



**“CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS DIQUES  
MÁFICOS DA PORÇÃO CENTRO LESTE DE RONDÔNIA – SUDOESTE DO CRÁTON  
AMAZÔNICO”**

**GIL BARRETO TRINDADE NETTO**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Paulo César Corrêa da Costa**

**COMISSÃO EXAMINADORA:**

**Prof. Dra. Maria Zélia Aguiar de Sousa**

**Prof. Dr. Paulo César Corrêa da Costa**

**Prof. Dr. Rogério Guitarrari Azzone**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CUIABÁ  
2015**

*Dedico este trabalho para o Carlos, Glarone, Karen, Kika e Expedito.*

## Agradecimentos

-Gostaria de agradecer ao colega Anderson Alves de Souza da CPRM - Residência Porto Velho, pelo incentivo na participação do programa de pós-graduação da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e aos colegas de mestrado Luiz e Manoel (CPRM).

-Ao Prof. Paulo Corrêa da Costa pelas discussões, ensinamentos e pela amizade durante o período da pós-graduação.

-Agradeço o incentivo e as discussões propostas pelo geólogo Jaime Estevão Scandolara da CPRM - DF, e pela compreensão por parte do ex-gerente Gilmar José Rizzotto CPRM-GO, que também contribuiu com discussões a respeito das problemáticas propostas no trabalho.

-Agradeço ao apoio emocional e logístico por parte dos amigos e as pessoas que me ajudaram: Tereza Cristina R. de Carvalho, Fernandes Carneiro Rosa, Luzinete Carneiro da Rosa, Amarildo Salina Ruiz, Prof. Zélia, Prof. João Matos e ao colegas de mestrado do programa de Pós Graduação da UFMT.

-Aos meus pais Carlos Alberto Hubner Trindade e Glarone Vieira Nunes Trindade (*in memorian*) por terem me dado condições para minha formação e na construção do meu caráter.

-Aos meus irmãos Tatiana, Douglas, a minha avó Aida, e a minha avó Zoraida (*in memorian*), que na época da minha formatura escreveu “Gil o meu abraço com muito carinho e amor, feliz colação de grau, e que, você sege abençoado na sua caminhada, é o meu desejo, Zoraida-avó”.

-A minha esposa Karen que sempre me apoiou e me fortaleceu nos momentos mais difíceis da minha vida, agradeço pelo amor e pela grande companheira que você sempre foi.

## SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

<b>1 – INTRODUÇÃO</b>	1
<b>1.1– Objetivos</b>	3
<b>1.2 – Métodos de Trabalho</b>	4
<i>1.2.1-Levantamento Bibliográfico e Aquisição de Dados</i>	4
<i>1.2.2-Etapa de Coleta de Dados (Trabalhos de Campo)</i>	6
<i>1.2.3-Etapa de Coleta de Dados (Trabalhos em Laboratório)</i>	6
<i>1.2.4-Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados Obtidos</i>	6
<b>1.3 - Localização da área de estudo</b>	7
<b>2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	8
<b>3 – GEOLOGIA DA ÁREA</b>	15
<b>3.1-Relações Tectono-estratigráficas</b>	15
<b>3.2-Interpretação Aerogeofísica</b>	18
<b>3.3-Aspectos Geológicos (Diques)</b>	20
<i>3.3.1-Diques de Diabásio I</i>	22
<i>3.3.2-Diques de Diabasio II</i>	25
<b>4 – LITOGEOQUÍMICA</b>	28
<b>5 - AMBIENTES GEOTECTÔNICOS, CORRELAÇÕES E     CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	36
<b>6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	40

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo (SC.20-Z-C)	7
Figura 2 - Mapa do Cráton Amazônico, com as Províncias geocronológicas	9
Figura 3 - Modelo esquemático da evolução tectônica	12
Figura 4 - Mapa geológico da Folha Presidente Médici (SC-20-Z-C) e área de estudo	16
Figura 5 - Coluna litoestratigráfica da Folha Presidente Médici e área de estudo	17
Figura 6 - Imagem magnetométrica da Primeira Derivada Vertical (DV) interpretada (diques)	19
Figura 7 - Imagem radiométrica (Ternário) interpretada (diques)	20
Figura 8 - (A) Padrão de fraturas e diagrama de roseta obtido para os diques máficos	21
Figura 9 - (A) Aspectos da forma de ocorrência dos afloramentos (diabásio I)	23
Figura 10- Fotomicrografia das feições texturais do diabásio I	24
Figura 11 - (A e B); Aspecto de campo dos diques (diabásios II)	26
Figura 12 - Fotomicrografias das feições texturais do diabásio II	27
Figura 13 - Diagramas das razões de proporção molecular (MPR) dos diques máficos	31
Figura 14 - Diagrama AFM e álcalis vs. sílica dos diques	32
Figura 15 - Diagramas de variação (mg# vs. Óxidos) dos litotipos estudados	33
Figura 16 - Diagramas de variação (mg# vs. elementos-traço e mg# vs. ETR's)	34
Figura 17 - Diagramas de correlação entre Zr vs. elementos-incompatíveis dos diques máficos	35
Figura 18 - Diagramas de multi-elementos, dos diabásios I e II normalizados pelo N-Morb	37
Figura 19 - A) e B) 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	38

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Análises químicas dos diques máficos da região estudada	29
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 – RO	39

## RESUMO

Dois tipos de diques máficos ocorrem na porção centro-leste de Rondônia, a sudoeste do Craton 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 Proterozóicas 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 II, e frequentemente porfírica e microporfírica no diabásio I. 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 a 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 progenitores. A grande similaridade entre as médias e intervalos das razões de elementos incompatíveis dos diabásios I, Rb/Sr (0,03-0,39), K/Nb (197,42 - 1273,92), La/Nb (0,73 - 3,55), P/Nb (42,54 - 272,13), Ce/Zr (0,21 - 0,41), Ce/Yb (11,12 - 21,22), La/Yb (4,91 - 9,56), Zr/Th (61,05 - 140,54), Nb/Hf (1,34 - 7,48), Ce/Ta (36,20 - 199,65), Ba/Sr (0,65 - 2,15), Zr/Ti (75,85 - 203,08), Zr/Y (3,70 - 6,17) e metagabros do Grupo Nova Brasilândia (1,10 Ga), Rb/Sr (0,05-0,26), K/Nb (340,35 - 1304,49), La/Nb (1,68 - 3,23), P/Nb (74,20 - 264,74), Ce/Zr (0,19 - 0,67), Ce/Yb (7,04 - 57,85), La/Yb (2,86 - 25,23), Zr/Th (19,91 - 162,34), Nb/Hf (1,05 - 10,52), Ce/Ta (66,74 - 134,23), Ba/Sr (0,71 - 3,21), Zr/Ti (109,74 - 261,71), Zr/Y (2,96 - 6,16) 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, uma vez que cortam unidades paleozóicas. 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 eastern 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 Sunsas Aguapei Provinces, and Jamari Terrain and Nova Brasilândia Terrain, respectively) and are separated by the Pimento 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 Migrantópolis 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 (Migrantópolis and Terra Boa Formations), and Paleozoic rocks (Pedra Redonda and Pimenta Bueno Formations). The main petrographic differences refer to the presence of orthopyroxene only in the diabase II samples, and different textures, predominately equigranular in diabase II, and frequently porphyritic and microporphyritic in diabase I. 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 progenitor mantles. The great similarity between the means and ranges of incompatible element ratios of diabase I dykes, Rb/Sr (0.03-0.39), K/Nb (197.42 – 1273.92), La/Nb (0.73 – 3.55), P/Nb (42.54 – 272.13), Ce/Zr (0.21 – 0.41), Ce/Yb (11.12 – 21.22), La/Yb (4.91 – 9.56), Zr/Th (61.05 – 140.54), Nb/Hf (1.34 – 7.48), Ce/Ta (36.20 – 199.65), Ba/Sr (0.65 – 2.15), Zr/Ti (75.85 – 203.08), Zr/Y (3.70 – 6.17) and metagabbros from the Nova Brasilândia Group (1.10 Ga), Rb/Sr (0.05-0.26), K/Nb (340.35 – 1304.49), La/Nb (1.68 – 3.23), P/Nb (74.20 – 264.74), Ce/Zr (0.19 – 0.67), Ce/Yb (7.04 – 57.85), La/Yb (2.86 – 25.23), Zr/Th (19.91 – 162.34), Nb/Hf (1.05 – 10.52), Ce/Ta (66.74 – 134.23), Ba/Sr (0.71 – 3.21), Zr/Ti (109.74 – 261.71), Zr/Y (2.96 – 6.16) 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, since intrude in Paleozoic units. Geologic and geochemical data indicate an intracontinental setting for both swarms.

Keywords: Mafic dykes; Geochemistry; Rondônia.



## 1 - 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 orogenéticas 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., 2001; D'Agrella 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., 2011).

Na América do Sul, a Orogenia “Transamazônica” (2200-1900 Ma) desempenhou um papel importante na coalescência dos fragmentos arqueanos e, eventualmente, levou à formação de grandes massas continentais (Cordani et al., 1988). Estes foram posteriormente invadidos por várias gerações de enxames de diques e a maioria deles foi investigado por meio de paleomagnetismo, petrologia, geoquímica e geocronologia (D'Agrella Filho et al, 1990; Renne et al, 1990., Bellieni et al., 1991, 1995).

Em território boliviano Litherland et al. (1986) descrevem os diques e *sills* nas regiões da Serra de Huanchaca e de Marrímia, enquanto no Brasil Araújo et al. (1982), Araújo et al. (2005), Ruiz et al. (2005, 2007, 2009a, 2010a), Corrêa da Costa et al. (2008, 2009), Século et al. (2008), D'Agrella Filho et al. (2010) e Lima (2011) relatam idêntico magmatismo em Mato Grosso (Vila Bela da Santíssima Trindade, Salto do Céu e Nova Lacerda) e Mato Grosso do Sul (Porto Murinho e Caracol). No contexto geotectônico, os enxames mais expressivos fazem parte de evento magmático intracontinental que afetou o sul/sudoeste do Cráton Amazônico, envolvendo o Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Rondônia, além dos países Bolívia e Paraguai.

Estudos comparativos visando relacionar fontes mantélicas e implicações tectônicas têm sido realizados, e alguns com grande relevância para a Plataforma Sul-Americana (Iacumim et al., 2001, 2003; Girardi, 2006; Corrêa et al., 2001; Corrêa et al., 2006; Girardi et al., 2013).

Em estudos realizados por Corrêa da Costa et al. (2006) na região de Candeias-Campo Belo-Santo Antônio do Amparo (MG), porção meridional do Cráton São Francisco, com finalidade de determinar o ambiente tectônico para os enxames de diques, comparam os dados geoquímicos com os de rochas basálticas de outras regiões do Cráton São Francisco (Carneiro, 1990; Oliveira, 1993; Bastos Leal et al., 1994; Menezes Leal et al., 1995; Pinese, 1997; Maniese e Oliveira, 1997; Bellieni et al., 1995, 1998; Carneiro et al., 1998a), do Bloco Arqueano de Goiás (Corrêa da Costa e Girardi, 2005; Corrêa da Costa et al., 2006a), do Cráton Amazônico (Rivalenti et al., 1998) e do Cráton Rio de La Plata (Mazzucchelli et al., 1995; Iacumin et al., 2001). Os dados geoquímicos obtidos a partir da análise de gabros, principalmente para os elementos incompatíveis apontam semelhanças com os diques de Carajás (alto titânio - Cráton Amazônico), Salvador (alto titânio - Cráton São Francisco) e diques de Goiás (alto titânio - Bloco Arqueano de Goiás), porém apresentam maior grau de enriquecimento LILE (La, Ce, Nd e Sr). Os dados geoquímicos obtidos a partir da análise de gabronoritos têm padrões semelhantes aos de Salvador (baixo titânio) e Goiás (baixo titânio), porém mais ricos em LILE e relativamente pobres em terras raras pesadas. Através do estudo comparativo dos dados e das similaridades observadas entre os diques máficos de Carajás, Salvador e Crixás, Corrêa da Costa et al. (2006) sugerem ambiente continental intracratônico.

No contexto da Plataforma Sul-Americana, Girardi et al. (2013) relacionam os dados geoquímicos dos enxames de diques máficos selecionados nas áreas cratônicas e apontam diferenças consideráveis entre suas fontes mantélicas e processos geodinâmicos, particularmente em relação aos diques do Cráton São Francisco e o SW do Cráton Amazônico. Os enxames de diques estudados do SW do Cráton Amazônico, além de corpos máficos abrangem os estados de Mato Grosso e Rondônia, e os autores comparam os dados obtidos das máficas associadas à Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,55 Ga), enxame Nova Lacerda (1,44 Ga), Complexo Colorado (1,35 Ga) e o Grupo Nova Brasilândia (1,10 Ga). Os enxames de diques de Nova Lacerda e do Complexo Colorado estão relacionados com arco formado durante a 1.47 e 1.35 Ga, como parte do fechamento do domínio oceânico, enquanto os toleítos da Suíte Intrusiva Serra da Providência e do Grupo Nova Brasilândia são considerados de ambiente intracratônico. Os enxames de diques do Cráton do São Francisco estão associados a eventos intra-placa. A composição inferida da fonte manto do enxame Lavras (1,9 Ga) tem assinatura E- MORB predominante. Em alguns enxames a composição do manto sofreu alterações consideráveis durante o Proterozóico, provavelmente a partir de material oriundo de crosta reciclada e basaltos de ilhas oceânicas. As mudanças na

composição do manto e dos diques poderiam estar relacionadas com a ruptura inicial do Supercontinente Rodínia. Os enxames de diques Florida e Tandil (Cráton Rio de La Plata) estão associados a eventos extensionais, porém apesar das semelhanças entre o quadro tectônico destes enxames (Lavras, Florida e Tandil) a composição do manto destes crátons é muito diferente. O manto oriundo dos diques Florida é mais enriquecido e mais heterogêneo do que os outros, provavelmente devido à reciclagem de crostas antigas. Dados isotópicos dos diques Tandil também sugerem uma fonte original enriquecida.

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 à 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 proterozóica e processos finais da cratogênese do SW do craton 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 deste limite.

## **1.1– Objetivos**

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, análise estrutural e aerogeofísica.

A relevância científica para o presente estudo pode ser considerada, já que existem poucas referências geológicas sobre os diques, sendo necessário o estudo mais aprofundado no intuito de individualizá-los, definindo suas idades relativas de colocação, bem como os episódios metamórficos e tectônicos superimpostos. A investigação do ambiente tectônico dominante e da petrogênese é fundamental para entender a evolução geotectônica Proterozoica e processos finais da cratogênese do SW do craton e a relação com os períodos de aglutinação e fragmentação do supercontinente Rodínia.

## 1.2 – Métodos de Trabalho

Com o propósito de atingir os objetivos listados acima, as etapas de trabalho foram desenvolvidas da seguinte maneira:

### 1.2.1-Levantamento Bibliográfico e Aquisição de Dados

Esta etapa corresponde à análise do acervo disponível. Foram utilizados relatórios técnicos, capítulo de livros e tese de doutorado assim como dados obtidos através de consulta a material técnico, como mapas pré-existentes, base cartográfica, imagens de satélite, fotografias aéreas, bases de dados do Sistema GEOBANK/CPRM (dados geológicos, geocronológicos, recursos minerais e litogeoquímicos). Foram utilizados, ainda, as informações dos projetos aerogeofísicos Sudeste de Rondônia (2006) e Sudoeste de Rondônia (2010); (CPRM).

