap-FR-14	867±8 (zircon)	-	-	3
	Metagranodiorite	MR65 (Posse gold mine)	862±8 (zircon)	1.0	+3.7 (Nd)	5
	Metagranodiorite	MR65 (Posse gold mine)	632±4 (sphene)	regional metamorphism age	-	5
Travessia suite (Barreirão body)	Leucocratic metagradiorite	HP190	860±13 (zircon)	-	-	6
	Tonalitic gneiss	HP182A	c. 840	0.85	+5.9 (Nd)	6
Travessia suite (Barreirão body)	Orthogneiss/ metatonalite	MR3	856+13/-7 (zircon)	1.0	+4.6 (Nd)	5
	Equigranular metadiorite	Chap1	-	0.96	+4.9 (Nd)	3
	Equigranular metadiorite	Chap179	-	0.91	+5.4 (Nd)	3
	Muscovite-biotite schist	Chap2	-	1.12	+3.5 (Nd)	3
	Muscovite-biotite schist	Chap10	-	1.01	+4.5 (Nd)	3
	Tonalitic to granodioritic orthogneiss	TA36B	848±4 (zircon)	0.91	+5.1 (Nd)	7

Ref.: 1. Este trabalho; 2. Ferreira e Oliveira, submetido; 3 = Oliveira *et al.*, 2016; 4 = Matteini *et al.*, 2010; 5 = Viana *et al.*, 1995/Pimentel *et al.*, 1997; 6 = Diener, 2015; 7 = Frasca, 2015.

3. Previous works in the Mara Rosa porphyry Cooper-Gold system

The porphyry-type deposits (Serra das Araras, Morro do Urubu - Chapada, Serra do Bom Jesus, Serra do Caranã, Serra dos Picos) of the Mara Rosa IOA are marked by narrow and linear ridges in which kyanite-rich rocks outcrop at the district scale (ca. 120 km long) (Oliveira et al., 2016). They occur as linear alignments oriented in the NE-SW direction, parallel to the arc trend. Arc-parallel alignments may occur along intra-arc fault zones (or intra-arc fault system) active before as well as during magmatism and porphyry Cu generation, are invariably involved, to greater or lesser degrees, in determining the formational sites and geometries of porphyry Cu systems (Sillitoe, 2010). Situated in the Morro do Urubu, the Chapada Cu-Au deposit is the most porphyry-type deposit of the Mara Rosa IOA and it is an important example of large-tonnage, low-grade, porphyry ore deposit of neoproterozoic age (Richardson et al., 1986; Oliveira et al., 2016). The Chapada orebody is characterized by disseminated chalcopyrite–pyrite largely hosted by biotite-rich schists (biotite schist, muscovite–biotite schist, amphibole–biotite schist) and subordinately by biotite gneiss, kyanite- and muscovite-rich schist and quartzite (Oliveira et al., 2016). The main structural feature of the Chapada orebody is represented by a large open anticline, with mafic to felsic metavolcanic/metapyroclastic, metavolcanoclastic, immature metasedimentary and chemical metasedimentary rocks flanks, and equigranular to porphyritic metadiorite core (Fig. 3). The Chapada deposit was formed in two-stage genetic model that includes an early porphyry-type Cu–Au event overprinted by a shear zone-hosted Cu–Au event (Oliveira et al., 2016). The first mineralization event represents a uncommon case of metamorphosed Neoproterozoic porphyry-type deposit which preserves distinct hydrothermal alteration–mineralization zoning developed at the interface between equigranular to porphyritic (884-867 Ma), medium- to high-K calc-alkaline dioritic rocks and mafic to intermediate metavolcanic and metapyroclastic rocks. The ϵ_{Nd} values are positive (from +2.17 to +5.39), thus indicating the juvenile nature of the original rocks for both metavolcano-sedimentary and plutonic rocks. For these authors the narrow range of pyrite and chalcopyrite $\delta^{34}S$ values close to 0‰ (between -2.90 and +0.76‰) indicates that both the porphyry copper–gold mineralization and the epigenetic mineralization were generated by sulfur of magmatic origin.

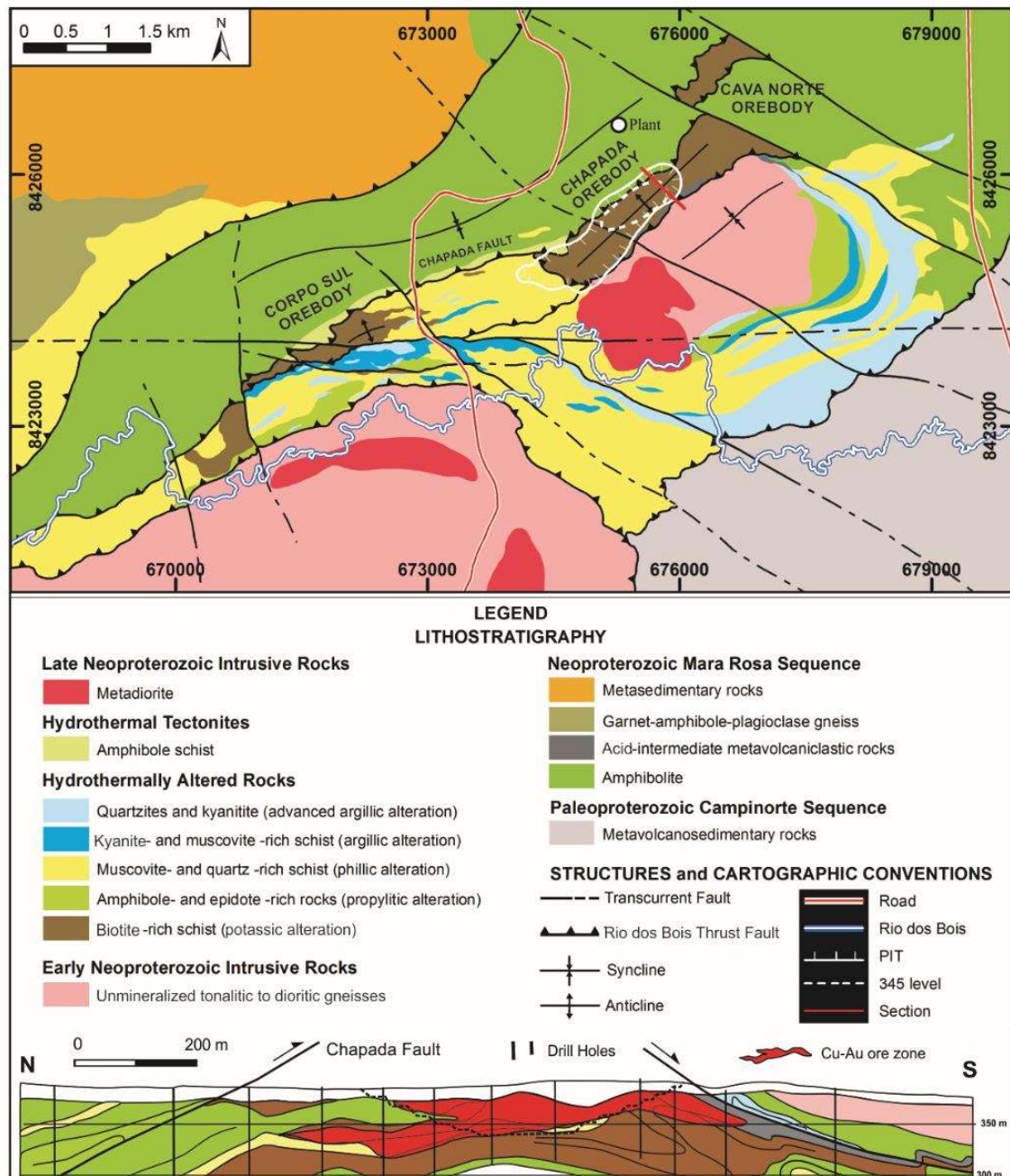


Fig.3. Mapa geológico do depósito Cu-Au Pórfiro Chapada com contorno da cava principal (linha branca tracejada) e seção geológica (after Oliveira et al., 2016).

4. Sampling and analytical procedures

4.1. Sampling

Thirty-seven orthogneisses samples were collected from blocks outcrops located in road cuts and pasture areas during fieldwork. The samples near fractures and shear zones were avoided to minimize possible modifications related to secondary, hydrothermal or weathering alteration processes. Despite this, many samples were discarded because even though they are

petrographically and geochemically similar to the orthogneisses of the Mara Rosa IOA, they had Ediacaran U-Pb ages in zircon (ca. 630 Ma). This age marks an important magmatism related to continental arc ([Pimentel et al., 1997](#); [Frasca, 2015](#)), which has no genetic relationship with the porphyry-type deposits of Mara Rosa IOA ([Oliveira et al., 2016](#)).

4.2. Microprobe analyses

Silicate and opaque minerals (mainly Fe and Ti oxides) from 12 polished thin sections were analyzed in the JXA-8230 SuperProbe Electron Probe Microanalyzer (EPMA) at the Electron Microscopy Laboratory in the Institute of Geosciences of the University of Brasília. The equipment was operated at 15 kV (Acc. V.) and 10 nA. All thin sections were previously metalized with carbon. Natural and synthetic mineral standards were used in the calibration.

4.3. Whole-rock geochemical analyses

Twelve representative samples were selected for total rock geochemical analysis. The samples were prepared for analysis following the standard grinding, spraying and quenching processes. After reaching clay granulometry ($<0.02\mu\text{m}$), aliquots of approximately 10 grams were sent to the ALS commercial laboratory for determining the major elements (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) and trace elements (Ba, Ce, Cr, Cs, Ga, Ge, Hf, Nb, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, U, Th, W, Y, and Zr), including rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb and Lu). The sample aliquots were fused with lithium borate. Major element analyses were performed using an inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry (ICP-AES) and trace elements using an inductively coupled plasma - mass spectrometry (ICP-MS). To determine the base metals (Cu, Mo, Ni, Pb, and Sc), aliquots were digested in 4 acids and the analyses were performed by ICP-AES. The ALS Laboratory is ISO 9001: 2008 certified, ensuring the good quality of the analyses. The detection limits of the analytical procedures and equipment used are shown in [Table 2](#).

4.4. U-Pb LA-ICP-MS analyses

Four samples of the Mara Rosa IOAS orthogneisses were selected for U-Pb zircon dating. To collect the zircon crystals, the samples were crushed (about

15 to 20 kg of each sample), sieved and beaten to concentrate the heavy minerals, including zircon. This fraction was then separated using a FRANTZ isodynamic magnetic separator, model L1, into two fractions: magnetic and non-magnetic minerals. The non-magnetic fraction was examined using a binocular magnifying glass (up to 60X magnification) to collect the zircon crystals. Subsequently, 54 crystals were mounted on epoxy and polished to obtain a flat surface. The internal characteristics were determined by a FEI-QUANTA 450 scanning electron microscope, generating back-scattered electrons with cathodoluminescence (Fig.9). The equipment was calibrated at 10 kV. For the analyses, the mounts were cleaned with diluted HNO₃ (about 2%). Analytical procedures followed the methodology described in Buhn et al. (2009). The isotopic data were obtained in an LA-ICP-MS equipment with Nd: YAG ablation laser ($\lambda = 213$ nm) connected to a Neptune ICP-MS Thermo Finnigan multi-collector. The laser was calibrated at 10 Hz and 75 mJ/cm², using 40 μ m spot. A zircon (GJ) fragment from Jackson et al. (2004) was used as the primary reference standard during the analyses. Zircon grains with ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios less than 1000 were rejected for the final age calculation. U/Pb data were calculated and plotted using the software ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003).

4.5. Lu-Hf isotopic analyses

For the Lu-Hf isotopic analyzes, we selected the zircon crystals of two samples (TCC03 and TCC05) dated previously by the U-Pb method in zircon. LA-ICP-MS analyzes were performed on the same equipment used for U-Pb analyzes at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. The spot used was 40 μ m. The data obtained are shown in Table 4.

For the calculations of the parameter ϵ_{Hf} and model age (TDM_{Hf}) were used, decay constant (λ) = $1.86 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Scherer et al., 2001), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(t=0)} = 0.0336$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(t=0)} = 0.282786$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(t=0)} = 0.0384$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(t=0)} = 0.28325$ (Bouvier et al., 2008) and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ average ratio of the continental crust = 0.0113 (Taylor and McLennan, 1985; Zehet et al., 2007). CHUR = chondritic uniform reservoir, DM = depleted mantle.

4.6. Sm-Nd isotopic analyses

The Sm and Nd isotopic analyses of 9 orthogneiss samples from the Mara Rosa IOAS (Table 5) were performed following the methodology of Gioia and Pimentel (2000), in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. A 50 mg sample of total rock dust is mixed in standard tracing solution with ^{149}Sm - ^{150}Nd and dissolved in Savillex capsules by successive attacks with HF, HNO_3 , and HCl acids. The Sm and Nd extraction follows conventional ion exchange techniques using Teflon columns with LN-Spec resin (PTFE powder supported HDEHP-diethyl hexyl phosphoric acid). The samples are then loaded onto Re evaporation filaments and isotopic measurements are performed on a Finnigan MAT262 multi-collector thermo-ionic spectrometer (7 Faraday cup collectors) in static mode. The uncertainties for the Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are less than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ), respectively, based on repeated analyses of the BHVO-1 and BCR-1 international standards. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized against the $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. The decay constant used was $6.54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. The model age (T_{DM}) and ϵ_{Nd} were calculated following the model of De Paolo (1981b). Nd procedure blanks were better than 100 pg.

5. Results

5.1. Field aspects

Two types of orthogneisses are found in the Mara Rosa IOAS (Mara Rosa region), normal arc calc-alkaline orthogneisses (NCO) and adakitic orthogneisses (ADO). Sometimes, slightly deformed NCO portions have fine amphibolite xenoliths with partially melted edges (Fig. 4a), and medium to coarse-grained amphibole clusters (Fig. 4b). Occasionally, the NCO more deformed portions have intercalations of continuous and discontinuous centimetric layers of medium-grained amphibolite (Fig. 4c). Mafic magmatic enclaves in NCO (mingling features) also observed in the NCOs (Fig. 4d). ADOs, locally, occur associated with fine amphibolite, encompassing parts of it or exhibiting regular straight contact with it (Fig. 4f).

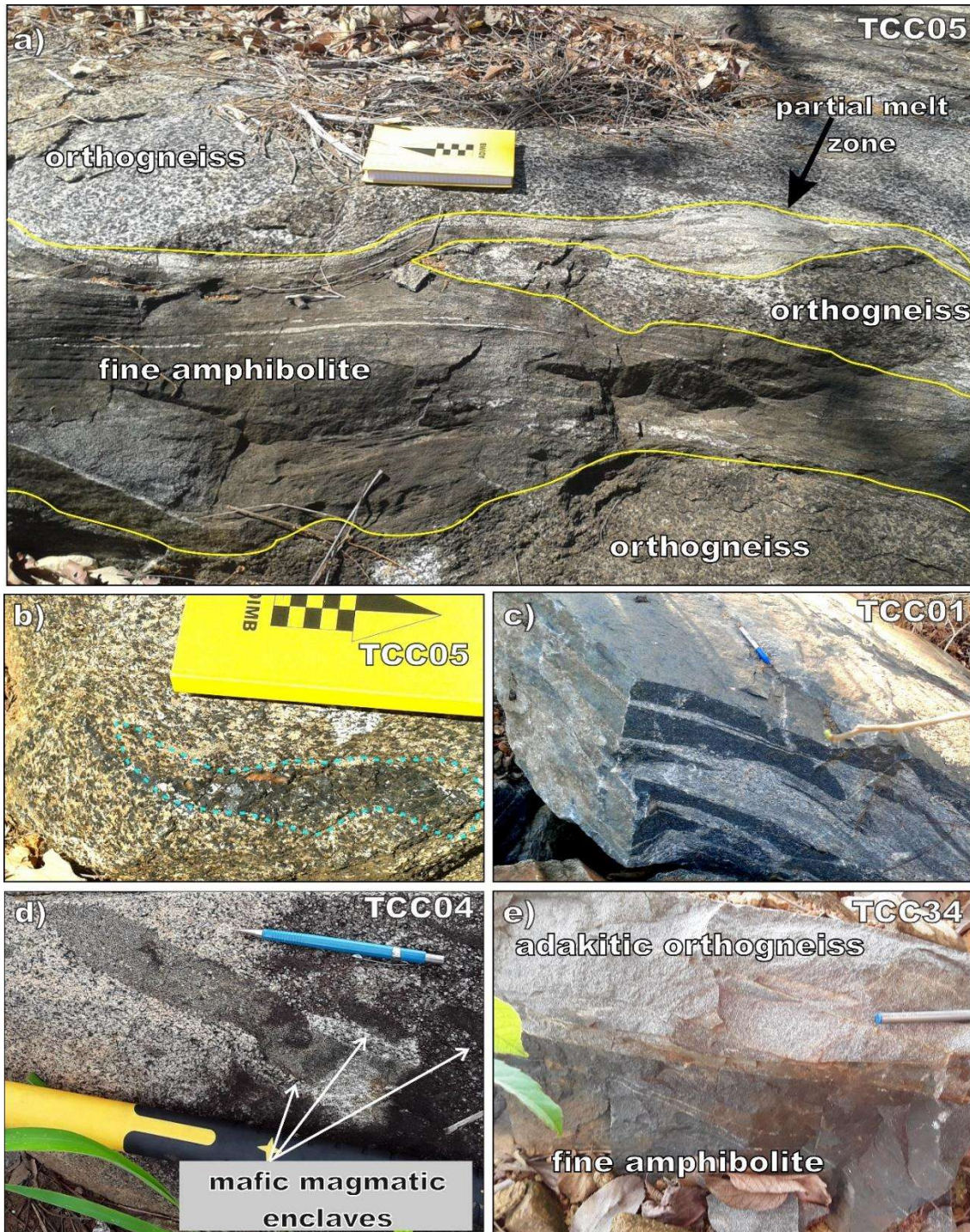


Fig. 4. Aspects of field of the Mara Rosa IOAS orthogneisses. a) Normal arc calc-alkaline orthogneiss (NCO) with amphibolite xenolith; b) NCO with mafic cluster; c) Blocks of NCO with layers of amphibole cumulates; d) Mafic magmatic enclaves in NCO (mingling features); e) Block of the adakitic orthogneiss (ADO) in contact with amphibolite.

5.2. Petrography and mineral chemistry

The NCOs consist of medium-grained, leuco to mesocratic gray rocks whose, sometimes, exhibit mixing and mingling features (Fig. 5a, 5b), including

mafic member portions present as continuous or discontinuous lenses. In general, however, these NCOs show centimeter- to millimeter-thick gneissic banding (Fig. 5c) with mafic bands consisting of amphibole (~9-35%) and/or biotite (~4-30%). The granoblastic felsic bands consist of plagioclase (~35-55%) and quartz (~1-20%) (Fig. 5d) while zircon and apatite occur as accessory minerals. Epidote, titanite and allanite may or may not be present as primary minerals. Opaques are less than 2% (estimated proportion) and represented mainly by titanomagnetite, commonly with ilmenite exsolutions. Pyrite and chalcopyrite are present in some samples. Secondary minerals (<<1%) are represented by hematite, epidote and chlorite.

The amphibole ranges from Mg-hornblende to tschermakite occurring, sometimes, as porphyroblasts with inclusions of plagioclase, quartz, biotite, apatite, and smaller amphibole crystals. Despite these inclusions, no significant compositional variations are observed between the included amphiboles and the porphyroblasts. Plagioclase occurs as tabular crystals, subhedral to anhedral, little to moderately altered and, occasionally, as porphyroblasts with inclusions of biotite, quartz and amphibole crystals. In general, plagioclase has andesine-type composition ($An_{0,46-0,30}$) with some oligoclase variations ($An_{0,28-0,16}$). Biotite is, sometimes, observed around amphibole crystals, plotting in the re-equilibrated biotite field of the [Nachit et al. \(2005\)](#) diagram.

Petrographically very similar to the NCOs, the ADOs are leuco to mesocratic rocks, gray-colored and fine- to medium-grained. Generally, the gneissic banding is less developed with millimeter thick bands (Fig. 5e) while the mafic bands exhibit consisting of amphibole (~10-34%) and/or biotite (~4-12%). The granoblastic felsic bands consist of plagioclase (~28-48%) and quartz (~3-24%), with occasional potassium feldspar (~4-5%) (Fig. 5f). Zircon and apatite occur as accessory minerals. Epidote, titanite and allanite may or may not be present as primary minerals. Opaques are less than 1% (estimated proportion), being represented mainly by titanomagnetite, commonly with ilmenite exsolutions. Pyrite and chalcopyrite were found in only one sample. Secondary minerals make up less than 1% of the rock, being represented by hematite, epidote and white mica/ muscovite.

The ADO amphibole similar to that of the NCO ranges from Mg-hornblende to tschermakite. Plagioclase also exhibit andesine composition ($An_{0,39-0,30}$) with

some variations for oligoclase ($An_{0,22-0,12}$). Biotite plots in the re-equilibrated field of the [Nacht *et al.* \(2005\)](#) diagram.

