

## Contribuição à geologia, petrografia e geoquímica dos diques máficos da porção centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico

### *Contribution to the geology, geochemistry and petrography of mafic dykes from the central-east portion of Rondônia, SW Amazonian Craton*

Gil Barreto Trindade Netto<sup>1</sup>, Paulo César Corrêa da Costa<sup>1</sup>, Vicente Antonio Vitório Girardi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Avenida Fernando Corrêa da Costa, s/n, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, BR (gil.netto@cprm.gov.br; pccorrea.costa@hotmail.com)

<sup>2</sup>Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, SP, BR (girardi@usp.br)

Recebido em 08 de junho de 2015; aceito em 27 de novembro de 2015

#### Resumo

Dois tipos de diques máficos ocorrem na porção centro-leste de Rondônia, a sudoeste do Cráton Amazônico. Os enxames posicionam-se na interface entre duas províncias geocronológicas e terrenos tectônicos distintos (Província Rio Negro-Juruena e Sunsás-Aguapeí, individualizadas no Terreno Jamari e Terreno Nova Brasilândia, respectivamente), separados pelo gráben paleozoico de Pimenta Bueno. Eles são denominados diabásio I e diabásio II. Diabásio I orienta-se preferencialmente segundo WNW-ESE, subordinadamente segundo NW-SE, e cortam rochas proterozoicas das formações Migrantinópolis e Terra Boa, e da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Diabásio II é mais abundante na região e orienta-se preferencialmente segundo N-S e NNE-SSW, e subordinadamente segundo WSW-ESE. Esse enxame intrude rochas paleozoicas das formações Pedra Redonda e Pimenta Bueno. As principais diferenças petrográficas consistem na presença de ortopiroxênio somente nas amostras do diabásio II, e em diferentes texturas, predominantemente equigranular no diabásio I, e frequentemente porfírica e microporfírica no diabásio II. Geoquimicamente, as rochas de ambos os tipos classificam-se como basaltos toleíticos. Diabásio I (mg# 0,35 – 0,71) é mais enriquecido em FeO, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e elementos incompatíveis em comparação ao diabásio II (mg# 0,40 – 0,60). A diferença em grau de enriquecimento de ambos os magmas e a nítida distinção entre razões de elementos incompatíveis indicam que diabásio I e diabásio II são provenientes de diferentes mantos parentais. A grande similaridade entre teores e razões de elementos incompatíveis dos diabásios I e metagabros do Grupo Nova Brasilândia (1,10 Ga) sugere que ambos os magmas originaram-se de fontes mantélicas semelhantes, devendo-se levar em conta, para futuras pesquisas, a possibilidade da proximidade das respectivas idades de intrusão. As características geológicas do enxame de diabásio II sugere idade mesozoica. Os dados geológicos e geoquímicos indicam ambiente intracratônico para ambos os enxames.

**Palavras-chave:** Diques máficos; Geoquímica; Rondônia.

#### Abstract

Two types of mafic dykes occur in the central-east portion of Rondônia State, in the SW Amazonian Craton. They are located at the interface between two geochronological provinces and distinct tectonic terrains (Rio Negro-Juruena and Sunsás-Aguapeí Provinces, Jamari Terrain and Nova Brasilândia Terrain, respectively) and are separated by the Pimenta Bueno paleozoic graben. They are named diabase I and diabase II. Diabase I trends predominantly WNW-ESE, and subordinately NW-SE, and crosscut proterozoic rocks from Migrantinópolis and Terra Boa Formations and from the Intrusive Suite of Serra da Providência. Diabase II is more widespread in the region and trends mainly N-S and NNE-SSW, and subordinately WSW-ESE. This swarm crosscuts both proterozoic (Migrantinópolis and Terra Boa formations), and paleozoic rocks (Pedra Redonda and Pimenta Bueno formations). The main petrographic differences refers to the presence of orthopyroxene only in the diabase II samples, and different textures, predominately equigranular, in diabase I, and frequently porphyritic and microporphyritic in diabase II. Geochemically, both types are classified as tholeiitic basalts. Diabase I (mg# 0.35 – 0.71) is more enriched in FeO, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and in incompatible elements in comparison with diabase II (mg# 0.40 – 0.60). The difference between enrichment degree of both melts and the clear distinction between incompatible element ratios indicate that diabase I and diabase II originate from different parent mantles. The great similarity between

contents and incompatible element ratios of diabase I dykes and metagabbros from the Nova Brasilândia Group (1.10 Ga) suggest that both melts originate from similar sources, and forthcoming researches should take into account the possibility of similar intrusion ages. The geological setting of the diabase II swarm suggests that these intrusions could be mesozoic. Geologic and geochemical data indicate an intracontinental setting for both swarms.

**Keywords:** Mafic dykes; Geochemistry; Rondônia.

## INTRODUÇÃO

Os enxames de diques máficos são evidências importantes da colocação de magmas mantélicos e seu estudo fornece informações petrogenéticas sobre o comportamento e o grau da evolução mantélica no tempo e no espaço. Além disso, têm influência sobre a evolução geológica dos continentes e são evidências das diversas recorrências tectônicas e tentativas de aberturas oceânicas, nem sempre bem sucedidas, seguidas de fases orogênicas responsáveis pela colagem final dos segmentos de crosta continental (Bellieni et al., 1995; Mazzucchelli et al., 1995; Corrêa Gomes et al., 1996; Mazzucchelli et al., 2000; Menezes Leal et al., 2000; Iacumin et al., 2001, 2003).

Estudos realizados em diques máficos meso e paleoproterozoicos têm mostrado sua abrangência em diversos segmentos cratônicos na Plataforma Sul-Americana, principalmente no Cráton do São Francisco (Bellieni et al., 1991, 1995, 1998; Bastos Leal et al., 1994; Menezes Leal et al., 1995; Pinese, 1997; Moraes Brito et al., 1989; Mazzucchelli et al., 2000; D'Agrella Filho et al., 2004; Corrêa da Costa et al., 2006a); no Bloco Arqueano de Goiás (Corrêa da Costa e Girardi, 2004, 2005; Corrêa da Costa et al., 2006b); no Cráton Rio de La Plata (Bossi et al., 1993; Rivalenti et al., 1995; Mazzucchelli et al., 1995; Girardi et al., 1996; Teixeira et al., 1999) e no Cráton Amazônico (Rivalenti et al., 1998; Menezes Leal et al., 2006; Teixeira et al., 2006; Girardi et al., 2012).

A área deste estudo abrange grande parte da Folha Presidente Médici (SC.20-Z-C), no SW do Cráton Amazônico e situa-se no limite entre duas províncias geocronológicas distintas, a Província Rio Negro-Juruena, a norte, e Província Rondoniana-San Ignácio a sul da folha, separadas pela faixa Nova Brasilândia, originada pela Orogênese Sunsás. A área de trabalho é geologicamente importante para elucidar a evolução geotectônica proterozoica e processos finais da cratogênese do SW do cráton e formação do Supercontinente Rodínia. Esses processos incluem diversos episódios de contração e extensão crustal, evidenciados na região por três episódios de sedimentação que sugerem essa prolongada história de recorrência tectônica e confirmam a importância desse limite.

O presente trabalho está entre os pioneiros em Rondônia, com foco no estudo de diques máficos, e a finalidade principal é descrevê-los genericamente, a partir do mapeamento

geológico sistemático na escala 1:250.000, com o auxílio de petrografia, litogeoquímica e análise estrutural.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área do estudo situa-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico, e tem sido foco de estudo por alguns autores que tratam dos diversos aspectos geológicos que evidenciam sua grande complexidade, observados pelo o arranjo de terrenos justapostos, oriundos da superposição de diversos eventos orogênicos, seguidos de eventos tafrogênicos.

As rochas mais antigas estão inseridas na Província Rondônia-Juruena (Santos, 2003), constituída por um fragmento cratônico representado pelo Complexo Jamari, o qual ocupa a porção centro-ocidental de Rondônia, sendo constituído predominantemente por rochas ortoderivadas tonalíticas, granodioríticas, anfíbolíticas, quartzo-dioríticas e supracrustais subordinadas. Scandola (2006) define um ambiente de arco para os ortognaisses do Complexo Jamari, com base no conjunto de dados geoquímicos, e também rochas compatíveis com magmas mais primitivos geradas em arcos de ilhas maduras sobre crosta espessada, dando características “híbridas” para a assinatura geoquímica. As rochas mais antigas datam de (1,76 – 1,74 Ga), e na área de estudo essas rochas ocorrem somente nas porções noroeste e norte e ocorrem como núcleos antigos (*inliers*) na porção nordeste da área. Já as rochas paraderivadas, representadas principalmente por paragnaisses, são interpretadas como tendo sido geradas pelo metamorfismo de alto grau de sedimentos imaturos depositados em bacias intermontanas, com idades de área fonte determinadas em  $1673 \pm 2$  Ma (Payolla et al., 2002) e  $1675 \pm 12$  Ma (Santos, 2004). As intrusões graníticas anarogênicas do tipo AMCG (1,6 – 1,53 Ga; Bettencourt et al., 1999), de natureza subalcalina, constituem granitos rapakivi, charnockitos, com monzonitos, mangeritos e gabros associados, relacionadas à Suíte Intrusiva Serra da Providência, são atribuídas a fases tardi a pós-orogênicas, geradas em ambiente magmático relacionado a processos de extensão crustal.

Rizzotto et al. (2002) e Rizzoto (2010) caracterizaram o setor ocidental da Província Rondônia-Juruena, baseando-se em estudos geológicos e geocronológicos, um evento tectono-magmático de abrangência regional no intervalo de 1350 a 1320 Ma. Rizzotto e Dehler (2007) denominaram o produto

desse evento de Faixa Alto Guaporé, que foi derivado de uma orogenia colisional e em condições metamórficas de alto grau, sendo correspondente temporal com as orogênias San Ignácio, de Litherland et al. (1986), Rondoniana, de Teixeira e Tassinari (1984) e Candeias, de Santos et al. (2002), embora a conotação tectônica entre os eventos seja bastante distinta.

Durante a evolução geológica do Terreno Nova Brasilândia são reconhecidos dois ciclos de encurtamento crustal, extensão e atividade magmática intraplaca (Rizzotto, 2001; Rizzotto e Quadros, 2005): o primeiro marcado por uma extensão continental, com geração de um proto-oceano, iniciada com *rift*, plutonismo intraplaca, seguida de sedimentação turbidítica em fase sinéclise e se encerrando com transpressão e espessamento crustal no período entre 1250 e 1110 Ma (Orogenia Nova Brasilândia). O segundo ciclo (1005 – 970 Ma) compreende extensão por colapso pós-orogênico com geração de bacia intracontinental, *riffts*, diques máficos e granitos tipo-A (Rizzotto, 2001), e também de movimentos laterais dos blocos crustais que geraram largas zonas transcorrentes, com idades Ar-Ar entre 1024 e 970 Ma (Rizzotto e Quadros, 2005).

Rizzotto (1999) definiu o Grupo Nova Brasilândia como sendo uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática dominante e subordinadamente por uma unidade máfico-félsica característica de magmatismo bimodal. Dados geocronológicos obtidos em zircões detríticos apontam que o maior agrupamento de cristais forneceu a idade de  $1215 \pm 20$  Ma, com o grupo mais jovem apresentando idade de  $1122 \pm 12$  Ma, que foi interpretada como a idade máxima da sedimentação. As características geoquímicas e isotópicas do magmatismo máfico intrusivo nos turbiditos são compatíveis com os basaltos do tipo *E-Morb*, relacionados a ambiente de margem passiva sucedendo *rift*.

Após grande hiato deposicional, uma nova sedimentação se inicia durante o Paleozoico (Bahia, 2007), o Gráben de Pimenta Bueno é o registro dessa fase extensional, o qual é representado pelas Formações Pimenta Bueno e Pedra Redonda. Dados palinológicos em arenitos da Formação Pimenta Bueno obtidos por Pinto Filho et al. (1977) identificam uma assembleia de pólenes filiados aos grupos vegetais *Pterophyta* e *Lycopodophyta*, atribuindo uma idade permo-carbonífera, porém, Cruz (1980) sugere idade siluro-devoniana para essa unidade, através da identificação de microrganismos do paleofitoplancton filiados aos Acritarchas do gênero *Synsphaeridium*.

A região SW do Cráton Amazônico apresenta diversas ocorrências de diques e soleiras máficas distribuídas nos estados de Rondônia, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e no oriente da Bolívia, do mesoproterozoico ao toniano. Em Rondônia as manifestações de magmatismo fissural calaminianas estão relacionadas a enxames de diques associadas ao magmatismo bimodal Serra da Providência,

como resultado do colapso do orógeno Quatro Cachoeiras. Dados geocronológicos obtidos por Teixeira et al. (2005) pelo método Ar-Ar em corpos máficos no interior da Suíte forneceram idades de 1524 Ma, o que sugere tratar-se de intrusões associadas ao magmatismo Serra da Providência.