#### -Mapas Pré-existentes

Ressaltam-se o Projeto Sudeste de Rondônia, DNPM/CPRM, escala 1:250.000; CPRM; Mapeamento Geológico Básico das Folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo (PLGB), CPRM, escalas 1:100.000; Projeto Platina e Associados (São Miguel do Guaporé, Rio Branco-Alta Floresta, Migrantenópolis, Santa Luzia e Nova Brasilândia), CPRM; Mapa Geológico do Estado de Rondônia (PGB), CPRM, escala 1:1.000.000; (Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia) PRIMAZ Nova Brasilândia, CPRM; Informe de Recursos Minerais – Projeto Argilas da Bacia Pimenta Bueno (PGB), CPRM, e teses de doutorado.

#### -Base Cartográfica

As definições e padronização tiveram como âncora um mosaico de imagens GeoCover (Global Land Cover Facility) de 2000, ortorretificado e georreferenciado segundo *Datum WGS84*, selecionadas de imagens ETM+ do satélite Landsat 7, resultante da fusão das bandas 7, 4, 2, e 8, com resolução espacial de 14,25 metros. Esta base foi editada e atualizada pela CPRM, através da Divisão de Cartografia (DICART) sendo utilizados dados atualizados e disponibilizados pelo SIPAM-RO e IBGE, para serem utilizadas em mapeamento temático.

#### -Modelo Digital de Terreno (MDT)

Com o intuito principal de auxiliar na cartografia geológica e na diferenciação de unidades de relevo, traços de foliações e lineações, zonas de cisalhamento, dobras, falhas e diques, foi utilizado o mosaico do Modelo Digital do Terreno (MDT) do SRTM – *Shuttle Radar Topographic Mission* (Folha Presidente Médici), com resolução de 30 m. Os dados originais são gerados pela NASA e pela NIMA – *National Imagery and Mapping Agency*, armazenados e disponibilizados gratuitamente pelo *United States Geological Survey/Eros Data Center – USGS/EDC*.

#### -Fotografias Aéreas

Tendo em vista a disponibilidade de fotografias aéreas na escala de 1:120.000, obtidas no ano de 1974 pelo Serviços Aerofotográficos Cruzeiro do Sul S.A – SACS em grande parte da Folha Presidente Médici, as mesmas também foram utilizadas na cartografia geológica, principalmente na região das bacias Juro-Cretáceas, no segmento leste e nordeste da Folha Presidente Médici e em outras regiões específicas onde as imagens de satélites não apresentaram definição satisfatória. Concluídas as campanhas de campo e fotointerpretação final, as feições delineadas foram transpostas para as bases cartográficas na escala 1:250.000. Após escaneadas, tais feições foram georeferenciadas e digitalizadas em ambiente ArcGis e ajustadas a partir da imagem GeoCover.

#### -Dados Aerogeofísicos

Foram consultados os Projetos Aerogeofísicos Sudeste de Rondônia: relatório final de levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, realizados por Lasa Engenharia e Prospecções; e *Prospectors* Aerolevantamentos e Sistemas, 2006, abrange a metade leste da área da Folha Presidente Médici, e o Projeto Aerogeofísico Sudoeste de Rondônia: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos realizado por *Prospectors* Aerolevantamentos e Sistemas, 2010. Estes projetos foram fornecidos pela Divisão de Geofísica da CPRM (DIGEOP, Escritório do Rio de Janeiro). A integração dos dados foi executada com o auxílio do *software OASIS Montaj*<sup>®</sup> da *GEOSOFT*<sup>®</sup> e como ferramenta na confecção de um banco de dados preliminar, o *software* ArcGis 10.

Tendo em vista a natureza dos dados disponíveis, as imagens aerogamaespectrométricas geradas foram utilizadas no auxílio da cartografia geológica, enquanto que os mapas aeromagnéticos contribuíram essencialmente no arcabouço tectônico regional e na representatividade e/ou continuidade de estruturas geológicas em profundidade, além da identificação de diques.

O mapa de Contagem Total de Canais do K, U e Th, foram convertidos para concentração de elementos (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente Urânio (eU) e equivalente Tório (eTh), e Ternário, em relevo sombreado.

Os mapas Magnético Campo Total, Primeira Derivada Vertical e Sinal Analítico resultam do emprego de dados do campo magnético total reduzido do *International Geomagnetic Reference Field* – IGRF, em relevo sombreado, todos estes gerados a partir de levantamentos aerogeofísicos do sudeste e sudoeste de Rondônia. A integração dos dados foi executada com o auxílio do *software OASIS Montaj*<sup>®</sup> da *GEOSOFT*<sup>®</sup>.

### *1.2.2-Etapa de Coleta de Dados (Trabalhos de Campo)*

Esta etapa compreende: mapeamento geológico sistemático na escala de 1:250.000; coleta de amostras de rocha para a confecção de seções delgadas a serem utilizadas nas análises petrográficas; coleta de amostras das rochas ígneas e metamórficas de composição máfica-ultramáfica para análise geoquímica e coleta sistemática de dados estruturais (foliações, lineações, etc) para análise descritiva e cinemática dos eventos deformacionais.

### *1.2.3-Etapa de Coleta de Dados (Trabalhos em Laboratório)*

#### *-Análises Petrográficas*

Estudo qualitativo envolvendo a descrição macro e microscópica detalhada das amostras de rocha, visando à caracterização da sua composição mineralógica, feições texturais e estruturais, e estudo quantitativo da composição mineralógica das amostras representativas das unidades litológicas mapeadas, através de análises modais com contagem em micro e macro escala. As análises petrográficas foram feitas com o microscópio da marca OLYMPUS, modelo BX-41.

#### *-Preparação de amostras*

Preparação de pó de rocha (pulverização) para análise química de rocha total (elementos maiores, menores, traços e terras-raras). Inicialmente a amostra é secada e posteriormente britada em britador de mandíbulas (Aço) gerando um produto com 85% abaixo de 3 mm. Em seguida a amostra segue para o moinho de panela composto de aço, que pulveriza a amostra, resultando em 95% de material passante em peneira de 150#, separando-se 300g de amostra para análise.

#### *-Análises Litogeoquímicas*

As amostras foram enviadas para a análise química multi-elementar 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. Os resultados foram empregados na interpretação da filiação geoquímica. A análise de elementos maiores foi realizada pelo método de fusão com metaborato de lítio e leitura por ICP-OES. Os elementos traços foram analisados através da abertura por digestão em água régia (ICP-OES/ICP-MS) e parte deles por fusão com metaborato de lítio, e leitura por ICP-MS, método utilizado também para os elementos terras raras.

### *1.2.4-Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados Obtidos*

Tratamento dos dados estruturais com emprego do *software* StereoNet; elaboração ilustrações e gráficos utilizando-se dos *softwares* CorelDraw, Excel e Word; tratamento dos dados

de química de rocha com a utilização dos *softwares* Newpet, Minpet e GCDkit 2,3; elaboração de um banco de dados relacionado empregando-se o *software* ArcGis 10; elaboração de cartas temáticas (geológicas, estrutural e faciológica) utilizando-se do *software* ArcGis 10.

### 1.3 - Localização da área de estudo

A área situa-se na porção sudeste do Estado de Rondônia, compreendida entre os paralelos 11°00'S e 12°00'S de latitude sul e os meridianos 63°00'W a 61°30'W de longitude a oeste de *Greewich*, perfazendo um total de 18.000 km<sup>2</sup> (Folha Presidente Médici; Figura 1).

O acesso partindo de Porto Velho é feito através de via terrestre asfaltada (BR-364) até Presidente Médici. Para acessar outras áreas da folha, pode ser via BR-429 que interliga as cidades de Alvorada D'Oeste e São Miguel do Guaporé (66 Km), localizadas a sudoeste de Presidente Médici ou pela BR-479, até Rolim de Moura (74 Km) localizada a sul. Por outro lado, para acessar a porção sul da área se faz necessário o uso de vias secundárias como: RO-010 (Mirante da Serra-Urupá), RO-481 (Rolim de Moura-Nova Brasilândia D'Oeste), RO-383 (Rolim de Moura-Alta Floresta D'Oeste) e vicinais. Restrição de acesso está nas porções W e SSW da folha por se tratar de Terras Indígenas (Tribo Uru-eu-wau-wau e Tribo Rio Branco). O acesso aéreo é possível, pois existe campo de pouso na cidade de Rolim de Moura, o que possibilita operação com pequenas e médias aeronaves.

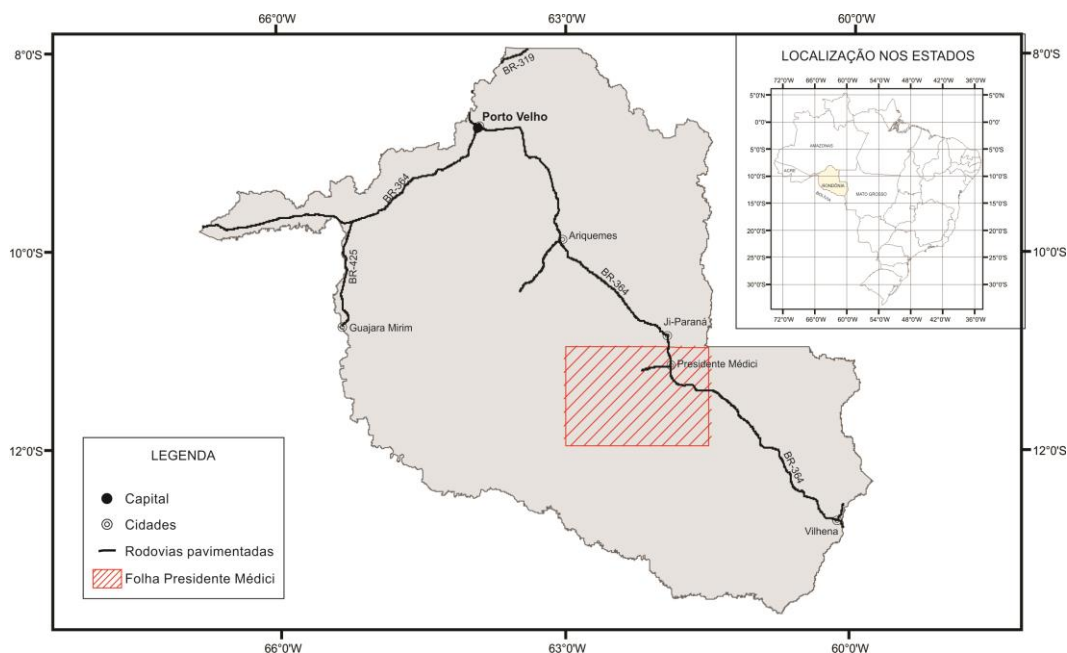


Figura 1 – Localização geográfica da Folha Presidente Médici e área de estudo (SC.20-Z-C).

## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área do estudo situa-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico, que constitui uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana. O Cráton subdividiu-se em Escudo das Guianas (norte) e Escudo do Guaporé ou Brasil-Central (sul), separados pela sinéclise do Amazonas. Devido às correlações dos terrenos a sul e a norte da sinéclise em faixas contíguas de leste para oeste, com idades cada vez mais novas em direção ao oeste do cráton, Amaral (1974) propôs subdividi-lo em três províncias geocronológicas: Amazônia Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental.

Posteriormente, inúmeras propostas de compartimentação tectônica e modelos evolutivos se seguiram com Leal et al. (1978) e Cordani et al. (1979), propondo a modificação na nomenclatura das províncias e a introdução da Província Rondoniana. Teixeira et al. (1989) mudaram o modelo de Cordani et al. (1979), caracterizando a Província Amazônia Central como uma província propriamente dita, reinterpretaram as demais como faixas móveis e propuseram a definição da Faixa Móvel Sunsás no extremo oeste do cráton. Outros autores sugeriram modelos alternativos com base em dados geofísicos-estruturais (Hasui et al., 1984; Costa e Hasui et al., 1991) e com modelos evolutivos baseados fundamentalmente em dados geocronológicos (Tassinari & Macambira 1999; Santos et al., 2000; Tassinari et al., 2000; e Santos 2004).

Tassinari & Macambira (2004) divergem basicamente dos limites entre algumas províncias e de intervalos de duração das orogenias propostas anteriormente por Santos (2003), muito embora as propostas sejam coerentes os processos evolutivos, ocorreram através da adição de material juvenil (sucessões de arcos magmáticos) aliados a processos secundários de retrabalhamento crustal durante o Arqueano, Paleoproterozóico e Mesoproterozóico (Figura 2a).

Santos (2003 e 2006) reinterpreta os modelos anteriores com base em dados geocronológicos e cria a Província Carajás desmembrando-a da Província Amazônia Central; a definição da Província Tapajós-Parima pela desagregação destes terrenos na região de Ventuari (Venezuela), por serem mais jovens da anteriormente denominada Província Ventuari-Tapajós; a definição das províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena, antes definida como Província Rio Negro-Juruena; e ampliação do limite da Província Sunsás mais a leste, avançando sobre o território brasileiro (Figura 2b).



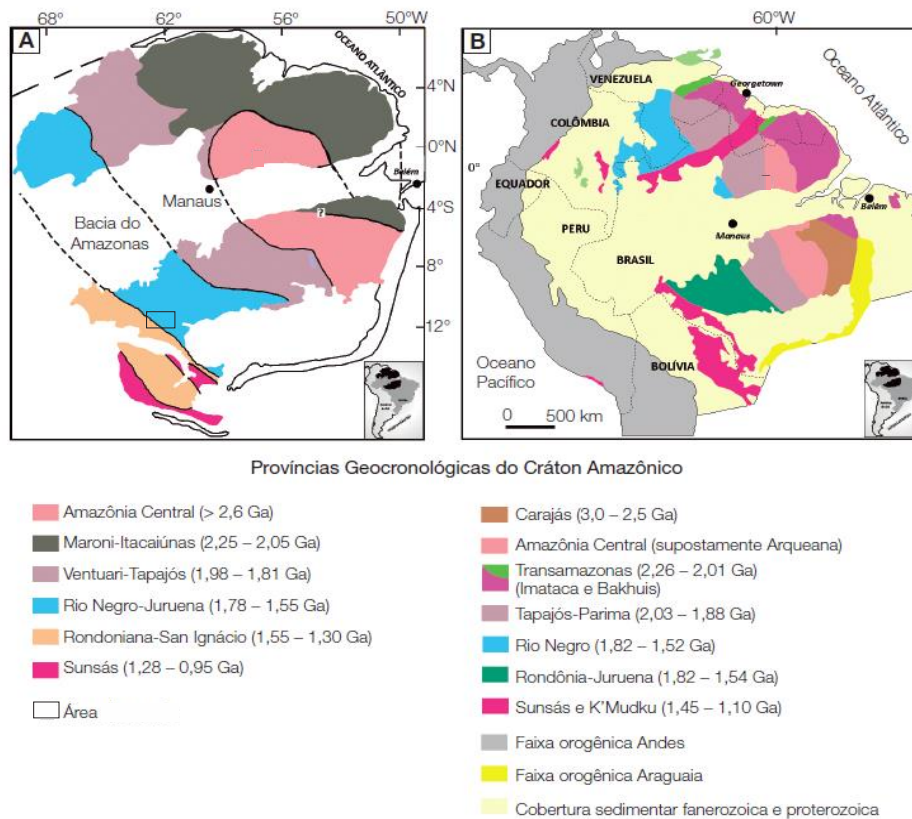


Figura 2 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo as propostas de Tassinari & Macambira 2004, cuja idade das províncias foram atualizadas de acordo com Cordani et al. 2009 (a) e Santos et al. 2006 (b).