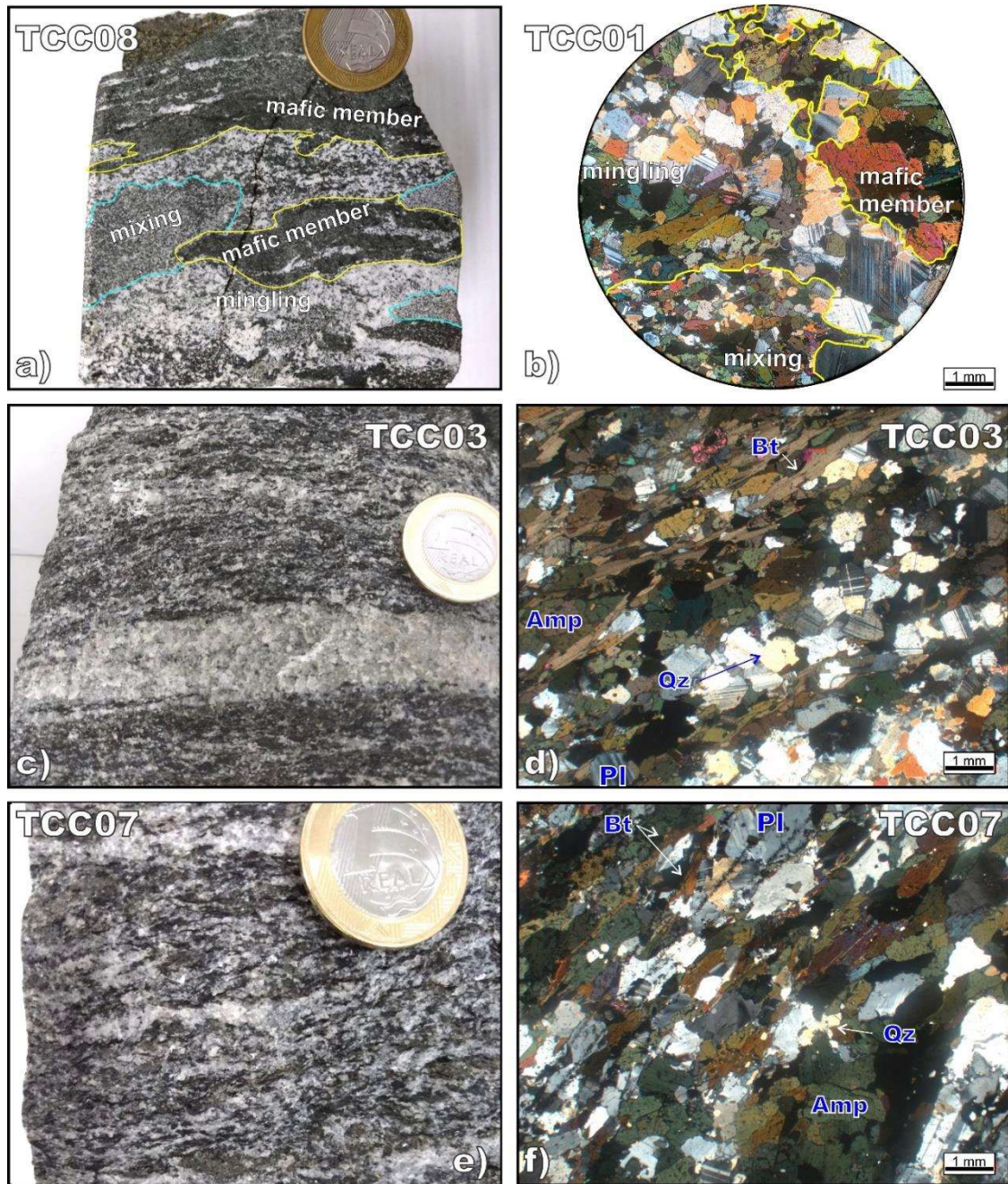


Fig. 5. Macroscopical and microscopical aspects of the Mara Rosa IOAS orthogneisses. a, b) Mixing-mingling in NCO; c) Bandaded NCO; d) Lepido-nematoblastic texture in NCO; e) Bandaded ADO; d) Lepido-nematoblastic texture in ADO. Amp = amphibole; Bt = biotite; Pl = plagioclase; Qz = quartz. Photomicrographs were taken with crossed-polarized light in thin sections.

5.3. Whole-rock geochemistry

5.3.1. Normal arc calc-alkaline orthogneiss - NCO

The NCOs of Mara Rosa IOAS are intermediate rocks with geochemical compositions, predominantly, quartz dioritic and, subordinately, tonalitic (Fig. 6a). The SiO₂ content varies between 53.3 and 62.9 wt%, Al₂O₃ between 14.8 and 18.4 wt%, MgO between 2.5 and 4.2 wt%, Ni ranges from 7 to 17 ppm and Cr from 21 to 48 ppm. These rocks are metaluminous (Fig. 6b) with A/CNK [(molar ratio Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O))] ratios varying between 0.82 and 0.93. In the Ross and Bedard (2009) Y vs. Zr diagram, they scatter across the transitional and calc-alkaline fields (Fig. 6c). Further, in the Peccerilo and Taylor (1976) SiO₂ vs. K₂O diagram, they plot in the field of the medium-K calc-alkaline rocks (Fig. 6d), typical characteristic of island arc rocks. These rocks show contents of Y = 14-26 ppm, Yb = 1.55-2.68 ppm, and ratios Sr/Y = 14-48 (average = 30) and La/Yb = 5-12, thus representing a typically series of normal arc calc-alkaline rocks (Fig. 6d, 6e). In the Sun and McDonough (1989) N-MORB multi-element diagram, they appear enriched in LILE (Cs, Rb, Ba, K, Pb, and Sr) with Ba, K, ±Pb and Sr positive anomaly peaks, as well as weakly enriched in some HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) and weakly depleted in others (Ti, Y), in addition to Nb, Zr, Ti negative anomalies (Fig. 7a). In the chondrite-normalized rare earth elements (REE) diagram, all samples are more enriched in light REE than heavy REE (Fig. 7b), with La_{NC}/Yb_{NC} ratios varying from 4 to 8. The Eu/Eu* ratios vary between 0.76 and 0.99. In the Pearce (1996) Rb vs Y+Nb diagram, they exhibit the tectonic signature of volcanic arc (Fig. 8).

Table 2

Whole rock major (%) and trace element (ppm) compositions and significant element ratios for representative samples of the Mara Rosa intra-oceanic arc orthogneiss.

Sample		TCC03	Mutun05/ TCC05	TCC36	Mutun15	TCC22	TCC20	TCC12A	TCC30	Mutun03a	TCC34	Mutun07/ TCC07	TCC23
Serie		Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Adakite	Adakite	Adakite
Rock		Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss
Geochemical composition (Winchester and Floyd, 1977)	Limit of detection	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Qz diorite	Tonalite	Qz diorite	Tonalite	Tonalite
SiO2	0.01	53.40	53.44	55.50	56.16	56.90	57.60	57.10	58.30	62.90	60.30	62.11	62.70
TiO2	0.01	0.91	0.82	0.78	0.79	0.79	0.83	0.88	0.60	1.01	0.79	0.85	0.58
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Al2O3	0.01	18.40	18.34	17.8	18.20	17.10	17.05	17.05	17.40	14.79	16.75	15.75	17.05
Fe2O3	0.01	8.71	8.43	7.96	7.69	7.62	7.63	8.91	7.41	6.87	5.91	5.26	4.94
MnO	0.01	0.15	0.13	0.14	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15	0.08	0.09	0.08	0.09
MgO	0.01	4.15	4.02	4.02	3.62	3.47	3.52	3.35	3.45	2.45	3.03	3.17	2.64
CaO	0.01	8.65	8.23	7.61	6.90	7.35	7.04	7.36	7.84	4.29	6.41	5.50	5.83
Na2O	0.01	3.54	3.60	3.52	3.70	3.36	3.38	3.46	2.95	3.86	5.50	4.07	4.04
K2O	0.01	0.94	0.93	1.27	1.16	1.16	1.46	0.98	1.89	1.68	0.26	1.59	1.63
P2O5	0.01	0.20	0.18	0.19	0.24	0.17	0.20	0.21	0.22	0.33	0.19	0.28	0.16
LOI	0.01	0.86	1.60	1.02	1.10	0.73	0.70	0.98	1.15	1.50	1.29	1.00	0.71
Total		100.03	99.72	99.93	99.73	98.88	99.66	100.50	101.47	99.74	100.63	99.68	100.50
C	0.01	0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.14	<0.02	0.01
S	0.01	0.01	<0.02	0.01	<0.02	0.01	0.01	0.08	0.02	<0.02	0.09	<0.02	0.01
Cs	0.01	0.59	0.30	0.46	0.80	0.57	0.98	1.75	0.78	1.10	0.16	0.6	1.04
Rb	0.20	16.90	13.40	25.7	24.30	21.70	32.10	28.90	42.20	39.30	3.30	28.70	48.60
Ba	0.50	395.00	357.00	451	449.00	395.00	543.00	303.00	409.00	526.00	72.50	419.00	513.00
Th	0.05	1.31	1.20	1.29	0.90	1.06	2.20	3.39	3.98	1.00	0.71	3.80	4.28
U	0.05	0.45	0.30	0.54	0.20	0.29	0.78	0.70	1.30	0.50	0.30	1.10	0.84
Ta	0.10	0.70	0.40	0.7	0.30	1.00	0.90	1.30	0.90	0.50	0.70	0.50	1.20
Nb	0.20	3.20	2.30	2.7	4.40	4.20	4.30	6.30	4.20	5.90	1.80	7.70	5.20
K		7793	7711	10529	9617	9617	12105	8125	15670	13929	2156	13182	13514
La	0.10	8.80	9.30	9.8	11.40	11.00	12.00	15.40	13.90	18.80	10.20	28.80	14.90
Ce	0.10	21.10	20.20	20.8	27.30	25.60	28.80	36.70	30.00	35.20	18.10	59.50	31.00
Pb	2.00	6.00	1.00	<2	1.20	7.00	5.00	8.00	8.00	1.90	15.00	0.50	8.00
Pr	0.03	3.19	2.74	3.02	3.14	3.60	3.66	4.03	3.84	4.05	2.61	6.72	3.92
Sr	0.10	689.00	615.90	573	658.20	534.00	545.00	352.00	529.00	358.60	899.00	707.80	641.00
P		872.76	785.49	829.12	1047.32	741.85	872.76	916.40	960.04	1440.06	829.12	1221.87	698.21
Nd	0.10	14.50	12.10	13.4	13.90	17.00	15.80	18.30	16.30	16.20	12.10	26.50	15.50
Zr	2.00	60.00	63.60	65	87.90	102.00	111.00	121.00	118.00	122.90	58.00	150.00	106.00
Hf	0.20	2.20	1.80	2	1.90	2.90	3.40	3.20	3.20	3.60	1.70	3.70	3.00
Sm	0.03	3.62	2.95	2.57	3.00	3.56	3.87	3.76	3.21	3.70	2.71	4.26	2.69
Eu	0.03	1.06	0.97	0.92	0.96	1.06	1.03	1.02	0.98	0.90	0.68	1.20	0.86
Ti		5454	4915	4675	4735	4735	4975	5274	3596	6053	4735	5094	3476
Dy	0.05	3.14	2.89	2.72	2.81	3.38	3.46	4.41	3.11	3.02	1.41	2.54	1.86
Y	0.10	18.60	17.40	16	14.20	20.80	19.80	25.90	19.40	14.80	7.00	14.40	10.70
Yb	0.03	1.46	1.75	1.49	1.32	1.99	2.04	2.68	2.18	1.55	0.61	1.20	0.88
Lu	0.01	0.27	0.28	0.23	0.24	0.28	0.25	0.37	0.33	0.25	0.07	0.19	0.15
V	5.00	270	234	243	149	217	228	210	245	177	173	118	142
Cr	10.00	40.00	20.53	40	20.53	40.00	40.00	40.00	40.00	47.89	60.00	75.26	60.00
W	1.00	273.00	308.50	410	293.80	504.00	450.00	538.00	469.00	356.50	389.00	495.70	550.00
Co	1.00	66.00	57.50	80	50.40	75.00	78.00	84.00	76.00	52.70	71.00	72.40	80.00
Ni	1.00	12.00	7.30	11	8.90	10.00	12.00	10.00	11.00	17.40	23.00	43.40	16.00
Cu	1.00	120.00	94.90	135	44.30	88.00	78.00	57.00	86.00	10.70	130.00	76.70	67.00
Zn	2.00	90.00	36.00	83	43.00	81.00	81.00	89.00	69.00	61.00	94.00	40.00	68.00
Ga	0.10	21.10	17.90	19.3	18.70	20.70	20.00	20.10	17.70	14.90	22.40	15.80	21.10
Gd	0.05	3.43	3.02	3.2	3.00	3.64	3.96	4.49	3.71	3.35	2.11	3.48	2.58
Tb	0.01	0.54	0.49	0.42	0.41	0.59	0.61	0.78	0.53	0.51	0.26	0.47	0.36
Ho	0.01	0.65	0.58	0.52	0.46	0.70	0.70	1.00	0.69	0.55	0.24	0.56	0.37
Er	0.03	1.74	1.92	1.65	1.45	1.89	2.20	2.60	2.18	1.70	0.70	1.52	1.10
Tm	0.01	0.31	0.24	0.24	0.22	0.28	0.29	0.40	0.32	0.24	0.08	0.20	0.15
Sc	1.00	26.00	23.00	23	15.00	22.00	21.00	24.00	24.00	13.00	13.00	13.00	11.00
Mg#		49	49	50	48	47	48	43	48	41	50	54	51
Sr/Y		37.04	35.40	35.81	46.35	25.67	27.53	13.59	27.27	24.23	128.43	49.15	59.91
La/Yb		6.03	5.31	6.58	8.64	5.53	5.88	5.75	6.38	12.13	16.72	24.00	16.93
LaNC/YbNC		4.06	3.58	4.43	5.82	3.73	3.97	3.87	4.30	8.18	11.27	16.18	11.42
Eu/Eu*		0.92	0.99	0.98	0.98	0.90	0.80	0.76	0.87	0.78	0.87	0.95	1.00
Ce/Ce*		0.96	0.95	0.91	1.08	0.97	1.04	1.10	0.97	0.93	0.83	1.00	0.96
Nb/Nb*		0.21	0.20	0.15	0.43	0.34	0.17	0.26	0.11	0.28	0.15	0.19	0.19
Ti/Ti*		0.83	0.82	0.82	0.80	0.70	0.74	0.70	0.58	1.03	1.28	0.77	0.73
Zr/Zr*		0.53	0.68	0.62	0.84	0.74	0.78	0.80	0.84	0.84	0.63	0.75	0.80

Mg# = razão molar [MgO/(MgO+FeO)]*100

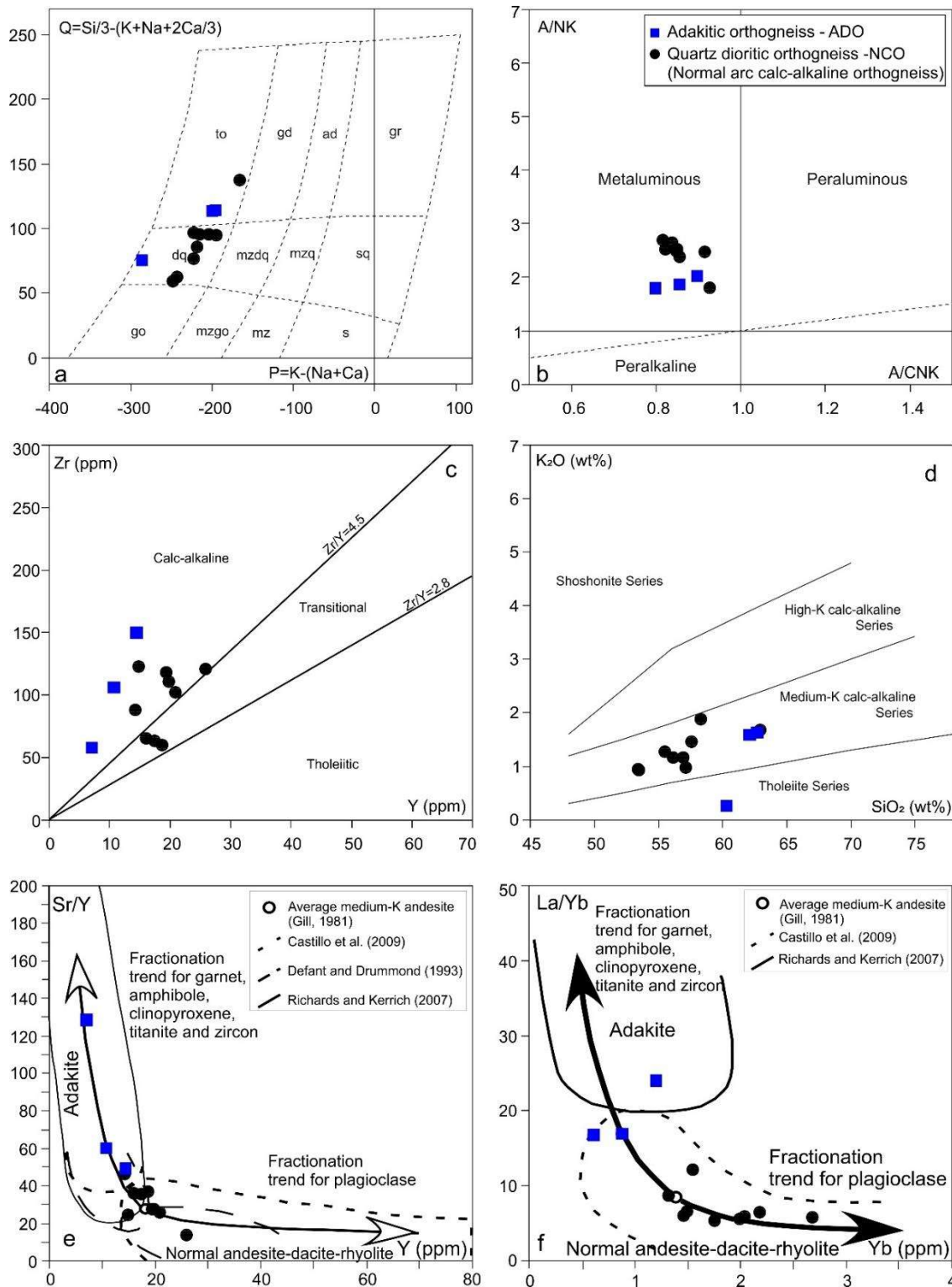


Fig. 6. Geochemical classification of the Mara Rosa IOAS orthogneisses: a) P ($K - (Na + Ca)$) vs. Q ($Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$) diagram (after Debon and Le Fort, 1982); b) $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ diagram (after Shand, 1943); c) Zr vs. Y plot showing the tholeiitic, transitional and calc-alkaline affinity (after Ross and Bedard, 2009); d) SiO_2 vs. K_2O diagram (after Peccerillo and Taylor, 1976); e) Sr/Y vs. Y diagram (after Defant and Drummond, 1993); f) La/Yb vs. Yb diagram (after Castillo et al., 1999).

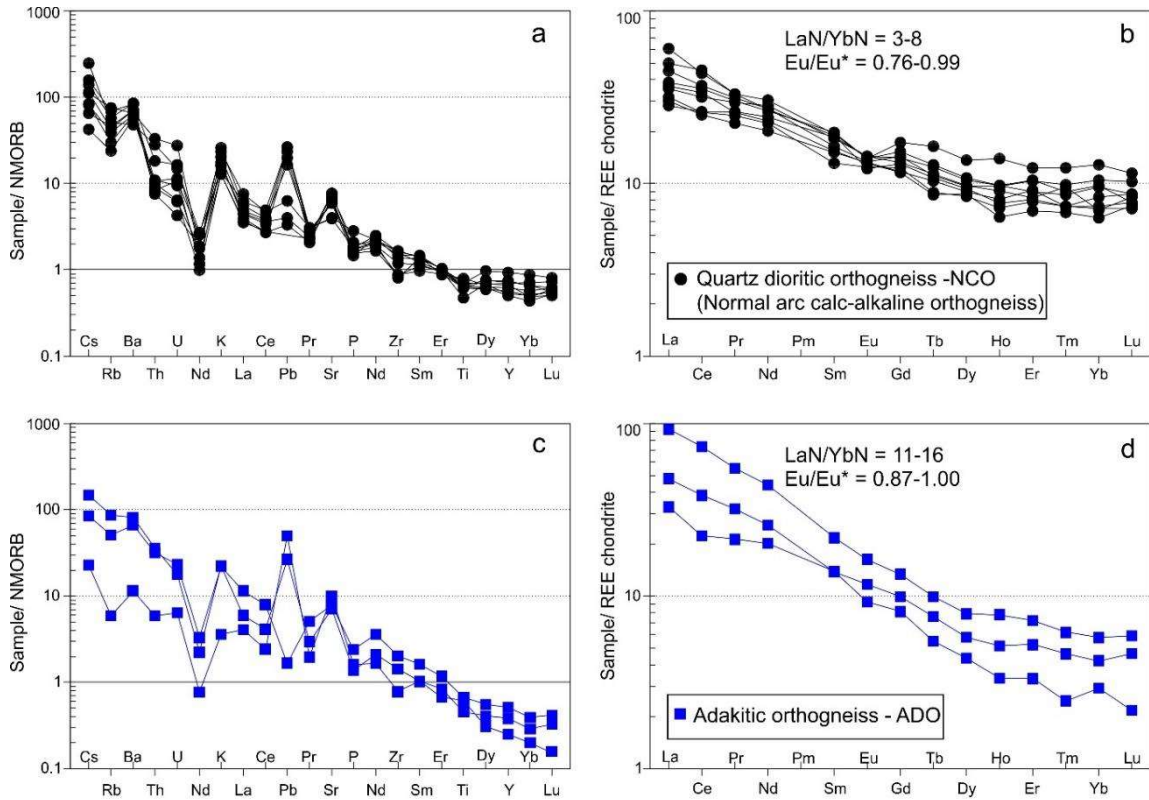


Fig. 7. Multielement variation (spider) diagrams, normalized to N-MORB of [McDonough and Sun \(1989\)](#) and Chondrite-normalized rare earth element of [Boynton \(1984\)](#). a, b) Normal arc calc-alkaline orthogneisses; c e d) Adakitic orthogneisses.

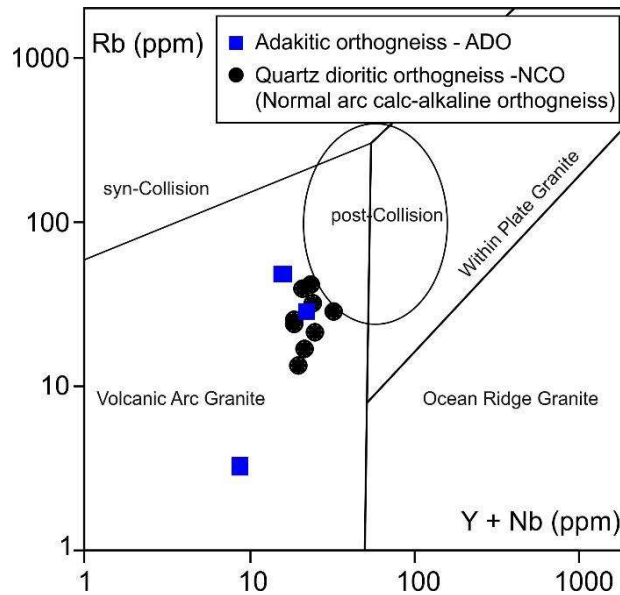


Fig. 8. Proxies for tectonic setting. a) Y + Nb vs. Rb (after [Pearce, 1996](#)).

5.3.2. Adakitic orthogneiss - ADO

Like the NCOs, the adakitic orthogneisses (ADO) are also intermediate rocks exhibiting quartz dioritic to tonalitic geochemical compositions ([Fig. 5a](#)). Despite it, in

general, they have highest silica (60.3-62.7 wt%), Ni (16-43 ppm) and Cr (60-75 ppm) contents, [Table 2](#). They are metaluminous ([Fig. 5b](#)) and plot in the calc-alkaline rock field of the [Ross and Bedard \(2009\)](#) Y vs. Zr diagram ([Fig. 6c](#)). In the [Pecerilo and Taylor \(1994\)](#) SiO₂ vs. K₂O diagram, the ADOs scatter over the low- and medium-K fields ([Fig. 5d](#)). These rocks have low Y (7-14 ppm) and Yb (0.61-1.20) contents with high Sr/Y (49-128) and La/Yb (17-24) ratios, manifesting an adakitic signature ([Fig. 6d and 6e](#)). Normalized to the [Sun and McDonough \(1989\)](#) N-MORB, the ADOs multi-elements behave very similar to the NCOs, with enrichment in LILE (Cs, Rb, Ba, K, Pb and Sr), Ba, K, \pm Pb and Sr positive anomaly peaks, weak enrichment in some HFSE (Nb, Zr) and weak depletion in others (Ti, Y) and Nb, \pm Zr, \pm Ti negative anomaly peaks ([Fig. 7c](#)). Even so, they differ from the NCOs for being more highly depleted in Ti, Dy, Y, Yb and Lu. In the [Boynton \(1984\)](#) chondrite-normalized REE diagram, in general, the La_{CN}/Yb_{CN} ratios are higher in ADOs (11-16) compared to NCOs (4-8). Europium anomalies are weak to nonexistent (Eu/Eu* = 0.87-1.00). In the [Pearce \(1996\)](#) Rb vs Y+Nb diagram, they plot in the field of volcanic arc granites ([Fig. 8](#)).