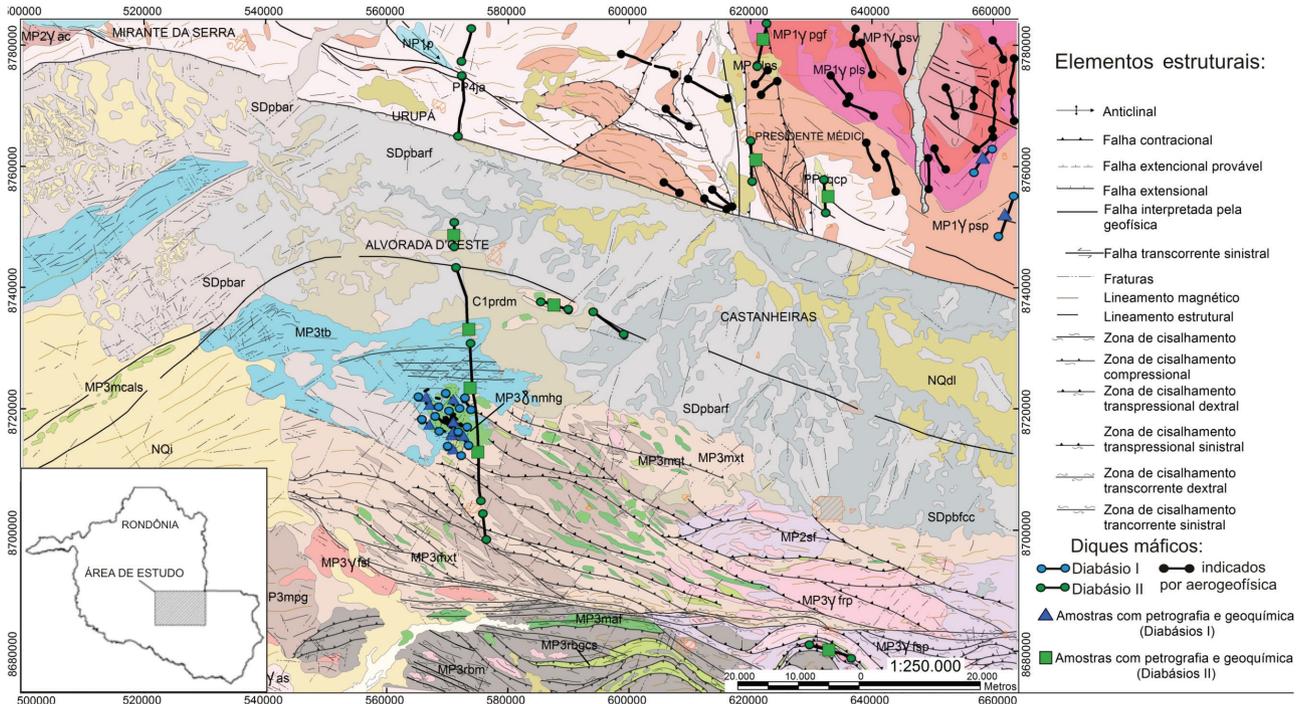
Romanini (2000) associa a ocorrência generalizada de diques de diabásio à parte superior dos corpos intrusivos e aflorantes da Suíte Básica Novo Mundo (Scandolara et al., 1992). Os autores posicionaram as intrusões no Meso/Neoproterozoico, em razão da idade das rochas metassedimentares encaixantes, representadas pelas rochas do Grupo Nova Brasilândia e a Formação Terra Boa. Evidências de metamorfismo de contato nas rochas encaixantes incluem a presença de fibrolita nos mica-xistos da Sequência Nova Brasilândia e texturas hornféisicas nos pelitos da Formação Terra Boa.

Os diques e/ou *sills* básicos que cortam rochas paleoproterozoicas até rochas sedimentares da Bacia Amazônica são descritas por numerosos autores que relacionam essas rochas ao magmatismo básico mesozoico na porção meridional do Cráton Amazônico. Pinto Filho et al. (1977) destacam afloramentos de diabásios e basaltos que ocorrem no alto curso do Rio Pimenta Bueno e no Salto do Anari (Hidrelétrica de Chupinguaia) e foram denominados de Basalto Anari. Posteriormente, Scandolara et al. (1999) enquadraram essas rochas na Formação Anari. Romanini (2000) destaca as relações de contato com os pelitos da Formação Pimenta Bueno, com efeitos de sulfetação das encaixantes e formação de níveis ricos em manganês e silicificação de arenitos da Formação Rio Ávila do Grupo Parecis. Rizzotto et al. (2012) descrevem soleiras de basaltos, diabásios e microgabros intrusivos nos argilitos e siltitos da Formação Pimenta Bueno, em arenitos e siltitos da Formação Fazenda Casa Branca e nos conglomerados da Formação Rio Ávila, na região centro-ocidental da Folha Vilhena, situada na porção sudeste de Rondônia.

Em território boliviano, intrusões alcalinas são interpretadas como produto de episódios magmáticos relacionados a sistemas de *rift* continental, cuja evolução se processou do jurássico ao eoceno (Fletcher e Litherland, 1981; Comin-Ciaramonti et al., 2005), indicando a forte contribuição de magmatismo fissural no SW do Cráton Amazônico durante esse intervalo de tempo.

## GEOLOGIA LOCAL

Dados recentes da geologia da área foram obtidos através do mapeamento geológico executado pela CPRM, concomitante a este estudo, da Folha Presidente Médici (1:250.000), a qual está localizada na porção centro-leste do Estado de Rondônia. As informações levantadas dessas unidades e a descrição sucinta constam no mapa geológico (Figura 1).



**Q2a** Depósitos aluvionares: cascalhos, areias, siltes e argilas.

**NQi** Cobertura sedimentar indiferenciada: sedimentos aluvionares, incluindo cascalhos, areias, siltes e argilas.

**NQdl** Cobertura detrito-laterítica: sedimentos silício-argilosos parcialmente consolidados, contendo nódulos ferruginosos e crosta laterítica ferruginosa.

**Jdb** Diques de diabásio: diabásio, porfírico a fanerítico finos, parcialmente hidrotermalizados.

**C1pr** Formação Pedra Redonda: diamictitos (dm) suportados por matriz mal selecionada (argila-siltosa com areia média a seixos), com clastos que variam de seixos a matacões, polimíticos.

**Bacia do tipo Rift**

**SDpb** Formação Pimenta Bueno: arenito fino a médio micáceo e arenito (SDpbar); arenito arcoseano micáceo estratificado e folhelho de cor marrom escuro, (SDpbarf); intercalação rítmica de folhelho e siltito de cor marrom escuro, e arenito fino micáceo, (SDpbfcc).

**Bacia do tipo Sinéclise**

**NP1p** Formação Palmeiral: ortoconglomerado polimítico, arenito arcoseano e quartzo-arenito estratificado. 1030 Ma U-Pb.

**Granitoide tardi a pós-tectônico**

**MP3γ** **Suíte Intrusiva Rio Pardo:** quartzo-sienito, quartzo-monzonito, e alcali-feldspato sienito (MP3γfsl), monzogranito, granodiorito e raros diques pegmatíticos e apfíticos (MP3γfrp) 1005 Ma U-Pb, e hornblenda monzogranito estratóide (MP3γfsp).

**Suíte Intrusiva Novo Mundo:** diques de diabásio e gabro, isotrópicos (MP3δnm); hornblenda gabro, gabro-noritos e microgabro, (MP3δnmhg).

**MP3tb** Formação Terra Boa: intercalações de metassiltito laminado e metarenito fino estratificado, hornfels e quartzito. <1100 Ma U-Pb.

**Bacia do tipo Rift**

**Grupo Nova Brasilândia**

**Formação Migrantinópolis:** biotita-muscovita-quartzo xisto, tzo xisto (MP3mxt), epidoto-actinolita quartzito (MP3mqt), gnaíse calcissilicático (MP3mcals), anfíbolito a metababros foliados (MP3maf) e biotita paragneisse e localmente metaturbiditos (MP3mpg). 1122 Ma U-Pb. 1110 Ma U-Pb (zircão).

**Formação Rio Branco:** metagabro, e anfíbolito (MP3rbm), e lentes de gnaíse calcissilicático (MP3rbgcs). 1061-1069 Ma U-Pb (titânita).

**Granitoide pós-tectônico Suíte Intrusiva Alto Saldanha:**

**MP2γac** **Suíte Intrusiva Alto Candeias:** MP2γas monzogranito, sienogranito porfírico rapakivítico, apfítico, granito, alcali-feldspato-sienito, charnockito e subordinadamente augen gnaíse. 1346-1339 Ma U-Pb.

**Granitoide Sin-tectônico**

**MP2sf** **Suíte São Felipe:** augen gnaíse granodiorítico, enderbitos subordinados (MP2sfen), em geral migmatizados.

**Granitoide pós-Colisional**

**MP1γp** **Suíte Intrusiva Serra da Providência:** biotita sienogranito granofírico, raramente rapakivítico (MP1γpgf); biotita leucosienogranito isotrópico, com cavidades miarolíticas (MP1γpls); hornblenda biotita sienogranito, por vezes, rapakivítico, (MP1γpsp); 1574 ± 9 Ma U-Pb; diques de diabásio, gabronoritos a olivina gabro, isotrópicos a foliados (protomilonitos) (MP1βpgb); riolito porfírico, biotita microgranito porfírico, isotrópico a foliado, eventualmente rapakivítico (MP1γpsv), 1604 ± 3 Ma U-Pb.

**Arco**

**PP4qcp** **Complexo Quatro Cachoeiras:** Sillimanita-granada-biotita-quartzo-xisto, granada-muscovita-biotita-quartzo-xisto, 1675-1630 Ma.

**PP4ja** **Complexo Jamari:** ortogneisse tonalítico, ortogneisse granodiorítico, ortogneisse quartzo-diorítico (PP4ja) 1761-1743 Ma U-Pb 1670-1650 Ma U-Pb 1324 Ma U-Pb.

NOTA: idades em milhões de anos (Ma); U-Pb = Urânio-Chumbo; K-Ar = Potássio-Argônio. Valores de datação radiométrica em cor vermelha indicam idades de cristalização, em verde idades do metamorfismo, em azul escuro idade de resfriamento, e em azul claro idade máxima de sedimentação. □ Limite diagonal entre caixa não indica empilhamento litoestratigráfico.

**Figura 1.** Mapa geológico e de localização dos diques da Folha Presidente Médici (SC-20-Z-C) e área de estudo, modificado de Trindade Netto et al. (2015).

Os diques têm como encaixantes grupos de rochas heterogêneas, que são representadas pelas rochas do Complexo Jamari, Suíte Intrusiva Serra da Providência, Grupo Nova Brasilândia, Suíte Intrusiva Novo Mundo e Formação Pimenta Bueno. O Complexo Jamari é constituído por gnaisses, migmatitos, e granitos anatéticos. A Suíte Intrusiva Serra da Providência é representada por rochas félsicas subvulcânicas, gabronoritos, sienogranitos porfiríticos (viborgitos e piterlitos), leucosienogranitos e sienogranitos granofíricos. As rochas do Grupo Nova Brasilândia exibem intercalações entre seus diversos litofácies que incluem xistos, paragnaisses, anfíbolitos, quartzitos, gnaisses calcissilicáticos e metagabros, esses subdivididos em Formação Migrantinópolis e Formação Rio Branco. A Formação Terra Boa é representada por rochas metassedimentares psamo-pelíticas e são caracterizadas por intercalações centimétricas a decamétricas de filitos e mica-quartzitos, e de forma subordinada ocorrem metassiltitos e metarenitos com níveis locais manganesíferos. A Suíte Intrusiva Novo Mundo é constituída por rochas gabroicas (hornblenda gabros, gabro-noritos, olivina gabro-noritos, microgabros) e a Formação Pimenta Bueno é caracterizada por intercalações rítmicas (ritmito) entre folhelho, siltito/argilito arenitos micáceos e camadas subordinadas de calcário.

As estruturas rúpteis neoproterozoicas e paleozoicas estão presentes ao longo de toda área e denotam condições de recorrência tectônica de importantes descontinuidades (Gráben de Pimenta Bueno). As estruturas rúpteis pré-cambrianas condicionam a colocação de diversos corpos máficos (diques) nos domínios Jamari e Nova Brasilândia, alguns aproveitando estruturas e descontinuidades geradas em tectônica compressiva, que foram reativadas na fase de extensão, com exemplo, os diques com direção WNW-ESE colocados ao longo do *strike* (Domínio Nova Brasilândia), existem ainda pares de fraturas NW-SE e NE-SW que parecem fazer parte de pares conjugados (fraturas de cisalhamento) bem identificadas em corpos máficos da Suíte Intrusiva Novo Mundo, inclusive em diques (Figura 2A).