O sudoeste do Cráton Amazônico é pouco conhecido, principalmente a sua geologia regional e sobre tudo a sua estruturação. Existem trabalhos regionais de mapeamento restrito ao setor sudoeste do cráton (Pinto Filho et al., 1977; Litherland et al., 1986; Scandolara et al., 1999; Rizzotto, 1999; Boger et al., 2005; Ruiz, 2005; Scandolara, 2006; Bettencourt et al., 2010; e Teixeira et al., 2010), todos apresentando uma conotação litoestratigráfica. Já outros trabalhos relacionam a evolução tectônica aos eventos Rondoniano-San Ignácio (1,55 a 1,3 Ga) e Sunsás (1,28 a 0,95 Ga), resultantes da colisão entre o Cráton Amazônico e a borda leste e sudeste da Laurentia, durante esta última orogênese (Sadowski & Bettencourt, 1996; Thover et al., 2002; e Thover et al., 2004). Todavia, ainda existe uma carência de informação geológica básica que permitam a caracterização do arcabouço litotectônico e o refinamento cronológico dos eventos tectônicos que atuaram na porção sudoeste do cráton.

A parte meridional do Cráton abrange as Províncias Rondônia-Juruena e Sunsás, que correspondem aos terrenos que se estendem de Rondônia, a oeste, até a região oriental de Mato Grosso, a leste, abrangendo ainda o sudoeste do Pará e sul do Amazonas. As rochas mais antigas da borda sudoeste do Cráton Amazônico estão inseridas na Província Rondônia-Juruena (Santos,

2003), na porção ocidental da província é constituída por um fragmento cratônico representado pelo Complexo Jamari. Este ocupa a porção centro-ocidental de Rondônia sendo constituído predominantemente por rochas ortoderivadas tonalíticas, granodioríticas, anfibolíticas, quartzodioríticas e supracrustais subordinadas.

As rochas ortoderivadas são as mais antigas deste segmento e datam de (1,76-1,74 Ga), na área de estudo essas rochas ocorrem somente nas porções noroeste e norte e ocorre como núcleos antigos (*inliers*) na porção nordeste da área. Já as rochas paraderivadas representadas principalmente por paragneisses, são interpretadas como tendo sido gerados 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 anorogênicas do tipo AMCG (1,6 a 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. Apresentam feições de magmatismo bimodal (magmas *mixing* e *mingling*), com valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre -0,6 e +2,0 e idades modelo (TDM) entre 1,86 e 1,76 Ga indicando fonte de fusão mista, com processos de fusão de um manto empobrecido e de crosta continental mais antiga para essa suíte pós-orogênica (Santos et al., 2003). Caracterizando assim as rochas graníticas com textura rapakivi da Serra da Providência e de Ouro Preto, com características geoquímicas semelhantes aos granitos do tipo A.

No setor ocidental da Província Rondônia-Juruena as rochas do embasamento intrudidas pelas rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, está representada por sucessivos pulsos magmáticos constituídos por: batólito Serra da Providência (1606-1573 Ma); charnockitos de Ouro Preto/Ariquemes (1559 Ma); granitos cinza de Samuel (1550-1540 Ma); maciço União e granito rosa de Ariquemes (1537-1530 Ma).

Foi constatado primeiramente por Bettencourt et al. (2001) um suposto evento tectono-magmático, baseando-se em dados geocronológicos, sugerindo assim um magmatismo de arco na porção centro-oriental de Rondônia entre 1,65-1,63 Ga. Posteriormente Santos et al. (2003) definem uma orogênese do tipo colisional continente x continente e a denominam de Orogênese Ouro Preto (1,65-1,63 Ga).

Rizzotto et al. (2002 e 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 & 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 orogenias San Ignácio de Litherland et al. (1986), Rondoniana de Teixeira & Tassinari (1984) e Candeias de Santos *et al.* (2002), embora a conotação tectônica entre os eventos seja bastante distinta. Após o desenvolvimento da Faixa Alto Guaporé na borda sul do cráton, um curto período de passividade tectônica se instalou, posteriormente, retomada a atividade tectônica se inicia o ciclo de Wilson. Ocorre um processo de rompimento crustal intracontinental, com a geração de um proto-oceano, que é representado pelo Terreno Nova Brasilândia sendo ele delimitado por falhas ou zonas de cisalhamento de grande expressão.

Durante a evolução geológica do Terreno Nova Brasilândia (Figura 3), são reconhecidos dois ciclos de encurtamento crustal, extensão e atividade magmática intra-placa (Rizzotto et al., 2001; Rizzotto e Quadros, 2005): o primeiro marcado por uma extensão continental iniciada com geração de *rift*, plutonismo intraplaca, seguida de sedimentação turbidítica em fase sinéclese e se encerrando com transpressão e espessamento crustal no período entre 1250 a 1110 Ma (Orogenia Nova Brasilândia). O segundo ciclo (1005-970 Ma) compreende extensão por colapso pós-orogênico com geração de bacia intracontinental, *riftes*, 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 (Suíte Intrusiva Rio Pardo/ Suíte Intrusiva Novo Mundo). Dados geocronológicos obtidos em zircões detríticos dos metaturbiditos indicam uma fonte mista com idades paleoproterozóicas até mesoproterozóicas, entretanto, 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 interpretado 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 à ambiente de margem passiva sucedendo *rift*.

Após grande hiato deposicional, uma nova sedimentação se inicia durante o Paleozóico, em parte do Cráton Amazônico, afetado por um evento extensional, quando foi gerada a Bacia do Parecis. As formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno e Fazenda Casa Branca foram depositadas desde o Ordoviciano até o Permiano (Bahia et al., 2007). O Gráben de Pimenta Bueno é o registro desta fase extensional, o qual é representado pelas Formações Pimenta Bueno e Pedra Redonda (Figura 3). 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 esta unidade, através da identificação de microrganismos do paleofitoplancton filiados aos Acritarchas do gênero *Synsphaeridium*.

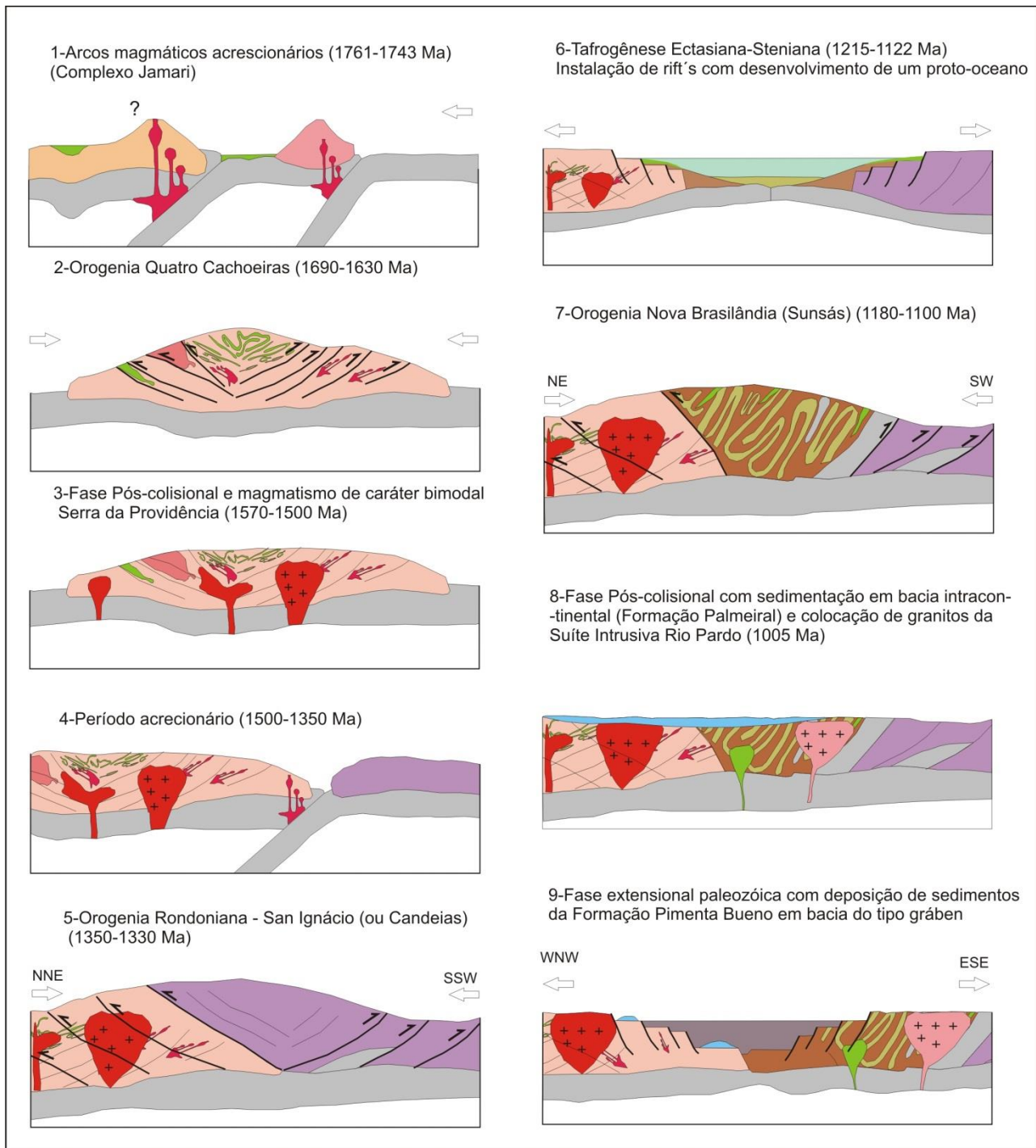


Figura 3 - Modelo esquemático da evolução tectônica das unidades que compõem a área (Trindade Netto et al., 2015; em preparação).

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 mesoproterozóico ao toniano. Em Rondônia as manifestações de magmatismo fissural Calimianianas 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 (Scandolaro et al., 1992). Os autores posicionaram as intrusões no Meso/Neoproterozóico, 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 Sequencia Nova Brasilândia e texturas hornféisicas nos pelitos da Formação Terra Boa.

Estudos realizados por Costa et al. (2012) na porção centro-leste do Maciço Serra da Providência estudando corpos máficos tabulares e não tabulares (deformados lenticulares e/ou sin-plutônicos), definem dois grandes grupos, o primeiro classificado como diabásio, com formas tabulares e o segundo com formas lenticulares (gabronoritos). Segundo os autores, os diabásios assemelham-se a basaltóides de ambiente intraplaca (continental) enquanto que os gabronoritos tem assinatura geoquímica compatível com basaltos de ambiente de arco de margem continental ativa. Além do mais, o comportamento geoquímico dos diabásios não sugere gênese relacionada ao magmatismo bimodal Serra da Providência, mais sim a um evento ígneo posterior (possibilidade de magmatismo extensional Fanerozóico alojado em estruturas de transferência geradas durante a instalação da bacia dos Parecis).

As rochas máficas relacionados à abertura do rift Nova Brasilândia no final do ectasiano ocorrem ao longo da faixa e são afetados pelo retrabalhamento crustal provocado pela orogenia Sunsás, onde se observam corpos estriccionados e lentes de anfibolitos. Os dados geoquímicos obtidos por Rizzotto (1999) em amostras de metagabros e anfibolitos, comparando ao padrão dos basaltos enriquecidos (Sun & McDonough, 1989), mostram valores próximos a 1, indicando uma notável semelhança com os toleítos P-MORB's. A moderada anomalia negativa de Sr, Nb e Ti e o enriquecimento dos elementos mais móveis tais como Ba, Th, U e Cs, da mesma forma a assinatura do ETR dos anfibolitos e metagabros é muito semelhante ao padrão dos basaltos enriquecidos (E-Morb de Sun & McDonough, 1989). Em relação ao ambiente tectônico os MORB'S são

comprovadamente típicos de cordilheiras meso-océânicas, mas não exclusivos deste ambiente, pois composições similares aos MORB também foram descritas em regiões de bacias back-arc, arco-de-ilhas e em rift's intracontinentais.

Os diques e/ou *sills* básicos que cortam rochas paleoproterozoicas até rochas sedimentares da Bacia Amazônica são descritos 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 Scandola et al. (1999) enquadram 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. Rizzoto (2012) descreve soleiras de basaltos, diabásios e microgabros intrusivas 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.

### **3 – GEOLOGIA DA ÁREA**

#### **3.1-Relações Tectono-estratigráficas**

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 esta localizada na porção centro-leste do Estado de Rondônia. O mesmo apresenta uma visão atualizada principalmente no que tange ao conhecimento tectono-estratigráfico regional. Assim, os trabalhos de mapeamento permitiram individualizar 18 unidades litoestratigráficas mediante critérios de campo, dados petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos, e compilação e integração com outros projetos. Dentre tais unidades destacam-se os enxames de diques máficos, foco principal deste trabalho. As informações levantadas destas unidades constam no mapa geológico (Figura 4) e a descrição sucinta das mesmas será apresentada a seguir (Figura 5).