5.4. Zircon Geochronology

5.4.1. U-Pb Isotopes

The LA-ICP-MS U-Pb analyses performed on the zircons of four samples (TCC03, TCC05, TCC08, and TCC30) of the normal arc calc-alkaline orthogneisses of the Mara Rosa IOAS allowed to determine the crystallization ages of their igneous protoliths. The analyzed crystals exhibited, in general, a clear transparent aspect, subhedral to euhedral prism-bipyramidal shapes, and between 200 and 600 μ m in size ([Fig. 9](#)). The obtained results ([Table 3](#)) allowed to calculate the two intercept ages ([Fig. 9a, 9b](#)), 897 \pm 15 Ma and 880 \pm 16 Ma, and two concordia ages ([Fig. 9c, 9d](#)), 875 \pm 3 Ma and 862 \pm 4 Ma. Thus, it is possible to say that the normal arc calc-alkaline magmatism of Mara Rosa IOAS extended for more than 30 Ma.

Table 3LA-ICP-MS U-Pb results of *in situ* zircons analyses of the normal arc calc-alkaline orthogneisses.

Sample/ Crystal	Th/U	Isotopic ratios										Aparent ages (Ma)				Conc.	
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2σ abs
Sample TCC03																	
Zr31B	0.36	70820	13.04	0.0684	0.95	1.416	1.56	0.1502	1.18	0.76	880.2	39.0	901.9	19.8	895.6	18.5	97.6
Zr31C	0.35	42275	12.73	0.0682	2.05	1.339	2.56	0.1423	1.48	0.58	874.8	83.8	857.8	23.7	862.6	29.5	102.0
Zr30B	0.26	338589	12.25	0.0685	0.36	1.333	0.75	0.1411	0.55	0.73	884.5	14.9	851.0	8.8	860.4	8.7	103.9
Zr5	0.31	50395	23.31	0.0681	1.05	1.318	1.53	0.1403	1.06	0.69	872.0	43.0	846.3	16.8	853.5	17.6	103.0
Zr10	0.36	51042	14.96	0.0682	1.31	1.314	1.83	0.1397	1.23	0.67	876.1	53.8	842.7	19.3	852.0	21.0	104.0
Zr22	0.26	73290	13.01	0.0685	0.91	1.333	1.41	0.1410	1.01	0.71	884.6	37.5	850.6	16.0	860.1	16.3	104.0
Zr30C	0.22	1300378	49.11	0.0686	0.36	1.346	0.76	0.1424	0.55	0.73	886.2	15.0	858.0	8.9	865.9	8.8	103.3
Zr12	0.41	102091	11.43	0.0680	0.71	1.325	1.10	0.1413	0.75	0.68	870.0	29.4	851.8	12.0	856.9	12.7	102.1
Zr28	0.22	40302	12.71	0.0681	1.28	1.302	2.15	0.1387	1.69	0.78	870.7	52.6	837.5	26.5	846.7	24.6	104.0
Zr16	0.34	51513	15.05	0.0684	1.25	1.323	2.00	0.1402	1.51	0.76	881.8	51.5	845.7	23.9	855.7	23.0	104.3
Zr8	0.33	53216	13.71	0.0682	1.42	1.306	1.98	0.1388	1.32	0.67	875.0	58.2	837.9	20.8	848.2	22.6	104.4
Zr19B	0.24	94639	11.94	0.0679	0.98	1.295	1.56	0.1383	1.16	0.74	865.5	40.2	834.9	18.1	843.4	17.8	103.7
Zr21	0.27	39003	13.44	0.0683	1.41	1.308	2.08	0.1388	1.48	0.71	878.5	57.9	837.8	23.3	849.1	23.8	104.9
Zr29	0.27	52185	11.12	0.0689	1.39	1.311	1.96	0.1380	1.33	0.68	895.6	56.8	833.2	20.7	850.5	22.4	107.5
Zr27	0.36	68328	11.61	0.0691	0.97	1.316	1.68	0.1382	1.32	0.78	900.6	39.9	834.4	20.6	852.7	19.3	107.9
Zr26	0.28	48870	14.37	0.0688	1.29	1.256	2.17	0.1325	1.71	0.79	892.0	52.9	801.9	25.7	826.2	24.4	111.2
Zr24	0.44	84405	11.83	0.0692	0.89	1.298	1.39	0.1360	1.00	0.72	903.9	36.4	822.2	15.4	844.6	15.8	109.9
Zr25	0.25	55731	11.94	0.0687	1.24	1.311	1.79	0.1384	1.23	0.69	890.0	50.8	835.7	19.3	850.7	20.5	106.5
Zr23	0.30	182436	68.61	0.0687	1.29	1.319	1.86	0.1393	1.29	0.69	888.5	52.7	840.7	20.4	854.0	21.4	105.7
Zr20	0.39	69037	14.47	0.0687	0.97	1.312	1.50	0.1386	1.08	0.72	889.0	39.9	836.6	17.0	851.1	17.2	106.3
Zr18	0.35	57844	11.79	0.0687	1.10	1.330	1.51	0.1404	0.97	0.64	889.4	44.9	847.1	15.4	858.9	17.4	105.0
Zr15	0.23	50727	12.78	0.0681	1.27	1.225	1.88	0.1304	1.33	0.71	871.8	52.3	790.2	19.8	812.0	20.9	110.3
Zr13	0.28	54027	14.48	0.0691	1.11	1.312	1.65	0.1378	1.16	0.70	900.4	45.3	832.4	18.1	851.2	18.9	108.2
Zr11	0.26	49084	14.16	0.0685	1.13	1.308	1.61	0.1385	1.08	0.67	884.7	46.5	835.9	17.0	849.4	18.5	105.8
Zr9_C	0.39	65536	13.56	0.0697	1.02	1.315	1.43	0.1368	0.92	0.65	919.9	41.7	826.8	14.3	852.5	16.4	111.3
Zr6	0.35	58173	11.41	0.0692	1.16	1.324	1.63	0.1388	1.08	0.67	904.1	47.3	837.9	17.0	856.3	18.7	107.9
Zr4	0.34	76756	8.54	0.0681	1.36	1.287	1.93	0.1371	1.33	0.69	871.1	55.7	828.5	20.6	840.2	22.0	105.1
Zr3	0.35	71974	12.86	0.0682	0.99	1.288	1.46	0.1371	1.01	0.69	873.2	40.9	828.3	15.6	840.6	16.6	105.4
Zr2	0.48	93219	22.76	0.0685	0.86	1.321	1.24	0.1399	0.82	0.66	883.3	35.5	843.8	12.9	854.8	14.3	104.7
Zr1	0.42	94140	11.25	0.0685	0.78	1.321	1.22	0.1400	0.86	0.71	882.2	32.0	844.7	13.6	855.1	14.0	104.4
Sample TCC05																	
Zr09	0.20	69611	12.54	0.0686	0.86	1.367	1.29	0.1446	0.88	0.69	886.1	35.4	870.5	14.4	874.9	15.1	101.8
Zr10	0.31	65675	11.91	0.0690	0.83	1.392	1.31	0.1462	0.94	0.72	899.4	34.2	879.9	15.5	885.5	15.4	102.2
Zr14	0.28	70518	12.56	0.0685	1.00	1.370	1.38	0.1451	0.88	0.64	883.1	41.0	873.5	14.4	876.3	16.2	101.1
Zr16	0.36	59541	14.13	0.0681	0.90	1.378	1.31	0.1468	0.88	0.67	871.5	36.9	882.7	14.5	879.6	15.4	98.7
Zr17	0.37	127975	45.72	0.0684	0.99	1.346	1.58	0.1427	1.17	0.74	881.3	40.8	859.7	18.8	865.8	18.3	102.5
Zr20	0.43	96171	22.15	0.0683	0.86	1.360	1.30	0.1444	0.90	0.70	877.3	35.3	869.7	14.7	871.9	15.2	100.9
Sample 30																	
Zr27	0.54	172127	13.87	0.0677	0.95	1.351	1.47	0.1448	1.06	0.72	858.2	39.2	872.0	17.3	868.1	17.1	98.4
Zr21	0.64	106014	14.90	0.0682	0.92	1.348	1.59	0.1434	1.24	0.78	874.7	37.9	863.7	20.0	866.9	18.4	101.3
Zr25	0.61	161906	10.10	0.0677	0.56	1.312	1.16	0.1405	0.94	0.81	860.0	23.3	847.3	14.9	850.9	13.3	101.5
Zr22	0.75	142935	12.43	0.0686	0.59	1.355	1.15	0.1433	0.91	0.79	885.9	24.3	863.4	14.7	869.7	13.4	102.6
Sample 08																	
Zr2N	0.13	664274	14.71	0.0686	0.59	1.457	1.80	0.1541	1.66	0.92	886.2	24.3	923.7	28.6	912.8	21.6	95.9
Zr29	0.78	584985	5.85	0.0683	0.41	1.358	0.81	0.1442	0.60	0.73	877.6	17.0	868.6	9.7	871.2	9.5	101.0
Zr2B	0.30	175781	5.17	0.0682	0.78	1.348	1.28	0.1433	0.95	0.74	875.7	31.9	863.2	15.3	866.7	14.8	101.7
Zr23	0.46	218300	0.67	0.0688	0.84	1.370	1.37	0.1444	1.01	0.74	892.7	34.6	869.5	16.4	876.1	16.0	102.5
Zr1	0.43	107666	6.03	0.0682	0.81	1.314	1.39	0.1398	1.07	0.77	874.2	33.4	843.3	16.9	851.9	16.0	103.7
Zr9	0.49	113263	5.19	0.0688	0.82	1.358	1.48	0.1431	1.17	0.79	894.2	33.6	862.0	18.9	871.1	17.2	103.7
Zr22	0.50	210600	9.68	0.0689	0.52	1.353	1.11	0.1425	0.90	0.82	895.4	21.5	858.7	14.5	869.1	12.9	104.3
Zr10	0.33	116450	7.14	0.0691	1.20	1.357	2.12	0.1424	1.71	0.81	901.8	49.1	858.2	27.5	870.5	24.7	105.1
Zr20	0.46	162651	18.12	0.0682	0.62	1.293	0.96	0.1374	0.63	0.65	874.9	25.7	830.1	9.8	842.4	10.9	105.4
Zr11	0.58	178841	5.63	0.0691	0.58	1.353	1.55	0.1420	1.39	0.90	902.6	23.9	855.8	22.2	869.0	18.0	105.5
Zr20	0.44	130421	7.07	0.0686	0.96	1.311	1.81	0.1385	1.49	0.82	887.5	39.5	836.1	23.4	850.3	20.8	106.2
Zr15	0.45	184838	4.05	0.0684	0.43	1.289	0.94	0.1368	0.76	0.80	879.2	17.6	826.6	11.7	841.1	10.8	106.4
Zr26	0.42	104890	9.29	0.0690	0.91	1.327	1.68	0.1394	1.36	0.81	899.2	37.2	841.5	21.4	857.6	19.3	106.9
Zr18	0.45	115822	17.06	0.0687	0.86	1.303	1.44	0.1376	1.09	0.76	889.5	35.3	831.0	17.0	847.1	16.4	107.0
Zr17	0.67	438253	12.26	0.0683	0.47	1.277	0.86	0.1356	0.61	0.71	878.2	19.4	819.5	9.4	835.6	9.7	107.2
Zr24	0.37	172846	2.95	0.0690	0.56	1.320	1.08	0.1387	0.84	0.78	898.4	22.9	837.4	13.3	854.3	12.4	107.3
Zr13	0.34	99889	12.32	0.0684	1.07	1.281	1.67	0.1358	1.23	0.74	880.8	43.8	820.7	18.9	837.1	18.9	107.3
Zr3	0.41	115199	15.42	0.0690	0.92	1.313	1.46	0.1380	1.06	0.73	898.9	37.9	833.3	16.6	851.4	16.7	107.9
Zr14	0.39	94256	6.09	0.0692	0.80	1.324	1.33	0.1386	0.99	0.75	906.0	32.7	836.9	15.6	856.1	15.3	108.3
Zr27	0.39	135597	8.13	0.0687	0.59	1.286	1.27	0.1356	1.07	0.84	891.2	24.1	819.9	16.4	839.4	14.5	108.7
Zr7	0.48	179501	10.49	0.0687	0.82	1.277	1.41	0.1349	1.09	0.77	889.4	33.9	815.6	16.6	835.7	16.0	109.0
Zr12	0.33	184712	6.00	0.0675	0.44	1.194	0.98	0.1284	0.79	0.81	852.1	18.3	778.5	11.6	797.8	10.8	109.5
Zr5	0.34	102459	8.93	0.0681	0.99	1.235	1.78	0.1315	1.43	0.81	871.9	40.6	796.5	21.5	816.6	19.9	109.5
Zr6	0.33	98573	6.96	0.0690	0.80	1.289	1.35	0.1356	1.02	0.76	897.5	32.9	819.6	15.7	840.9	15.4	109.5
Zr12	0.51	125096	6.43	0.0692	0.72	1.302	1.26	0.1364	0.97	0.77	904.7	29.4	824.5	15.0	846.6	14.4	109.7
Zr2	0.29	1307358	10.37	0.0688	0.34	1.271	0.94	0.1341	0.79	0.84	891.5	14.2	810.9	12.1	832.8	10.7	109.9
Zr21	0.34	114620	8.94	0.0690	1.00	1.288	1.65	0.1353	1.26	0.76	900.0	41.1	817.9	19.3	840.4	18.8	110.0
Zr15	0.47	108392	9.01	0.0683	0.78	1.241	1.43	0.1317	1.14								

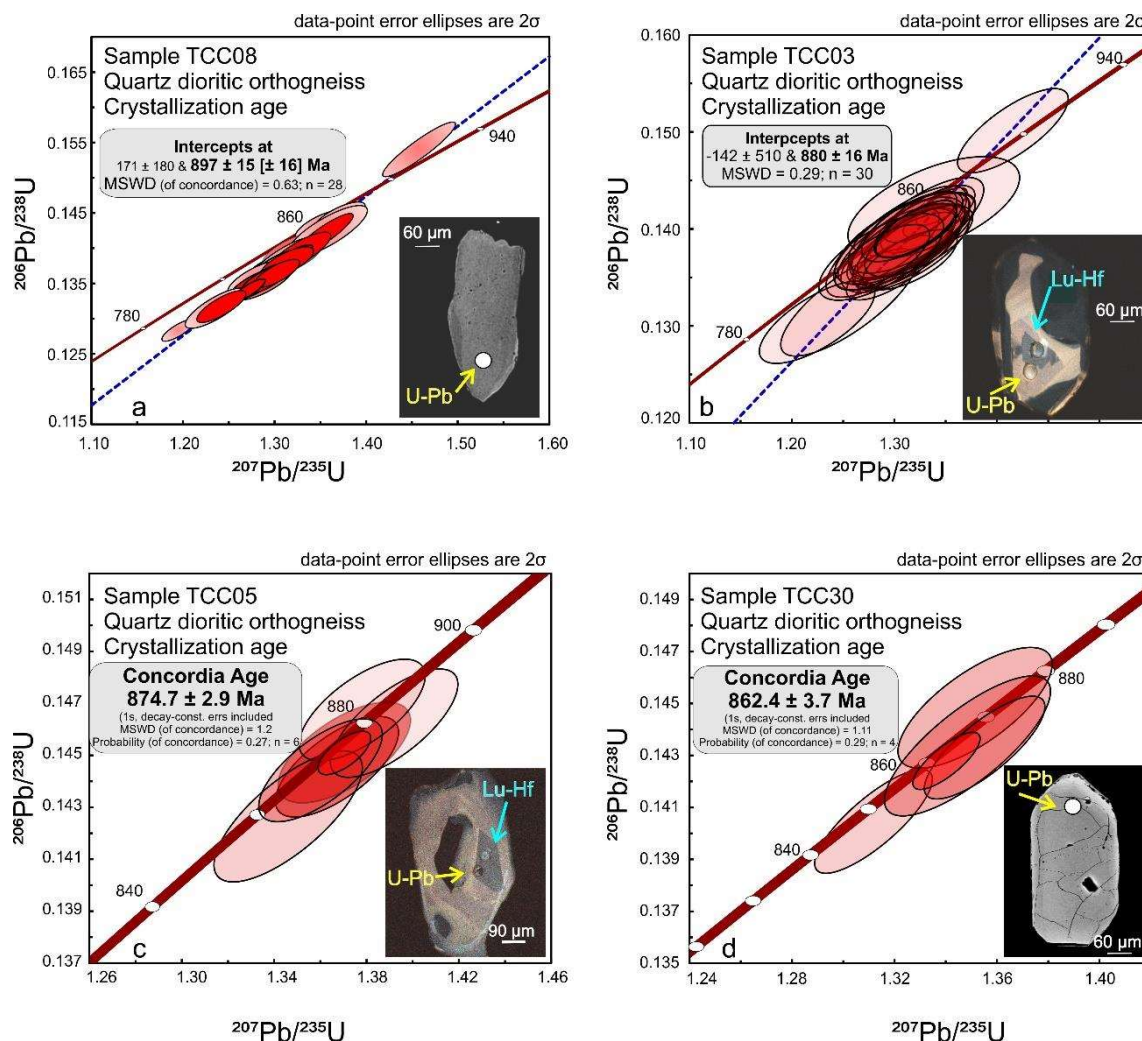


Fig. 9. Intercept (a and b) and concordia (c and d) diagrams for normal arc calc-alkaline orthogneisses showing the crystallization age of their igneous protolith; a) and d) Have images of scanning electron microscopy back-scattered electrons and b) and c) have cathodoluminescence of subhedral zircon crystals of intercept and concordia ages showing spots of U-Pb and Lu-Hf analyses. LA-ICP-MS U-Pb results of analyses are shown in the [table 4](#).

5.4.2. Lu-Hf isotopes

The zircon crystals with $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages most consistent from two NCOs samples were selected for LA-ICP-MS Lu-Hf analyzes. The results showed $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ ratios between 0.282390 and 0.282513, $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ between +5.51 and +9.97 and TDM_{Hf} between 1.12 and 1.40 Ga ([Table 4](#), [Fig.10](#)). These values are compatible with a mantle source.

Table 4

LA-ICP-MS Lu-Hf results of *in situ* zircons analyses of the normal arc calc-alkaline orthogneisses.

Sample	$^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	t (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	1σ	TDM _{Hf} (Ga)
<i>Sample TCC03</i>										
TCC03_Zr05	0.027531	±0.789347	0.282485	±0.008052	880	0.282473	±0.000016	10.64	8.55 ±0.089714	1.21
TCC03_Zr10	0.024581	±0.264882	0.282524	±0.007812	880	0.282513	±0.000016	-9.27	9.97 ±0.089767	1.12
TCC03_Zr19	0.019182	±5.517606	0.282420	±0.009856	880	0.282412	±0.000016	12.93	6.39 ±0.089633	1.35
TCC03_Zr22	0.018421	±2.645044	0.282398	±0.010923	880	0.282390	±0.000016	13.71	5.61 ±0.089604	1.40
TCC03_Zr28	0.014233	±1.140213	0.282468	±0.010098	880	0.282461	±0.000016	11.25	8.15 ±0.089699	1.24
TCC03_Zr30	0.015603	±1.163787	0.282502	±0.007868	880	0.282495	±0.000016	10.03	9.34 ±0.089744	1.16
<i>Sample TCC05</i>										
TCC05_Zr02	0.020723	±0.908331	0.282407	±0.007320	875	0.282398	±0.000016	13.40	5.78 ±0.087455	1.39
TCC05_Zr06	0.022133	±1.018355	0.282502	±0.009638	875	0.282492	±0.000016	10.03	9.13 ±0.087579	1.17
TCC05_Zr09	0.011251	±2.075233	0.282433	±0.007939	875	0.282428	±0.000016	12.48	6.85 ±0.087494	1.32
TCC05_Zr10	0.022885	±1.356111	0.282465	±0.009865	875	0.282455	±0.000016	11.35	7.79 ±0.087529	1.26
TCC05_Zr14	0.023831	±0.329015	0.282483	±0.009669	875	0.282473	±0.000016	10.70	8.43 ±0.087553	1.22
TCC05_Zr16	0.021300	±0.831661	0.282490	±0.012711	875	0.282480	±0.000016	10.47	8.70 ±0.087563	1.20
TCC05_Zr17	0.030791	±1.905706	0.282508	±0.009643	875	0.282494	±0.000016	-9.85	9.17 ±0.175161	1.17
TCC05_Zr20	0.032898	±0.400374	0.282489	±0.008736	875	0.282474	±0.000016	10.50	8.48 ±0.175111	1.21

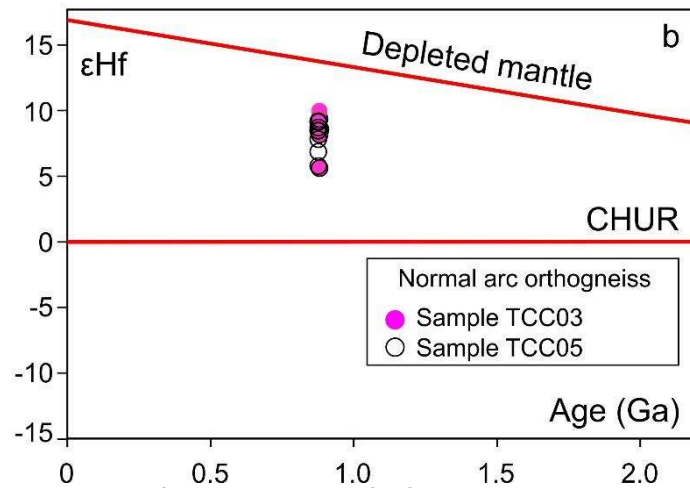


Fig. 10. ϵ_{Hf} vs time diagram of the Mara Rosa IOAS normal arc calc-alkaline orthogneisses.