Foram reconhecidos 21 diques. Os diques estão distribuídos ao longo da área e são mais concentrados na porção central e nordeste. Em sua maioria são intrusões verticais, com direções preferenciais variando entre N90-70W e NE-SW e, de forma menos frequente, NW-SE e N-S. Possuem espessuras variáveis comumente entre 0,30 e 50 m. Os diques foram separados em dois tipos, diabásios I e diabásios II (Figura 2B).

### Diques de diabásio I

Esses litotipos possuem distribuição na região central da área, onde ocorrem na forma de enxames, predominantemente com direção WNW-ESE, intrudindo litotipos variados

como metassiltitos e metarenitos da Formação Terra Boa, xistos pelíticos e paragnaisses da Formação Migrantinópolis e gabros da Suíte Intrusiva Novo Mundo. Já no extremo nordeste da área, os diques têm direção NE-SW e estão encaixados em sienogranitos rapakivíticos da suíte Intrusiva Serra da Providência.

Ocorrem normalmente em blocos e matacões alinhados e, mais raramente, em pequenas lajes. Tais rochas são observadas principalmente em meio a pastagens e áreas desmatadas, imersos geralmente em solos espessos, sendo raros os contatos visíveis com as encaixantes, quando vistos, são observados contatos intrusivos com as rochas da Suíte Intrusiva Novo Mundo ou cortando diques pretéritos.

As rochas possuem cor cinza-esverdeada a preta, são holocristalinas, com granulação fina a média, constituídas essencialmente por minerais máficos e fenocristais ripiformes de plagioclásio, dispostos de forma radial. Ocorrem ainda vênulas de quartzo, carbonato e epidoto derivados de hidrotermalismo. Em alguns afloramentos é possível observar ressaltos na rocha provocados pela erosão diferencial, preservando as veias de sílica e sulfetos, que preencheram fraturas na rocha, dando a ela formas esquelitiformes. A paragênese de sulfetos associada a essas fraturas indica uma precipitação secundária, composta predominantemente por pirrotita, pirita e calcopirita, também observada por Romanini (2001) nas rochas encaixantes da Suíte Intrusiva Novo Mundo, na forma primária (disseminada) e também secundária.

Ao microscópio exibem texturas inequigranular, ofítica a subofítica, e glomeroporfirítica, com ripas fibrorradiadas de plagioclásio, porfirítica e microporfirítica. A matriz possui granulação fina, parcialmente criptocristalina, e fenocristais de plagioclásio com aspecto ripiforme exibindo textura de fluxo magmático, próximo ao contato com as encaixantes. Essas rochas classificam-se como diabásios holo a hipocristalinos, constituídos essencialmente por plagioclásio (labradorita), clinopiroxênio (augita/pigeonita) e hornblenda primária, tendo como paragênese acessória titanita, apatita e minerais opacos. Os minerais de alteração hidrotermal são sericita, epidoto e calcita a partir do plagioclásio, enquanto que actinolita/tremolita fibrosa, biotita, clorita e opacos originaram-se a partir dos piroxênios e/ou anfibólios.

Os cristais de plagioclásio com tamanho de 0,2 a 2,0 mm encontram-se saussuritizados, com interstícios preenchidos a parcialmente assimilados por cristais irregulares de titan-augita, rosa acastanhada. Ocorrem ainda em microfraturas nos cristais, e ao longo das clivagens, tremolita/actinolita fibrosa, verde clara, associada à clorita. Os minerais opacos possuem hábito esquelital e ocorrem como produtos de alteração de minerais máficos ou como fases de cristalização primária. Em algumas seções são observadas alterações do

opaco para biotita, sugerindo tratar-se de ilmenita. Os cristais aciculares de apatita ocorrem inclusos principalmente em plagioclásio e piroxênio. Esses últimos também apresentam inclusões de titanita.

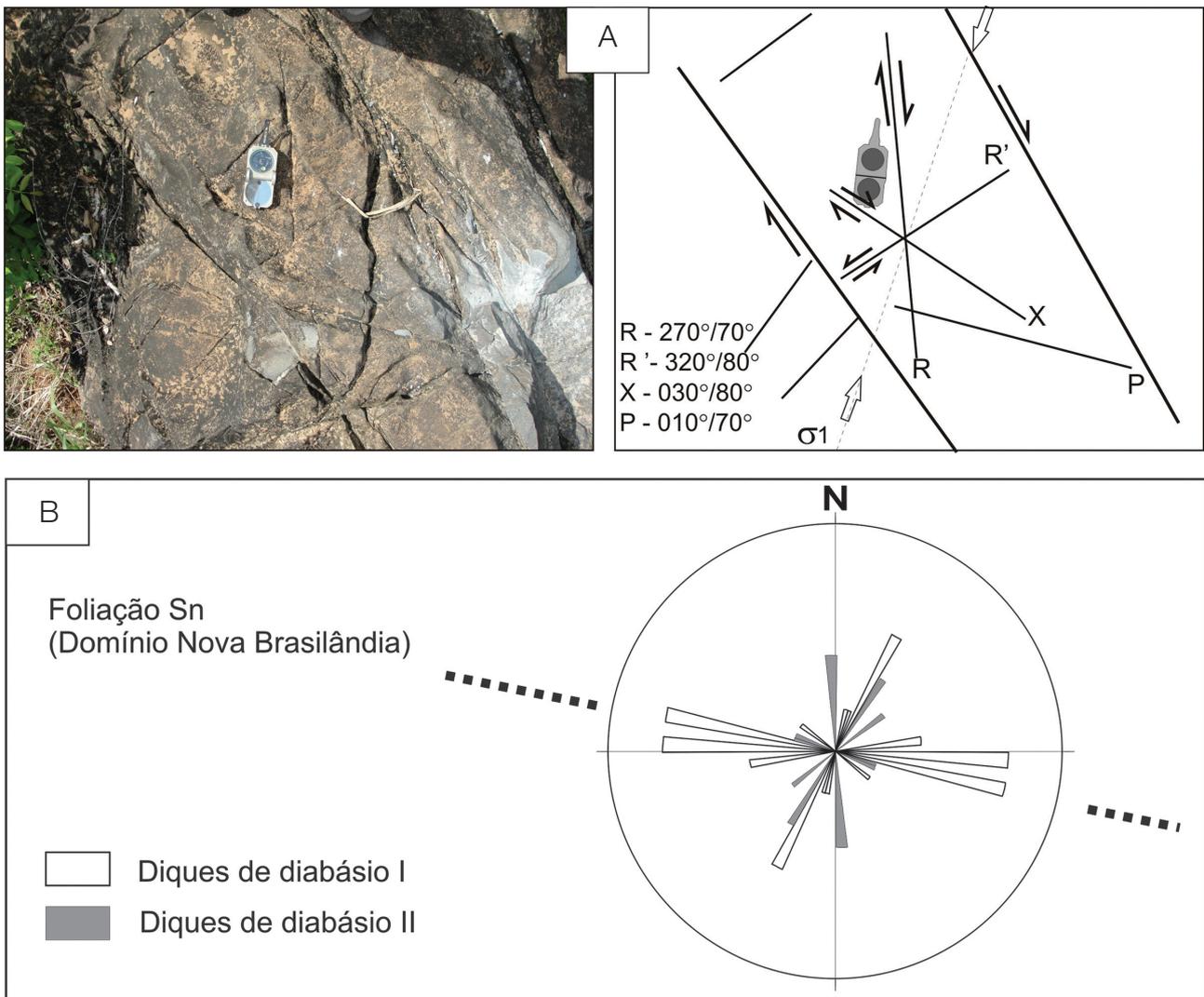
### Diques de diabásio II

Os diques definidos como diabásio II possuem maior distribuição na área de estudo e a maioria foi identificada com o auxílio da geofísica. Seus litotipos cortam praticamente todas as unidades geológicas da Folha Presidente Médici, das mais antigas às mais jovens, destacando-se a existência de um grande dique N-S, com 80 km de comprimento e 50 m de largura, na porção central da área, que intrude as

rochas do embasamento paleoproterozoico do Complexo Jamari, as rochas estenianas das formações Migrantinópolis e Terra Boa, e as rochas paleozoicas das formações Pedra Redonda e Pimenta Bueno, no interior do graben de Pimenta Bueno. As demais ocorrências estão localizadas nas porções noroeste, intrusivas no Complexo Jamari, e nordeste, hospedadas em rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, com direções N-S, NNE-SSW. Ocorrem também diques com direção WSW-ESE isolados na porção central e sudeste da área, possivelmente aproveitando estruturas pretéritas.

Os afloramentos ocorrem normalmente em blocos e matações alinhados, e pequenas lajes em leitos de drenagens.

São rochas melanocráticas, holocristalinas, equigranulares de granulação média a grossa, por vezes porfiríticas,



**Figura 2.** (A) Padrão de faturamento impresso em diques de diabásio (Domínio Nova Brasilândia), norte indicado pela bússola; (B) Diagrama de roseta obtido para os diques máficos da área de estudo.

com matriz de granulação média e textura ofítica a subofítica, compostas essencialmente por plagioclásio, piroxênio e biotita. Quando presentes, os fenocristais são de plagioclásio, subédricos a euédricos com tamanhos que variam de 1 a 0,5 cm, por vezes com tons esverdeados, por saussuritização.

Ao microscópio essas rochas são equigranulares em sua maioria, e porfíricas de forma subordinada, com matriz intergranular, exibem textura ofítica a subofítica e preservam boa parte dos piroxênios ígneos. São compostas essencialmente por plagioclásio (andesina), ortopiroxênio (enstatita) clinopiroxênio (augita) e hornblenda. Minerais opacos, biotita rica em ferro, granada e titanita são acessórios, e clorita, epidoto, sericita e carbonato são produtos de alteração de plagioclásio e piroxênio.

Assim, os diabásios II diferem do grupo de diabásios I por apresentarem diques de maiores espessuras, a exemplo do dique N-S citado anteriormente. A textura predominante é equigranular com granulação variando de fina a média, além da presença de ortopiroxênio (enstatita), enquanto que os diabásios I apresentam frequência de texturas porfíricas e microporfíricas, granulação em geral fina, ausência de enstatita e abundância de apatita como mineral acessório.

## LITOGEOQUÍMICA

As amostras foram enviadas para a análise química multielementar no laboratório da SGS GEOSOL Laboratórios Ltda., onde se determinou a composição química (elementos maiores, menores, traços e terras-raras) em rocha total (RT) das rochas máficas, através de análise por fusão com metaborato e análise por espectrometria de emissão ótica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES). O tratamento dos dados litogeoquímicos foi baseado nas análises de 21 amostras de rocha que incluem os dois tipos litológicos classificados neste estudo, conforme Tabela 1.

Com o objetivo de verificar o grau de mobilidade dos elementos maiores foram utilizados os diagramas de MPR (*molecular proportion ratio*) de Beswick e Soucie (1978), desenvolvidos a partir de dados analíticos de rochas vulcânicas recentes não alteradas, com a finalidade de verificar se alguns efeitos de atividade hidrotermal observadas em parte das seções delgadas alteraram os processos ígneos originais. O método fundamenta-se na assertiva de que, em sistemas fechados, elementos fracionados durante a cristalização magmática, normalizados por elementos que não estão contidos nas fases fracionadas, definem linhas de regressão, cujas inclinações são iguais às razões do elemento fracionado na fase removida. Linhas retas que não passam pela origem do diagrama definem as linhas de evolução magmática. A Figura 3 exhibe tais gráficos, que evidenciam que o processo ígneo evolutivo não sofreu alterações significativas.

Diagramas de classificação geoquímica elaborados através dos dados da Tabela 1 mostram que os diabásios I e diabásios II possuem afinidades toleíticas (Irvine e Baragar, 1971; Figura 4A), enquanto que no diagrama álcalis *versus* sílica proposto por (Cox et al., 1979; Figura 4B), as amostras se concentram no campo de composição essencialmente basáltica.

A relação entre os elementos maiores, menores e elementos traços e o número de magnésio  $mg\# [(Mg/Mg+Fe)]$ , mostra que, com a diminuição do valor do índice de diferenciação  $mg\#$  aumentam as concentrações dos elementos FeO,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ , MnO e  $K_2O$  (não representado) e de todos os elementos incompatíveis representados por Y, Zr, Nb, La e Ce, e diminuição de CaO e Ni (Figuras 5 e 6), além de  $Al_2O_3$  (não representado). Isso indica que os magmas de ambos os enxames sofreram diferenciação tipo gabro, caracterizada pelo fracionamento predominante de clinopiroxênio e plagioclásio, originando magmas com  $mg\#$  0,35 – 0,71 (diabásio I) e  $mg\#$  0,40 – 0,60 (diabásio II). Tais valores são condizentes com os baixos teores de Ni (5,0 a 168 ppm) e MgO (3,52 a 10,1%) quando comparados com teores de magmas basálticos sugeridos por Sato (1977), com Ni 300 a 500 ppm e MgO 10 a 12 %, o que reafirma e indica que tais rochas são derivadas de magmas evoluídos. Os valores de  $mg\#$  de magmas primários variam entre 0,74 e 0,80 (Jaques e Green, 1979, 1980; Takahashi e Kushiro, 1983; Bossi et al., 1993).