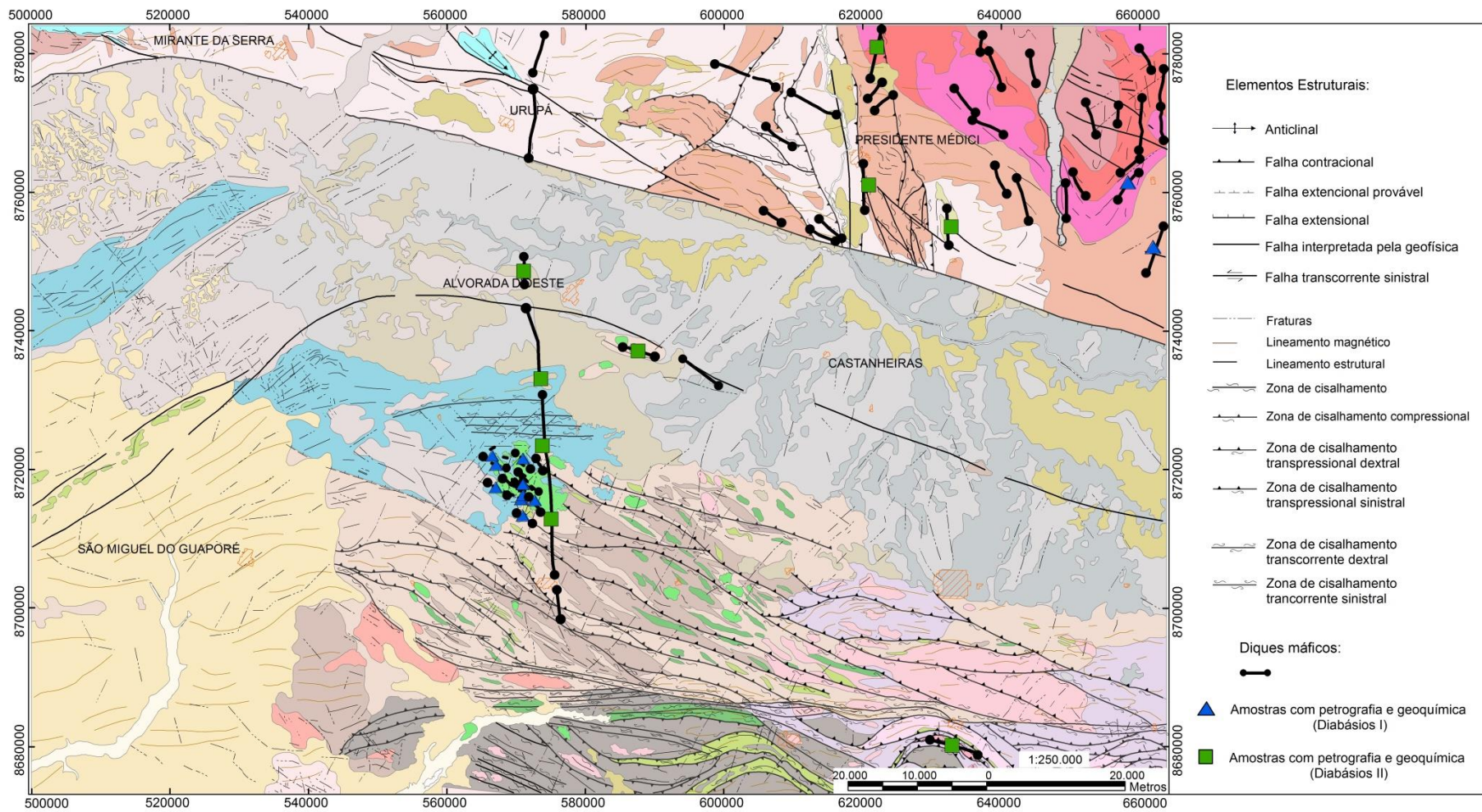


Figura 4 - Mapa de localização dos diques e elementos estruturais da Folha Presidente Médici (SC-20-Z-C) e área de estudo, modificado de Trindade Netto et al. (2015; em preparação).



**RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS**  
COBERTURAS SUPERFICIAIS

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	
CENOZOICO	Quaternário	0,011	<p><b>Q2a</b> Depósitos Aluvionares: cascalhos, areias, siltes e argilas em camadas irregulares e interdigitada lateralmente.</p> <p><b>NQi</b> Cobertura Sedimentar Indiferenciada: sedimentos aluvionares, incluindo cascalhos, areias, siltes e argilas.</p> <p><b>NQdi</b> Cobertura Detrito Laterítica: sedimentos silteico-argilosos parcialmente consolidados, contendo nódulos ferruginosos e crosta laterítica ferruginosa.</p>
		2,588	

**BACIAS SEDIMENTARES**

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	
MESOZOICO		145,0	<p><b>Jdb</b> Diques de diabásio: diabásio, porfírico a fanerítico finos, parcialmente hidrotermalizados.</p>
		201,3 298,9	
PALEOZOICO	Carbonífero		<p><b>C1pr</b> 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 (quartzito, gnaiss, granito, argilitos), eventualmente facetados.</p>
			<p><b>Bacia do tipo "Rift"</b></p>
	Devoniano	358,9	<p><b>SDpb</b> Formação Pimenta Bueno: arenito fino a médio micáceo e arenito conglomerático a conglomerado, estratificados a maciço (Sdpbar); arenito arcoseano micáceo estratificado e folhelho de cor marrom escuro, intercalado com arenito fino e siltito laminado (SDpbarf); intercalação rítmica de folhelho e siltito de cor marrom escuro, e arenito fino micáceo, localmente ocorrem intercalações de folhelho com camadas de calcário dolomítico e siltito carbonático (SDpbfcc).</p>
Siluriano	419,2 443,4		

Discordância

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	
NEOPROTEROZOICO	Toniano	850	
		1000	<p><b>NP1p</b> Bacia do tipo Sinéclise Formação Palmeiral: ortoconglomerado polimítico, arenito arcossiano e quartzito arenito estratificado. 1030 Ma U-Pb.</p>
MESOPROTEROZOICO	Esteniano		<p><b>MP3γ</b> Granitóide Tardi a Pós Tectônico Suite Intrusiva Rio Pardo: quartzo-sienito, quartzo-monzonito, e alcali-feldspato sienito (MP3γfsl), monzogranito, granodiorito e raros diques pegmatíticos e aplíticos (MP3γfrp) 1005 Ma U-Pb, e hornblenda monzogranito estratóide (MP3γfsp).</p>
			<p><b>MP3δnm</b> Suite Intrusiva Novo Mundo: diques de diabásio e gabro, isotrópicos e localmente epidotizados (MP3δnmdg); hornblenda gabro, gabro-noritos e microgabro, localmente foliados (MP3δnmhg).</p>
			<p><b>MP3tb</b> Formação Terra Boa: intercalações de metassiltito laminado e metarenito fino estratificado, hornfels e quartzito na forma de camadas e lentes, em geral inclinadas a verticalizadas. &lt;1100 Ma U-Pb.</p>
			<p><b>Bacia do tipo "Rift"</b> <b>Grupo Nova Brasilândia</b> Formação Migratinópolis: biotita-muscovita-quartzito xisto, silimanita-granada-quartzito xisto e granada-muscovita-quartzito xisto (MP3mxt), epidoto-actinolita quartzito e quartzito micáceo (MP3mqtl), gnaiss calcissilicático maciço a foliado com sulfetos disseminados e lentes de anfibolito (MP3mcal), anfibolito de granulação fina a metagabros foliados (MP3maf) e biotita paragneiss e localmente metaturbiditos (MP3mpg). 1122 Ma U-Pb, 1110 Ma U-Pb (zircão).</p>
		<p><b>MP3rbm</b> Formação Rio Branco: metagabro, metagabro-norito, metadiabásio e anfibolito (MP3rbm), e lentes de gnaiss calcissilicático (MP3rbgcs). 1061-1069 Ma U-Pb (titanita).</p>	
	Ectasiano		<p><b>MP2γac</b> Granitóide Pós-Tectônico Suite Intrusiva Alto Candeias: granito porfírico rapakivítico, apilito, sienito, charnockito e subordinadamente augen gnaiss. 1346-1339 Ma U-Pb.</p>
			<p><b>MP2γas</b> Suite Intrusiva Alto Saldanha: hornblenda-biotita, monzogranito/sieno-granito, alcali-feldspato-granito, monzogranito porfírico, riolito, traquito e rochas máficas associadas, variando de isotrópicos a foliados.</p>
	Calimiano		<p><b>MP2sf</b> Granitóide SinTectônico Suite São Felipe: augen gnaiss granodiorítico, ortogneiss monzograníticos de granulação grossa e granitóides foliados, enderbitos subordinados (MP2sfen), em geral migmatizados.</p>
			<p><b>MP1γp</b> Granitóide Pós-Colisional Suite Intrusiva Serra da Providência: biotita sienogranito granofírico de granulação fina a média, isotrópico a foliado, raramente rapakivítico (MP1γpgf); biotita leucosienogranito isotrópico, de granulação grossa com cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo e shorlita (MP1γpls); hornblenda biotita sienogranito a biotita sienogranito porfírico, granulação grossa, por vezes rapakivítico (viborgito e piterlito), isotrópico a foliado e estrutura protomilonítica a ultramilonítica, gnaiss finos e magnéticos (MP1γpsp); 1574 ± 9 Ma U-Pb; diques de diabásio, gabronoritos a olivina gabro, isotrópicos a foliados (protomilonitos) (MP1γpgb); riolito porfírico, biotita microgranito porfírico, isotrópico a foliado, eventualmente rapakivítico (MP1γpsv). 1604 ± 3 Ma U-Pb.</p>
	PALEOPROTEROZOICO	Estateriano	
			<p><b>PP4ja</b> Complexo Jamari: ortogneiss tonalítico, ortogneiss granodiorítico, ortogneiss quartzo-diorítico com presença de enclaves máficos, e anfibolito de granulação fina com aglomerados granadíferos (PP4ja) 1761-1743 Ma U-Pb 1670-1650 Ma U-Pb 1324 Ma U-Pb.</p>

NOTA: Idades em Ma (Milhões de anos); 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 5 - Coluna litoestratigráfica da Folha Presidente Médici e área de estudo, modificado de Trindade Netto et al. (2015; em preparação).

### 3.2-Interpretação Aerogeofísica

A área de estudo compreende uma pequena porção do sudoeste do Cráton Amazônico, apresenta uma geologia diversificada, porém com espessa cobertura de solos. A carência de bons afloramentos é reflexo de áreas com relevo arrasado, cujos processos de pediplanação atuaram intensamente, fato observado em vários sensores e fotografias aéreas. Em escala de afloramento estes fatos se confirmam através das estruturas impressas na rocha, que indicam polideformações, de caráter dúctil-rúptil e alguns mais tardios de caráter essencialmente rúptil. Outro fator impeditivo são as limitações de acesso às localidades (terras indígenas) tornando o trabalho de cartografia dependente de dados geofísicos.

Os dados gamaespectrométricos e magnetométricos aplicados neste trabalho foram ferramentas-chave na identificação e na cartografia dos diques alojados nos terrenos Jamari, Nova Brasilândia e na Bacia de Pimenta Bueno. As imagens aerogeofísicas de Contagem Total de Canais do K, U e Th, foram convertidas para concentração de elementos (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente Urânio (eU) e equivalente Tório (eTh), e Ternário, em relevo sombreado. Os mapas Magnético Campo Total, Primeira Derivada Vertical e Sinal Analítico resultam do emprego de dados do campo magnético total reduzido do *International Geomagnetic Reference Field* – IGRF, em relevo sombreado. Os dados gamaespectrométricos e magnetométricos foram obtidos com espaçamentos das linhas de vôo (N-S) e de controle (E-W), respectivamente, de 500 m e 5000 m.

Os diques com direção N-S apresentam-se pouco delimitáveis nas imagens magnetométricas, em virtude de possuírem direção paralela as linha de vôo. Por tal fato, a imagem de Primeira Derivada Vertical (DV) permitiu evidenciar somente poucos diques com essa direção. No entanto foi possível identificar com bastante clareza um dique N-S de aproximadamente 80 Km de comprimento e 50 metros de largura, na porção central da área, que intrude nas formações Migrantinópolis, Terra Boa, Pedra Redonda e Pimenta Bueno, além das rochas do embasamento, constituídas por ortognaisses do Complexo Jamari, sugerindo assim, uma forte evidencia de diques Mesozóicos na região de estudo (Figura 6). Os diques encaixados em estruturas paralelas à orientação do *trend* de deformação W-E e WNW-ESSE do Domínio Nova Brasilândia contrastam pouco na resposta magnética, justamente por estarem paralelos a faixas mais deformadas, sendo grande parte identificados durante o mapeamento.



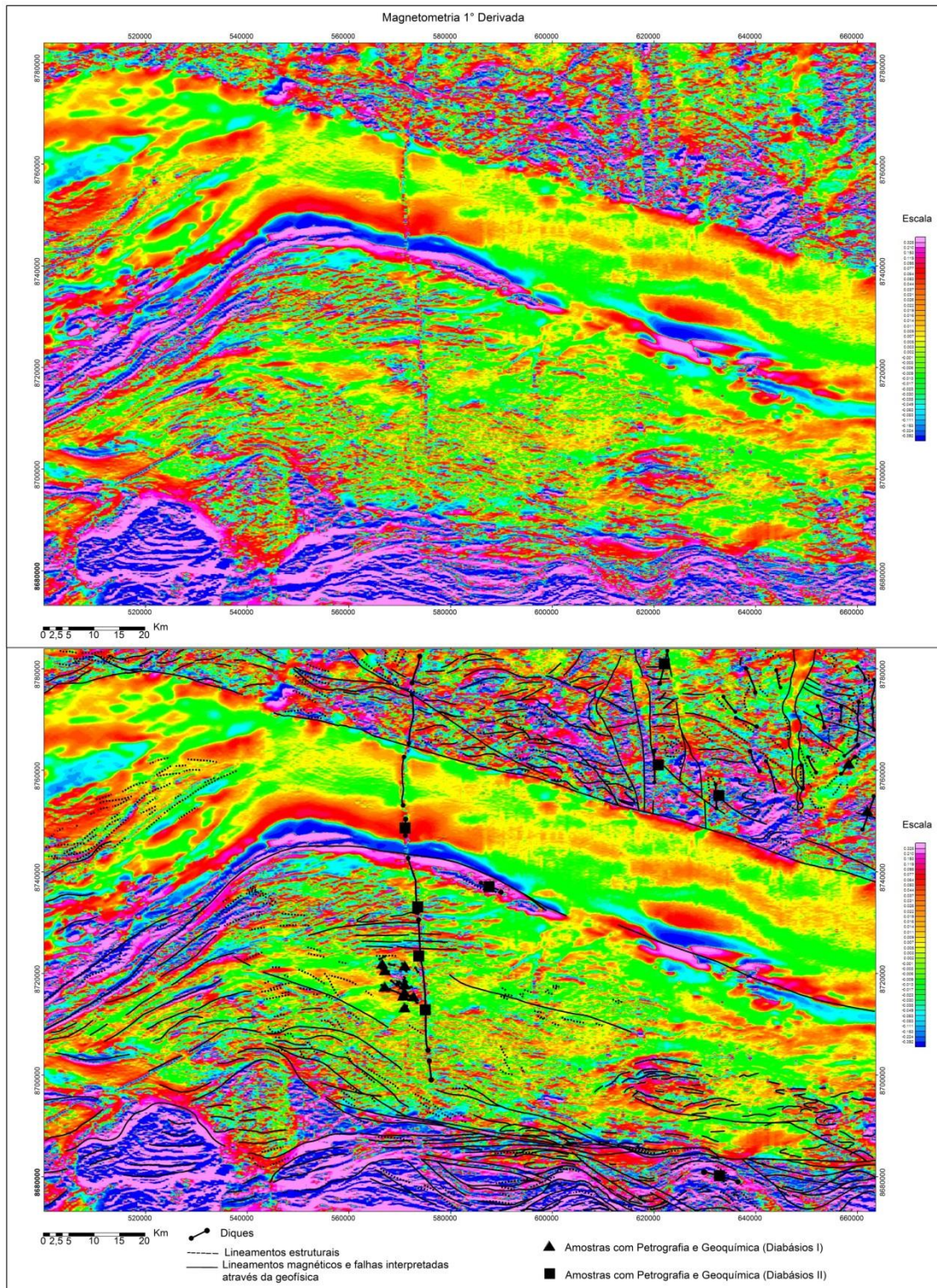


Figura 6 - Imagem magnetométrica da Primeira Derivada Vertical (DV), com interpretação (diques e lineamentos).