5.5. Nd isotopic data

Six NCOs and three ADOs samples were selected to analyze the Nd isotopic ratios in total rock (Table 5, Fig.11). The results showed that the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios range between 0.512486 and 0.512680 for the NCOs and between 0.512392 and 0.512600 for the ADOs (Table 5). The calculated Nd (TDM_{Nd}) model ages ranged from 0.84 Ga to 1.10 Ga for the NCOs, and between 0.70 Ga and 0.93 Ga for the ADOs. The $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ was calculated based on the U-Pb zircon ages obtained in this work, and in the case of undated samples, a time (t) of 880 Ma was used, which corresponds to the arithmetic mean of these ages. The obtained $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ varied between +4.90 and +6.99. In the ADOs case, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values cannot be calculated, but the TDM_{Nd} ages of a few ADOs samples indicated that they are younger (0.70 Ga and 0.75 Ga) than the crystallization ages of the NCOs (897-862 Ma), thus suggesting a genetic process after the NCOs formation.

Table 5

Whole rock Sm–Nd data for the normal arc calc-alkaline orthogneisses (NCO) and adakitic orthogneisses (ADO).

Serie/ Rock	Geochemical composition	Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ)*	$\epsilon_{\text{Nd}}(t=0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	TDM _{Nd} (Ga)
NCO	Quartz diorite	TCC03	3.72	15.20	0.1479	0.512680±15	+0.82	+6.32 (t=880 Ma)	0.89
NCO	Quartz diorite	TCC05/Mutun05	3.06	12.94	0.1428	0.512641±17	+0.05	+6.11 (t=875 Ma)	0.91
NCO	Quartz diorite	TCC36	3.23	13.93	0.1403	0.512624±6	-0.26	+6.07 (t=878 Ma)	0.91
NCO	Quartz diorite	Mutun15	2.57	14.02	0.1110	0.512501±6	-2.66	+6.99 (t=880 Ma)	0.84
NCO	Quartz diorite	TCC30	3.45	15.51	0.1345	0.512568±8	-1.37	+5.51 (t=862 Ma)	0.95
NCO	Tonalite	Mutun03a	3.75	17.85	0.1269	0.512486±5	-2.96	+4.90 (t=880 Ma)	1.10
ADO	Quartz diorite	TCC34a	2.32	11.61	0.1209	0.512592±14	-0.90	-	0.75
ADO	Tonalite	TCC07/Mutun07	5.01	29.30	0.1034	0.512392±3	-4.81	+5.71 (t=880 Ma)	0.93
ADO	Tonalite	TCC23	2.93	15.26	0.1161	0.512600±12	-0.74	-	0.70

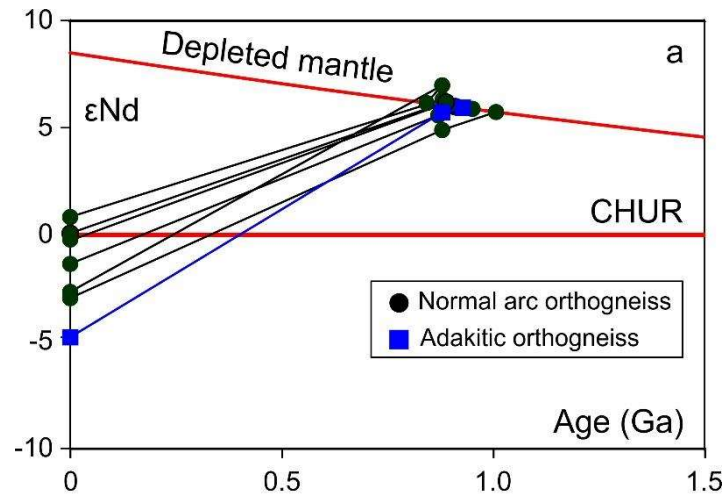


Fig. 11. ϵ_{Nd} vs time diagram of the Mara Rosa IOAS normal arc calc-alkaline orthogneisses.

6. Discussion

6.1. Petrogenesis of the Mara Rosa IOAS normal calc-alkaline orthogneisses

The NCOs presented in this work constitute an association of intermediate to felsic, metaluminous, medium-potassium calc-alkaline rocks typical of island arcs (Fig. 6). The enrichment in LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr, Pb) and light REE (La, Ce, Pr) in relation to the Sun and McDonough (1989) N-MORB, as well as the negative Nb, Zr, and Ti anomalies denote an asthenospheric mantle wedge metasomatized by fluids released from the subducting slab (Davidson, 1996; Noll et al., 1996; de Hoog et al., 2001). The positive values of $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +4.90$ to $+6.99$ obtained in whole rock samples and $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +5.51$ to $+9.97$ obtained in zircon reinforce the mantle-derived origin of their protoliths. The large interval of ca. 200 Ma given by the difference between the crystallization ages of U-Pb in zircon (880-875 Ma) of two samples (TCC03 and TCC05) and the ages $\text{TDM}_{\text{Hf}} = 1.12$ and 1.40 Ga obtained in zircon crystals of same samples, suggests a long crustal residence time of mantle magma and the possibility of crustal assimilation. Although more frequent in continental arcs (Richards, 2005; Richards and Kerrich, 2007), crustal contamination may happen in the mature stages of island arcs (Leeman, 1983; Thirlwall et al., 1996; Pearce, 1996; Stern, 2010). The occurrence of xenoliths with partially melted edges associated with the NCOs (Fig. 4a) supports the possibility that crustal contamination of the mantle magma occurred during its ascent and emplacement in the crust. Additionally, layers of mafic cumulates (Fig. 4c) and evidence of mixing/mingling (Figs. 4d, 5a, 5b)

indicate that new mantle magma entered in the magma chamber while the differentiation of the earlier magma pulses was happening. The high negative correlation indexes (R^2) among SiO_2 and Al_2O_3 ($R^2=0.90$), Fe_2O_3 ($R^2=0.58$), MgO ($R^2=0.93$) and CaO ($R^2=0.81$), and moderate positive correlation with K_2O ($R^2=0.56$), associated with no correlation between SiO_2 and trace elements (Sr, Y, Yb, Ni and Cr) nor the Sr/Y and La/Yb ratios (Fig. 12), indicate that the magmatic crystallization was affected by the replenishment of the magmatic chamber and, possibly, by crustal contamination processes.

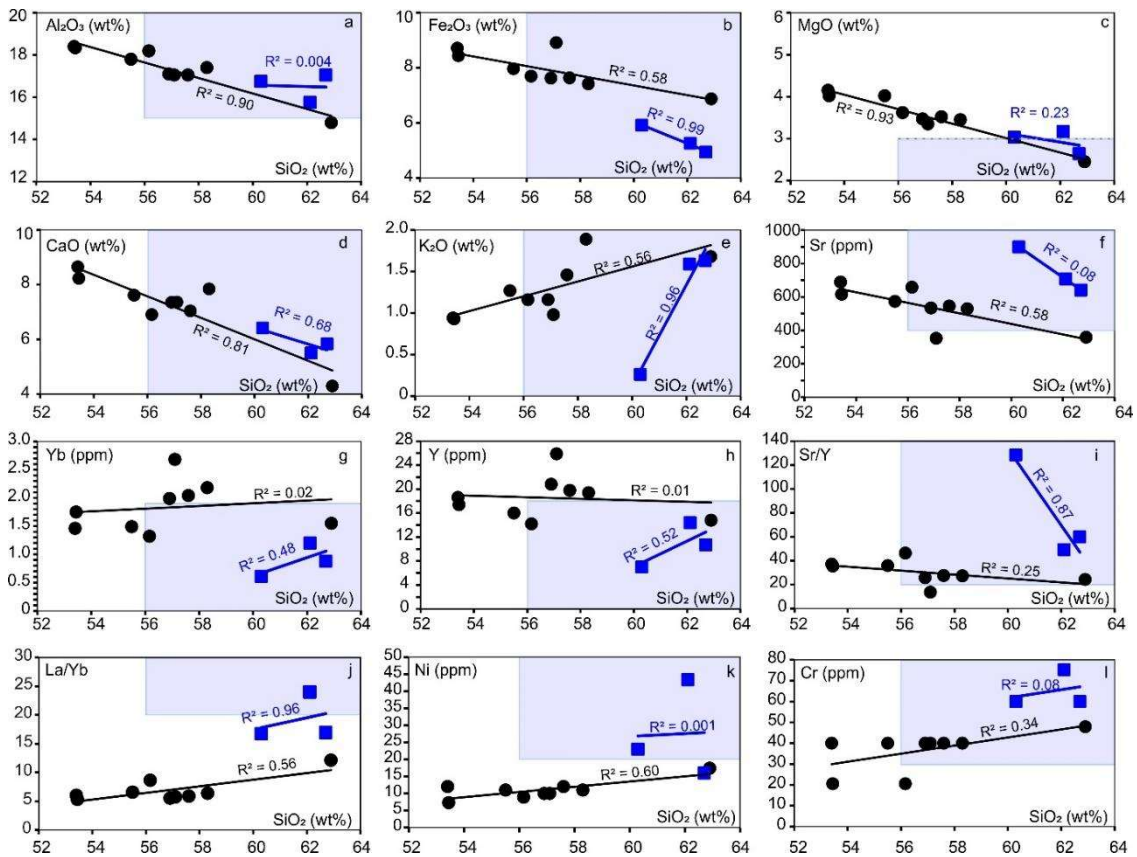


Fig. 12. Geochemical data of the Mara Rosa IOAS orthogneisses. Plots show fields and limits for adakitic compositions in blue; the lines show linear tendency with correlations index (R^2).

6.2. Petrogenesis of the adakitic orthogneisses of the Mara Rosa IOAS

The samples classified as adakitic orthogneisses fit almost perfectly the criteria established by [Castillo \(2006\)](#) and [Richards and Kerrich \(2007\)](#) for identifying adakites since they present $\text{SiO}_2 > 56\text{wt}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\text{wt}\%$, $\text{Na}_2\text{O} > 3.5\text{wt}\%$, $\text{K}_2\text{O} < 3\text{wt}\%$, $\text{Rb} < 65\text{ppm}$, $\text{Sr} > 400\text{ppm}$, $\text{Y} < 18\text{ppm}$, $\text{Yb} < 1.9\text{ppm}$, $\text{Cr} > 20\text{ppm}$ and ratio $\text{Sr}/\text{Y} \geq 20$ (Table 2). Despite the fact that a few presented La/Yb (16.7-16.9) ratios lower than the cutoff value recommended by [Richards](#)

and Kerrich (2007) ($\text{La/Yb} \geq 20$), the values are still higher than the lower limit suggested by Defant and Drummond (1990) ($\text{La/Yb} \geq \sim 8$) and Martin et al. (2005) ($\text{La/Yb} \geq \sim 15$) and do not discredit, therefore, this classification. Additionally, the higher Cr (60-75 ppm) and Ni (16-43 ppm) contents of the ADOs compared to the NCOs (Cr = 20-50 ppm, Ni = 7-17 ppm) indicate a low probability that these rocks correspond to more evolved products of the same parental magma that generated the NCOs.

Adakitic compositions were initially conceived as evidence of partial melting of the basaltic part of a subducting oceanic slab (Kay, 1978) since in eclogite facies conditions, metamorphic reactions of the basaltic oceanic crust yield abundant garnet (mineral with great affinity for heavy REE and Y), explaining the Y and Yb depletion of adakites. Moreover, the melting of plagioclase (a mineral with a strong affinity for Sr and more abundant in the oceanic crust than in the mantle) may explain the high Sr content of the adakitic magmas. Kay (1978) also proposed that the high Cr and Ni contents of adakites are related to an equilibrium of felsic melt released from the oceanic slab with the underlying peridotitic mantle. This model was later strengthened by Defant and Drummond (1990). Later, Castillo (2006) and Richards and Kerrich (2007) showed that adakitic compositions can also be produced by three other mechanisms: 1. Partial melting of the lower crust; 2. MASH processes (magma, assimilation, segregation, homogenization, Hildreth and Moorbath, 1988); or, 3. Fractional crystallization at high crustal depth (AFC - assimilation, fractional crystallization, De Paolo, 1981). Although the ADOs in this work admit an oceanic slab source, their younger TDM_{Nd} (0.70-0.93 Ga) ages in relation to the beginning of subduction age (~ 915 Ma, Ferreira and Oliveira, submitted) of the Mara Rosa IOAS weaken this possibility. Furthermore, the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512392-0.512600) ratios of the ADOs are more similar to the low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of the adakitic rocks formed by the partial melting of the lower crust ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.51275$, Castillo, 2006) than to the high ratios of adakites of the Adak and Baja California islands ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.51275$, Castillo, 2006). Thus, the ADOs composition is more likely related to the partial melting of the base of the oceanic crust formed during the development stages of the Mara IOAS than to the partial melting of the subducting oceanic slab. The presence of residual garnet generated by partial melting of deep regions of the crust is supported by Klepeis et al. (2003) that

identified them in rocks from the southern New Zealand arc. The high Mg# (50.4-54.4) as well as high Cr (60-75 ppm) and Ni (16-43 ppm) of ADOs still require an additional explanation that includes the participation of the mantle component in the magma that generated these rocks. According to [Kay and Kay \(1993, 2002\)](#) and [Xu et al. \(2002\)](#), such characteristics can be generated from the interaction between peridotite and felsic melt derived from the delaminated crust in the mantle.

6.3. Metallogenic implications

Porphyry-type mineral deposits related to continental (e.g. Chuquicamata, Rio Blanco, Pilavo, Yanacocha, Bingham Canyon) or oceanic arc (e.g., Ok Tedi, Grasberg, Batu Hijau, Paguna) are often associated with adakitic magmas ([Thiéblemont et al., 1997](#); [Sajona and Maury, 1998](#); [Oyarzun et al., 2001](#); [Lee et al. 2012](#); [Sun et al., 2015](#); [Sun et al., 2017](#)) or rocks with high Sr/Y ratios ([Richards and Kerrich, 2007](#); [Richards 2011](#); [Chiaradia et al., 2012](#); [Wilkinson, 2013](#); [Loucks et al, 2014](#)). Less than 20% of this deposit type is found associated with rocks with a low Sr/Y ratio ([Loucks and Ballard, 2002](#)). The Cu-Au Oyu Tolgoi ([Wainwright et al., 2011](#)), Cu-Mo Duobaoshan ([Zeng et al., 2014](#)) and Cu-Au Kal'makyr ([Cheng et al., 2017](#)) are some of these rare examples ([Gao et al., 2018](#)). In the case of the Chapada porphyry Cu-Au deposit, the magmatic processes developed from calc-alkaline magmas with Sr/Y ratios ranging from low (13) to high (66), with 41 average, but with low La/Yb ratios (7-12) and low Ni (2-7 ppm) ([Oliveira et al., 2016](#)). These characteristics are incompatible with adakitic compositions.

A comparison of the geochemical characteristics of the Chapada metadiorites with the NCOs (Sr/Y = 14-46, average = 30; La/Yb = 5-12; Ni = 7-17 ppm) and ADOs (La/Yb = 16.7-16.9; Ni = 16-43 ppm) shows that these metadiorites are more similar to the NCOs than to the ADOs. Additionally, other similarities between the NCOs and the Chapada metadiorites are the crystallization ages (NCO = 862 ± 4 Ma - 897 ± 15 Ma; metadiorites = 867 ± 8 Ma - 884 ± 15 Ma, [Oliveira et al. 2016](#)), TDM_{Nd} (NCO = 0.84-1.1 Ga; metadiorites = 0.91 – 1.2 Ga, [Oliveira et al. 2016](#)), and $\epsilon_{Nd(t)}$ (NCO = +4.90 - +6.99; metadiorites = +2.29 - +5.39, [Oliveira et al. 2016](#)). All these similarities indicate that these rocks were formed from the same parental magma and a comparative analysis

of the REE patterns from then and Au-enriched hydrothermally altered metadiorites (Fig.13) also reinforces this interpretation.

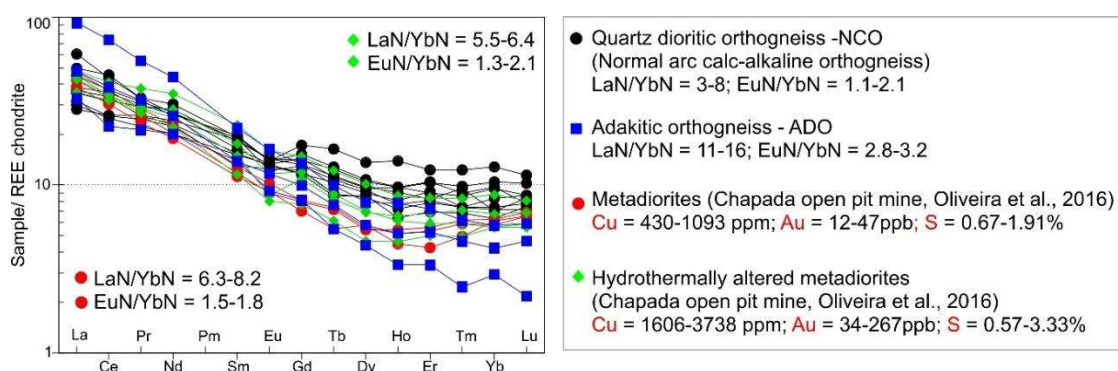


Fig. 13. Comparative chondrite-normalized rare earth element (after Boynton, 1984) of normal arc calc-alkaline orthogneisses, adakitic orthogneisses and metadiorites and shists from Chapada Cu-Au porphyry deposit (data from Oliveira et al., 2016).

The genesis of most porphyry-type mineral deposits associated with high Sr/Y ratios is related to MASH and/or AFC because these processes favor the retention or early crystallization (at high crustal depths) of minerals such as garnet, hornblende, titanite, etc., which strongly fractionate heavy REE and Y, in relation to plagioclase which has late crystallization in intermediate hydrated magmas (Moore and Carmichael, 1998; Kelemen et al., 2003). Despite being not directly related to the partitioning of metals in the magma, these processes indicate a high-water content, a fundamental characteristic of magma fertility (Richards, 2011). Chiaradia et al. (2012) proposed that amphibole crystallization precedes plagioclase under pressure conditions above 0.2 GPa (~7 km deep). In the case of NCO, the negative linear correlation of Al₂O₃, CaO and Sr with silica (Fig.12) does not allow an interpretation based on late plagioclase crystallization. Also, the listric-shaped REE patterns (typical of rocks formed by early amphibole crystallization in deep crustal areas, Richards and Kerrich, 2007) are not observed in these rocks nor the strong fractionation of medium REE.

The fertility of the magmatic intrusions of the porphyry-type systems is often related to magma recharges in the magmatic chamber (see the Cu-Au deposits of Grasberg, Paterson and Closs, 2005; and Tampakan, Rohrlack and Loucks, 2005) since repeated new inputs of mafic magmas can add volatiles and incompatible elements (including chalcophile metals in the case of oxidized magmas) in long-lasting crustal magmatic chambers (Richards, 2005; Rohrlack

and Loucks, 2005), favoring magma saturation with volatiles before sulfides (Rohrlack and Loucks, 2005, Richards and Kerrich, 2007; Vigneresse 2007, 2008; Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014; Wilkinson, 2013, Vigneresse et al., 2019). Vigneresse et al. (2019) proposed models in which each new intrusion adds about 4% of gases to the chamber while the metals migrate by diffusion to the gas phase until critical saturation level (approximately 20% gas). After saturation, the diffusion processes give rise to advection, enabling transport of metals in the interconnected gas bubbles that move through the crystals. Assuming a single source for metals, these magmatic-hydrothermal processes can start with a few ppb (parts per billion) of metals in the magma and end up with the percentage concentrations found in ore bodies (Vigneresse et al. 2019). Thus, the evidence of magmatic recharge found in the NCOs (Figs. 4c, 4d, 5a, 5b) suggests that the fertility of the Chapada porphyry system and other occurrences were favored by different inputs of magma in the magmatic chamber of the NCO igneous protoliths (Fig.14). Additionally, the extension of the NCOs along the Mara Rosa IOAS, and the wide range of their crystallization ages (897 Ma-862 Ma) show a long-lasting magmatic chamber, which may have favored the Cu and S cyclic accumulation in the magma.

Other models attribute the metallic enrichment of porphyry intrusions to a contribution of metals from the lower crust of the mantle magma (Hou and Cook, 2009; Hou et al., 2003, 2015; Yang et al., 2015, Gao et al., 2018), or a subducting relic meso-oceanic chain (Gao et al., 2018), or yet the subcontinental lithospheric mantle enriched in hydrated sulfides and minerals (Zheng et al., 2019). Some of these possibilities, clearly, do not apply to NCOs because the high $\epsilon_{Nd(t)}$ (+4.90-+6.99) values suggest poor crustal assimilation. Also, Lee et al. (2014) showed that magmatic evolution governed by simultaneous recharge, evacuation and fractional crystallization (REFC) produces greater enrichment in incompatible elements (total solid distribution/fusion coefficient <1) than simple fractional crystallization. This result reinforces the idea that the Cu and Au enrichment processes (incompatible with oxidized magmas) of the porphyry systems of Mara Rosa IOAS were strongly influenced by processes that developed in the magmatic chamber of the NCO igneous protoliths.

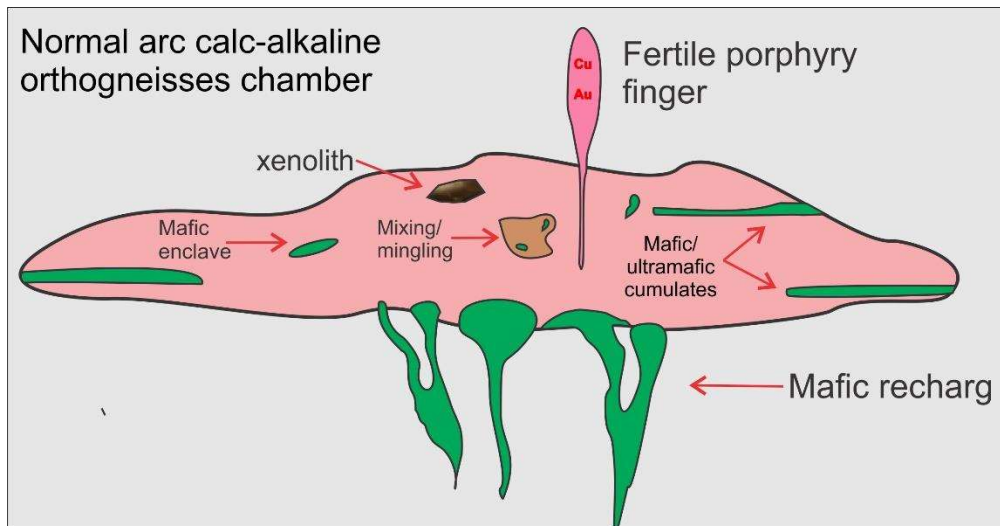


Fig. 14. Not-to-scale schematic model for normal calc-alkaline orthogneisses chamber showing mafic recharge, xenolith, mixing/ mingling features and fertile porphyry stock.