Embora em termos de evolução magmática diabásios I e II não exibam diferenças consideráveis como mostram as variações de  $mg\#$ , os valores dos elementos incompatíveis e suas razões atestam que os diabásios I provêm de fonte mantélica mais enriquecida do que a dos diabásios II (Figuras 5 e 6).

Diagramas e razões entre elementos incompatíveis são comumente usadas para identificar características de fontes mantélicas. São armas poderosas para comparar magmas de composição similar e gerados a partir de graus de fusão semelhantes. Razões de elementos incompatíveis cujos componentes composicionais são semelhantes não variam durante fusão ou cristalização fracionada. Conseqüentemente, essas razões são frequentemente utilizadas para estudar e comparar rochas basálticas. Os diagramas binários de Zr *versus* elementos incompatíveis são dos mais utilizados. A Figura 7 mostra a variação nas razões para os diabásios I e diabásios II. A razão Zr/Y nos diabásios I varia entre 3,70 e 6,17, enquanto a razão Zr/Th varia de 61,06 a 140,55. Nos diabásios II, Zr/Y varia entre 1,66 e 3,30, e Zr/Th de 10,79 a 72,14. Os diagramas da Figura 7 mostram intervalos de variação distintos entre os valores máximos e mínimos das razões, dando suporte às observações decorrentes da observação das tendências evolutivas observadas nas Figuras 5 e 6, e indicando a presença de fontes mantélicas diversas para os diabásios I e II.

**Tabela 1.** Análises químicas dos diques máficos da região estudada (elementos maiores, elementos traço e elementos terras raras).

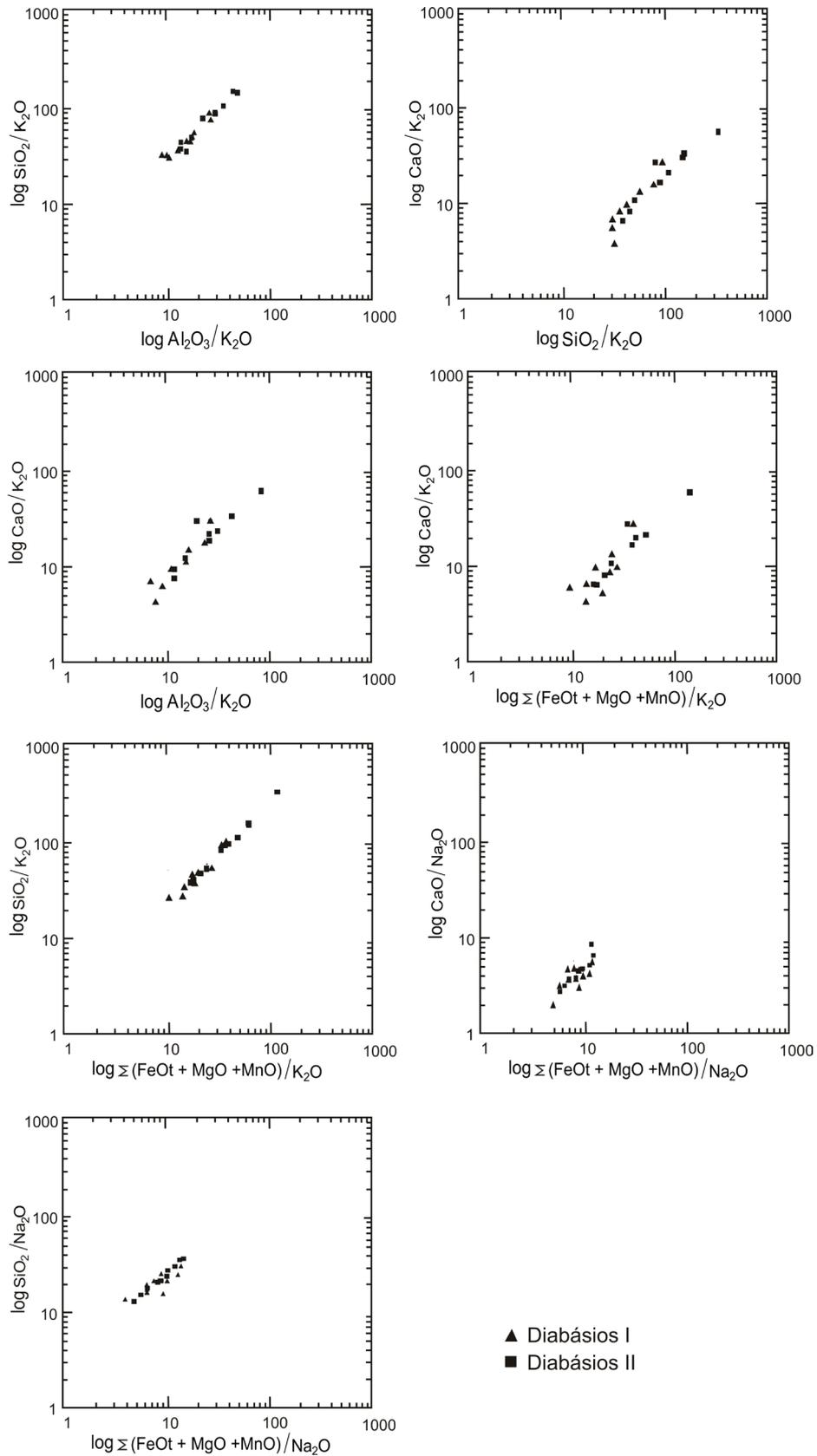
| Litotipos                      | Diabásio I |        |        |        |          |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|------------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | Amostra    | GB-678 | GB-680 | GB-681 | GB-682-B | GB-686 | GB-683 | GB-685 | GB-591 | GB-370 | GB-534 | GB-513 |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,1       | 47,4   | 48,6   | 51,4   | 49,2     | 48,2   | 47,8   | 48,6   | 47,9   | 48,8   | 48,3   | 49,4   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,65       | 1,97   | 1,99   | 2,94   | 2,64     | 2,69   | 2,48   | 2,91   | 2,43   | 2,26   | 1,67   | 2,55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,7       | 15,1   | 17,3   | 14,9   | 13,8     | 14,8   | 15     | 14,3   | 15,3   | 14,9   | 17,5   | 14,4   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,15       | 12,6   | 10,8   | 11,7   | 13,8     | 13,2   | 13     | 16,6   | 15,2   | 13,1   | 8,98   | 14     |
| MnO                            | 0,15       | 0,18   | 0,18   | 0,21   | 0,25     | 0,25   | 0,29   | 0,23   | 0,21   | 0,2    | 0,15   | 0,2    |
| MgO                            | 10,1       | 8,68   | 6,3    | 5,42   | 5,33     | 3,52   | 5,1    | 4,68   | 5,65   | 6,43   | 8,31   | 5,98   |
| CaO                            | 9,94       | 9,06   | 10,7   | 9,34   | 9,59     | 11,9   | 13,6   | 8,2    | 7,66   | 9,28   | 10,1   | 8,54   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,56       | 2,72   | 2,63   | 3,84   | 3,31     | 2,77   | 2,6    | 3,1    | 3,1    | 2,78   | 2,91   | 2,3    |
| K <sub>2</sub> O               | 1,12       | 0,95   | 1,21   | 0,62   | 1,56     | 1,97   | 0,55   | 1,46   | 1,32   | 1      | 1,47   | 1,84   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,241      | 0,504  | 0,36   | 0,749  | 0,669    | 0,677  | 0,596  | 0,705  | 0,572  | 0,451  | 0,23   | 0,532  |
| LOI                            | 2,43       | 1,61   | 1,28   | 0,64   | 0,97     | 0,83   | 0,73   | 0,41   | 2,01   | 1,05   | 1,83   | 1,04   |
| TOTAL                          | 101,14     | 100,77 | 101,35 | 101,76 | 101,12   | 100,81 | 101,75 | 101,2  | 101,35 | 100,25 | 101,45 | 100,78 |
| Elem, traço (ppm)              |            |        |        |        |          |        |        |        |        |        |        |        |
| Ni                             | 168,00     | 120,00 | 65,00  | 48,00  | 34,00    | 51,00  | 101,00 | 30     | 50,7   | 32,5   | 69     | 26,4   |
| Co                             | 38,50      | 47,50  | 38,10  | 44,80  | 37,10    | 33,80  | 43,20  | 28,7   | 33,4   | 21,1   | 14,5   | 24,3   |
| Cu                             | 18,00      | 21,00  | 37,00  | 67,00  | 41,00    | 15,00  | 45,00  | 41,30  | 33,20  | 29,60  | 50,10  | 26,80  |
| Pb                             | 2,20       | 4,00   | 2,80   | 3,30   | 6,50     | 7,50   | 4,80   | 4,2    | 6,3    | 3,6    | 16,2   | 3,7    |
| W                              | 1,20       | 1,60   | 1,20   | 8,70   | 1,80     | 1,40   | 1,10   | 2,40   | 1,20   | 1,20   | 0,60   | 1,20   |
| Rb                             | 38,50      | 42,50  | 53,80  | 29,30  | 58,70    | 64,90  | 13,50  | 48,90  | 48,90  | 37,60  | 57,30  | 92,80  |
| Cs                             | 5,89       | 4,17   | 2,97   | 2,98   | 2,84     | 3,84   | 15,86  | 2,17   | 4,14   | 3,46   | 7,13   | 9,01   |
| Ba                             | 509,00     | 325,00 | 249,00 | 219,00 | 902,00   | 772,00 | 172,00 | 468,00 | 439,00 | 292,00 | 638,00 | 392,00 |
| Sr                             | 395,40     | 393,90 | 380,30 | 481,70 | 497,30   | 380,20 | 397,10 | 217,40 | 271,40 | 250,20 | 617,10 | 235,00 |
| Ga                             | 14,00      | 17,30  | 18,00  | 19,30  | 20,80    | 19,60  | 18,70  | 29,90  | 27,20  | 21,20  | 19,50  | 26,40  |
| Ta                             | 0,87       | 0,29   | 0,33   | 1,49   | 0,57     | 0,71   | 0,71   | 1,2    | 1,82   | 0,7    | 1,54   | 0,69   |
| Nb                             | 16,47      | 9,50   | 7,88   | 26,07  | 10,73    | 15,96  | 14,65  | 18,21  | 14,78  | 8,67   | 23,60  | 11,99  |
| Hf                             | 2,69       | 5,15   | 4,59   | 9,65   | 7,97     | 8,55   | 7,07   | 10,38  | 8,78   | 6,48   | 3,01   | 8,33   |
| Zr                             | 77,70      | 174,60 | 154,60 | 357,70 | 259,50   | 327,50 | 253,70 | 336,90 | 289,80 | 254,80 | 103,80 | 283,00 |
| Y                              | 20,99      | 44,92  | 39,25  | 78,87  | 65,23    | 62,97  | 57,68  | 66,41  | 52,51  | 41,30  | 19,12  | 53,01  |
| Th                             | 1,00       | 1,70   | 1,10   | 3,20   | 2,90     | 3,50   | 3,00   | 4,80   | 4,40   | 2,30   | 1,70   | 3,20   |
| Cr                             | 410,55     | 136,85 | 273,70 | 205,28 | 68,43    | 136,85 | 273,70 | 136,85 | 34,21  | 273,70 | 342,13 | 205,28 |
| U                              | 0,45       | 0,75   | 0,59   | 1,26   | 0,91     | 1,09   | 0,80   | 2,18   | 1,84   | 0,76   | 0,55   | 1,10   |
| Be                             | 1,40       | 1,40   | 1,20   | 2,30   | 1,70     | 2,20   | 1,50   | 2,8    | 1,2    | 1,4    | 2,9    | 2,4    |
| ETR                            |            |        |        |        |          |        |        |        |        |        |        |        |
| La                             | 14,90      | 26,50  | 16,70  | 50,50  | 38,10    | 38,60  | 32,30  | 35,70  | 29,40  | 23,20  | 17,20  | 27,60  |
| Ce                             | 31,50      | 57,90  | 37,80  | 106,90 | 82,50    | 83,60  | 72,10  | 85,30  | 70,40  | 52,70  | 38,20  | 68,00  |
| Pr                             | 3,98       | 7,49   | 5,20   | 13,62  | 11,11    | 11,10  | 9,51   | 11,41  | 9,57   | 7,13   | 4,82   | 9,18   |
| Nd                             | 16,60      | 32,90  | 23,40  | 57,00  | 46,30    | 47,60  | 41,40  | 51,10  | 43,30  | 32,40  | 19,70  | 40,20  |
| Sm                             | 3,40       | 7,00   | 5,20   | 11,80  | 9,50     | 9,70   | 8,50   | 12,00  | 9,50   | 7,80   | 4,00   | 9,50   |
| Eu                             | 1,29       | 2,00   | 1,72   | 3,14   | 2,96     | 2,88   | 2,63   | 3,08   | 2,61   | 2,31   | 1,32   | 2,75   |
| Gd                             | 3,74       | 7,26   | 6,27   | 12,47  | 9,99     | 9,95   | 9,09   | 13,05  | 10,53  | 8,30   | 4,37   | 10,22  |
| Tb                             | 0,63       | 1,25   | 1,07   | 2,25   | 1,80     | 1,75   | 1,55   | 2,05   | 1,69   | 1,28   | 0,67   | 1,60   |
| Dy                             | 3,25       | 6,68   | 6,17   | 12,38  | 9,57     | 9,84   | 8,77   | 11,71  | 9,57   | 7,52   | 3,74   | 9,89   |
| Ho                             | 0,71       | 1,50   | 1,39   | 2,74   | 2,24     | 2,14   | 2,02   | 2,43   | 2,00   | 1,67   | 0,80   | 2,14   |
| Er                             | 1,80       | 4,10   | 3,59   | 7,02   | 5,63     | 5,79   | 5,24   | 7,15   | 5,29   | 4,37   | 2,35   | 5,85   |
| Tm                             | 0,28       | 0,63   | 0,56   | 1,15   | 0,91     | 0,91   | 0,82   | 0,95   | 0,80   | 0,63   | 0,31   | 0,75   |
| Yb                             | 1,70       | 3,70   | 3,40   | 7,00   | 5,40     | 5,40   | 4,90   | 6,40   | 5,10   | 4,20   | 1,80   | 5,30   |
| Lu                             | 0,26       | 0,64   | 0,53   | 1,05   | 0,78     | 0,86   | 0,82   | 0,92   | 0,82   | 0,57   | 0,27   | 0,77   |
| mg#                            | 0,71       | 0,58   | 0,54   | 0,48   | 0,43     | 0,35   | 0,44   | 0,36   | 0,42   | 0,49   | 0,65   | 0,46   |