As imagens aerogeofísicas de Contagem Total (ternário) foram eficientes na identificação de diques N-S, NE-SW e NW-SE, na porção nordeste da folha, principalmente os intrudidos nas rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, pois a assinatura gamaespectrométrica dos diques



contrasta com a dos granitos, pois apresentam baixos valores percentuais de K, Th, e U, fornecendo assim tonalidades escuras (pretas) nas imagens (Figura 7).

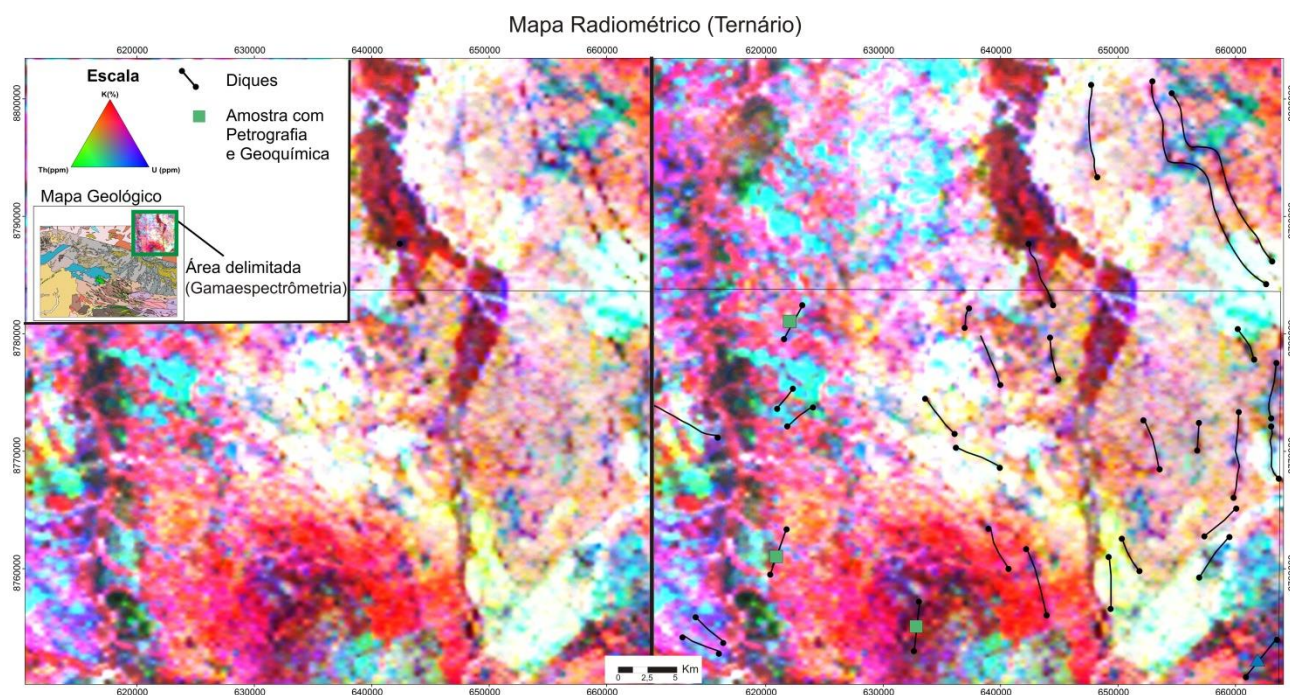


Figura 7 - (A) imagem radiométrica (Ternário) interpretada (diques).

### 3.3-Aspectos Geológicos (Diques)

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 anatóticos. A Suíte Intrusiva Serra da Providência é representada por rochas félsicas subvulcânicas, gabronoritos, sienogranitos porfíricos (viborgitos e piterlitos), leucosienogranitos, sienogranitos granofíricos. As rochas Grupo Nova Brasilândia exibem intercalações entre seus diversos litofácies que incluem xistos, paragnaisses, anfibolitos, quartzitos, gnaisses calcissilicáticos e metagabros, estes subdivididos em Formação Migrantinópolis e Formação Rio Branco. A Formação Terra Boa é representada por rochas metassedimentares psamopelíticas e são caracterizadas por intercalações centimétricas a decamétricas de filitos e mica-quartzitos e de forma subordinada ocorrem metassiltitos e metarenitos com níveis locais manganésíferos. A Suíte Intrusiva Novo Mundo é constituída por rochas gabróicas (hornblenda gabros, gabro-noritos, olivina gabro-noritos, microgabros) e 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 8a).

Foram reconhecidos vinte e um 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. Os diques foram separados em dois tipos, diabásios I e diabásios II (Figura 8b).

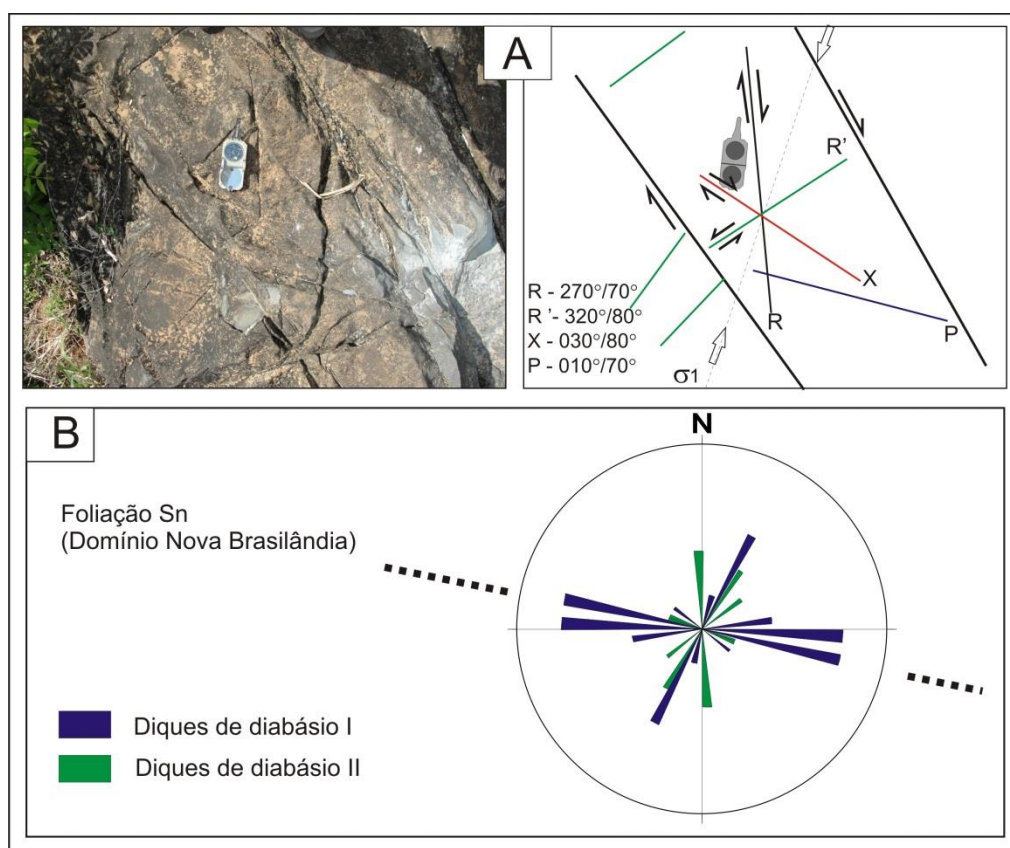


Figura 8 – (A) Padrão de faturamento impresso em diques de diabásio (Domínio Nova Brasilândia), norte indicado pela bússola; (B) Diagrama de roseta obtido para os diques máficos da área de estudo.

### *3.3.1-Diques de Diabásio I*

Estes 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 paragnaisse da Formação Migrantinópolis e gabros da Suíte Intrusiva Novo Mundo. Já no extremo nordeste da área, os diques tem 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 (Figura 9).

As rochas possuem cor cinza-esverdeada a preta, estrutura maciça, 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 esqueléticas. A paragênese de sulfetos associada a estas 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.



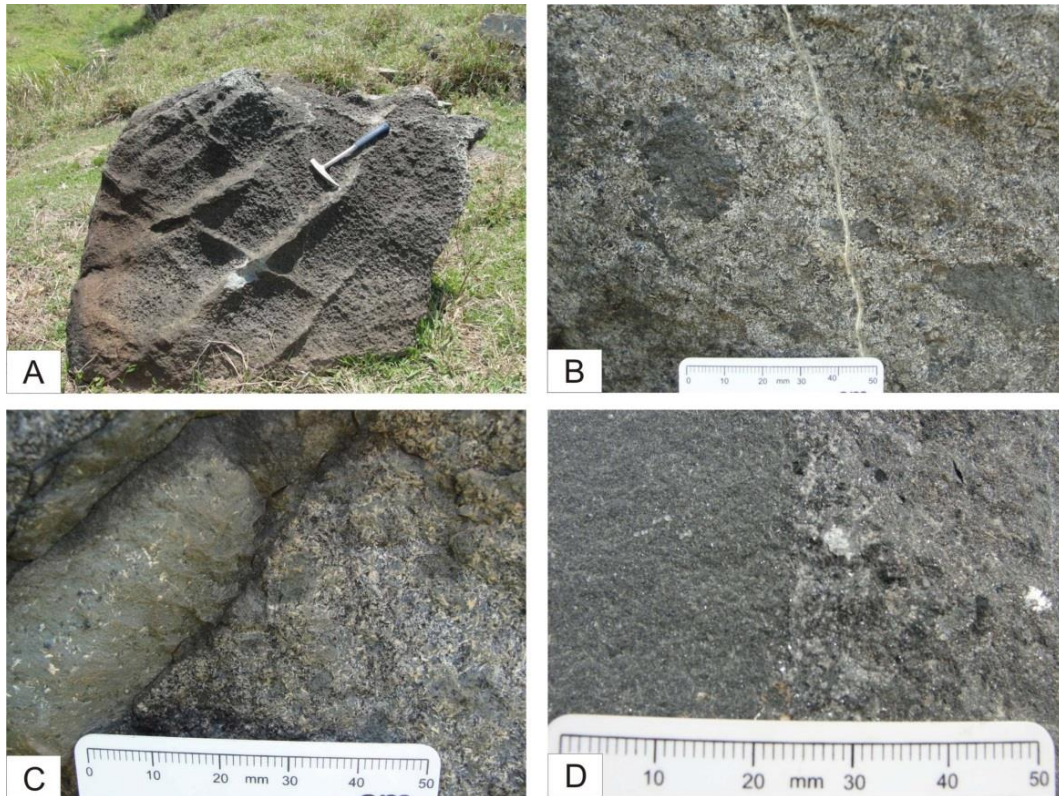


Figura 9 – (A) Aspectos de ocorrência dos afloramentos; (B) aspecto da rocha com possíveis xenólitos das encaixantes cortados por vênulas de epidoto/calcita; (C) diques centimétricos de diabásio I cortando as encaixantes da Suíte Intrusiva Novo Mundo (hornblenda gabros); (D) detalhe macroscópico do diabásio e hornblenda-gabro, respectivamente.

Ao microscópio exibem texturas inequigranular, ofítica a sub-ofítica, 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 (Figura 10). Essas rochas classificam-se como diabásios holo a hipocrystalinos, constituídos essencialmente por plagioclásio (labradorita), clinopiroxênio (augita) 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 por cristais irregulares de titano-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 esqueletal e ocorrem como produtos de alteração de minerais máficos ou como fases de cristalização primária. Os cristais aciculares de apatita ocorrem inclusos principalmente em plagioclásio e piroxênio. Estes últimos também apresentam inclusões de titanita.



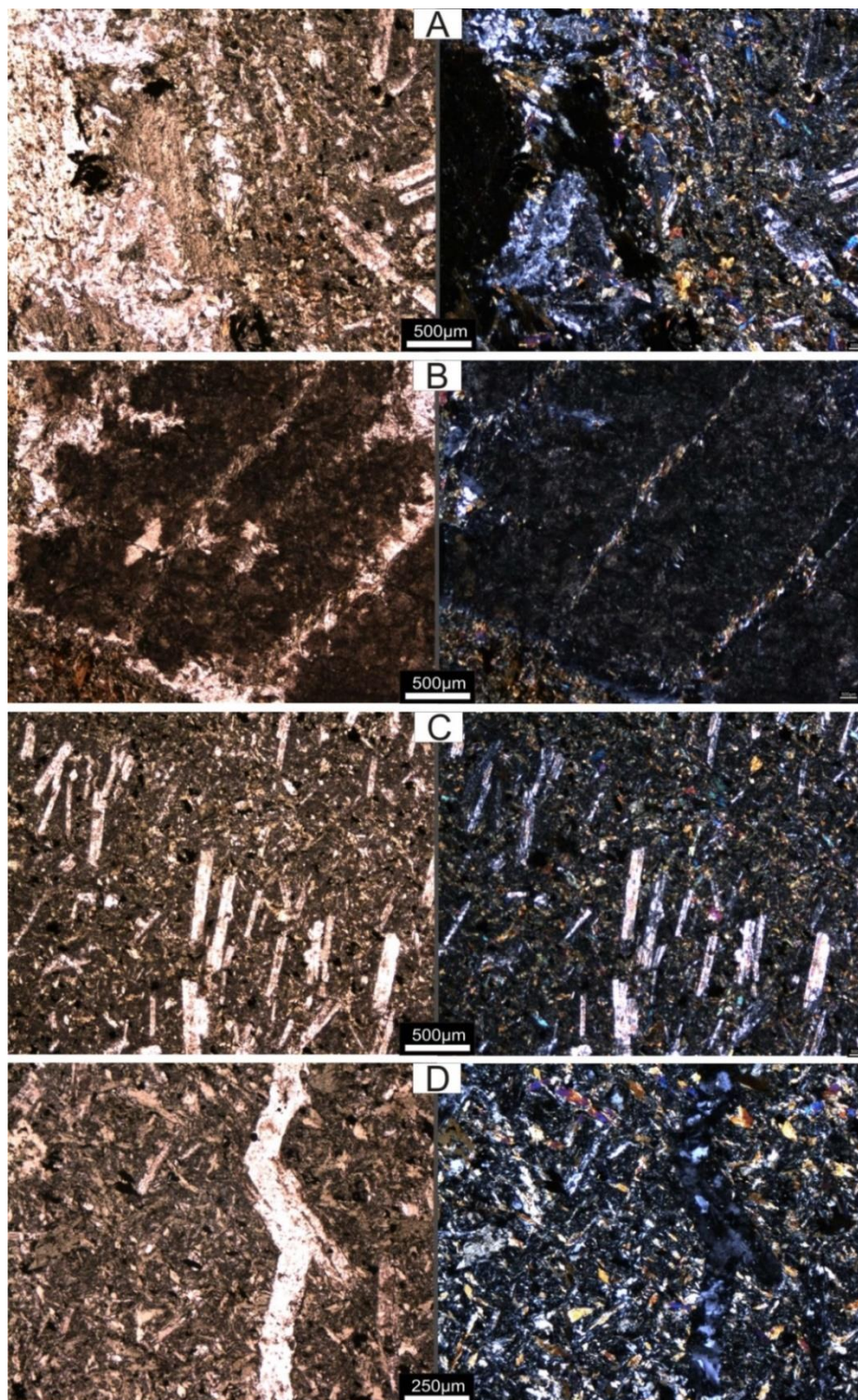


Figura 10 – (A) Fotomicrografia de diabásio I em contato com a encaixante (hornblenda gabro); (B) cristal de plagioclásio saussuritizado com fraturas preenchidas por actinolita; (C) Aspecto da textura de fluxo magmático marcada pela orientação das ripas de plagioclásio próxima a borda com a encaixante (polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita); (D) Vênulas de quartzo com aspecto sinuoso, e minerais opacos (polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita).