7. Conclusions

The orthogneisses of the porphyry ore deposits of the Mara Rosa IOAS are classified as normal arc calc-alkaline-affinity orthogneisses (NCOs) and adakitic-affinity orthogneisses (ADOs). Both have quartz-dioritic to tonalitic compositions and high Sr/Y ratios.

NCOs exhibit $Sr/Y = 14-48$ (average = 30) and $La/Yb = 5-12$ ratios while crystallization ages range between 897 ± 15 Ma and 862 ± 4 Ma, $TDM_{Hf} = 1.12-1.40$ Ga and $TDM_{Nd} = 0.84-1.10$ Ga. The $\epsilon_{Hf(t)}$ values vary between +5.51 and +9.97 and $\epsilon_{Nd(t)}$ between +4.90 and +6.99. These rocks represent igneous protoliths formed from the partial fusion of the asthenospheric mantle wedge metasomatized by fluids released from the subduction.

These NCOs show geochemical, geochronological and isotopic similarities with the metadiorites of the Chapada open-pit mine, allowing us to conclude that these rocks were formed from the same magma while the NCOs represent the parental magma of the Chapada porphyry system and, probably, also of other occurrences of porphyry ore deposit in the Mara Rosa IOAS.

In this case, the system fertility can be explained by cyclic refills of mafic magma in the magmatic chamber of the NCO igneous protoliths (Figs. 4c, 4d, 5a, 5b). According to the model by Vigneresse et al. (2019), these magmatic refills combined with other factors (such as diffusion and advection) are capable of

leading to metallic enrichment over up 4 orders of magnitude on the way between the magma and ore bodies.

The ADOs exhibit high Sr/Y (49-128) and La/Yb (17-24) ratios and as well high Cr (60-75 ppm) and Ni (16-43 ppm) contents. These characteristics are compatible with a delaminated crustal source in the mantle containing residual garnet or another mineral phase capable of retaining Y and heavy REE. Thus, although many porphyry-type deposits are genetically related to rocks with an adakitic geochemical signature, ADOs do not show any similarity to the rocks of the Chapada porphyry Cu-Au deposit open-pit mine and do not represent the parental magma of the porphyry mineralizing system of the Mara Rosa IOAS.

Acknowledgments

The authors thank the support of the University of Brasília for field work and laboratory services and the Research and Technological Development (CNPq - Proc. 478788/2013-4) for financial support for this study. Ana Tayla R. Ferreira also thanks the Federal University of Roraima (UFRR) for granting full leave to study for a doctorate at the Geosciences Institute of the University of Brasília. This paper is part of the first author's doctoral PhD thesis. The authors also are grateful to Prof. Elton Luiz Dantas, Profa. Natália Hauser, Prof. João M. Milhomem Neto (UFPA), geologist Caio Bussaglia Ress for their contributions. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.

References

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17:1-29.
- Arantes, D., Osborne, G.A., Buck, P.S., 1991. A seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. *Boletim Informativo - SBG-Núcleo Centro-Oeste*, n.14, p.27-40.
- Ballard, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144 (3), 347–364.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchetta, P. J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* v. 273, p. 48-57.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. Henderson, P. Ed. RareEarth Elements Geochemistry. Elsevier. Amsterdam, p. 63-114.
- 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(3), 155-166. Recuperado de <http://www.episodes.org/articleDetail.do>
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.* 53:23-40.
- 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.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Cienc.* 81, 99–114.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chin. Sci. Bull.* 51 (3), 258–268.
- Cordani, U.G. Pimentel, M.M. Araújo C,E,G. Basei, M,A,S Fuck R.A, 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, p. 583-597, 2013.).
- Cordeiro, P.F.O., Oliveira, C.G., Giustina, M.E.S.D., Dantas, E.L., dos Santos, R.V., 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precamb. Res.* 251, 49–61.
- Burnham, C.W., Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Min. Geol. Spec. Issue* 8, 1–12.
- Cheng, Z.G., Zhang, Z.C., Chai, F.M., Hou, T., Santosh, M., Turesebekov, A., Nurtaev, B.S., 2017. Carboniferous porphyry Cu–Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples. *Int. Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.00202017.01309996>.
- Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K., Beate, B., 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? *Sci. Rep.* 2. <http://dx.doi.org/10.1038/srep00685>
- Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism, in Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P., eds., *Subduction: Top to bottom: American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 96, pp. 251-262.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662–665.
- de Hoog, J.C.M., Mason, P.R.D. and van Bergen, M.J., 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, pp. 3147-3164.
- De Paolo, D.J., 1981a. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, v.53, pp. 189-202.
- De Paolo, D.J., 1981b. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–197.

- Diener, F.S., 2015. Geologia das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto: Granitoides de três estágios evolutivos do Arco Magmático de Mara Rosa. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF. Dissertação de Mestrado, nº 339. 103p.
- Ferreira e Oliveira (submetido). The Tonian Magmatism of the Mara Rosa Intra-Oceanic Arc, Tocantins Province, Brazil: tectonic significance of MORB-affinity basalts, boninites and tholeiitic and calc-alkaline arc basaltic-andesite.
- Frasca, A.A.S., 2015. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, nº 123. 172p.
- Fraser, R.J. 1993. The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: a possible Archean porphyry system. *Econ. Geol.* 88, 1685–1699.
- Gao, J., Klemm, R., Zhua, M. Wanga, X., et al., 2018. Large-scale porphyry-type mineralization in the Central Asian metallogenic domain: A review. *Journal of Asian Earth Sciences*. v. 165, p. 7-36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.10.002>
- Garrido, I., Cembrano, J., Sina, A., Stedman, P., Yanez, G. 2002. High magma oxidation state and bulk crustal shortening: key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31–34° S). *Rev. Geol. Chile* 29 (1), 43–54.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.* 72 (2), 219–245.
- Giustina, M.E.D., Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Bunh, B. 2009. Neoproterozoic magmatism and high-Grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-ICPMS U-Pb and Sm-Nd data implications for the collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, v. 172, p. 67-79.
- Gustafson, L.B. 1978. Some major factors of porphyry copper genesis. *Econ. Geol.* 73, 600–607.
- Imai, A. 2002. Metallogeneses of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K–Ar ages, SO₃ contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks. *Resour. Geol.* 52 (2), 147–161.
- Hildreth, W., and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489.
- Hou, Z.Q., Cook, N.J., 2009. Metallogeneses of the Tibetan collisional orogen: a review and introduction to the special issue. *Ore Geol. Rev.* 36, 2–24.
- Hou, Z.Q., Mo, X.X., Gao, Y.F., Qu, X.M., Meng, X.J., 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Min. Depos.* 22, 1–12.
- Hou, Z.Q., Yang, Z.M., Lu, Y.J., Kemp, A., Zheng, Y.C., Li, Q.Y., Tang, J.X., Yang, Z.S., Duan, L.F., 2015. A genetic linkage between subduction-and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology* 43, 247–250.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Chem. Geol.* 211, 47–69.

- Kay, R.W. 1978. Aleutian magnesian andesite: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117–132.
- Kay, R. W., Kay, S. M. Delamination and delamination magmatism, *Tectonophys.*, 1993. 219: 177–189.
- Kay, R. W., Kay, S. M., Andean adakites: Three ways to make them, *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18: 303–311.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., and Greene, A.R., 2003, One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust: *Treatise on Geochemistry*, v. 3, p. 593–659.
- Klepeis, K.A., Clarke, G.L., and Rushmer, T., 2003, Magma transport and coupling between deformation and magmatism in the continental lithosphere: *GSA Today*, v. 13, p. 4–11.
- Kuyumjian, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.
- Kuyumjian, R.M., Oliveira, C.G., Campos, J.E.G., Queiroz, C.L., 2004. Geologia do limite entre os Terrenos Arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada - Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.34, n.3, p.329.
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D.M., Le Roux, V., Yin, Q.Z., Jin, D., 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation. *Science* 336 (6077), 64–68.
- Lee, C.T.A., Lee, T.C., Wu, C.T., 2014. Modeling the compositional evolution of recharging, evacuating, and fractionating (REFC) magma chambers: implications for differentiation of arc magma. *Geochim. Cosmochim. Acta* 143, 8–22.
- Leeman, W.P., 1983, The influence of crustal structure on compositions of subduction-related magmas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 18, p. 561–588.
- Liang, H.Y., Campbell, I.H., Allen, C., Sun, W.D., Liu, C.Q., Yu, H.X., Xie, Y.W., Zhang, Y.Q., 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineral. Deposita* 41 (2), 152–159.
- Loucks, R. R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Aust. J. Earth. Sci.* 61, 5–16.
- Loucks, R.R. e Ballard, J. R., 2002. Report 2A: Correlated variation of tectonic stress with chemical composition of arc volcanism: Unpublished report for industry-sponsored research project. *Predictive Guides to Copper and Gold Mineralisation at CircumPacific Convergent Plate Margins*, 99 p.
- Ludwig, K.R., 2003. *Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4 (70 pp.).
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R. Moyen, J.-F., and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, v. 79, p. 1–24.
- Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, v. 16, p. 200-212.

- Moore, G.M., and Carmichael, I.S.E., 1998, The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 130, p. 304–319.
- Mungall, J.E., 2002. Roasting themantle: slabmelting and the genesis of major Au and Auriferous Cu deposits. *Geology* 30 (10), 915–918.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16):1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Miranda, H.M., Moore, C.M., Patel, A., Pignatari, L.E.C., 2018. Technical Report on the Chapada Mine, Goiás State, Brazil.
- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, pp. 587-611.
- Oliveira, C.G., Oliveira, F.B., Giustina, M.E.S.D., Marques, G.C., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B.M., 2016. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I., Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calcalkaline magmatism. *Mineral. Deposita* 36 (8), 794–798.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120–125.
- Peccerilo A. e Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene CalcAlkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.
- Paterson, J.T. and Cloos, M. 2005a. "Grasberg porphyry Cu–Au deposit, Papua, Indonesia: 1. Magmatic history". In *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, Edited by: Porter, T.M. 303–319. Adelaide: PGC Publishing.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 67-82.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N., 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Res.* 81, 299–310.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. *Boletim da Soc. Bras. Geol. – Núcleo Centro-Oeste*, n.15, p.1-22.
- Richards, J.P., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*: Linden Park, South Australia, PGC Publishing, v. 1, p. 7–25.
- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: just add water. *Econ. Geol.* 106 (7), 1075–1081.

- Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis: *Econ. Geol.* v. 102, p. 537–576.
- Richardson, S.V. Kesler, S.E., Essene, E.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 81, 1884–1898.
- Rohrlach, B.D., and Loucks, R.R., 2005. Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*: Adelaide, South Australia, PGC Publishing, v. 2, p. 369–407.
- Ross, P.-S., Bedard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient sub-alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Can. J. Earth Sci.* 46, 823–839.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., and Fontaine, L. 2000. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines): *Island Arc*, v. 9, p. 472–486.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, *Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features*: *Econ. Geol.* 100Th anniversary volume, p. 251–298.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Econ. Geol.* 105 (1), 3–41.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley and Sons, New York.
- Stern, R., 2010. The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. In: Kusky, T.M., Zhai, M.-G., Xiao, W. (Eds.), *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. Geological Society of London Special Publications Vol. 338, pp. 7–34.
- Stern, C.R., Funk, J.A., Skewes, M.A., Arevalo, A., 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu–Mo deposit Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation. *Econ. Geol.* 102 (7), 1335–1344.
- Schobbenhaus, C. 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiânia - SE.22*. Brasília: DNPM/Serviço Geológico Do Brasil, 74p.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313–345.
- Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X.Y., Li, Y.L., Ireland, T.R., Wei, Q.R., Fan, W.M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 103, 263–275.
- Sun, W.D., Rui-fang Huang, R. -f, Li, H., et al., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geol Rev* 65:97–131.
- Sun, W.D., Rui-fang Huang, R. -f, Li, H., et al., 2017. The formation of porphyry copper deposits. *Acta Geochim.* 36(1):9–15. DOI 10.1007/s11631-016-0132-4
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312 pp.

- Thieblemont, D., Stein, G., Lescuyer, J.L. 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. *C.R. Acad. Sci., Ser. Ila: Sci. Terre Planets* 325 (2), 103–109.
- Thirlwall, M.F., Graham, A.M., Arculus, R.J., Harmon, R.S., and Macpherson, C.G., 1996, Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction, and fluid transport in island arc magmas: Pb-Sr-Nd-O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4785–4810.
- Uyeda, S. and Nishiwaki, C. (1980) Stress field, metallogeneses and mode of subduction. In Strangway, D. W. (ed.) *The continental crust and its mineral deposits*. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 20, 323–339.
- Viana, M.G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N., 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*. 25 (2), 111–123.
- Vigneresse, J.L., 2007. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geol. Rev.* 30, 181–216.
- Vigneresse, J.L., 2008. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.* 97, 311–324.
- Vigneresse, J.-L., Truche, L., Richard, A., 2019. How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits? *Ore Geology Reviews* 105, 310–336.
- Wainwright, A.J., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Mazdab, F.K., Friedman, R.M., 2011. U-Pb (zircon) and geochemical constraints on the age, origin, and evolution of Paleozoic arc magmas in the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district, southern Mongolia. *Gondwana Res.* 19, 764–787.
- Wanhainen, C., Broman, C., Martinsson, O., 2003. The Aitik Cu–Au–Ag deposit in northern Sweden: a product of high salinity fluids. *Miner. Deposita* 38, 715–726.
- Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nat. Geosci.* 6, 917–925.
- Xu, J., Shinjio, R., Defant, M. J. et al., Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 2002, 12: 1111–1114.
- Yang, Z.M., Lu, Y.J., Hou, Z.Q., Chang, Z.S., 2015. High-Mg Diorite from Qulong in Southern Tibet: implications for the Genesis of Adakite-like Intrusions and Associated Porphyry Cu Deposits in Collisional Orogens. *J. Petrol.* 56, 227–254.
- Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., Barton Jr., J.M., 2007. Archaean to Proterozoic crustal evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa–Botswana): constraints from combined U–Pb and Lu–Hf isotope analyses of zircon. *Journal of Petrology* 48 (8), 1605–1639.
- Zeng, Q.D., Liu, J.M., Chu, S.X., Wang, Y.B., Sun, Y., Duan, X.X., Zhou, L.L., Qu, W.J., 2014. Re–Os and U–Pb geochronology of the Duobaoshan porphyry Cu–Mo–(Au) deposit, northeast China, and its geological significance. *J. Asian Earth Sci.* 79, 895–909.
- Zheng, Y.-C., Liu, S. -A, Wu, C.-D., Griffin, W.L., et al., 2019. Cu isotopes reveal initial Cu enrichment in sources of giant porphyry deposits in a collisional setting: *Geology*, v. 47, p. 1–4, <https://doi.org/10.1130/G45362.1>

8. CONCLUSÕES DA TESE

1. No sistema de arco intra-oceânico Mara Rosa (SAIO Mara Rosa) toniano ocorrem anfibolitos com diversas assinaturas geoquímicas (anfibolito com afinidade MORB, boninítico e de arco) que representam os protólitos ígneos gerados nos diferentes estágios de formação e evolução de um ambiente intra-oceânico compressional que se desenvolveu durante a aproximação das placas dos crátons Amazônico e São Francisco e a aglutinação do Gondwana Oeste.

2. Os anfibolitos de afinidade MORB têm a mais antiga idade geocronológica (915 ± 8 Ma, U-Pb em zircão) já encontrada no SAIO Mara Rosa e representam os primeiros produtos magmáticos gerados logo em seguida ao início da subdução oceânica.

3. Esses anfibolitos de afinidade MORB são levemente enriquecidos em LILEs, empobrecidos em HFSE e apresentam baixas razões Ti/V (12-14), Zr/Y (1-2), Zr/Sm (18-29) indicando uma gênese relacionada a um alto grau de fusão parcial de uma fonte mantélica previamente empobrecida. Essas características os assemelham aos FABs (*fore-arc basalts*) do SAIO Izu-Bonin-Mariana e indicam um contexto tectônico do tipo bacia de *fore-arc*.

4. A freqüente associação dos anfibolitos de afinidade MORB com gonditos e metachert assinala um ambiente marinho compatível com uma bacia de *fore-arc*.

5. Os anfibolitos boniníticos ocorrem sempre associados com anfibolitos de afinidade MORB e são encontrados na porção oeste do SAIO Mara Rosa ou na bacia *fore-arc*. Eles variam de *low-Si* (LSB) a *high-Si* (HSB), apresentam alto Mg# (73-80), Cr-espinélio com alto Cr# (88-96) e são do tipo alto Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$). Essas propriedades são compatíveis com uma fonte mantélica rica em clinopiroxênio, possivelmente, de composição harzburgítica.

6. Os anfibolitos de arco são preponderantes na porção leste do SAIO Mara Rosa indicando assim a localização do *front* vulcânico do sistema. Essa localização à leste da bacia *fore-arc* revela que a subducção oceânica progrediu de oeste para

leste, e a ocorrência de anfibolitos com assinatura cálcio-alcálica nessa porção do SAIO Mara Rosa evidencia um amadurecimento do sistema neste mesmo sentido.

7. Anfibolitos com afinidade MORB do tipo FAB e anfibolitos com assinatura boninítica denotam segundo estágio de fusão parcial rasa de fontes mantélicas empobrecidas. Isso requer condições de temperatura muito alta (>1250 °C; [Umino and Kushiro, 1989](#); [van der Laan *et al.*, 1989](#)) para fundir o manto refratário. Dessa maneira, a presença dessas rochas na bacia *fore-arc* do SAIO Mara Rosa indica que os estágios iniciais de desenvolvimento desse sistema ocorreram sob condições de temperaturas anormalmente altas.

8. Os ortognaisses associados aos depósitos minerais do tipo pórfiro do arco intra-oceânico Mara Rosa são de dois tipos: ortognaisses de afinidade cálcio-alcálica de arco normal (CAN), e ortognaisses de afinidade adakítica (OAD). Ambos apresentam composições quartzo-dioríticas a tonalíticas e altas razões Sr/Y.

9. Os CANs exibem razões Sr/Y = 14-48 (média = 30) e La/Yb = 5-12. Têm idades de cristalização entre 897 ± 15 Ma e 862 ± 4 Ma, $TDM_{Hf} = 1.12-1.40$ Ga e $TDM_{Nd} = 0.84-1.10$ Ga. Os valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ vão de +5.51 a +9.97 e de $\epsilon_{Nd(t)}$ vão de +4.90 a +6.99. Essas rochas representam protólitos ígneos formados a partir da fusão parcial da cunha mantélica astenosférica metassomatizada por fluidos liberados da subducção.

10. Esses CANs apresentam similaridades geoquímicas, geocronológicas e isotópicas com os metadioritos do depósito Chapada, o que permite concluir que essas rochas foram formadas a partir de um mesmo magma e que os CAN representam o magma parental do sistema pórfiro Chapada e, provavelmente, também das demais ocorrências de depósitos do tipo pórfiro do SAIO Mara Rosa.

11. Nesse caso, a fertilidade do sistema pode ser explicada por recargas cíclicas de magma máfico na câmara magmática dos protólitos ígneos dos CANs ([Figs. 4c, 4d, 5a, 5b](#)). Segundo o modelo de [Vigneresse *et al.* \(2019\)](#), essas recargas

magmáticas combinadas com outros fatores (tais como a difusão e a advecção) são capazes de levar a um enriquecimento metálico acima de 4 ordens de magnitude no caminho entre o magma até os corpos de minério.

12. Os OADs exibem altas razões Sr/Y (49-128) e La/Yb (17-24), e altos conteúdos de Cr (60-75 ppm) e Ni (16-43 ppm). Essas características são compatíveis com uma fonte crustal delaminada no manto contendo granada residual ou outra fase mineral capaz de reter Y e ETR pesado.

13. Assim, embora muitos depósitos do tipo pórfiro estejam geneticamente relacionadas com rochas com assinatura geoquímica adakítica, os OADs não mostram qualquer similaridade com as rochas do depósito Chapada e não representam o magma parental do Sistema Pórfiro Mara Rosa.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, A., Caimus, T., Bellon, H. et al., Late Miocene adakite and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California, *Geology*, 2001, 29: 531–534.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17:1-29.
- Arantes, D., Osborne, G.A., Buck, P.S., 1991. A seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. *Boletim Informativo - SBG-Núcleo Centro-Oeste*, n.14, p.27-40.
- Arculus, R. J., Lapiierre, H., Jaillard, E., Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador, *Geology*, 1999, 27: 547–550.
- Arculus, R.J., 1994, Aspects of magma genesis in arcs: *Lithos*, v. 33, pp. 189-208.
- Atherton, M. P., Petford, N., Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust, *Nature*, 1993, 362: 144–146.
- Audétat, A., Simon, A.C., 2012. Magmatic controls on porphyry copper genesis. *Econ. Geol. Special Publ.* 16, 553–572.
- Ballard, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144 (3), 347–364.
- Barnes, S. -J. e Maier, W. D., 1999. *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application in Mineral Exploration* (eds Keays, R. R., Leshner, C. M., Lightfoot, P. C. & Farrow, C. E. G.) Short Course Volume 13, 69-106 (Geological Association of Canada).
- Barreiro, B.A., 1984, Lead isotopes and Andean magmagenesis, in Harmon, R.S., and Barreiro, B.A., eds., *Andean magmatism chemical and isotopic constraints: Nantwich, Cheshire, Shiva*, p. 21–30.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., and Eissen, J.-P., 2001, Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192, p. 561–570.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchetta, P. J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* v. 273, p. 48-57.
- Bourdon, E., Eisse, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotten, J., 2002, Slab melting and melt metasomatism in the northern Andean volcanic zone: Adakites and high Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador): *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 173, p. 195–206.
- Boynton, W.V., 1984. *Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies.* Henderson, P. Ed. *RareEarth Elements Geochemistry.* Elsevier. Amsterdam, p. 63-114.
- Bloomer, S. H. & Hawkins, J. W., 1983. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite. In: Hayes, D. E. (ed.) *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2.* American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, 27, 294–317.
- 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(3), 155-166. Recuperado de <http://www.episodes.org/articleDetail.do>
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.* 53:23-40.
- 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.

- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Cienc.* 81, 99–114.
- Burnham, C.W., Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Min. Geol. Spec. Issue* 8, 1–12.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed.: New York, John Wiley & Sons, p. 71–136.
- Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich, V.J., 1979. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. *Nature* 280, 550–553.
- Candela, P. A., 1989. in *Ore Deposition Associated with Magmas* (eds Whitney, J. A. & Naldrett, A. J.). *Reviews in Economic Geology*, Volume 4, 223–233 (Society of Economic Geologists, Littleton).
- Castillo, P.R., Janney, P.E., and Solidum, R.U., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 33–51.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chin. Sci. Bull.* 51 (3), 258–268.
- Castillo, P. R., Solidum, R.U., Punongbayan, R. S., Origin of high field strength element enrichment in the Sulu Arc, southern Philippines, revisited, *Geology*, 2002, 30: 707–710.
- Chiarini, M.F.N., 2007. *Contribuição da Aerogeofísica na Caracterização de Suturas Colisionais e de Sistemas Transcorrentes: O Exemplo de Porangatu, Brasil Central*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF. Dissertação de Mestrado, nº 231. 110p.
- Coats, R.R., 1962, Magma type and crustal structure in the Aleutian arc: *American Geophysical Union Monograph* 6, p. 92–109.
- Cooper, L.B., Plank, T., Arculus, R.J., Hauri, E.H., Hall, P.S., Parman, S.W., 2010. High-Ca boninites from the active Tonga Arc. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 115 (B10).
- Cordani, U.G. Pimentel, M.M. Araújo C,E,G. Basei, M,A,S Fuck R,A, 2013. The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, p. 583-597, 2013.).
- Cordeiro, P.F.O., Oliveira, C.G., Giustina, M.E.S.D., Dantas, E.L., dos Santos, R.V., 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precamb. Res.* 251, 49–61.
- Cheng, Z.G., Zhang, Z.C., Chai, F.M., Hou, T., Santosh, M., Turesebekov, A., Nurtaev, B.S., 2017. Carboniferous porphyry Cu–Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples. *Int. Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.00202017.01309996>.
- Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K., Beate, B., 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? *Sci. Rep.* 2. <http://dx.doi.org/10.1038/srep00685>
- Crawford, A.J., Falloon, T., Green, D., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: *Boninites and Related Rocks*, pp. 1–49.
- Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism, in *Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P., eds., Subduction: Top to bottom: American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 96, pp. 251-262.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662–665.
- Defant, M. J., Kepezhinskas, P., Evidence suggests slab melting in arc magmas, *EOS*, 2001, 82: 62–70.

- de Hoog, J.C.M., Mason, P.R.D. and van Bergen, M.J., 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, pp. 3147-3164.
- De Paolo, D.J., 1981a. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, v.53, pp. 189-202.
- De Paolo, D.J., 1981b. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–197.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249–252.
- Diener, F.S., 2015. Geologia das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto: Granitoides de três estágios evolutivos do Arco Magmático de Mara Rosa. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF. Dissertação de Mestrado, nº 339. 103p.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons, *J. Geophys. Res.*, 1990, 95: 21503—21521.
- Martin, H., Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids, *Lithos*, 1999, 46: 411—429.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., and Kepezhinskias, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas: *Geological Society of America, Special Paper* 315, p. 205–215.
- Dietrichi, V. Emmermann, R., Oberhannsl, R. e Puchelt, H., 1978. Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and Mariana trench. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, 127-144.
- Duncan, R.A., Green, D.H., 1987. The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 326-42.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc, *J. Geophys. Res.*, 102, 14,991–15,019.
- Faloon, T.J. e Green, D. H., 1987. Anhydrous partial melting of MORB pyroxene and other peridotite compositions at 10 kbar: implications for the origin of primitive MORB glasses. *Mineral. Petrol.* 37, 181-219.
- Ferreira e Oliveira (submetido). The Tonian Magmatism of the Mara Rosa Intra-Oceanic Arc, Tocantins Province, Brazil: tectonic significance of MORB-affinity basalts, boninites and tholeiitic and calc-alkaline arc basaltic-andesite.
- Fornieris, J.F., and Holloway, J.R., 2003, Phase equilibria in subducting basaltic crust: Implications for H₂O release from the slab: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 187–201.
- Frasca, A.A.S., 2015. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, nº 123. 172p.
- Fraser, R.J. 1993. The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec: a possible Archean porphyry system. *Econ. Geol.* 88, 1685–1699.
- Fryer, P. 1995. Geology of the Mariana Trough, in *Back-Arc Basins: Tectonics and Magmatism*, edited by B. Taylor, pp. 237–279, Springer, New York.
- Furnes, H., Dilek, Y., de Wit, M., 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research* 27, 649–685.
- Fretzdorff, S., Livermore, R.A., Devey, C.W., Leat, P.T., Stoffers, P., 2002. Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean. *Journal of Petrology*, 43, 1435-1467.
- Furnes, H., Robins, B., de Wit, M.J., 2012. Geochemistry and petrology of lavas in the upper Onverwacht Suite, Barberton Mountain Land, South Africa. *South African Journal of Geology* 115 (2), 171–210.

- Gaetani, G.A., and Grove, T.L., 2003, Experimental constraints on melt generation in the mantle wedge: American Geophysical Union Geophysical Monograph 138, p. 107–134.
- Gao, J., Klemenc, R., Zhua, M., Wang, X., et al., 2018. Large-scale porphyry-type mineralization in the Central Asian metallogenic domain: A review. *Journal of Asian Earth Sciences*. v. 165, p. 7-36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.10.002>
- Garrido, I., Cembrano, J., Sina, A., Stedman, P., Yanez, G. 2002. High magma oxidation state and bulk crustal shortening: key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31–34° S). *Rev. Geol. Chile* 29 (1), 43–54.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*: New York, Springer-Verlag, 390 p.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.* 72 (2), 219–245.
- Giustina, M.E.D., Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Bunh, B. 2009. Neoproterozoic magmatism and high-Grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-ICPMS U-Pb and Sm-Nd data implications for the collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, v. 172, p. 67-79.
- Gribble, R. F., Stern, R. J., Newman, S., Bloomer, S. H., O’Hearn, T., 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: Implications for magmagenesis in back-arc basins, *J. Petrol.*, 39, 125–154.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Martin, H., Arnaud, N., Fourcade, S., Cotten, J., and Maury, R.C., 2003, Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: Origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction: *Journal of Geophysical Research*, v.108, no. B7, 2345, doi:10.1029/2002JB002119.
- Gustafson, L.B. 1978. Some major factors of porphyry copper genesis. *Econ. Geol.* 73, 600–607.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., and Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction?: *Geology*, v. 28, p. 535–538.
- Hattori, K., and Guillot, S., 2003, Volcanic fronts form as a consequence of serpentine dehydration in the forearc mantle wedge: *Geology*, v. 31, p. 525–528.
- Hawkesworth, C.J., 1982, Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins, in Thorpe, R.S., ed., *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*: New York, NY, John Wiley and Sons, New York, p. 549–571.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., and McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 21, p. 175–204.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., and McDermott, F., 1994. Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and melt generation: *Lithos*, v. 33, p. 169–188.
- Hawkins, J.W., Bloomer, S.H., Evans, C.A. and Melchior, J.T., 1984. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems. In: R.L. Carlson and K. Kobayashi (Editors), *Geodynamics of Back-arc Regions*. *Tectonophysics*, 102: 175-205.
- Hildreth, W., and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489.
- Hofmann, A., Wilson, A.H., 2007. Silicified basalts, bedded cherts and other sea floor alteration phenomena of the 3.4 Ga Nondweni greenstone belt, South Africa. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*, vol. 15, pp. 571–605.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297–314.
- Hou, Z.Q., Zhang, H.R., Pan, X.F., Yang, Z.M., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geol. Rev.* 39, 21–45.

- Hou, Z.Q., Cook, N.J., 2009. Metallogeneses of the Tibetan collisional orogen: a review and introduction to the special issue. *Ore Geol. Rev.* 36, 2–24.
- Hou, Z.Q., Mo, X.X., Gao, Y.F., Qu, X.M., Meng, X.J., 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Min. Depos.* 22, 1–12.
- Hou, Z.Q., Yang, Z.M., Lu, Y.J., Kemp, A., Zheng, Y.C., Li, Q.Y., Tang, J.X., Yang, Z.S., Duan, L.F., 2015. A genetic linkage between subduction-and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology* 43, 247–250.
- Hutchinson, M.C., Dilles, J.H., 2019. Evidence for Magmatic Anhydrite in Porphyry Copper Intrusions. *Economic Geology*. 114 (1): 143-152.
- Imai, A. 2002. Metallogeneses of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K–Ar ages, SO₃ contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks. *Resour. Geol.* 52 (2), 147–161.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S., 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology* 30, 899–902.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- Jensen, L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Sub-Alkalic Volcanic Rocks. Ontario, Division of Mines. Misc. Paper 66.
- Jugo, P.J., 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology* 37 (5), 415–418.
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., Moraes, R., 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Res.* 117 (1–2), 101–108.
- Kanayama, K., Kitamura, K., Umino, S., 2013. New geochemical classification of global boninites, in: IAVCEI 2013 Scientific Assembly, 20–24 July 2013, Abstract 4W-1B-P13. Kagoshima, Japan, p. 99.
- Kay, S. M., Ramos, V.A., Marquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America, *J. Geol.*, 101: 703–714.
- Kay, R.W. 1978. Aleutian magnesian andesite: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117–132.
- Kay, R. W., Kay, S. M. Delamination and delamination magmatism, *Tectonophys.*, 1993. 219: 177–189.
- Kay, R. W., Kay, S. M., Andean adakites: Three ways to make them, *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18: 303–311.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., and Greene, A.R., 2003, One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust: *Treatise on Geochemistry*, v. 3, p. 593–659.
- Kesler, S.E., 1973. Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, pp. 106-112.
- Kilian, R., and Stern, C.R., 2002, Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths: *European Journal of Mineralogy*, v. 14, p. 25–36.
- Kirkham, R.V., 1971. Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits: *Economic Geology*, v. 66, p. 1244–1249.
- Klepeis, K.A., Clarke, G.L., and Rushmer, T., 2003, Magma transport and coupling between deformation and magmatism in the continental lithosphere: *GSA Today*, v. 13, p. 4–11.
- Kuroda, N., Shiraki, K., 1975. Boninite and related rocks of Chichi-jima, Binin Island, Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.* 10, 145-155.

- Kuyumjian, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil. Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.
- Kuyumjian, R.M., Oliveira, C.G., Campos, J.E.G., Queiroz, C.L., 2004. Geologia do limite entre os Terrenos Arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada - Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.34, n.3, p.329.
- Kusano, Y., Umino, S., Shinjo, R., Ikei, A., Adachi, Y., Miyashita, S., Arai, S., 2017. Contribution of slab-derived fluid and sedimentary melt in the incipient arc magmas with development of the paleo-arc in the Oman Ophiolite, *Chem. Geol.*, 449, 206–225. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.012>
- Kuzmichev, A.B., Bibikova, E.V., Zhuravlev, D.Z., 2001. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolian massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin. *Precambrian Research* 110, 109–126.
- Kuzmichev, A.B., Kröner, A., Hegner, E., Dunyi, L., Yusheng, W., 2005. The Shishkhd ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia. *Precambrian Research* 138, 125–150.
- Lahaye, Y., Arndt, N., Byerly, G., Chauvel, C., Fourcade, S., and Gruau, G., 1995. The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic compositions of komatiites: *Chemical Geology*, v. 126, p. 43–64, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00102-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00102-1).
- Le Maitre, R.W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193 p.
- Leat, P.T., Larter, R.D., 2003. Intra-oceanic subduction systems: introduction. In: Larter, R.D., Leat, P.T. (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Vol. 219. Geological Society of London, Special Publications, London, pp. 1–17.
- Leat, P.T., Pearce, J.A., Barker, P.F., Millar, I.L., Barry, T.L., Larter, R.D., 2004. Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 17-35.
- Lee, C.T.A., Lee, T.C., Wu, C.T., 2014. Modeling the compositional evolution of recharging, evacuating, and fractionating (REFC) magma chambers: implications for differentiation of arc magma. *Geochim. Cosmochim. Acta* 143, 8–22.
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D.M., Le Roux, V., Yin, Q.Z., Jin, D., 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation. *Science* 336 (6077), 64–68.
- Leeman, W.P., 1983, The influence of crustal structure on compositions of subduction-related magmas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 18, p. 561–588.
- Li, Hong-Yan, Taylor, R.N., Prytulak, J., Kirichenbaur, M., Shervais, J.W., Ryan, J.G., Godard, M., Reagan, M.K., Pearce, J.A., 2019. Radiogenic isotopes document the start of subduction in the western Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 518: 197-210.
- Liang, H.Y., Campbell, I.H., Allen, C., Sun, W.D., Liu, C.Q., Yu, H.X., Xie, Y.W., Zhang, Y.Q., 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineral. Deposita* 41 (2), 152–159.
- Loucks, R. R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Aust. J. Earth. Sci.* 61, 5–16.
- Loucks, R.R. e Ballard, J. R., 2002. Report 2A: Correlated variation of tectonic stress with chemical composition of arc volcanism: Unpublished report for industry-sponsored research project. Predictive Guides to Copper and Gold Mineralisation at CircumPacific Convergent Plate Margins, 99 p.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4 (70 pp.).

- Macfarlane, A.W., 1999. Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources: Society of Economic Geologists Special Publication 7, p. 195–217.
- Magaritz, M., Whitford, D.J., and James, D.E., 1978, Oxygen isotopes and the origin of high- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, p. 220–230.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R. Moyer, J.-F., and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, v. 79, p. 1–24.
- Martin, H., Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids, *Lithos*, 1999, 46: 411–429.
- Martinez, F., Fryer, P., Baker, N.A., Yamazaki, T., 1995. Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20–24N, *J. Geophys. Res.*, 100, 3807–3827.
- Martinez, F. e Taylor, B., 2003. Controls on back-arc crustal accretion: insights from the Lau, Manus and Mariana basins. In: Larter, R.D. and Leat, P.T. (eds) *Intra-oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society, London, Special Publications, 219, 19-54.
- Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás magmatic arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, v. 16, p. 200-212.
- McMillan, N.J., Davidson, J.P., Wörner, G., Harmon, R.S., Moorbath, S., and Lopez-Escobar, L., 1993, Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile: *Geology*, v. 21, p. 467–470.
- McNutt, R.H., Clark, A.H., and Zentilli, M., 1979. Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29° S: Petrologic and metallogenic implications: *Economic Geology*, v. 74, p. 827–837.
- McInnes, B. I. A., McBride, J. S., Evans, N. J., Lambert, D. D., Andrew, A. S., 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science* 286, 512-516.
- Meffre, S., Aitchison, J.C. Crawford, A.J., 1996. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. *Tectonics*, Vol. 15, n° 1, pages, 67-83.
- Meijer, A., 1980. Primitive arc volcanism and a boninitic series: examples from western Pacific island arcs. In *Tectonic and geologic evolution of southwest Asian seas and islands*. D. E. Ha yes (ed.), 269- 82. *Am. Geophys. Union. Monogr*, no. 23.
- Moore, G.M., and Carmichael, I.S.E., 1998, The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 130, p. 304–319.
- Mungall, J.E., 2002. Roasting the mantle: slabmelting and the genesis of major Au and Auriferous Cu deposits. *Geology* 30 (10), 915–918.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16):1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nadeau, O., Williams-Jones, A. E. & Stix, J. Sulphide magma as a source of metals in arc-related magmatic hydrothermal ore fluids. *Nature Geosci.* 3, 501-505 (2005).
- Miranda, H.M., Moore, C.M., Patel, A., Pignatari, L.E.C., 2018. Technical Report on the Chapada Mine, Goiás State, Brazil.
- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, pp. 587-611.
- Nicholls, A., Ringwood, A. E., Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island arc environment, *J. Geol.*, 1973, 81: 285—300
- O'Hara, M.J., 1968. Are Ocean Basalts Primary Magmas? *Nature*, 220, 683-686.

- O'Neill, H.S.C., Mavrogenes, J.A., 2002. The sulfide capacity and the sulfur content at sulfide saturation of silicate melts at 1400 °C and 1 bar. *J. Petrol.* 43 (6), 1049–1087.
- Okamura, H., Arai, S., Kim, Y. U., 2006. Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount, the Izu–Bonin arc, with special reference to the chemical characteristics of chromian spinel. *Mineralogical Magazine*, 70, 15–26.
- Oliveira, C.G., Oliveira, F.B., Giustina, M.E.S.D., Marques, G.C., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B.M., 2016. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I., Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calcalkaline magmatism. *Mineral. Deposita* 36 (8), 794–798.
- Palermo, N., 1996. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa – GO. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador. Anais. Salvador: SBG – Núcleo Bahia-Sergipe, 1996. v.2, p.219-222.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618.
- Paterson, J.T. and Cloos, M. 2005. “Grasberg porphyry Cu–Au deposit, Papua, Indonesia: 1. Magmatic history”. In *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, Edited by: Porter, T.M. 303–319. Adelaide: PGC Publishing.
- Peacock, S.M., 1993, Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs: *Chemical Geology*, v. 108, pp. 49-59.
- Pearce, J.A., Reagan, M.K., 2019. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics: *Geosphere*, v. 15, no. 4, p. 1008–1037, <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>
- Peate, D.W., Kokfelt, T.E., Hawkesworth, C.J., Van Calsteren, P.W., Hergt, J.M. e Pearce, J.A., 2001. U-series isotope data on Lau Basin glasses: the role of subduction-related fluids during melt generation in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 42, 1449-1470.
- Pearce, J.A., 2014. Immobile elements fingerprinting of ophiolites. *Elements*. 10(2):101-108.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with implications for the classification of ophiolites and search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana Arc-Basin System: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6 2004GC000895.
- Pearce, J.A., Ernewein, M., Bloomer, S.H., Parson, L.M., Murton, B.J., Johnson, L.E., 1994. Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: influence of ridge segmentation and arc proximity. In: SMELLIE, J.L. (ed.) *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 81, 53-75.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120–125.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251–286.
- Pearce, J.A., van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W., Parkinson, I.J., 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin–Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 125. Ocean Drilling Program. Ch. 38.
- Peccerilo A. e Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene CalcAlkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.

- Perez, A., Umino, S., Yumul Jr., G.P. Jr., Ishizuka, O., 2018. Boninite and boninite-series volcanics in northern Zambales ophiolite: Doubly vergent subduction initiation along Philippine Sea plate margins: *Solid Earth*, v. 9, p. 713–733. doi: 10.5194/se-9-713-2018.
- Perfit, M. R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., Taylor, S.R., 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle source. *Chem. Geol.* 30, 247-256.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 67-82.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N., 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Res.* 81, 299–310.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. *Boletim da Soc. Bras. Geol. – Núcleo Centro-Oeste*, n.15, p.1-22.
- Plank, T., Langmuir, C., The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle, *Chem. Geol.*, 1998, 145: 325–394.
- Plank, T., 2005, Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 921–944.
- Polat, A., Hofmann, A.W., 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt. West Greenland. *Precambrian Res.* 126, 197–218.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. et al., Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa, *Chem. Geol.*, 1999. 160: 335–356.
- Rapp, R.P., and Watson, E.B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891–931.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F., Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites, *Precambrian Res.*, 1991, 51: 1–25.
- Poli, S., and Schmidt, M.W., 2002, Petrology of subducted slabs: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 30, p. 207–235.
- Powell, M. 1978. Crystallisations conditions of low-pressure cumulate nodules from the Lesser Antilles island. arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, 162-172.
- Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., Almeev, R.R., Avery, A.J., Carvalho, C., et al., 2017. Subduction initiation and ophiolite crust: New insights from IODP drilling. *International Geology Review*, 59(11), 1439–1450. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1276482>
- Reagan, M.K., Pearce, J.A., Petronotis, K., Expedition scientists, 2015. Izu–Bonin–Mariana Fore Arc. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, vol. 352. International Ocean Discovery Program.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., O'hara, Y., Blichert-Toft, J., et al., 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q03X12. <https://doi.org/10.1029/2009GC002871>
- Reagan, M.K., Meijer, 1984. Geology and geochemistry of early arc-volcanic rocks from Guam. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95. 701- 13.
- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: just add water. *Econ. Geol.* 106 (7), 1075–1081.
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology* 37, 247–250.
- Richards, J.P., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective: Linden Park, South Australia, PGC Publishing*, v. 1, p. 7–25.

- Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis: *Econ. Geol.* v. 102, p. 537–576.
- Richardson, S.V. Kesler, S.E., Essene, E.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 81, 1884–1898.
- Ringwood, A.E., 1977. Petrogenesis in island arc systems, in Talwani, M., and Pitman, W.C., eds., *Island arcs, deep sea trenches, and back arc basins: American Geophysical Union [Maurice Ewing Series I]*, p. 311–324.
- Rohrlach, B.D., and Loucks, R.R., 2005. Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective: Adelaide, South Australia*, PGC Publishing, v. 2, p. 369–407.
- Ross, P.-S., Bedard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient sub-alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Can. J. Earth Sci.* 46, 823–839.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Safonova, I., Kotlyarov, A., Krivonogov, S., Xiao, W., 2017. Intra-oceanic arcs of the PaleoAsian Ocean. *Gondwana Research* 50, 167–194.
- Salters, V.J.M., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q05004. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., and Fontaine, L. 2000. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines): *Island Arc*, v. 9, p. 472–486.
- Sajona, F. G., Bellon, H., Maury, R. C. et al., Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline lavas and Nb enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines), *Tectonophys.*, 1994, 237: 47–72.
- Schiano, P., Clochiatti, R., Shimizu, N. et al., Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas, *Nature*, 1995, 377: 595–600.
- Schobbenhaus, C. 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiânia - SE.22. Brasília: DNPM/Serviço Geológico Do Brasil, 74p.
- Scott, R.B., Hajash Jr., A., 1976. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study. *American Journal of Science* 276, 480–501.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Econ. Geol.* 100Th anniversary volume, p. 251–298.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117: 394–409.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* John Wiley and Sons, New York.
- Scherer, E., Munker, C., Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*. vol 293, 683-687.
- Shervais, J.W., Reagan, M., Haugen, E., Almeev, R.R., Pearce, J.A., Prytulak, J., Ryan, J.G., Whattam, S.A., Godard, M., Chapman, T., 2019. Magmatic Response to Subduction Initiation: part 1. Fore-arc Basalts of the Izu-Bonin Arc from IODP Expedition 352. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 20 (1), 314–338.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998, Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, pp. 361-379.
- Shervais, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 32, 114–120.