Continua...

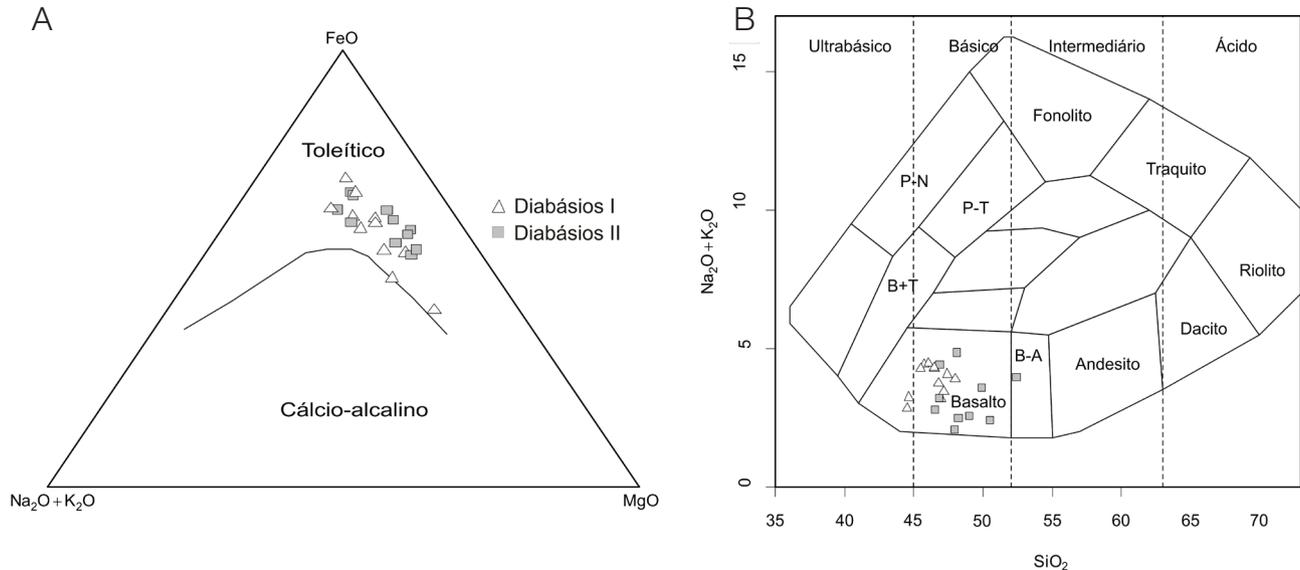
Tabela 1. Continuação

| Litotipos                      | Diabásio II |         |         |         |         |        |        |          |         |
|--------------------------------|-------------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|----------|---------|
|                                | Amostra     | GB-672  | GB-673  | GB-675  | GB-676  | GB-677 | GB-103 | GB-281-B | GB-84-B |
| SiO <sub>2</sub>               | 49,4        | 51      | 50,4    | 50,8    | 51      | 47,1   | 50,4   | 47,1     | 49      |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,35        | 1,2     | 1,62    | 1,35    | 1,64    | 1,33   | 1,81   | 0,75     | 1,39    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,5        | 14,8    | 16      | 15,7    | 16,5    | 15,6   | 14,1   | 16,7     | 15,5    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,1        | 11,6    | 12,5    | 11,6    | 12,7    | 13,7   | 14,9   | 11,8     | 11,9    |
| MnO                            | 0,19        | 0,24    | 0,18    | 0,18    | 0,21    | 0,19   | 0,23   | 0,18     | 0,2     |
| MgO                            | 8,49        | 7,37    | 4,44    | 6,06    | 4,26    | 7,95   | 4,97   | 9,02     | 7,6     |
| CaO                            | 10,8        | 12      | 8,31    | 11,1    | 9,73    | 9,91   | 9,3    | 10,4     | 10,4    |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,83        | 1,95    | 4,14    | 2,29    | 3,31    | 1,93   | 2,66   | 2,26     | 2,35    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,38        | 0,36    | 1,35    | 0,6     | 0,62    | 0,46   | 1,07   | 0,19     | 0,94    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,151       | 0,121   | 0,179   | 0,147   | 0,175   | 0,245  | 0,297  | 0,063    | 0,193   |
| LOI                            | 0,36        | 0,74    | 2,21    | 1,18    | 1,46    | 0,84   | 0,005  | 0,27     | 2,21    |
| TOTAL                          | 101,551     | 101,381 | 101,329 | 101,007 | 101,605 | 99,255 | 99,742 | 98,733   | 101,683 |
| Elem, traço (ppm)              |             |         |         |         |         |        |        |          |         |
| Ni                             | 114,00      | 95,00   | 42,00   | 68,00   | 35,00   | 32,4   | 11,1   | 50,4     | 49,2    |
| Co                             | 44,80       | 46,50   | 37,90   | 40,50   | 37,30   | 15,4   | 17,5   | 24,2     | 18,7    |
| Cu                             | 50,00       | 120,00  | 202,00  | 150,00  | 187,00  | 3,50   | 49,00  | 49,40    | 44,20   |
| Pb                             | 5,80        | 1,40    | 5,60    | 4,70    | 2,80    | 1,3    | 3,2    | 2,6      | 3,9     |
| W                              | 7,20        | 14,40   | 3,20    | 1,70    | 2,60    | 5,20   | 0,05   | 0,05     | 1,30    |
| Rb                             | 9,50        | 10,50   | 72,30   | 23,90   | 19,80   | 20,00  | 67,10  | 4,50     | 42,30   |
| Cs                             | 0,48        | 0,57    | 53,69   | 2,86    | 1,13    | 0,025  | 3,09   | 0,26     | 7,33    |
| Ba                             | 94,00       | 97,00   | 138,00  | 120,00  | 126,00  | 45,00  | 325,00 | 73,00    | 151,00  |
| Sr                             | 174,20      | 177,80  | 267,80  | 309,60  | 228,50  | 203,40 | 243,60 | 179,90   | 153,70  |
| Ga                             | 15,90       | 15,20   | 18,80   | 17,30   | 19,30   | 20,30  | 23,00  | 18,40    | 20,20   |
| Ta                             | 0,05        | 0,04    | 0,03    | 0,05    | 0,04    | 0,025  | 0,025  | 0,025    | 0,33    |
| Nb                             | 1,90        | 1,64    | 4,29    | 2,62    | 3,85    | 4,20   | 5,76   | 1,05     | 4,39    |
| Hf                             | 3,51        | 3,13    | 3,46    | 2,85    | 3,54    | 0,29   | 0,46   | 0,13     | 3,27    |
| Zr                             | 50,70       | 47,20   | 101,30  | 74,30   | 101,00  | 89,20  | 137,60 | 43,20    | 104,80  |
| Y                              | 30,24       | 28,36   | 31,94   | 26,95   | 34,13   | 29,79  | 41,70  | 20,70    | 32,52   |
| Th                             | 4,70        | 2,40    | 1,70    | 1,20    | 1,40    | 1,30   | 2,70   | 0,80     | 2,30    |
| Cr                             | 273,70      | 273,70  | 34,21   | 136,85  | 34,21   | 410,55 | 205,28 | 136,85   | 273,70  |
| U                              | 0,36        | 0,33    | 0,51    | 0,37    | 0,45    | 0,33   | 1,14   | 0,15     | 0,35    |
| Be                             | 1,00        | 1,00    | 0,90    | 0,90    | 0,60    | 0,6    | 0,7    | 0,05     | 1,7     |
| ETR                            |             |         |         |         |         |        |        |          |         |
| La                             | 6,90        | 8,20    | 12,00   | 10,00   | 12,10   | 12,30  | 18,40  | 3,90     | 10,90   |
| Ce                             | 15,50       | 17,70   | 25,60   | 22,00   | 26,50   | 26,00  | 38,40  | 9,00     | 25,10   |
| Pr                             | 2,31        | 2,47    | 3,59    | 3,00    | 3,77    | 3,85   | 5,80   | 1,49     | 3,51    |
| Nd                             | 11,30       | 11,80   | 16,30   | 13,70   | 16,40   | 18,30  | 26,40  | 7,00     | 16,50   |
| Sm                             | 3,10        | 3,10    | 4,00    | 3,40    | 4,20    | 4,70   | 6,70   | 2,30     | 4,70    |
| Eu                             | 1,25        | 1,08    | 1,38    | 1,22    | 1,43    | 1,46   | 1,97   | 0,93     | 1,49    |
| Gd                             | 4,15        | 3,59    | 4,81    | 4,09    | 5,03    | 4,84   | 7,60   | 3,30     | 5,23    |
| Tb                             | 0,79        | 0,69    | 0,88    | 0,76    | 0,91    | 0,75   | 1,10   | 0,50     | 0,86    |
| Dy                             | 4,64        | 3,96    | 4,96    | 4,17    | 5,06    | 5,34   | 7,70   | 3,61     | 5,94    |
| Ho                             | 1,05        | 0,91    | 1,09    | 0,93    | 1,08    | 1,00   | 1,54   | 0,69     | 1,18    |
| Er                             | 2,77        | 2,54    | 2,89    | 2,42    | 2,97    | 3,22   | 4,57   | 2,11     | 3,66    |
| Tm                             | 0,45        | 0,34    | 0,44    | 0,39    | 0,46    | 0,33   | 0,56   | 0,24     | 0,59    |
| Yb                             | 2,80        | 2,20    | 2,70    | 2,30    | 2,70    | 3,00   | 4,30   | 1,90     | 3,40    |
| Lu                             | 0,43        | 0,37    | 0,42    | 0,37    | 0,40    | 0,43   | 0,64   | 0,54     | 0,43    |
| mg#                            | 0,60        | 0,56    | 0,41    | 0,51    | 0,40    | 0,53   | 0,40   | 0,60     | 0,56    |

mg# = [MgO]/(MgO+FeO).



**Figura 3.** Diagramas das razões de proporção molecular dos diques máficos estudados da região centro-leste de Rondônia.



**Figura 4.** (A) Diagrama AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) –  $\text{FeO}$  –  $\text{MgO}$ , segundo a proposta de Irvine e Baragar (1971). (B) Diagrama de classificação álcalis *versus* sílica proposto por Cox et al. (1979).