### 3.3.2-Diques de Diabasio II

Os diques definidos como diabasio 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 metros de largura, na porção central da área, que intrude as rochas do embasamento paleoproterozóico 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 (Figura 11), 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 matacões alinhados, e pequenas lajes em leitos de drenagens.

São rochas melanocráticas, holocristalinas, equigranulares de granulação fina a média, por vezes porfíricas, com matriz de granulação média, e textura ofítica a subofítica, compostas essencialmente por plagioclásio, piroxênio e hornblenda. Quando presentes, os fenocristais são de plagioclásio, subédricos a euédricos com tamanhos que variam de 1 x 0,5 cm, por vezes com tons esverdeados, por saussuritização.



Figura 11 – (A e B); Aspecto de campo dos diques com espessuras métricas a sub-métricas e direção NNE-SSW; (C) detalhe da relação de contato com as rochas félsicas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, a NE da área; (D) detalhe da rocha com fenocristais de plagioclásio, imersos em matriz fina a média, equigranular, próximo ao contato com a encaixante.

Ao microscópio estas rochas são equigranulares em sua maioria, e porfíricas de forma subordinada, com matriz intergranular, exibem textura ofítica a subofítica (Figura 12), 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, epídoto, 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 supracitado. 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.

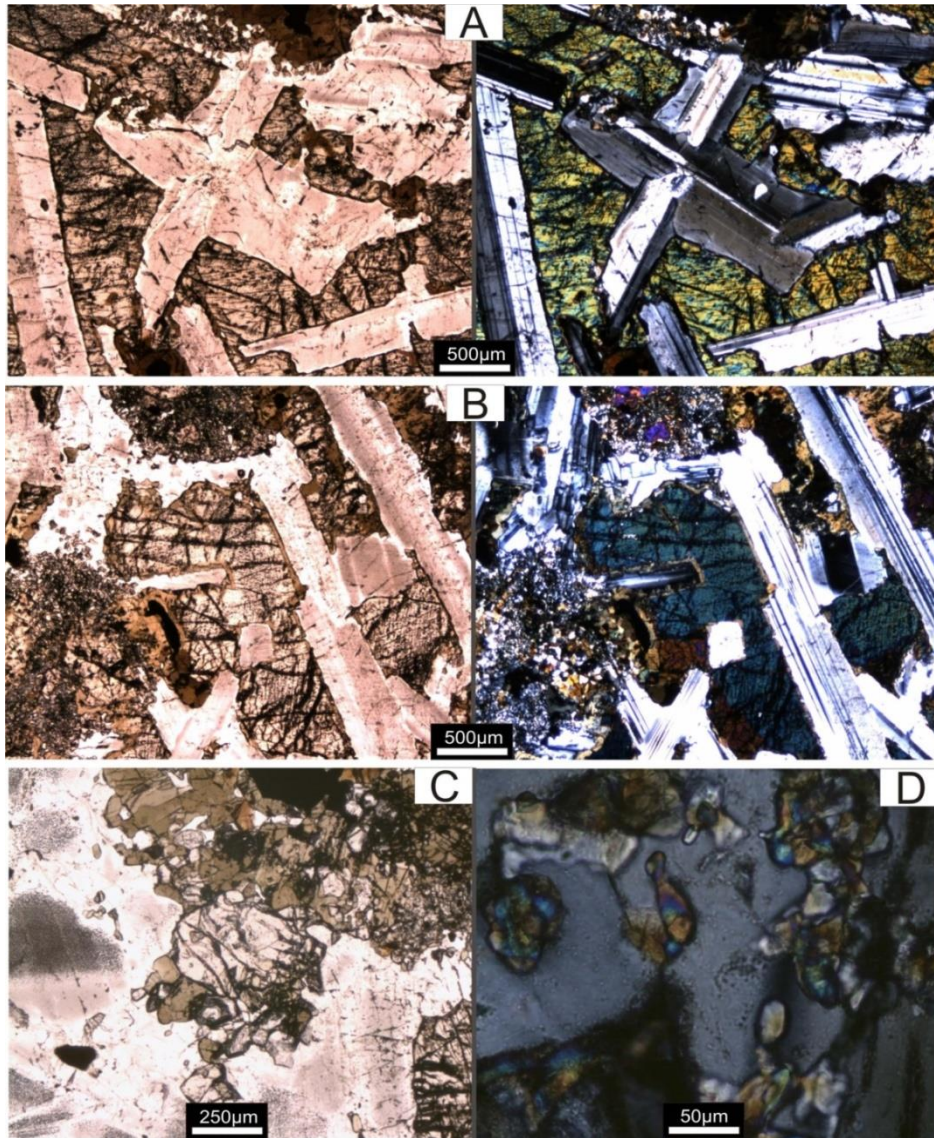


Figura 12 – Fotomicrografias do diabásio II: A) Textura óptica (cristais de plagioclásio englobados por piroxênio); B) Textura sub-óptica (cristais de piroxênio entre plagioclásio), e coronítica, com piroxênio parcialmente substituído nas bordas por hornblenda. C) Cristal de granada representando a paragénese acessória. D) Cristal de epídoto como mineral de alteração (polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita em A e B, paralelos em C e cruzados em D).

#### 4 – LITOGEOQUÍMICA

As amostras foram enviadas para a análise química multi-elementar 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. 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 utilizaram-se os diagramas de MPR 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 ígnea. A figura 13 exhibe tais gráficos, que evidenciam que o processo ígneo evolutivo não sofreu alterações significativas.

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

Litotipos	Diabásio I											
	(GB-678)	(GB-680)	(GB-681)	(GB-682-B)	(GB-686)	(GB-683)	(GB-685)	(GB-591)	(GB-370)	(GB-534)	(GB-513)	(GB-527)
Amostra	48,10	47,40	48,60	51,40	49,20	48,20	47,80	48,60	47,90	48,80	48,30	49,40
SiO <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
TiO <sub>2</sub>	16,70	15,10	17,30	14,90	13,80	14,80	15,00	14,30	15,30	14,90	17,50	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,15	12,60	10,80	11,70	13,80	13,20	13,00	16,60	15,20	13,10	8,98	14,00
MnO	0,15	0,18	0,18	0,21	0,25	0,25	0,29	0,23	0,21	0,20	0,15	0,20
MgO	10,10	8,68	6,30	5,42	5,33	3,52	5,10	4,68	5,65	6,43	8,31	5,98
CaO	9,94	9,06	10,70	9,34	9,59	11,90	13,60	8,20	7,66	9,28	10,10	8,54
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,72	2,63	3,84	3,31	2,77	2,60	3,10	3,10	2,78	2,91	2,30
K <sub>2</sub> O	1,12	0,95	1,21	0,62	1,56	1,97	0,55	1,46	1,32	1,00	1,47	1,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,50	0,36	0,749	0,66	0,67	0,59	0,70	0,57	0,45	0,23	0,53
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
Sum	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	30,00	50,70	32,50	69,00	26,40
Co	38,50	47,50	38,10	44,80	37,10	33,80	43,20	28,70	33,40	21,10	14,50	24,30
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	4,20	6,30	3,60	16,20	3,70
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	1,20	1,82	0,70	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	2,80	1,20	1,40	2,90	2,40
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



Tabela 1 - Continuação

Litotipos	Diabásio II								
	GB-672	GB-673	GB-675	GB-676	GB-677	GB-103	GB-281-B	GB-84-B	GB-447
Amostra									
SiO <sub>2</sub>	49,40	51,00	50,40	50,80	51,00	47,10	50,40	47,10	49,00
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,20	1,62	1,35	1,64	1,33	1,810	0,75	1,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	14,80	16,00	15,70	16,50	15,60	14,10	16,70	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,10	11,60	12,50	11,60	12,70	13,70	14,90	11,80	11,90
MnO	0,19	0,24	0,18	0,18	0,21	0,19	0,23	0,18	0,20
MgO	8,49	7,37	4,44	6,06	4,26	7,95	4,97	9,02	7,60
CaO	10,80	12,00	8,31	11,10	9,73	9,91	9,30	10,40	10,40
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	0,60	0,62	0,46	1,07	0,19	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,12	0,17	0,14	0,17	0,24	0,29	0,06	0,19
LOI	0,36	0,74	2,21	1,18	1,46	0,84	0,02	0,27	2,21
Sum	101,55	101,38	101,32	101,00	101,60	99,25	99,74	98,73	101,68
Elem, traço (ppm)									
Ni	114,00	95,00	42,00	68,00	35,00	32,40	11,10	50,40	49,20
Co	44,80	46,50	37,90	40,50	37,30	15,40	17,50	24,20	18,70
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	1,30	3,20	2,60	3,90
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	0,02	0,02	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	0,60	0,7	0,05	1,70
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

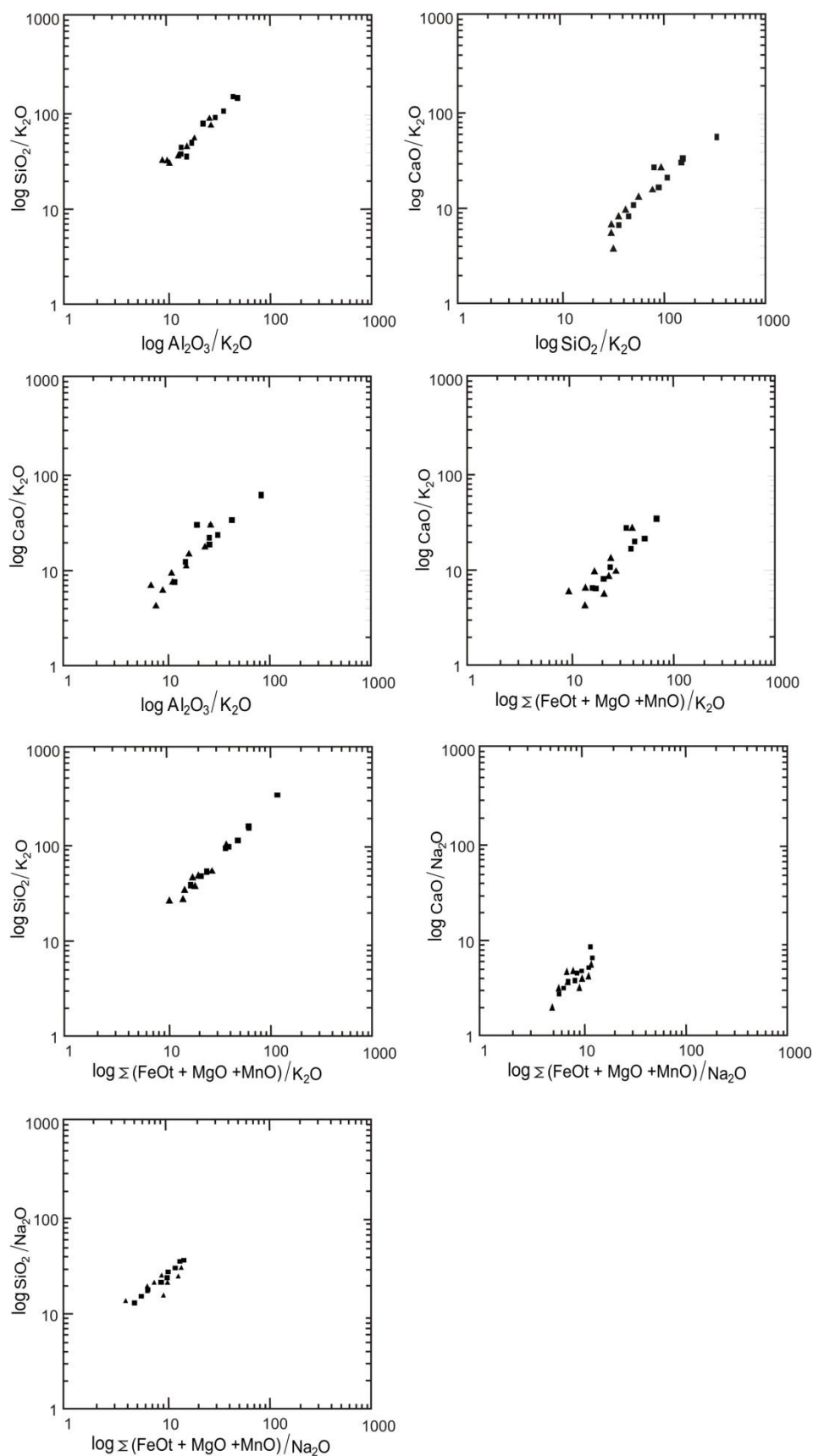


Figura 13 - Diagramas das razões de proporção molecular (MPR) dos diques máficos estudados da região centro-leste de Rondônia. Símbolos: diabásios I-triângulos e diabásios II-quadrados.

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 14a), enquanto que no diagrama álcalis *versus* sílica proposto por (Cox et al. 1979; figura 14b) , as amostras se concentram no campo de composição essencialmente basáltica.

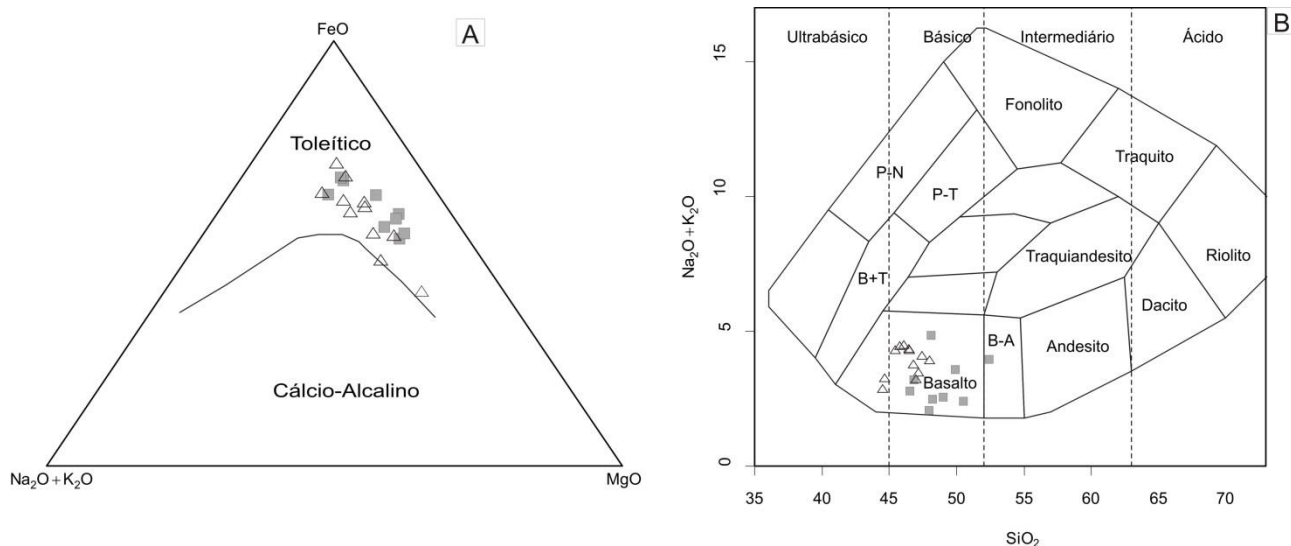


Figura 14 - A) Diagrama AFM (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) –FeO – MgO, segundo a proposta de Irvine e Baragar (1971). B) Diagrama de classificação álcalis vs. sílica proposto por Cox et al. (1979). Símbolos: diabásios I-triângulos e diabásios II-quadrados.