- Shinohara, H., Kazahaya, K. and Lowenstern, J.B., 1995. Volatile transport in a convecting magma column: Implications for porphyry Mo mineralization: *Geology*, v. 23, pp. 1091-1094.
- Sklyarov, E.V., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Kuzmichev, A.B., Lavrenchuk, A.V., Perelyaev, V.I., Shchipansky, A.A., 2016. Boninites and ophiolites: problems of their relations and petrogenesis of boninites. *Russian Geology and Geophysics* 57, 127–140.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Econ. Geol.* 105 (1), 3–41.
- Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 184–197.
- Sillitoe, R.H., and Gappe, I.M., Jr., 1984, Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics: Bangkok, Thailand, United Nations ESCAP, CCOP Technical Publication 14, 89 p.
- Sobolev, A.V., Danyushevsky, L.V., 1994. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *J. Petrol.* 35, 1183–1211.
- Stern, R., 2010. The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. In: Kusky, T.M., Zhai, M.-G., Xiao, W. (Eds.), *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. Geological Society of London Special Publications Vol. 338, pp. 7–34.
- Stern, C.R., Funk, J.A., Skewes, M.A., Arevalo, A., 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu–Mo deposit Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation. *Econ. Geol.* 102 (7), 1335–1344.
- Stolper, E., and S. Newman (1994), The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 293–325.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313–345.
- Sun, W.D., Rui-fang Huang, R. -f, Li, H., et al., 2017. The formation of porphyry copper deposits. *Acta Geochim.* 36(1):9–15. DOI 10.1007/s11631-016-0132-4
- Sun, W.D., Rui-fang Huang, R. -f, Li, H., et al., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geol Rev* 65:97–131.
- Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X.Y., Li, Y.L., Ireland, T.R., Wei, Q.R., Fan, W.M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 103, 263–275.
- Tatsumi, Y., 1986, Formation of the volcanic front in subduction zones: *Geophysical Research Letters*, v. 17, pp. 717-720.
- Taylor, B.E., 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. *Geol. Surv. Jpn. Rep.* 279, 190–194.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., Kogiso, T., 2008. Structure and growth of the Izu–Bonin–Mariana arc crust: 2. Role of crust–mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of Geophysical Research* 113. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005121>.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312 pp.
- Thieblemont, D., Stein, G., Lescuyer, J.L. 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. *C.R. Acad. Sci., Ser. Ila: Sci. Terre Planets* 325 (2), 103–109.
- Thirlwall, M.F., Graham, A.M., Arculus, R.J., Harmon, R.S., and Macpherson, C.G., 1996, Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction, and fluid transport in island arc magmas: Pb–Sr–Nd–O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4785–4810.
- Umino, S., Kushiro, I., 1989, Experimental studies on boninite petrogenesis, in Crawford, A.J., ed., *Boninite and related rocks*: London, Unwin Hyman, p. 89–111.

- Uyeda, S. e Nishiwaki, C. (1980) Stress field, metallogenesis and mode of subduction. In Strangway, D. W. (ed.) *The continental crust and its mineral deposits*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20, 323–339.
- van der Laan, S.R., Flower, M.F.J., and van Groos, A.F.K., 1989. Experimental evidence for the origin of boninites: Near-liquidus phase relations to 7.5 kbar, in Crawford, A.J., ed., *Boninite and related rocks*: London, Unwin Hyman, p. 112–147.
- Viana, M.G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N., 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*. 25 (2), 111–123.
- Vigneresse, J.L., 2008. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.* 97, 311–324.
- Vigneresse, J.L., 2007. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation. *Ore Geol. Rev.* 30, 181–216.
- Vigneresse, J.L., 2006. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97, 00–00, 2007 (for 2006).
- Vigneresse, J.-L., Truche, L., Richard, A., 2019. How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits? *Ore Geology Reviews* 105, 310–336.
- Vigneresse, J.L., Truche, L., Chattaraj, P. K., 2014. Metal (copper) segregation in magmas. *Lithos* 208–209. 462–470 p.
- Wainwright, A.J., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Mazdab, F.K., Friedman, R.M., 2011. U-Pb (zircon) and geochemical constraints on the age, origin, and evolution of Paleozoic arc magmas in the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district, southern Mongolia. *Gondwana Res.* 19, 764–787.
- Wang, Q., Zhao, Z., Bai, Z. et al., Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basaltic rocks association in the Alataw Mountains, north Xinjiang: Interactions between slab melt and mantle peridotite and implications for crustal growth, *Chinese Sci. Bull.*, 2003, 48: 2108–2115.
- Wanhainen, C., Broman, C., Martinsson, O., 2003. The Aitik Cu–Au–Ag deposit in northern Sweden: a product of high salinity fluids. *Miner. Deposita* 38, 715–726.
- Widepohl, K.H. and Hartmann, G. 1994. The composition of the primitive upper earth's mantle. In: *Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths*. Meyer, H.O.A. and Leonardos, O.H. (Editors), *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, Rio de Janeiro. 1: 486–495.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325–343.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology: Upper Saddle River, New Jersey*, Prentice-Hall Inc., 697 p.
- Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nat. Geosci.* 6, 917–925.
- Woelki, D., Regelous, M., Haase, K.M., Romer, R.H., Beier, C., 2018. Petrogenesis of boninitic lavas from the Troodos Ophiolite, and comparison with Izu–Bonin–Mariana fore-arc crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 498, 203–214.
- Woodhead, J., Hergt, J., Davidson, J., Eggins, S., 2001. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192 (3), 331–346.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 231 (1), 53–72.
- Xu, J., Shinjio, R., Defant, M. J. et al., Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 2002, 12: 1111–1114.
- Yang, Z.M., Lu, Y.J., Hou, Z.Q., Chang, Z.S., 2015. High-Mg Diorite from Qulong in Southern Tibet: implications for the Genesis of Adakite-like Intrusions and Associated Porphyry Cu Deposits in Collisional Orogens. *J. Petrol.* 56, 227–254.

- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., and Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges: *Nature*, v. 409, p. 500–504.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., and Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 505–519.
- Yogodzinski, G. M., Kelemen, P. B., 1998. Slab melting in the Aleutians: Implication of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 158: 53–65.
- Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., Barton Jr., J.M., 2007. Archaean to Proterozoic crustal evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa–Botswana): constraints from combined U–Pb and Lu–Hf isotope analyses of zircon. *Journal of Petrology* 48 (8), 1605–1639.
- Zeng, Q.D., Liu, J.M., Chu, S.X., Wang, Y.B., Sun, Y., Duan, X.X., Zhou, L.L., Qu, W.J., 2014. Re–Os and U–Pb geochronology of the Duobaoshan porphyry Cu–Mo–(Au) deposit, northeast China, and its geological significance. *J. Asian Earth Sci.* 79, 895–909.
- Zheng, Y.-C., Liu, S. -A, Wu, C.-D., Griffin, W.L., et al., 2019. Cu isotopes reveal initial Cu enrichment in sources of giant porphyry deposits in a collisional setting: *Geology*, v. 47, p. 1–4, <https://doi.org/10.1130/G45362.1>
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1), 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

ANEXOS

ANEXO 1 – TABELA DE PONTOS COM COORDENADAS E GRAU DE INFORMAÇÕES OBTIDAS DOS ANFIBOLITOS DO SAIO MARA ROSA

SÉRIE	AMOSTRA	X	Y	Z	ROCHA	COMP. GEOQUÍMICA	AMOSTRA	LÂMINA	QUÍMICA MINERAL	GEOQUÍMICA	U-Pb	Lu-Hf	Sm-Nd	
1	Anfibolito com afinidade MORB de alto Fe (FAB)	TCC06a	688212	8457146	481	Anfibolito	-	X	X	X	-	X	-	
2		TCC06b	688212	8457146	481	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
3	Anfibolito com afinidade MORB de alto Mg (FAB)	TCC09/ Mutun08	681699	8459169	451	Anfibolito	Basalto	X	X	X	X	-	X	
4		TCC54	669545	8434993	312	Anfibolito	Basalto	X	X	-	X	-	X	
5		TCC29	679679	8434947	351	Anfibolito	Basalto	X	X	X	X	-	X	
6		TCC31	671140	8437794	354	Anfibolito	Andesito	X	X	X	X	-	X	
7	Anfibolito boninitico de baixa sílica	TCC59	671453	8434718	334	Anfibolito	Andesito	X	X	X	X	-	X	
8		TCC65B	684421	8463226	470	Anfibolito	Andesito	X	X	X	X	-	X	
9		Mutun06	687074	8453964	489	Anfibolito	Andesito	-	-	-	X	-	-	
10		TCC67	690563	8458601	479	Anfibolito	Andesito	X	X	X	X	-	X	
11	Anfibolito boniniticos de alta sílica	TCC14	685326	8452791	427	Anfibolito	Andesito	X	X	X	X	-	X	
12	Anfibolito toleitico de alto Mg	TCC16	691528	8449993	388	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
13		TCC61	699443	8455576	430	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
14		TCC72	699286	8456632	429	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
15	Anfibolito toleitico de alto Fe	TCC34B	679563	8426989	137	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
16		Mutun16	701002	8461340	418	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
17	Anfibolitos CA (arco maduro)	TCC-27	688929	8440813	426	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
18		TCC15a/ Mutun04	701747	8459746	385	Anfibolito	Andesito basáltico	X	X	X	X	-	X	
Total								17	17	17	17	1	0	16

ANEXO 2 – TABELA DE PONTOS COM COORDENADAS E GRAU DE INFORMAÇÕES OBTIDAS DOS ORTOGNAISSES DO AIO MARA ROSA

AMOSTRA	X	Y	Z	ROCHA	COMP. GEOQUÍMICA	AMOSTRA	LÂMINA	QUÍMICA MINERAL	GEOQUÍMICA	U-Pb	Lu-Hf	Sm-Nd
TCC03	695814	8454805	418	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	X	X	X
TCC05/ Mutun05	693709	8453302	456	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	X	X	X
Mutun15	701042	8461146	398	Ortognaisse	Qz diorito	-	-	-	X	-	-	X
TCC22	693480	8456856	448	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	-	-	-
TCC20	693524	8455691	452	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	-	-	X
TCC08	687392	8457511	494	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	X	-	-
TCC12a	686346	8453867	446	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	-	-	-
TCC30 (Amarolândia)	681111	8436423	340	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	X	-	X
TCC-36a	689172	8449917	371	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	-	-	X
Mutun03a	713866	8476182	445	Ortognaisse	Tonalito	-	-	-	X	-	-	X
TCC34a	679563	8426989	137	Ortognaisse	Qz diorito	X	X	X	X	-	-	X
TCC-07/ Mutun07	688038	8457232	472	Ortognaisse	Tonalito	X	X	X	X	-	-	X
TCC-23	691428	8455017	493	Ortognaisse	Tonalito	X	X	X	X	-	-	X
						10	10	10	13	4	2	9

ANEXO 3 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS

ANEXO 3.1 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS COM AFINIDADE MORB (FABs) - ANFIBÓLIO (Continua...).

Amostra	TCC06a										TCC06b							
	Hastingsita		Tschermakita		Fe-tschermakita						Mg-hornblenda		Tschermakita			Barroisita		
	C1 anf 2	C1 anf 1	C2 anf v 1	C2 anf v 2	C2 anf 1	C2 anf 2	C2 anf 1	C2 anf 2	C1 anf 1	C1 anf 2	C2 anf 5	C1 anf 2	C1 anf 3	C2 anf 4	C2 anf 6			
Elemento	40,54	41,99	40,29	40,48	40,21	40,45	40,45	40,45	42,63	43,75	44,64	43,75	43,72	43,45	44,69			
SiO2	0,79	1,16	1,01	0,76	0,65	1,15	1,15	1,15	0,54	0,54	0,89	0,54	0,59	0,68	0,81			
TiO2	13,07	13,42	11,96	12,82	12,80	12,65	12,65	12,65	13,05	13,49	13,07	13,49	12,34	12,94	12,67			
Al2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fe2O3	19,94	18,54	22,25	22,47	21,42	19,58	19,58	19,58	19,11	18,32	18,09	18,32	19,55	19,04	18,80			
FeO	0,53	0,47	0,45	0,46	0,56	0,45	0,45	0,45	0,35	0,20	0,31	0,20	0,27	0,38	0,29			
MnO	7,39	9,10	6,16	6,06	5,98	7,54	7,54	7,54	8,69	8,72	8,54	8,72	9,36	8,61	8,93			
MgO	10,76	10,55	10,54	10,92	10,05	10,58	10,58	10,58	9,60	9,26	9,73	9,26	8,75	9,38	8,98			
CaO	1,95	2,12	1,84	1,65	1,49	1,95	1,95	1,95	2,00	2,08	1,98	2,08	1,82	2,24	2,05			
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Li2O	0,96	0,90	0,81	0,78	0,83	0,83	0,83	0,83	0,25	0,25	0,17	0,25	0,25	0,22	0,21			
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
F	0,00	0,12	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Cl	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00			
Sc2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cr2O3	0,01	0,10	0,03	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
V2O3	0,07	0,06	0,12	0,12	0,08	0,06	0,06	0,06	0,08	0,15	0,11	0,15	0,13	0,16	0,10			
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
NiO	0,02	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01			
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
ZrO2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Total	96,03	98,61	95,49	96,53	94,28	95,24	95,24	95,24	96,37	96,76	97,54	96,76	96,78	97,11	97,54			

ANEXO 3.1 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS COM AFINIDADE MORB (FABs) - PLAGIOCLÁSIO (Continua...).

Amostra Mineral	TCC06a										TCC06b					
	Andesina An=44	Andesina An=39	Andesina An=38	Andesina An=37	Andesina An=35	Andesina An=38	Andesina An=36	Andesina An=36	Andesina An=36	Andesina An=35	Andesina An=35	Andesina An=36	Andesina An=35	Andesina An=35	Andesina An=35	
Elemento	C1 pl 2	C2 pl 2	C2 pl 1	C1 pl 3	C1 pl 1	C1 pl 5	C1 pl 4	C2 pl 3	C2 pl 1	C1 pl 6	C2 pl 2	C1 pl 2	C2 pl 2	C1 pl 2	C2 pl 2	
SiO2	56,13	57,87	57,19	57,09	58,78	60,33	61,31	61,55	60,52	61,18	61,29	61,29	61,29	61,29	61,29	
TiO2	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	26,45	25,62	26,28	25,24	25,35	24,55	24,16	23,92	24,05	24,15	24,31	24,31	24,31	24,31	24,31	
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO	0,09	0,22	0,28	0,07	0,04	0,13	0,06	0,03	0,11	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	
MnO	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
CaO	8,59	7,64	7,72	7,33	6,95	8,21	7,59	7,58	7,58	7,39	7,51	7,51	7,51	7,51	7,51	
Na2O	6,04	6,67	6,84	6,79	7,25	7,22	7,35	7,39	7,40	7,50	7,74	7,74	7,74	7,74	7,74	
Li2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
K2O	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05	0,06	0,07	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cs ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Rb ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cr2O3	0,09	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,01	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	
V2O3	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
SiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
NiO	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
EuO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	97,65	98,20	98,43	96,67	98,48	100,50	100,60	100,64	99,90	100,33	101,16	101,16	101,16	101,16	101,16	

ANEXO 3.2 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS BONÍTICOS - ORTOPIROXÊNIO (Continua...).

Amostra	TCC31								
Mineral	Enstatita								
Comment	C6_Opx9	C2_Opx1	C3_Opx P 1	C3_Opx2	C6_Opx 8				
SiO2	57,49	57,09	58,56	58,66	58,79				
TiO2	0,04	0,00	0,15	0,00	0,00				
Al2O3	1,56	1,62	1,72	1,44	1,75				
Fe2O3	-	-	-	-	-				
FeO	11,07	11,39	11,89	11,73	10,82				
MnO	0,22	0,24	0,36	0,41	0,33				
MgO	24,88	24,67	25,26	25,23	25,15				
CaO	0,55	0,63	0,50	0,57	0,58				
Na2O	0,12	0,16	0,07	0,10	0,18				
LiO2	-	-	-	-	-				
Sc2O3	-	-	-	-	-				
Cr2O3	0,11	0,24	0,22	0,06	0,29				
V2O3	0,07	0,01	0,02	0,04	0,01				
ZnO	-	-	-	-	-				
ZrO2	0,00	0,08	0,22	0,00	0,03				
NiO	0,02	0,12	0,16	0,15	0,10				
Total	96,15	96,28	99,12	98,37	98,03				

ANEXO 3.2 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS BONÍTICOS - ANFIBÓLIO (Continua...).

Amostra	TCC31											TCC04		
	Mg hornblenda											Tschermakita		
Mineral	C6_anf 6	C2_anf 5	C4_anf 8	C4_anf 9	C3_anf 3	C1_anf 4	C6_anf 5	C4_anf b1	Mg hornblenda	C4_anf b2	C4_anf c			
SiO2	51,33	51,93	51,40	51,57	52,76	50,94	51,36	45,36	45,15	45,56				
TiO2	0,16	0,14	0,09	0,04	0,36	0,05	0,04	0,71	0,48	0,70				
Al2O3	7,87	7,43	7,48	7,63	7,77	8,09	7,33	12,11	11,72	11,25				
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
FeO	6,69	6,37	6,15	6,09	5,84	6,00	6,81	10,17	9,72	10,07				
MnO	0,19	0,06	0,04	0,17	0,11	0,17	0,18	0,33	0,28	0,28				
MgO	17,77	18,03	17,66	17,67	17,86	17,60	17,83	14,57	14,38	14,56				
CaO	12,02	11,66	11,47	11,86	12,15	12,05	11,95	10,28	10,62	10,28				
Na2O	0,87	0,99	0,97	0,88	0,90	0,99	0,96	1,46	1,35	1,24				
LiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
K2O	0,09	0,07	0,10	0,08	0,11	0,11	0,07	0,20	0,17	0,22				
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02				
Sc2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Cr2O3	0,73	0,73	0,64	0,64	0,58	1,03	0,53	0,34	0,14	0,23				
V2O3	0,01	0,00	0,04	0,06	0,03	0,00	0,01	0,09	0,08	0,07				
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
NiO	0,10	0,06	0,09	0,06	0,08	0,03	0,06	0,05	0,09	0,06				
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
ZrO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00				
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Total	97,82	97,47	96,13	96,74	98,52	97,06	97,13	95,68	94,19	94,55				

ANEXO 3.2 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS BONÍTICOS - PLAGIOCLÁSIO (Continua...).

Amostra	TCC14										TCC04			
	Andesina An=45 C3_pl1	Andesina An=45 C2_pl2	Andesina An=45 C3_pl2	Oligoclásio An=23 C1_pl1	Oligoclásio An=18 C1_pl2	Oligoclásio An=16 C2_pl1	Byfownita - An=73 C4 pl v1 centro	Labradorita - An=68 C4 pl v1 borda1	Labradorita - An=66 C4 pl v1 borda2	Labradorita - An=66 C4 pl v2	Byfownita An=76 C4 pl v3			
Mineral	58,65	58,63	60,27	64,35	65,60	66,52	48,22	49,55	50,22	50,06	47,22			
Comment	0,03	0,00	0,15	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00			
SiO2	24,92	25,56	24,02	21,88	21,10	20,67	31,40	30,83	30,44	30,76	32,65			
TiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Al2O3	0,00	0,07	0,06	0,01	0,09	0,00	0,06	0,03	0,02	0,00	0,05			
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00			
MnO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03			
MgO	9,42	9,24	7,78	4,73	3,98	3,37	14,27	13,29	12,97	12,92	14,90			
CaO	6,28	6,27	7,33	8,96	9,75	9,92	2,83	3,35	3,69	3,61	2,54			
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Li2O	0,06	0,05	0,04	0,03	0,07	0,08	0,03	0,05	0,01	0,00	0,04			
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Sc2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cr2O3	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,01	0,00			
V2O3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00			
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
SnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
NiO	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05			
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
EuO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Total	99,38	99,88	99,78	100,06	100,65	100,60	96,83	97,27	97,51	97,48	97,46			

ANEXO 3.3 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS DE ARCO - ANFIBÓLIO (Continua...).

Amostra Mineral	TCC16						TCC15a					TCC08					TCC11		
	Mg-hornblenda			Fe-hornblenda			Tschermakita					Mg-hornblenda		Tschermakita			Tschermakita		
	C1 anf gr 2	C2 anf gr 2	C2 anf gr 3	C1 anf 1	C1 anf 2	C1 anf 3	C1 anf 4	C1 anf 5	C2 anf 1	C2 anf 2	C2 anf 3	C2 anf 1	C2 anf 2	C2 anf 3	C1 anf 1	C1 anf 2	C1 anf 3		
Elemento	44,89	45,01	45,54	46,51	43,33	44,06	43,33	43,95	43,73	43,60	44,10				43,19	43,27			
SiO2	0,70	0,69	1,08	0,51	0,58	0,45	0,47	0,33	0,40	1,05	0,82				0,61	0,74			
TiO2	11,52	11,33	9,56	14,01	12,47	12,70	12,26	11,56	11,62	12,15	11,24				11,95	11,87			
Fe2O3																			
FeO	10,14	10,27	10,22	15,97	15,78	15,50	15,83	16,08	17,01	17,39	16,44				15,88	16,06			
MnO	0,25	0,17	0,36	0,13	0,32	0,24	0,23	0,23	0,47	0,26	0,28				0,36	0,34			
MgO	13,00	13,32	14,40	7,97	10,55	10,59	10,89	11,27	10,07	9,58	10,52				10,18	10,32			
CaO	10,27	10,41	10,27	9,98	10,13	10,12	10,13	9,43	10,44	10,50	10,43				11,07	11,16			
Na2O	1,92	1,81	1,58	1,79	2,11	1,85	2,13	1,73	2,05	2,18	1,93				1,80	1,65			
LiO2																			
K2O	0,12	0,08	0,08	0,33	0,16	0,21	0,23	0,18	0,40	0,40	0,31				0,66	0,68			
BaO																			
Cs2O																			
Rb2O																			
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00				0,00	0,00			
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02				0,01	0,00			
Sc2O3																			
Cr2O3	0,72	0,26	0,06	0,04	0,00	0,02	0,07	0,11	0,00	0,00	0,00				0,04	0,11			
V2O3	0,04	0,11	0,08	0,07	0,04	0,05	0,08	0,05	0,06	0,11	0,10				0,05	0,07			
ZnO																			
NiO	0,02	0,08	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,10	0,06				0,02	0,00			
CoO																			
ZrO2	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00				0,02	0,00			
SrO																			
Mn2O3																			
Total	93,60	93,54	93,23	97,47	95,59	95,85	95,80	95,02	96,30	97,32	96,25			95,84	96,27				

ANEXO 3 – QUÍMICA MINERAL DOS ANFIBOLITOS DE ARCO - PLAGIOCLÁSIO.

Amostra	TCC16		TCC15a		TCC08		TCC11		TCC27			
	Andesina An=37	Andesina An=34 Andesina An=33	Oligoclásio An=29	Oligoclásio An=28	Oligoclásio An=28	Andesina An=38	Andesina An=34	Oligoclásio An=30	Oligoclásio An=16	Oligoclásio An=15	Albita An=9 Albita An=8	
Elemento	C2 plgr3	C1 plf2	C1 pl3	C1 pl5	C1 pl6 b	C2 pl1	C3 pl6	C2 pl4	C2 pl3	C3 pl5	C1 pl5	C1 pl6
SiO2	57,30	57,89	60,59	59,91	59,69	58,90	61,23	61,61	65,94	66,74	69,01	68,44
TiO2	0,08	0,11	0,01	0,14	0,04	0,18	0,05	0,11	0,09	0,00	0,00	0,11
Al2O3	25,47	25,33	24,34	24,26	24,23	23,72	23,78	22,31	20,79	20,25	19,66	19,31
Fe2O3												
FeO	0,16	0,10	0,10	0,00	0,17	0,03	0,16	0,44	0,13	0,08	0,16	0,08
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,12	0,00	0,04	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	7,27	6,87	5,76	5,74	5,63	5,72	7,07	6,37	3,48	3,19	1,95	1,66
Na2O	6,90	7,20	7,84	7,71	7,65	8,28	6,84	8,13	9,80	10,14	10,78	10,82
Li2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	0,03	0,02	0,08	0,06	0,08	0,03	0,04	0,09	0,06	0,08	0,09	0,06
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,05	0,00	0,01	0,00
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
EuO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97,27	97,53	98,78	97,84	97,71	99,96	100,13	99,22	100,36	100,52	101,71	100,55

ANEXO 4 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES

ANEXO 4.1 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES DE ARCO NORMAL – ANFIBÓLIO (Continua...).