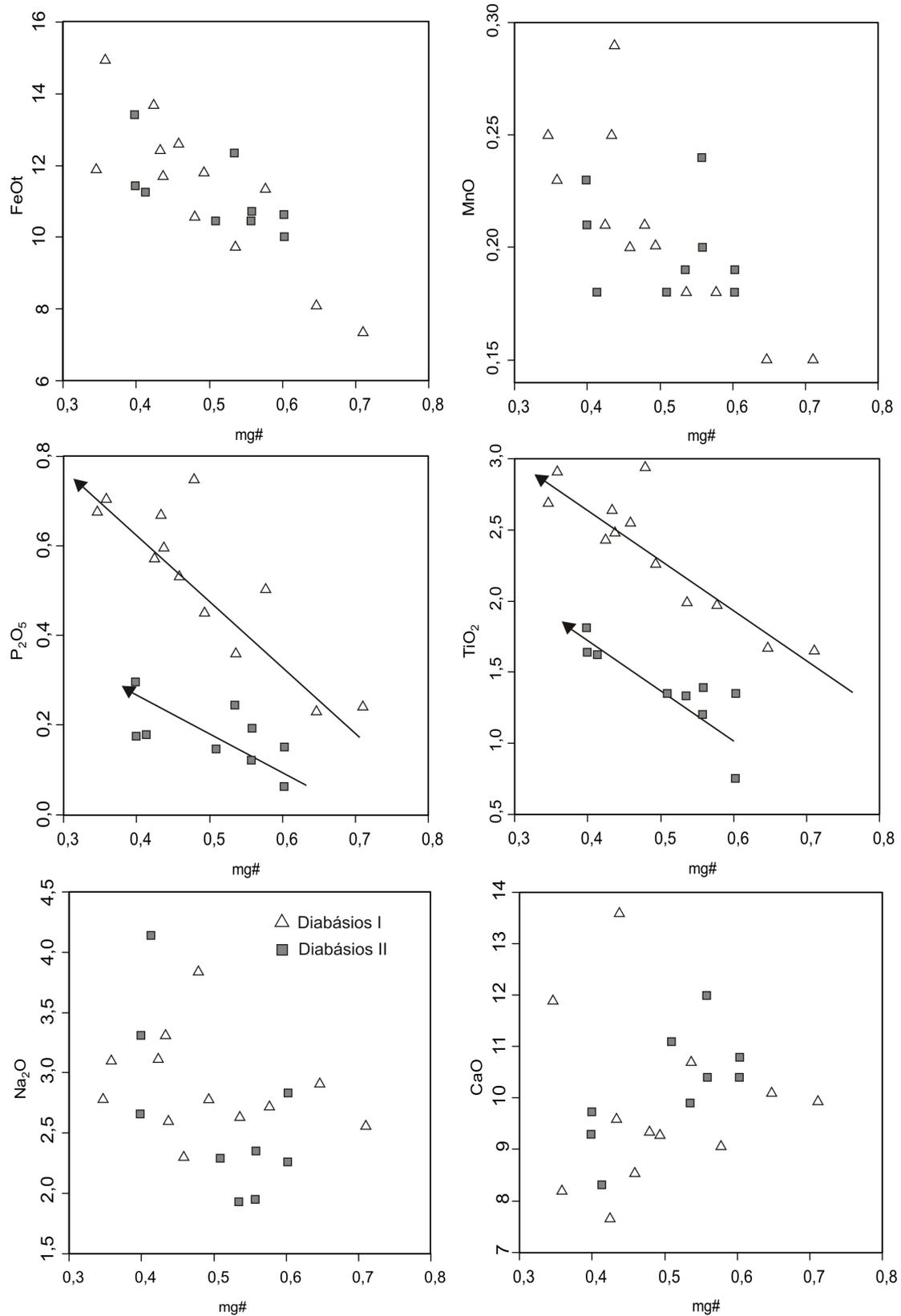
## AMBIENTES GEOTECTÔNICOS, CORRELAÇÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diagramas multielementares reunindo elementos incompatíveis constituem ferramenta importante na indicação da composição de fontes mantélicas, assim como na sugestão de ambientes geotectônicos.

Nos diagramas multielementares normalizados segundo o manto primitivo, para os diques de diabásio I e diabásio II (Figuras 8A e 8B), observam-se padrões semelhantes para ambos os enxames, embora ressalte-se maior enriquecimento dos elementos incompatíveis nos diabásios I, conforme já assinalado (Figura 6). Tal característica é condizente com posição relativa dos tipos I e II em relação aos padrões clássicos OIB, E-MORB, E N-MORB (McDonough e Sun, 1995) (Figuras 8A e 8B). As características mais importantes desses gráficos são a presença de picos positivos dos elementos tipo LILE e LREE (Rb, Ba, La e Ce) em relação aos HSFE (Nb e Ta), cujos picos são fortemente negativos. Tais características são consistentes com intrusões máficas em ambientes intracratônicos ou de arcos continentais (Hergt et al. 1991, Arndt e Christensen, 1992, Mazzuchelli et al., 1995, Rivalenti et al. 1988). O modelo para a origem de magmas com tais características atribui ao manto sublitosférico contaminação a partir de subducção de crosta oceânica. Através desse mecanismo, a subducção de crosta oceânica, coberta de sedimentos, de espessura variável,

enriquece o manto litosférico em arcos de ilhas ou sob os continentes, através de fluidos e/ou fusões emanadas da crosta oceânica subductada. Tais fluidos são ricos em elementos tipo LILE (Ba, K, Rb) provenientes de sedimentos, enquanto retenção de Nb e Ta pelos eclogitos da placa oceânica empobrecem esses elementos no manto, tendo-se como resultado da sua fusão, magma com altas razões LILE/HSFE e LREE/HSFE nos magmas resultantes. Pequenas quantidades de rutilo (~2%) são suficientes para evitar enriquecimento de Nb e Ta no manto progenitor (Brenan et al., 1994), sendo que tais elementos podem também estar contidos em esfeno e ilmenita retidos na fonte, durante a fusão do manto (Weaver e Tarney, 1981).

O padrão geoquímico exibido pelos enxames estudados apresenta semelhanças com o padrão de intrusões de diques máficos da região SW do Cráton Amazônico, denominadas respectivamente Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,55 Ga), Diques de Nova Lacerda (1,38 Ga), Complexo Colorado (1,35 Ga) e Grupo Nova Brasilândia (1,10 Ga), no sentido de que os mantos parentais dessas intrusões sofreram a influência de subducções durante o Mesoproterozoico e intrudiram-se ou em ambiente de arco (Complexo Colorado e Diques Nova Lacerda) ou de intracratônico (Suíte Intrusiva Serra da Providência e Grupo Nova Brasilândia). O modelo geoquímico adotado indicou que as fontes parentais dessas intrusões máficas toleíticas foram constituídas predominantemente pelo componente N-MORB com até 30% de fluidos emanados



**Figura 5.** Diagramas de variação de elementos maiores e menores dos litotipos estudados.

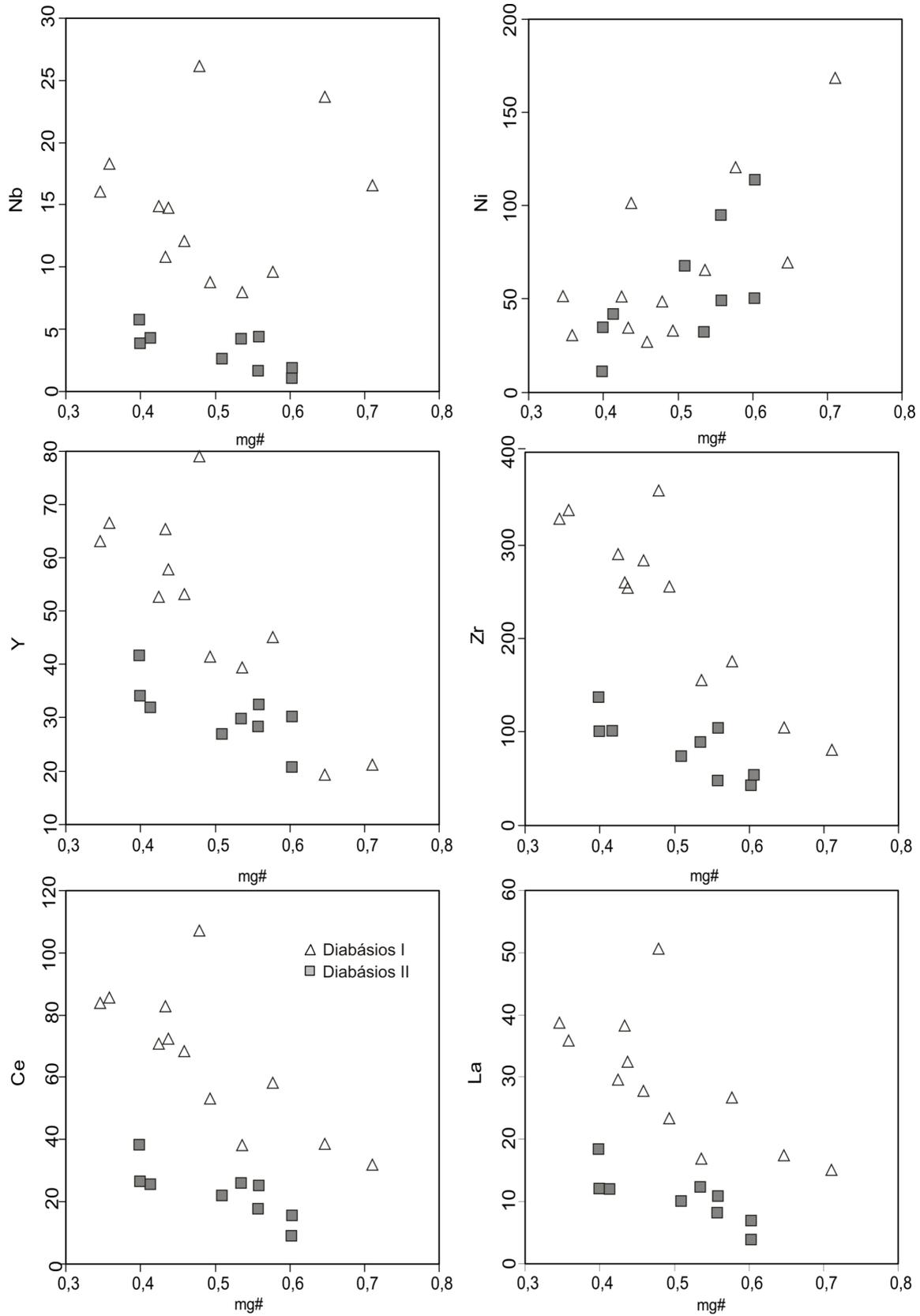
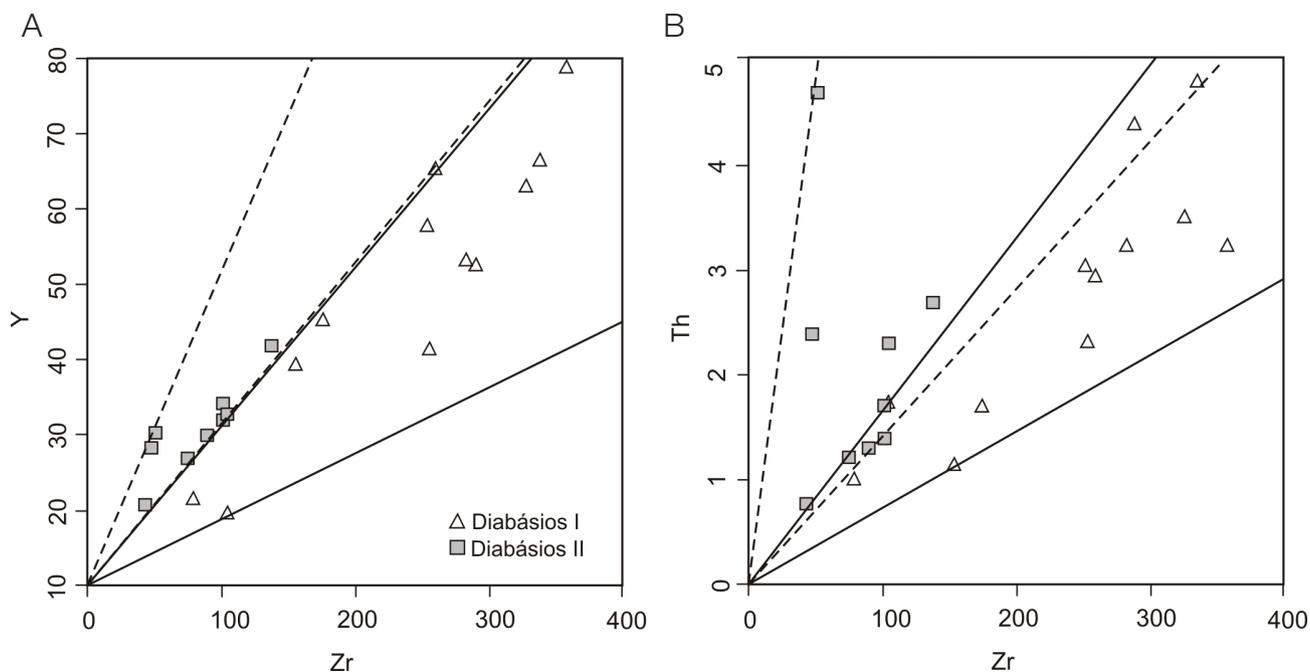


Figura 6. Diagramas de variação de elementos traços dos litotipos estudados.