A relação entre os elementos maiores, menores e 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<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, MnO e K<sub>2</sub>O (não representado) e de todos os elementos incompatíveis representados por Y, Zr, Nb, La e Ce, e diminuição de CaO e Ni (fig.15 e 16), além de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (não representado). Isto 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 12,5 %, o que reafirma e indicam 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).

Os diagramas das figuras 15 e 16 indicam também que os diabásios I provem de fonte mantélica mais enriquecida que a dos diabásios II, cujas tendências evolutivas ígneas são caracterizadas por valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, Ce, La, Y, Zr e Nb.



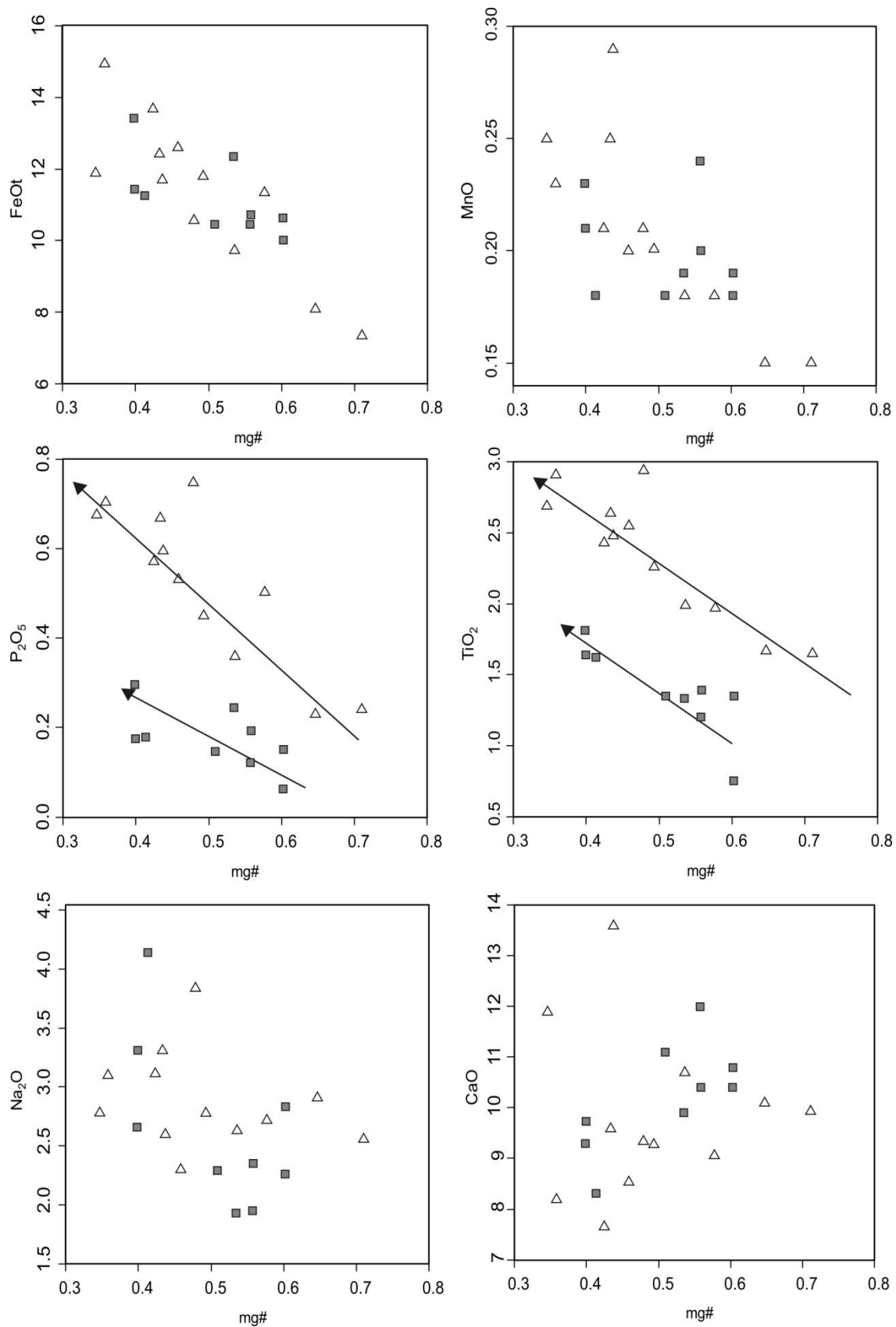


Figura 15 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores dos litotipos estudados. Símbolos: diabásios I-triângulos e diabásios II-quadrados.

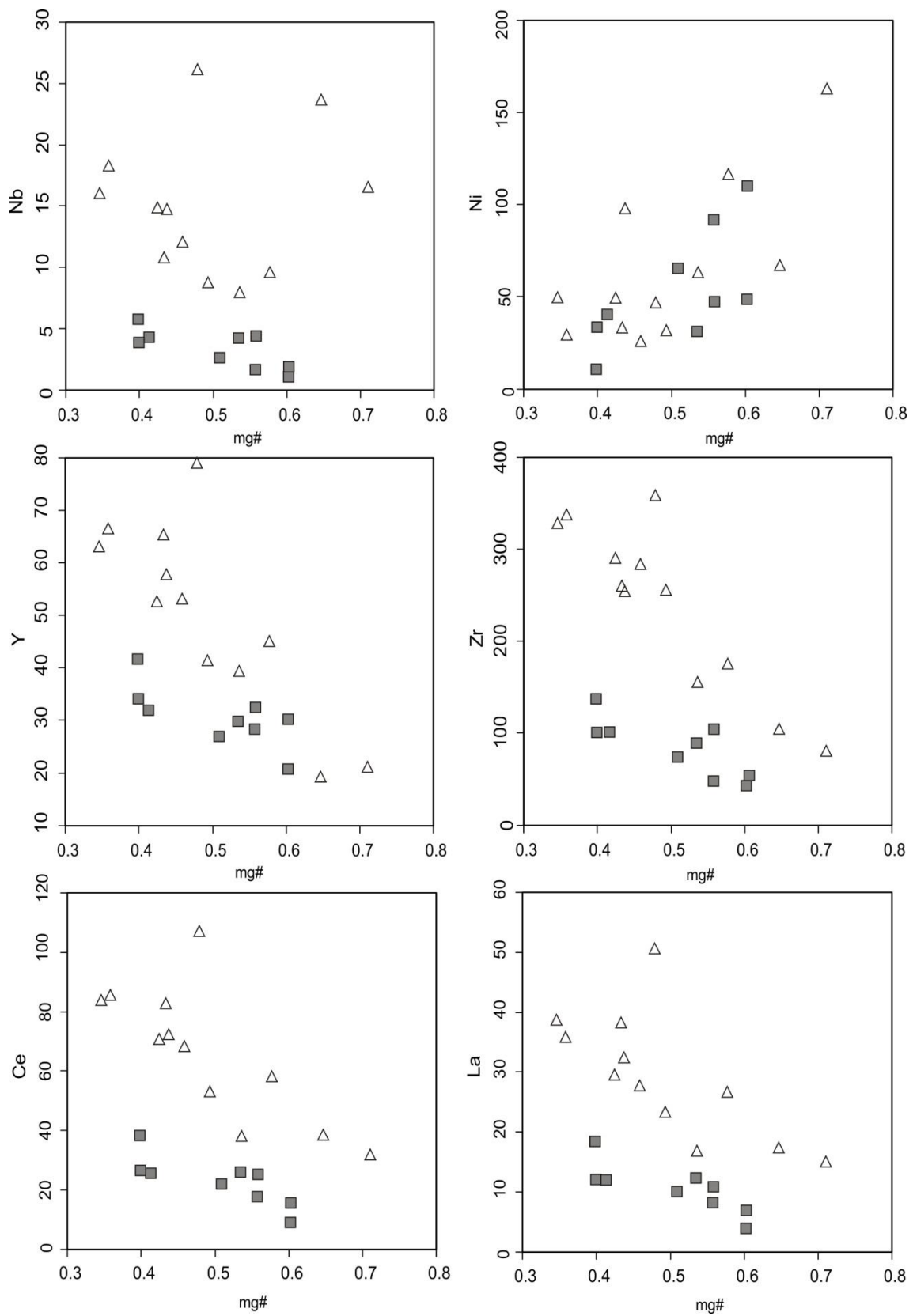


Figura 16 - Diagramas de variação de elementos traços dos litotipos estudados. Símbolos: diabásios I-triângulos e diabásios II-quadrados.

Diagramas e razões entre elementos incompatíveis são comumente usadas para identificar características de fontes mantélicas. São armas poderosas para comparar magmas de composições similares 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. Consequentemente 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 17 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 17 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 15 e 16, e indicando a presença de fontes mantélicas diversas para os diabásios I e II.

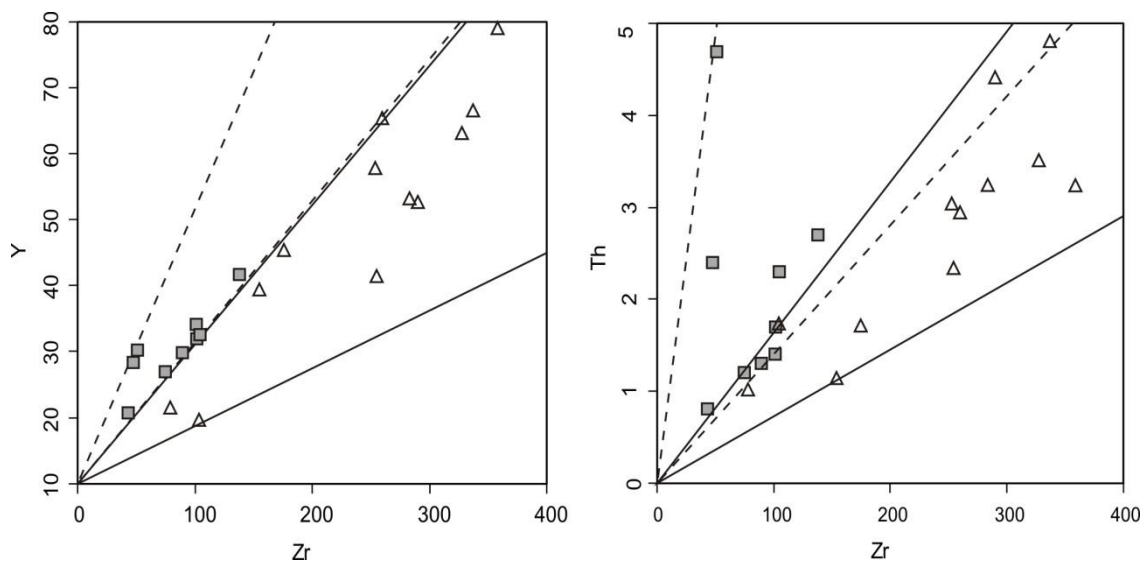


Figura 17 - Diagramas de correlação entre Zr vs. elementos-incompatíveis dos litotipos estudados. Símbolos: diabásios I-triângulos e diabásios II-quadrados.

## 5- 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 (Figura 18 A, B), observam-se padrões semelhantes para ambos os enxames, embora ressalte-se maior enriquecimento dos elementos incompatíveis nos diabásios I, conforme já assinalado (Figura 16). Tal característica é condizente com posição relativa dos tipos I e II em relação aos padrões clássicos OIB, E-MORB, E N-MORB de (McDonough e Sun 1995) (Figura 18 A, B). 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 and Christensen, 1992, Mazzucchelli et al., 1995, Rivalenti et al. 1988). O modelo para a origem de magmas com tais características atribui ao manto sub-litosférico 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) proveniente 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. 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 titanita e ilmenita retidos na fonte, durante a fusão do manto (Weaver and Tarney, 1981).

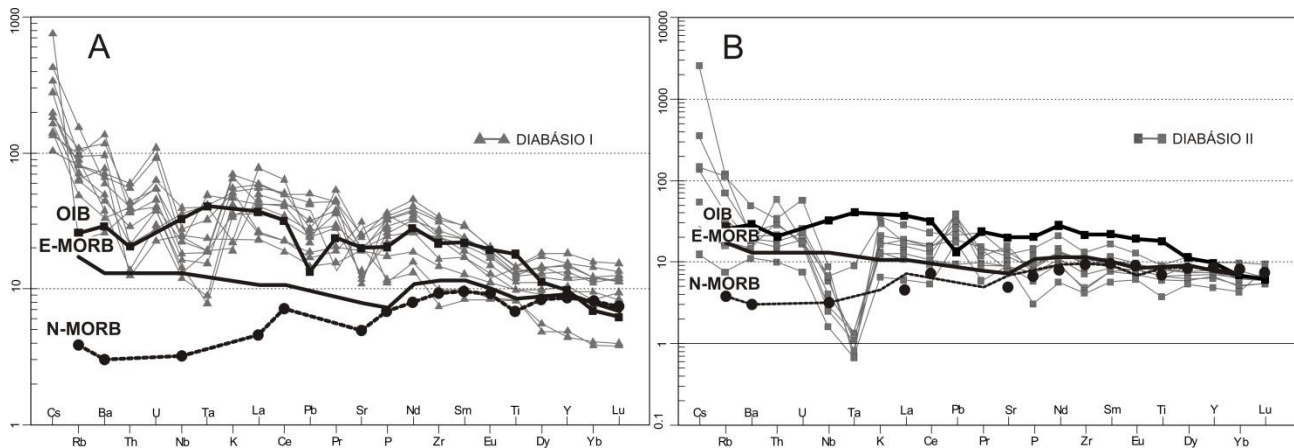


Figura 18 - Diagramas de multi-elementos, normalizados para o manto primitivo, modificado de McDonough e Sun (1995). Os padrões OIB- E-MORB e N-MORB (McDonough e Sun 1995) são apresentados para efeito de comparação. (A) diabásios I; (B) diabásios II.

O padrão geoquímico exibido pelos enxames estudados apresenta semelhanças com a de intrusões de diques máficos da região SW do Craton Amazônico, denominadas respectivamente Suite 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 Mesoproterozóico e intrudiram-se ou em ambiente de arco (Complexo Colorado e Diques Nova Lacerda) ou de intracratônico (Suite Intrusiva Serra da Providência e Grupo Nova Brasilândia). O modelo geoquímico adotado indicou que as fontes parentais dessas intrusões máficas toleíticas foi constituída predominantemente pelo componente N-MORB com até 30% de fluidos emanados 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 Craton Amazônico foram elaboradas as figuras 19 A e B e a tabela 2. Na figura 19 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, 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, 2002), Tendo-se

em vista que o enxame diabásio I corta Formações Proterozoicas porem 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 19) evidenciam que a fonte parental do enxame diabásio II é mais empobrecida em relação ao diabásio I, fato já indicado por diagramas anteriores (Figuras 15,16 e 18). 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 que as dos diabásio I, possam ser de idade Mesozóica.