Amostra Mineral	TCC22								TCC30						TCC36						TCC42										
	Mg-hornblenda		Tschermakita		Edenita		Fe-edenita		Fe-edenita		Mg-hornblenda		Mg-hornblenda		Edenita		Edenita		Mg-hornblenda		Mg-hornblenda		Mg-hornblenda		Mg-hornblenda		Mg-hornblenda				
	C3_anf8	C2_anf7	C3_anf8	C2_anf7	C3_anf7	C2_anf6	C3_anf7	C2_anf5	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4	C2_anf3	C3_anf4		
SiO2	43,23	43,10	43,75	43,24	43,01	44,30	44,41	44,45	44,17	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	44,46	
TiO2	1,35	0,96	1,31	1,07	0,64	1,04	0,64	0,89	0,96	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	
Al2O3	11,35	11,88	11,82	11,45	11,74	11,63	11,39	11,30	11,21	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	11,50	
FeO	17,01	16,51	16,74	16,95	17,15	16,31	16,12	16,27	16,29	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	16,40	
MnO	0,40	0,36	0,46	0,49	0,40	0,35	0,35	0,35	0,34	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	
MgO	9,53	9,18	9,25	9,21	9,05	9,29	9,61	9,53	9,54	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	9,75	
CaO	11,20	11,37	11,48	11,25	11,49	11,19	11,14	11,37	11,10	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08	11,08
Na2O	1,63	1,49	1,66	1,56	1,51	1,72	1,75	1,75	1,72	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64
K2O	0,96	1,05	1,01	1,23	1,07	0,92	0,88	0,84	0,82	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92
F	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,07	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,01	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0,10	0,16	0,07	0,12	0,08	0,06	0,07	0,04	0,11	0,07	0,06	0,07	0,04	0,11	0,07	0,06	0,07	0,04	0,11	0,07	0,06	0,07	0,04	0,11	0,07	0,06	0,07	0,04	0,11	0,07	0,06
NiO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
ZrO2	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,79	96,17	97,62	97,30	97,08	96,81	96,43	96,84	96,27	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83	96,83

ANEXO 4.1 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES DE ARCO NORMAL – PLAGIOCLÁSIO (Continua...).

Amostra Mineral	TCC22										TCC30													
	Andesina An=37		Andesina An=41		Andesina An=40		Andesina An=40		Andesina An=40		Andesina An=39		Andesina An=46		Andesina An=44		Andesina An=43		Andesina An=41		Andesina An=40		Oligoclásio An=17	
	C1_pl8	C2_pl6	C3_pl3	C1_pl5	C3_pl5	C2_pl5	C1_pl5	C3_pl5	C2_pl5	C1_pl5	C2_pl5	C2_pl2	C3_pl6	C2_pl10	C1_pl1	C2_pl10	C1_pl1	C1_pl2	C2_pl3	C1_pl2	C1_pl1	C2_pl2	C1_pl2	C2_pl3
SiO2	60,19	59,82	59,96	60,08	59,73	57,71	60,08	59,73	60,08	59,73	57,71	59,48	59,15	59,14	59,15	59,14	59,98	59,98	65,26	59,98	59,14	59,98	65,26	
TiO2	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,06	0,00	0,09	0,06	0,14	0,14	0,00	0,00	0,09	0,14	0,00	0,00	
Al2O3	24,69	24,75	24,89	24,86	24,97	25,32	24,86	24,97	24,86	25,32	25,32	25,97	25,29	25,35	25,97	25,19	25,19	20,85	20,85	25,35	25,19	20,85	20,85	
FeO	0,04	0,10	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,10	0,05	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	
MnO	0,00	0,00	0,02	0,05	0,07	0,10	0,05	0,07	0,10	0,10	0,10	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	7,76	8,58	8,19	8,32	8,12	9,33	8,32	8,12	8,32	9,33	9,33	9,34	8,90	8,52	9,34	8,90	8,37	3,59	3,59	8,52	8,37	3,59	3,59	
Na2O	7,32	6,75	6,69	6,82	6,98	6,09	6,82	6,98	6,82	6,09	6,09	6,49	6,55	6,85	6,49	6,55	6,92	9,55	9,55	6,85	6,92	9,55	9,55	
K2O	0,22	0,22	0,14	0,22	0,24	0,03	0,22	0,24	0,22	0,03	0,03	0,06	0,07	0,05	0,03	0,07	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	
Cr2O3	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
V2O3	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,10	0,05	0,03	0,10	0,05	0,00	0,04	0,05	0,10	0,00	0,04	
Total	100,31	100,27	100,05	100,36	100,22	99,77	100,36	100,22	100,36	99,77	101,47	100,20	100,20	100,12	100,67	100,20	100,67	99,37	99,37	100,12	100,67	99,37	99,37	

Amostra Mineral	TCC36a										TCC42												
	Andesina An=39		Andesina An=38		Andesina An=37		Andesina An=38		Andesina An=37		Andesina An=42		Andesina An=33		Andesina An=28		Andesina An=28		Andesina An=24		Oligoclásio An=17		
	C2_pl2	C1_pl9	C3_pl3 centro	C3_pl3 borda1	C3_pl3 borda2	C3_pl3 borda2	TCC-42_C2_pl5	TCC-42_C2_pl5	TCC-42_C3_pl5	TCC-42_C3_pl5	TCC-42_C1_pl7	TCC-42_C1_pl7	TCC-42_C1_pl8	TCC-42_C1_pl8	TCC-42_C3_pl7	TCC-42_C3_pl7	TCC-42_C3_pl7	TCC-42_C3_pl7	TCC-42_C3_pl6	TCC-42_C3_pl6	TCC-42_C3_pl6	TCC-42_C3_pl6	
SiO2	61,06	60,34	60,95	60,98	59,47	59,47	59,20	60,22	60,22	63,11	63,11	63,31	63,31	64,05	64,05	65,92	65,92	65,92	65,92	65,92	65,92	65,92	
TiO2	0,00	0,13	0,00	0,00	0,02	0,02	0,20	0,09	0,09	0,10	0,10	0,04	0,04	0,15	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	24,78	24,47	24,55	24,80	24,10	24,10	24,43	23,75	23,75	22,52	22,52	22,32	22,32	21,79	21,79	20,66	20,66	20,66	20,66	21,79	21,79	20,66	
FeO	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	
MnO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,01	
MgO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	7,91	7,91	7,76	7,82	7,52	7,52	8,68	7,70	7,70	6,11	6,11	5,94	5,94	5,22	5,22	3,53	3,53	3,53	3,53	5,94	5,22	3,53	
Na2O	6,92	6,99	7,11	7,29	6,83	6,83	6,71	7,14	7,14	8,45	8,45	8,38	8,38	8,86	8,86	9,62	9,62	9,62	9,62	8,38	8,86	9,62	
K2O	0,06	0,21	0,04	0,03	0,06	0,06	0,02	0,04	0,04	0,08	0,08	0,05	0,05	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,08	0,03	
Cr2O3	0,11	0,00	0,02	0,00	0,14	0,14	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
V2O3	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,04	0,00	0,08	0,04	0,00	0,00	0,06	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	100,93	100,16	100,60	100,99	99,17	99,17	99,46	99,00	99,00	100,40	100,40	100,06	100,06	100,23	100,23	99,80	99,80	99,80	99,80	100,06	100,23	99,80	99,80

ANEXO 4.1 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES DE ARCO NORMAL – MICAS (Continua...).

Amostra Mineral	TCC001 Biotita				TCC003 Biotita				TCC005 Biotita				TCC12a Biotita				TCC18 Biotita				TCC20 Biotita				TCC22 Biotita			
	C2_bt1	C1_bt1	C1_bt2	C1_btincPI	bt2	bt3	bt4	C1_btincnoPI	C2_bt1	C2_bt2	C2_bt3	C1_bt5	C2_bt3	C2_bt4	C1_bt2	C2_bt4	C3_bt5	C3_bt6	C2_bt9	C2_bt10	C1_bt1	C1_bt2	C3_bt5	C3_bt6	C2_bt9	C2_bt10	C1_bt1	C1_bt2
SiO ₂	34,79	35,98	36,63	36,01	37,06	36,37	36,44	35,52	36,22	36,55	36,03	37,71	37,75	36,78	37,60	37,69	37,91	37,87	37,96	38,06	37,87	37,73	37,91	37,87	37,96	38,06	37,87	37,73
TiO ₂	2,75	2,35	2,38	2,94	2,27	1,95	1,73	1,85	2,58	2,16	2,18	1,89	1,97	1,62	2,76	3,15	3,39	3,13	2,84	2,84	3,26	3,59	3,39	3,13	2,84	2,84	3,26	3,59
Al ₂ O ₃	15,28	15,82	16,49	15,03	16,16	15,88	16,49	16,23	15,93	17,09	16,45	15,53	15,40	15,76	15,68	15,92	16,27	15,57	15,98	16,14	15,74	16,29	15,57	15,92	16,14	15,74	16,29	
FeO	14,64	16,77	16,21	17,35	17,58	17,64	17,26	19,17	18,92	18,88	18,13	17,81	18,03	18,52	15,65	14,51	15,51	16,15	15,72	16,51	17,34	15,59	15,51	16,15	15,72	16,51	17,34	15,59
MnO	0,31	0,03	0,19	0,22	0,13	0,09	0,14	0,03	0,17	0,15	0,20	0,09	0,17	0,29	0,09	0,24	0,24	0,20	0,17	0,01	0,13	0,01	0,09	0,24	0,17	0,01	0,13	
MgO	12,79	10,97	12,07	10,58	12,05	11,91	12,20	9,88	10,94	10,80	10,99	10,73	10,79	10,36	11,58	11,49	11,03	11,06	10,94	10,56	10,76	10,71	11,03	11,06	10,94	10,56	10,76	10,71
CaO	0,00	0,01	0,05	0,06	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01	0,04	0,02	0,04	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00
Na ₂ C	0,13	0,13	0,16	0,05	0,09	0,16	0,11	0,13	0,09	0,10	0,13	0,12	0,17	0,13	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,11	0,11	0,06	0,10	0,09	0,11	0,11	0,06	
K ₂ O	9,05	9,38	9,32	9,51	8,78	9,14	9,28	9,86	9,58	9,54	9,58	9,45	9,35	9,34	9,69	10,09	10,06	9,80	9,87	9,85	10,11	9,85	9,80	9,87	9,85	10,11		
F	0,09	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,08	0,10	0,07	0,04	0,00	0,08	0,01	0,02	0,07	0,09	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,12		
Cl	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04	0,01	0,08	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,05	0,15	0,01	0,12	0,04	0,09	0,15	0,01	0,12	0,04	0,09	
V ₂ O ₅	0,06	0,15	0,12	0,11	0,08	0,10	0,09	0,05	0,08	0,11	0,14	0,04	0,08	0,07	0,10	0,08	0,10	0,15	0,08	0,17	0,09	0,12	0,15	0,08	0,17	0,09	0,12	
NiO	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,12	0,00	0,00	0,06	0,00	0,12		
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	
Total	90,02	91,65	93,64	91,92	94,37	93,33	93,95	92,56	94,59	93,51	93,97	93,29	93,80	93,04	93,36	93,34	94,59	94,04	93,86	94,42	95,16	94,54	94,59	94,04	93,86	94,42	95,16	94,54

Amostra Mineral	TCC30 Biotita				TCC36a Biotita				TCC36a Muscovita				
	C2_bt5	C3_bt2	C3_bt3	C3_bt4	C1_bt3	C2_bt6	C2_bt9	C1_ms1	C1_ms2	C1_ms7	C2_ms8	C2_ms7	C2_ms8
SiO ₂	38,05	38,30	38,89	38,31	38,21	38,079	37,403	52,687	47,741	48,43	48,092	48,092	48,061
TiO ₂	2,71	2,06	1,98	1,50	1,80	2,051	1,732	0,459	0,647	0,341	0,289	0,289	0,624
Al ₂ O ₃	15,36	15,18	16,32	16,43	16,25	16,031	16,092	29,407	29,657	28,914	29,304	29,304	28,604
FeO	14,68	15,43	13,82	15,35	15,40	14,942	15,408	2,473	3,527	3,403	2,82	2,82	3,387
MnO	0,20	0,17	0,21	0,06	0,09	0,102	0,195	0,074	0,035	0,009	0,013	0,013	0,065
MgO	12,07	11,80	11,91	11,85	11,99	12,229	12,58	1,245	1,38	1,607	1,363	1,363	1,71
CaO	0,03	0,04	0,06	0,02	0,02	0	0,028	0,048	0,006	0	0,008	0,008	0,01
Na ₂ O	0,19	0,19	0,24	0,20	0,13	0,123	0,1	1,356	1,007	0,823	1,098	1,098	0,885
K ₂ O	9,50	9,13	9,63	9,54	9,66	9,679	9,148	8,15	9,619	9,835	9,312	9,312	9,587
F	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06	0,056	0,03	0	0	0	0	0	0
Cl	0,10	0,06	0,06	0,02	0,01	0,032	0,053	0,007	0,007	0,009	0	0	0,002
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,04	0,00	0,09	0,036	0,003	0,071	0	0	0	0
V ₂ O ₅	0,15	0,16	0,05	0,07	0,05	0,07	0,134	0,077	0,072	0,097	0,136	0,136	0,026
NiO	0,00	0,06	0,02	0,00	0,04	0	0,085	0,042	0,057	0,009	0,068	0,068	0
ZrO ₂	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	93,08	92,60	93,21	93,38	93,68	93,453	92,999	96,026	93,824	93,475	92,503	92,503	92,961

ANEXO 4.2 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES ADAKÍTICOS – ANFIBÓLIO (Continua...).

Amostra	TCC07										TCC34a												
	Tschermakita					Mg-hornblenda					Mg-hornblenda					Mg-hornblenda							
	C2_anf1	C3_anf1	C3_anf3	C2_anf5 ms	C2_anf4	C2_anf3	C5_anf3	C4_anf3	C3_anf3	C3_anf4	C1_anf5	C2_anf1	C3_anf1	C3_anf3	C2_anf5 ms	C2_anf4	C2_anf3	C5_anf3	C4_anf3	C3_anf3	C3_anf4	C1_anf5	
SiO2	42,38	41,19	44,14	45,96	45,60	46,21	45,42	46,29	43,66	44,93													
TiO2	0,78	0,83	0,59	0,35	0,36	0,37	0,34	0,64	0,26	0,40													
Al2O3	12,78	9,88	11,89	11,16	11,13	10,72	10,37	10,62	13,90	11,73													
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
FeO	16,34	16,96	15,09	12,81	13,30	12,48	13,48	12,34	13,41	12,92													
MnO	0,43	0,42	0,15	0,29	0,24	0,15	0,20	0,16	0,27	0,16													
MgO	9,41	8,84	10,21	10,46	10,38	10,82	10,94	10,69	8,69	9,90													
CaO	10,82	10,63	10,24	10,14	10,06	9,95	10,03	10,16	9,98	10,56													
Na2O	2,00	1,69	2,09	1,94	1,80	2,08	1,99	1,85	2,40	1,96													
Li2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
K2O	0,66	0,62	0,35	0,28	0,25	0,23	0,26	0,25	0,35	0,27													
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00													
Cl	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02													
Sc2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,05	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04													
V2O3	0,10	0,09	0,17	0,04	0,09	0,06	0,09	0,09	0,11	0,08													
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
NiO	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,05													
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
ZrO2	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,10	0,00													
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Mn2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Total	95,83	91,28	94,99	93,48	93,29	93,18	93,16	93,12	93,16	93,02													

ANEXO 4.2 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISES ADAKÍTICOS – PLAGIOCLÁSIO (Continua...).

Amostra Mineral	TCC07										TCC23										TCC34a									
	Andesina Atr=38		Andesina Atr=39		Andesina Atr=33		Andesina Atr=34		Andesina Atr=30		Oligoclásio Atr=22		Oligoclásio Atr=15		Oligoclásio Atr=21		Oligoclásio Atr=20		Oligoclásio Atr=12		Oligoclásio Atr=7		Oligoclásio Atr=5							
Elemento	CT pl 1 borda	CT pl 1 centro	C2 pl 1 borda	C2 pl 1 centro	C1 pl 3 borda1	C1 pl 3 centro	C1 pl 3 borda2	C2 pl 4	C3 pl 3	C1 pl 6 centro	C1 pl 6 borda	C4 pl 6	C3 pl 6	C3 pl 6	C4 pl 6	C3 pl 6	C5 pl 10	C3 pl 5	C3 pl 5	C4 pl 10	C5 pl 10	C4 pl 7	C4 pl 7							
SiO2	58,52	58,26	58,89	57,59	61,72	62,55	62,05	61,51	61,85	64,23	66,62	64,51	65,90	67,63	64,51	65,90	66,27	67,63	67,63	66,27	66,27	68,41	68,41							
TiO2	0,00	0,03	0,00	0,07	0,13	0,00	0,01	0,01	0,00	0,17	0,07	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09							
Al2O3	24,67	25,35	25,19	24,04	23,51	23,46	23,65	23,75	22,48	21,62	20,80	21,87	21,93	20,55	21,87	21,93	19,41	20,55	20,55	19,41	19,41	18,69	18,69							
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
FeO	0,02	0,07	0,06	0,02	0,05	0,17	0,06	0,06	0,02	0,00	0,10	0,04	0,05	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,15	0,15							
MnO	0,00	0,04	0,04	0,00	0,03	0,07	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
MgO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00							
CaO	7,96	7,98	8,04	7,97	6,63	7,02	6,73	6,98	6,17	4,50	3,25	4,33	4,12	2,70	4,33	4,12	1,47	2,70	2,70	1,47	1,47	1,02	1,02							
Na2O	7,07	6,83	6,88	6,88	7,35	7,81	8,00	7,44	7,95	8,86	10,39	9,13	9,32	10,60	9,13	9,32	10,54	10,60	10,60	10,54	10,54	11,29	11,29							
Li2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
K2O	0,07	0,05	0,09	0,06	0,15	0,25	0,15	0,21	0,20	0,07	0,03	0,07	0,08	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03							
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Ca2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Sc2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,16	0,00	0,02	0,13	0,05	0,00	0,13	0,05	0,08	0,00	0,00	0,08	0,08	0,06	0,06							
V2O3	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01							
ZrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
SiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,01	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00							
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
EuO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Total	98,31	98,63	99,23	96,70	99,60	101,35	100,71	100,06	98,95	99,56	101,32	100,12	101,59	101,65	100,12	101,59	97,87	101,65	101,65	97,87	97,87	99,75	99,75							

ANEXO 4.2 – QUÍMICA MINERAL DOS ORTOGNAISSES ADAKÍTICOS – MICAS.

Amostra	TCC23										TCC-34a										TCC34a										
	Biotita										Biotita										Muscovita										
	C1_bt9	C2_bt5	C3_bt7	C3_bt8	C5_bt8	C5_bt1	C2_bt10	C2_bt11	C3_bt9		C5_ms3	C5_ms4	C2_ms1	C2_ms2	C2_ms8	C1_ms1	C1_ms2	C3_ms1	C3_ms2	C4_ms2	C5_ms3	C5_ms4	C2_ms1	C2_ms2	C2_ms8	C1_ms1	C1_ms2	C3_ms1	C3_ms2	C4_ms1	C4_ms2
Elemento	38,29	38,61	38,26	38,19	38,31	38,50	38,45	38,33		47,46	47,17	47,16	47,09	47,86	47,75	47,90	47,40	48,60	48,74	47,46	47,17	47,16	47,09	47,86	47,75	47,90	47,40	48,60	47,72	48,74	
SiO ₂	2,72	3,07	2,66	3,24	0,77	1,99	1,20	1,79		0,35	0,54	0,52	0,28	0,05	0,47	0,57	0,29	0,90	0,74	0,35	0,54	0,52	0,28	0,05	0,47	0,57	0,29	0,90	0,54	0,74	
TiO ₂	14,79	15,36	14,89	14,41	15,94	15,82	15,60	15,74		29,66	30,08	29,57	29,77	29,63	30,18	30,18	30,03	29,50	28,75	29,66	30,08	29,57	29,77	29,63	30,18	30,18	30,03	29,50	29,86	28,75	
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	11,49	11,33	12,79	12,40	13,85	12,78	14,49	11,73		2,97	2,30	2,67	2,70	2,73	2,94	2,44	3,10	2,96	2,58	2,97	2,30	2,67	2,70	2,73	2,94	2,44	3,10	2,96	2,39	2,58	
FeO	0,33	0,19	0,27	0,39	0,24	0,07	0,07	0,00		0,00	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	
MnO	12,55	12,33	12,27	12,14	14,51	13,76	13,43	13,20		1,36	1,45	1,23	1,24	1,25	1,26	1,30	1,32	1,55	1,96	1,36	1,45	1,23	1,24	1,25	1,26	1,30	1,32	1,55	1,42	1,96	
MgO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,04	0,03	0,01		0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	
CaO	0,08	0,08	0,03	0,05	0,17	0,14	0,15	0,13		1,33	1,40	1,45	1,46	1,37	1,44	1,36	1,45	1,45	0,95	1,33	1,40	1,45	1,46	1,37	1,44	1,36	1,45	0,95	1,19	0,89	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li ₂ O	9,66	10,06	10,21	9,90	8,88	9,28	9,25	9,43		9,02	8,98	9,00	9,00	8,98	8,97	8,94	9,16	9,58	9,38	9,02	8,98	9,00	9,00	8,98	8,97	8,94	9,16	9,58	9,25	9,38	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaSO ₄	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,17	0,20	0,13	0,19	0,06	0,10	0,08	0,07		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cl	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00		0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,12	0,07		0,00	0,10	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,10	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	
V ₂ O ₃	0,07	0,10	0,09	0,12	0,03	0,10	0,09	0,11		0,07	0,01	0,06	0,06	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05	0,07	0,01	0,06	0,06	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05	0,02	
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,03	0,02	0,08	0,03	0,01	0,07	0,00	0,12		0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZrO ₂	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
BeO	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NH ₄	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	90,14	91,30	91,65	90,99	92,91	92,60	92,92	90,68		92,25	92,09	91,66	91,63	92,03	93,10	92,77	92,91	94,05	92,43	92,25	92,09	91,66	91,63	92,03	93,10	92,77	92,91	94,05	92,43	93,15	