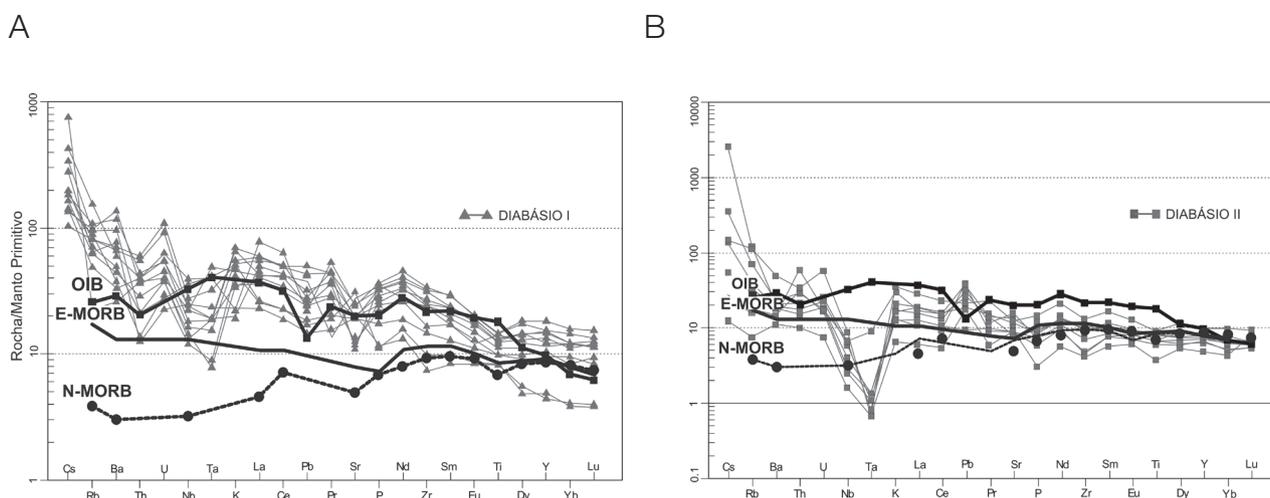
da placa subductada, rica em sedimentos pelágicos (Girardi et al., 2013).

Com a finalidade de estabelecer comparações entre os enxames estudados e as intrusões máficas do sudoeste do Cráton Amazônico foram elaboradas as Figuras 9A e 9B e a Tabela 2. Na Figura 9 evidencia-se a semelhança, tanto no diagrama multielementar quanto no de terras raras,

entre os padrões e quantidades de elementos dos diabásios tipo I e dos metagabros do Grupo Nova Brasilândia. Na Tabela 2 as razões de elementos incompatíveis entre os tipos I e II foram comparados com os valores dos metagabros do Grupo Nova Brasilândia reportados por Rizzotto (1999). O presente estudo mostra claramente que a grande maioria das razões calculadas, a saber, K/Nb,



**Figura 7.** Diagramas de correlação entre Zr vs. elementos-incompatíveis (Y e Th) dos litotipos estudados.

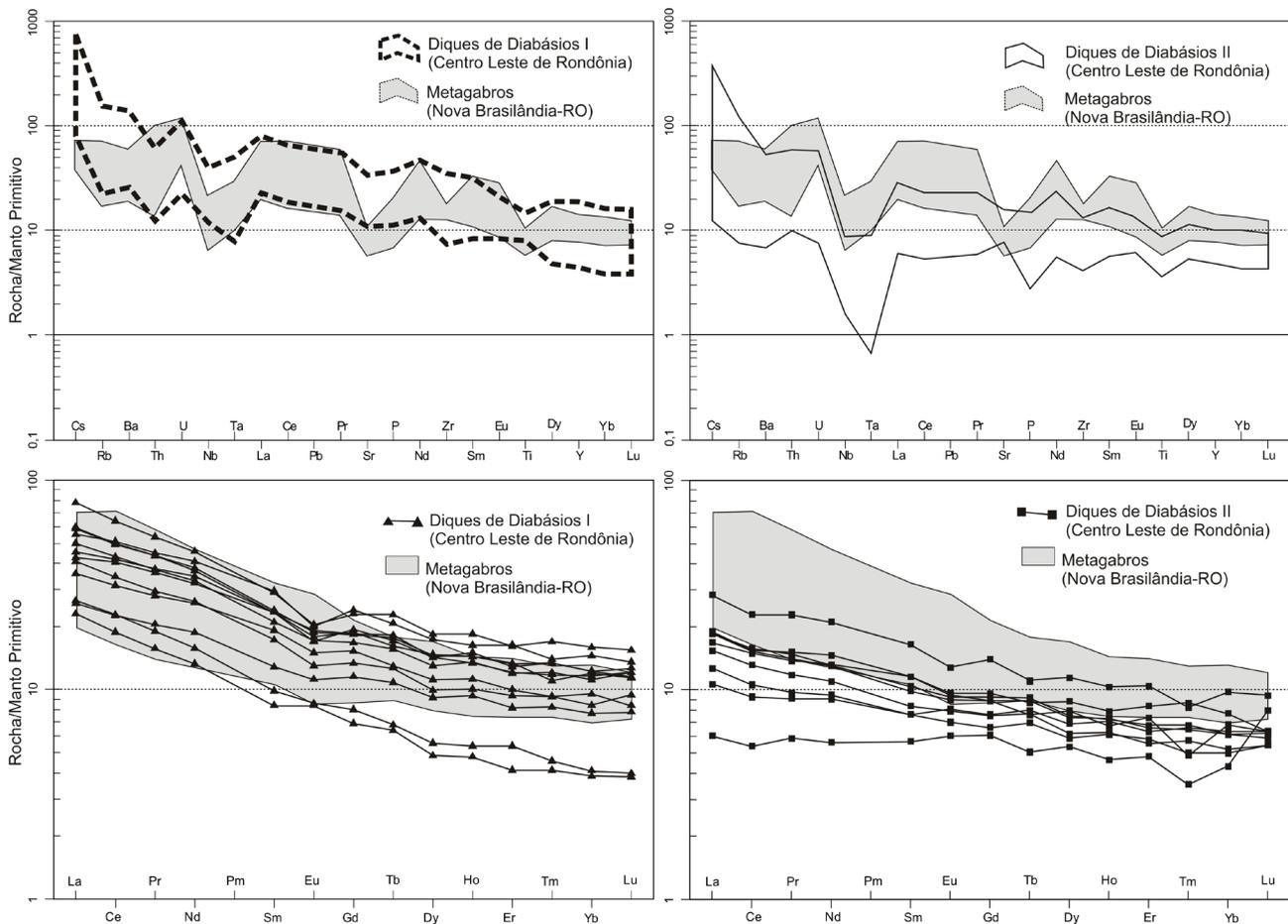


**Figura 8.** Diagramas de multielementos, normalizados para o manto primitivo, modificado de McDonough e Sun (1995). Os padrões OIB- E-MORB e N-MORB (McDonough e Sun, 1995) são apresentados para efeito de comparação. (A) diabásios I; (B) diabásios II.

La/Nb, P/Nb, Ce/Zr, Ce/Yb, La/Yb, Nb/Hf, Ce/Ta, Ba/Sr e Zr/Ti, exibem valores muito semelhantes nos diabásios tipo I e nos metagabros do Grupo Nova Brasilândia, indicando que ambas as intrusões toleíticas devem ter se originado de fontes mantélicas semelhantes. A similaridade geoquímica é acompanhada pela geotectônica, uma vez que ambas as intrusões são intracratônicas, intrudidas após o fechamento de um proto-oceano (Rizzotto, 2001). Tendo-se em vista que o enxame diabásio I corta Formações Proterozoicas, porém não atinge as paleozoicas, é possível admitir, como hipótese para futura pesquisa geocronológica, que, dada a semelhança geoquímica e geotectônica, a idade de intrusão do diabásio I

possa ser semelhante à das intrusivas máficas do Grupo Nova Brasilândia.

O diagrama multielementar e o de terras raras (Figura 9) evidenciam que a fonte parental do enxame diabásio II é mais empobrecida em relação ao diabásio I, fato já indicado por diagramas anteriores (Figura 5, 6 e 8). Razões de incompatíveis (Tabela 2) assinalam a diferença geoquímica entre as fontes parentais dos enxames I e II. Embora também intracratônicos, tais diques intrudem, além das formações proterozoicas, também as paleozoicas, representadas pelas formações Pimenta Bueno e Pedra Redonda, o que permite supor que tais intrusões, mais jovens do que as dos diabásio I, possam ser de idade Mesozoica.



**Figura 9.** Diagramas multielementar e de elementos Terras Raras, normalizados para o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995) dos diabásios I e diabásios II comparados com os litotipos máficos (metagabros), do Grupo Nova Brasilândia, região de Nova Brasilândia, Rondônia, porção sudoeste do Cráton Amazônico (Rizzotto, 1999).

**Tabela 2.** Médias e variações das razões de elementos traços incompatíveis dos diques de diabásio I e II, comparados com as rochas máficas da região de Nova Brasilândia, Rondônia (Rizzotto, 1999).

|         | Diabásios I      | Diabásios II     | NMORB | EMORB | OIB   | Metagabro Nova Brasilândia (RO) |
|---------|------------------|------------------|-------|-------|-------|---------------------------------|
| Rb/Sr   | 0,15             | 0,14             | 0,01  | 0,03  | 0,05  | 0,12                            |
| min-max | 0,03 – 0,39      | 0,02 – 0,27      |       |       |       | 0,05 – 0,26                     |
| K/Nb    | 797,12           | 1673,73          | 258   | 253   | 250   | 721,29                          |
| min-max | 197,42 – 1273,92 | 909,19 – 2612,30 |       |       |       | 340,35 – 1304,49                |
| La/Nb   | 2,13             | 3,41             | 1,1   | 0,8   | 0,8   | 2,56                            |
| min-max | 0,73 – 3,55      | 2,48 – 5,00      |       |       |       | 1,68 – 3,23                     |
| P/Nb    | 171,35           | 247,52           | 219   | 75    | 56    | 181,96                          |
| min-max | 42,54 – 272,13   | 182,11 – 346,87  |       |       |       | 74,20 – 264,74                  |
| Ce/Zr   | 0,29             | 0,28             | 0,1   | 0,21  | 0,29  | 0,26                            |
| min-max | 0,21 – 0,41      | 0,21 – 0,38      |       |       |       | 0,19 – 0,67                     |
| Ce/Yb   | 14,98            | 8,02             | 2,45  | 6,32  | 37,03 | 15,59                           |
| min-max | 11,12 – 21,22    | 4,74 – 9,81      |       |       |       | 7,04 – 57,85                    |
| La/Yb   | 6,71             | 3,68             | –     | –     | –     | 6,73                            |
| min-max | 4,91 – 9,56      | 2,05 – 4,48      |       |       |       | 2,86 – 25,23                    |
| Zr/Th   | 91,39            | 49,25            | –     | –     | –     | 76,36                           |
| min-max | 61,05 – 140,54   | 10,79 – 72,14    |       |       |       | 19,91 – 162,34                  |
| Nb/Hf   | 2,64             | 4,53             | –     | –     | –     | 2,58                            |
| min-max | 1,34 – 7,48      | 0,52 – 14,48     |       |       |       | 1,05 – 10,52                    |
| Ce/Ta   | 91,22            | 635,60           | –     | –     | –     | 91,49                           |
| min-max | 36,20 – 199,65   | 310 – 1536       |       |       |       | 66,74 – 134,23                  |
| Ba/Sr   | 1,43             | 0,61             | 0,49  | 0,17  | 0,98  | 1,49                            |
| min-max | 0,65 – 2,15      | 0,53 – 1,33      |       |       |       | 0,71 – 3,21                     |
| Zr/Ti   | 163,79           | 98,62            | –     | –     | –     | 181,32                          |
| min-max | 75,85 – 203,08   | 62,64 – 126,81   |       |       |       | 109,74 – 261,71                 |
| Zr/Y    | 4,76             | 2,65             | –     | –     | –     | 3,92                            |
| min-max | 3,70 – 06,17     | 1,66 – 3,30      |       |       |       | 2,96 – 6,16                     |

Fontes de dados: NMORB, EMORB e OIB (Sun e McDonough, 1989).

## REFERÊNCIAS

- Arndt, N. T., Christensen, U. (1992). The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97(B7), 10967-10981.
- Bahia, R. B. C. (2007). *Evolução tectonosedimentar da Bacia do Parecis – Amazônia*. Tese (Doutorado). Ouro Preto: Departamento de Geologia – UFOP.
- Bastos Leal, L. R., Teixeira, W., Piccirillo, E. M., Menezes Leal, A. B., Girardi, V. A. V. (1994). Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). *Geochimica Brasiliensis*, 8, 99-114.
- Bellieni, G., Petrini, R., Piccirillo, E. M., Cavazzini, G., Civetta, L., Comin-Chiaramonti, P., Melfi, A. J., Bertolo, S., De Min, A. (1991). Proterozoic mafic dyke swarms of the São Francisco Craton (SE-Bahia State, Brazil): petrology and Sr-Nd isotopes. *European Journal of Mineralogy*, 3, 429-449.
- Bellieni, G., Piccirillo, E. M., Petrini, R., Girardi, V. A. V., Menezes Leal, A. B., Teixeira, W., Bastos Leal, L. R., De Min, A., Comin Chiaramonti, P., Tanner De Oliveira, M. A. F. (1995). Petrological and Sr-Nd evidence bearing on Early Proterozoic magmatic events of the subcontinental mantle: Sao Francisco Craton (Uauá, NE-Brazil). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 252-261.
- Bellieni, G., Petrini, R., Piccirillo, E. M., Brito, C. M., Figueiredo, A. M. G., Marques, L. S., De Min, A., Melfi, A. J. (1998). Petrogenesis and tectonic significance of the Late Proterozoic unmetamorphosed mafic dyke swarms from the Salvador area (NE Brazil). *Neues Jahrbuch fur Mineralogie. Abhandlungen*, 173, 327-350.

- Beswick, A. E., Soucie, G. (1978). A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6(2), 235-248.
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite Jr., W. B., Payolla, B. L. (1999). Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazon Craton, Brazil: I-reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95(1-2), 41-67.
- Bossi, J., Campal, N., Civeta, L., Demarchi, G., Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Fragoso César, A. R. S., Sinigoi, S., Teixeira, W., Piccirillo, E. M., Molesini, M. (1993). Early proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106(3-4), 263-277.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L., Ryerson, F. J. (1994). Rutile-aqueous partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4), 327-339.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Censi, P., Antonini, P., Comin-Chiaramonti, F., Punturo, R. (2005). *Alkaline Complexes from Southeastern Bolívia*. São Paulo: Fapesp.
- Corrêa da Costa, P. C., Girardi, V. A. V. (2004). Petrografia e química mineral dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, Estado de Goiás. *Geologia USP (Série Científica)*, 4(2), 27-42.
- Corrêa da Costa, P. C., Girardi, V. A. V. (2005). Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Paleoproterozoic dikes from the Goiás-Crixás Archean Block, Goiás State, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1), 135-150.
- Corrêa da Costa, P. C., Carneiro, M. A., Teixeira, W., Girardi, V. A. V., Nalini Júnior, H. A., Oliveira, A. H., Fernandes, R. A. (2006a). Estudo geoquímico e petrológico dos diques máficos da região de Candeias-Campo Belo-Santo Antônio do Amparo (MG), porção meridional do Cráton São Francisco. *Geologia USP (Série Científica)*, 5(2), 65-84.
- Corrêa da Costa, P. C., Girardi, V. A. V., Teixeira, W. (2006b).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb/Sr geochronology of the Goiás-Crixás dyke swarm, Central Brazil: constraints on the neoproterozoic paleoproterozoic tectonic boundary in South America and Nd-Sr signature of the subcontinental mantle. *International Geology Review*, 48, 547-560.
- Corrêa Gomes, L. C., Tanner de Oliveira, M.A.F., Motta, A. C., Cruz, M. J. M. (1996). *Províncias dos diques máficos do Estado da Bahia: mapa, evolução temporal e estágio atual do conhecimento*. 1a ed. Salvador: SICM/SGM/PPPG/UFBA.
- Cox, K. G., Bell, J., Punkhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin Publishers.
- Cruz, N. M. C. (1980). Palinologia de sedimentos paleozoicos do território federal de Rondônia. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 3041 - 3048. Camboriú: SBG.
- D'Agrella Filho, M. S., Pacca, I. I. G., Trindade, R. I. F., Teixeira, W., Raposo, M. I. B., Onstott, T. C. (2004). Paleomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco Craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, 132, 55-77.
- Fletcher, C. J. N., Litherland, M. (1981). The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolivia. *Journal of the Geological Society*, 138(5), 541-548.
- Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., Molesini, M., Civetta, L., Petrini, R., Bossi, J., Campal, N., Teixeira, W., Correia, C. T. (1996). Petrology and geochemistry of the mafic dyke swarm of the Treinta Y Tres region, Northeast Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3-4), 243-249.
- Girardi, V. A. V., Corrêa da Costa, P. C., Teixeira, W. (2012). Petrology and Sr-Nd characteristics of the Nova Lacerda dike swarm, SW Amazonian Craton: new insights regarding its subcontinental mantle source and Mesoproterozoic geodynamics. *International Geology Review*, 54(2), 165-182.
- Girardi, V. A. V., Teixeira, W., Mazzucchelli, M., Corrêa da Costa, P. C. (2013). Sr-Nd constraints and trace-elements geochemistry of selected Paleo and Mesoproterozoic mafic dikes and related intrusions from the South American Platform: insights into their mantle sources and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 65-82.
- Hergt, J. M., Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. (1991). The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1-3), 134-148.
- Iacumin, M., Piccirillo, E. M., Girardi, V. A. V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernandez, R., Pinese, J. P. P., Ribot, A. (2001). Early Proterozoic calc-alkaline and middle Proterozoic tholeiitic dike swarms from Central-eastern Argentina: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 42(11), 2109-2143.

- Iacumin, M., De Min, A., Piccirillo, E. M., Bellieni, G. (2003). Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archean-Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4), 365-397.
- Irvine, T. N.; Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.
- Jaques, A. L., Green, D. H. (1979). Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. *American Mineralogist*, 64, 1312-1321.
- Jaques, A. L., Green, D. H. (1980). Anhydrous Melting of Peridotite at 0-15 Kb Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 287-310.
- Litherland, M., Annells, R. N., Darbishire, D. P. F., Fletcher, C. J. N., Appleton, J. D., Berangé, J. P., Bloomfield, K., Burton, C. C. J., Hawkin, M. P., Klinck, B. A., Llanos, A., Mitchell, W. I., O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Power, G., Webb, B. C. (1986). *The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield*. London: British Geological Survey.
- Mazzuchelli, M., Rivalenti, G., Piccirillo, E. M., Girardi, V. A. V., Civeta, L., Petrini, R. (1995). Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, 74(3), 177-194.
- Mazzuchelli, M., Rivalenti, G., Menezes Leal, A. B., Girardi, V. A. V., Brito Neves, B. B., Teixeira, W. (2000). Petrology of metabasaltic dykes in the Diamantina region, Minas Gerais, Brasil. *Periodico di Mineralogia*, 70(2), 231-254.
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Menezes Leal, A. B., Bellieni, G., Girardi, V. A. V., Bastos Leal, L. R., Teixeira, W., Piccirillo, E. M. (1995). Contribuição ao Estudo petrológico e geoquímico dos enxames de diques máficos de Uauá, Bahia, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 9(1), 61-90.
- Menezes Leal, A. B., Girardi, V. A. V., Bastos Leal, L. R. (2000). Petrologia e geoquímica do magmatismo básico da Suíte Básica Apoteri, Estado de Roraima, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 14(1), 155-174.
- Menezes Leal, A. B., Girardi, V. A. V., Bastos Leal, L. R. (2006). Geologia, petrografia e geoquímica dos sills Cotingo e Pedra Preta, Estado de Roraima, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 20(3), 233-250.
- Moraes Brito, C., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Melfi, A. J., Piccirillo, E. M., Tanner de Oliveira, M. A. F. (1989). Mafic dikes of Salvador (State of Bahia, Brazil): geological and petrological characteristics. *Boletim IG-USP (Série Científica)*, 20, 9-14.
- Payolla, B. L., Bettencourt, J. S., Kozuch, M., Leite Júnior, W. B., Fetter, A. H., Van Schmus, W. R. (2002). Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brasil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constrains. *Precambrian Research*, 119, 141-169.
- Pinese, J. P. P. (1997). *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Cráton São Francisco*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Pinto Filho, F. P., Freitas, A. F., Melo, C. F., Silva, L. M., Lovato, O. G., Romanini, S. J. (1977). *Projeto Sudeste de Rondônia*. Porto Velho: DNPM/CPRM.
- Rizzotto, G. J. (1999). *Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia, RO*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Curso de Pós-graduação em Geociências – URS.
- Rizzotto, G. J. (2001). Reavaliação do ciclo orogênico Sunsás/Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico. *Workshop Geology of the SW Amazonian Cráton*, v. 1, 66-70. São Paulo: USP.
- Rizzotto, G. J. (2010). *Mapa geológico e de recursos minerais da Folha Pimenteiras (SD.20-X-D)*. Escala 1: 250.000. Porto Velho: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.
- Rizzotto, G. J., Bettencourt, J. S., Teixeira, W., Pacca, I. I. G., D'agrella Filho, M. S. (2002). Geologia e geocronologia da suíte metamórfica Colorado SE de Rondônia. *XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 331. João Pessoa: SBG.
- Rizzotto, G. J., Quadros, M. L. (2005). Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. In: A. Horbe, V. S. Souza (Orgs.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 1a ed. Belém: editora Silva.
- Rizzotto, G. J., Dehler, N. M. (2007). Arcabouço estrutural da faixa Alto Guaporé e o regime tectônico do ectasiano na borda SW do Cráton Amazônico. *XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V International Symposium on Tectonics*, v. 1, 130-132. Natal: SBG.

- Rizzotto, G. J., Oliveira, J. G., Castro, J. M. R., Lima, M. G., (2012). *Mapa geológico e de recursos minerais da Folha Vilhena (SD.21-V-C)*. Escala 1:250.000. Porto Velho: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.
- Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Molesini, M., Petrini, R., Girardi, V. A. V., Bossi, J., Campal, N. (1995). Petrology of late proterozoic mafic dikes in the Nico Perez region, Central Uruguay. *Mineralogy and Petrology*, 55, 239-263.
- Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Girardi, V. A. V., Cavazzini, G., Finatti, C., Barbieri, M. A., Teixeira, W. (1998). Petrogenesis of the paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region. Amazonian Craton. *Lithos*, 43(4), 235-265.
- Romanini S. J. (2000). *Geologia e resultados prospectivos da área Rio Branco Alta Floresta, Rondônia*. Porto Alegre: CPRM.
- Romanini S. J. (2001). *Aspectos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos do magmatismo básico/ultrabásico do estado de Rondônia e área adjacente – Projeto Platina e Associados*. Porto Alegre: CPRM.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. In: Bizzi, L. A. et al. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM.
- Santos, J. O. S. (2004). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Coords.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., Hartmann, L. A., Easton, R. M., McNaughton, n. j. (2002). The Sunsas Orogenic cycle in western Amazon Craton, South America and correlation to the Grenville cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. *XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 335. João Pessoa: SBG.
- Sato, H. (1977). Nickel content of basaltic magma: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10(2), 113-120.
- Scandolara, J. E., (2006). *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UNB.
- Scandolara, J. E., Rizzotto, G. J., Silva, L. C. (1992). Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 154-155. São Paulo: SBG.
- Scandolara, J. E., Rizzotto, G. J., Bahia, R. B. C., Quadros, M. L. E. S., Amorim, J. L., Dall'igna, L. G. (1999). *Mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia*. Escala 1:1.000.000. Porto Velho. Serviço Geológico do Brasil/CPRM.
- Takahashi, E., Kushiro, I. (1983). Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68, 859-879.
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G. (1984). Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. *II Symposium Amazonico*, 89-101. Manaus: DNPM.
- Teixeira, W. R., Renne, P., Bossi, J., Campal, N., D'Agrella Filho, M. S. (1999).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, 93(2-3), 153-180.
- Teixeira N. P., Bettencourt J. S., Girardi, V. A. V., Sato, A. O. K.; Rizzotto, G. J. (2005). Mesoproterozoic mantle heterogeneity in the SW Amazonian Craton:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Nd-Sr isotopic evidence from mafic-felsic rocks. *XV Conferência Internacional de Diques Máficos*. Finlândia: Balkema.
- Teixeira, W., Bettencourt, J. S., Girardi, V. A. V., Onoe, A., Sato, K. (2006). *Mesoproterozoic mantle heterogeneity in the SW Amazonian Craton:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Nd-Sr isotopic evidence from mafic-felsic rocks*. Dyke swarms - time markers of crustal evolution. London: Taylor & Francis Group.
- Trindade Netto, G. B., Lima, A. F., Castro, C. C. (2015). *Mapa Geológico e de recursos minerais da Folha Presidente Médici (SC.20-Z-C)*. Escala 1 : 250.000. Porto Velho: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.
- Weaver, B. L., Tarney, J. (1981). The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 175-188.