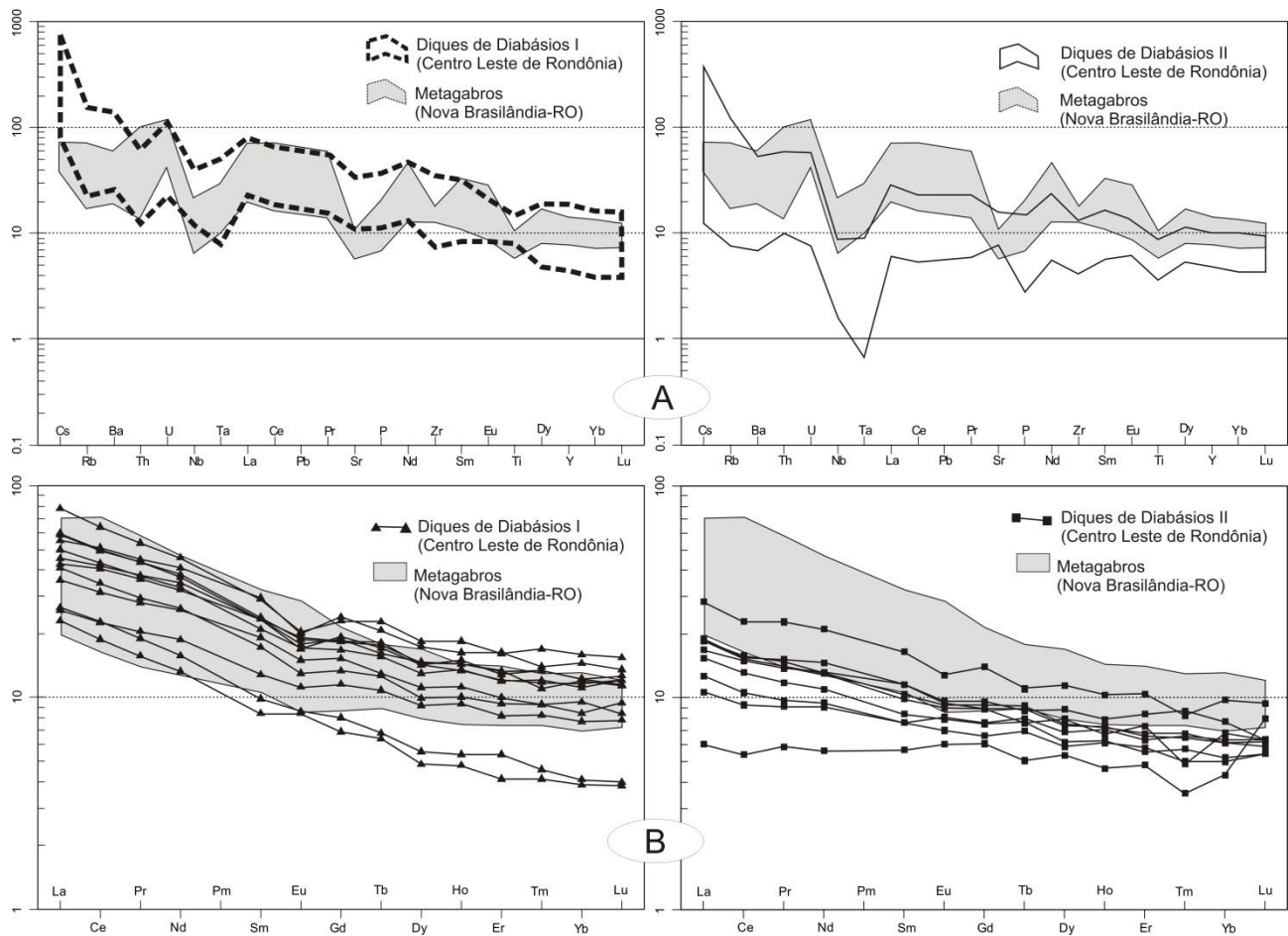


Figura 19 - A) e B) Diagramas multielementar e de elementos Terras Raras, normalizados para o manto primitivo (McDonough e Sun 1995) dos diabásios I e diabásios II comparados com os litotipos máficos (metagabros), do Grupo Nova Brasilândia, região de Nova Brasilândia - RO, porção Sudoeste do Cráton Amazônico (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 – RO.

	Diabásios I	Diabásios II	NMORB	EMORB	OIB	Metagabro N. 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 - 6,17	1,66 - 3,30				2,96 - 6,16

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

## 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arndt, N.T., Christensen, U., 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97, 10967–10981

Amaral, Gilberto. (1974). *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. 212p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo-SP.

Araújo, H. J. T.; Santos Neto A.; Trindade C. A. H.; Pinto, J. C. A.; Montalvão, R. M. G.; Dourado, T. D. C.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C.C.G. (1982). Folha SF.21 – Campo Grande. Rio de Janeiro, Ministério de Minas e Energia – Secretaria Geral, Projeto RADAMBRASIL – Geologia, v. 28, p. 23-124.

Araújo, L. M. B.; Ruiz, A. S.; Godoy, A. M.; Sousa, M. Z. A. (2005). Soleiras Máficas Tonianas (Suíte Intrusiva Salto do Céu) no SW do Cráton Amazônico: Regime Extensional Relacionado à Orogenia Sunsás?. In: Simposio do Centro Oeste, 9. Resumos... Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, 155-156. Goiânia.

Bahia, R. B. C. (2007). *Evolução tectonosedimentar da Bacia do Parecis – Amazonia*, Tese de Doutorado. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto, 163p.

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*, v. 8, p. 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*, v. 3, p. 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*, v. 122, p. 252-261.

Bellieni, G.; Petrini, R. ; Piccirillo, E.M.; Brito, C. M.; Figueiredo, A. M. G.; Marques, L.S.; Demin, 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*, v. 173, p. 327-350.

Beswick, A. E., Soucie, G. (1978). A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Res.*, 6: 235-248.

Bettencourt, J. S.; Leite, 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: 41-67.

Bettencourt, J.S., Basei, M.A.S., Payolla, B.L., Leite, W.B. 2001. New evidences of recurring convergent margin magmatism in the eastern central Rondônia, Brazil. In: *Geology of the SW*



Amazonian Craton: State of the art, IGCP project 426, University of São Paulo, Extended Abstracts, 48-52.

Bettencourt, J.S., Leite Jr., W., Payolla, B., Ruiz, A.S., Matos, R.S., Tosdal, R.M. (2010). The Rondonian- San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 28–46.

Boger, S.D., Retz, M., Giles, D., Etchart, E. e Fanning, C.M. (2005). U-Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolívia, evidence for the allochthonous origin of the Pargua Block.

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*, v. 106, p. 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, 327-339.

Cordani, U. G.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Basei, M. A. S.; Kawashita, K. (1979). Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica. Actas. [s.n.]. p. 137-148.

Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Sato, K. (1988). The growth of the Brazilian Shield. *Episodes* 11 (3), 163–167.

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res.* 15, 396–407.

Corrêa da Costa, P. C.; Girardi, V. (2004). Petrografia e química mineral dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, Estado de Goiás. *Geologia USP – Série Científica*, v. 4, n. 2, p. 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*, v. 35, p. 135-150.

Corrêa da Costa, P. C.; Carneiro, A. C.; Teixeira, W.; Girardi, 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*, v. 5, p. 65-84.

Corrêa da Costa, P. C.; Girardi, V.; Teixeira, W. (2006b).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Goiás-Crixás dyke swarm, Central Brazil: further evidence of the neoproterozoic tectonic boundary in South America and Nd-Sr signature of the subcontinental mantle throughout time. *International Geology Review*, v. 48, p. 547-560.

Corrêa da Costa, P.C.; Girardi, V. A. V.; Matos, J. B.; Ruiz, A. S.; Correia, C.T. (2008). Contribuição ao Estudo Petrológico e Geoquímico das Rochas Máficas-Ultramáficas da Região de Vila Bela da Santíssima Trindade – MT, Porção Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geociências*, v. 27, p. 287-298.

Corrêa da Costa, P. C.; Girardi, V. A. V.; Matos, J. B.; Ruiz, A. S. (2009). Geocronologia Rb-Sr e Características Geoquímicas dos Diques Máficos da Região de Nova Lacerda e Conquista D'Oeste (MT), Porção Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP – Série Científica*, v. 9, p. 115-132.

Corrêa Gomes, L. C.; Tanner de Oliveira, M.A.F.; Cruz, M. J. M. (1996). Províncias dos diques máficos do Estado da Bahia. Mapa, evolução temporal e estágio atual do conhecimento. Convênio SICM/SGM/PPPG/UFBA. 144p.

Costa, J. B. S.; Hasui, Y. (1991). O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro. Anais. SBG-Núcleo de São Paulo. P. 142-145.

Costa, M. A. C., Scandola, J. E., Palmeira, L. C. M., Iza, E. R. H. F. (2012). Diferenças Mineralógicas e Geoquímicas das Rochas Máficas da Porção Centro Oeste do Maciço Serra da Providência, Folha Ji-Paraná, Rondônia. XLVI Congresso Brasileiro de Geologia. Santos: SBG.

Cox, K. G.; Bell, J.; Punkhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin Publishers, 450 p.

Cruz, N. M. C. (1980). Palinologia de sedimentos paleozoicos do território federal de Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, anais, p. 3041 - 3048.

D'Agrella Filho, M.S., Pacca, I.I.G., Renne, P.R., Onstott, Teixeira, W. (1990). Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga.) mafic dykes in Southeastern Bahia State–São Francisco Craton, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 332–348.

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 Ar/Ar ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco Craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, v. 132, p. 55-77.

D'Agrella Filho, M.S.; Tohver, E.; Tamura, L. N.; Trindade, R.I.; Ruiz, A. S.; Silva, J. A. (2010). Paleomagnetic and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  geochronological data of Mesoproterozoic mafic dykes from Nova Lacerda, Amazonian Craton. In: *The Meeting of the Americas*, Foz do Iguaçu.

Girardi, V. A. V.; Mazzuchelli, 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 Treis region, Northeast Uruguay. *Journal South American. Earth Science*, v. 9, p. 243-249.

Girardi, V. A. V. (2006). Sm-Nd Isotopic study of selected paleo and mesoproterozoic mafic intrusions from cratonic areas of Brazil and Uruguay: inferences on their source mantles. *South American Symposium on Isotope Geology*, 5., Montevideu. *Short Papers*, Montevideu. p. 378-381.

Girardi, V. A. V., Corrêa da Costa, P. C., Teixeira, W. (2011). 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.* , p.1 - 18.

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.

Green, D. H.; Edgar A. D.; Beasley, P.; Kiss, E. and Ware, N.G. (1974). Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 33-43.

Hasui, Y.; Haralyi, N. L. E.; Schobbenhaus, C. (1984). Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: *Symposium Amazonico, 2. Anais. Manaus: DNPM. P. 129-147.*

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, 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*, London, v.42, p.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*, Amsterdam, v.62, p.365-397.

Irvine, I. N.; Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 8, 523-548.

Jaques, A. L.; Green, D. H. (1979). Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. *American Mineralogist*, v. 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*, v. 73, 287 – 310.

Leal, J. W. L.; Silva, G. H.; Santos, D. B.; Teixeira, W.; Lima, M. I. C.; Fernandes, C. A. C.; Pinto, A. C. (1978). Folha SC.20 – Porto Velho. Rio de Janeiro, Ministério de Minas e Energia – Secretaria Geral, Projeto RADAMBRASIL – Geologia, p. 17-184.

Lima, G. A. 2011. Geologia, Geoquímica e Geocronologia dos *Sills* Máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca na porção nordeste da Serra Ricardo Franco (MT) – SW do Craton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 56p.

Litherland, M.; Bloomfield, K. (1981). The Proterozoic History of Eastern Bolivia. *Precambrian Res.*, 15: 157-179.

Litherland, M.; Annells, R.N.; Appleton, J.D.; Berangé, J.P.; Bloomfield, K.; Burton, C.C.J.; Darbyshire, D.P.F.; Fletcher, C.J.N.; Hawki, 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, 1986. (Overseas Memoir, 9).

- Marzoli, A.; Renne, P. E.; Piccirillo, E. M.; Ernesto, M.; Bellieni, G.; De Min, A. (1999). Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of central atlantic magmatic province. *Science*, 284, 616-618.
- Mcdonough, W. F.; Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. 120, 223-253.
- Mazzuchelli, M.; Rivalenti, G.; Piccirillo, E.; Girardi, V. A. V.; Civeta, L. (1995). Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, v. 74, p. 177-194.
- Mazzuchelli, M.; Rivalenti, G.; Menezes Leal, A. B.; Girardi, V. A. V.; Civeta, L. (2000). Petrology of metabasaltic dykes in the Diamantina region, Minas Gerais, Brasil. *Periodico di Mineralogia*, Roma, v. 70, p. 231-254.
- Mazzuchelli, M.; Rivalenti, Menezes Leal, A. B.; Girardi, V. A. V.; Brito Neves, B. B.; Teixeira, W. (2001). Petrology of metabasaltic dykes in the Diamantina region, Minas Gerais, Brazil. *Periodico di Mineralogia*, v. 70, p.231-254.
- 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*, v. 9, p. 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*, Rio de Janeiro, v. 14, p. 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*, v. 20, n. 3, p. 233-250.
- Moraes Brito, C.; Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A. J.; Piccirillo, E.; Tanner de Oliveira, M. A. F. (1989). Mafic dikes of Salvador (State of Bahia, Brazil): geological and petrological characteristics. *Boletim IG-USP – Série Científica*, Universidade de São Paulo, v. 20, p. 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*, v. 119, p. 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) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- 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, Relatório Final, vol. 4.

- Quadros, M.L.E.S., Rizzotto, G.J. (2002). Evolução geológica dos terrenos Jamari e Roosevelt-Juruena, sudoeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. Resumos Expandidos.
- Quadros, M.L.E.S., Rizzotto, G.J. (2007). Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 116p. iI. Programa Geologia do Brasil.
- Quadros, M. L. E. S.; Palmeira, L. C. M.; Castro, C. C. (2011). Geologia e recursos minerais da Folha Rio Machadinho (SD.20-X-C). Escala 1:250.000 - Porto Velho: CPRM, 160p.
- Renne, P.R., Onstott, T.C., D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.G., Teixeira, W. (1990).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kaapvaal Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brazilian Mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 349–366.
- Rizzotto, G.J., (1999). Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia- RO. 137p. iI. Dissertação (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre.
- Rizzotto, G.J. (2001). Reavaliação do ciclo orogênico Sunsás/Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001.
- Rizzotto, G.J. et al. (2002). Geologia e geocronologia da suite metamórfica Colorado SE de Rondônia . In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 15-20 set. 2002, João Pessoa. Anais. João Pessoa: SBG-NúcleoNordeste, p. 331.
- Rizzotto, G.J.; Quadros, M.L. do E.S.; Bahia, R.B.C.; Dall'igna, L.G.; Cordeiro, V.C. (2004). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo-Folha SD.20 Guaporé: Sistema de informações Geográficas. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM. 1 CD-Rom.
- Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. (2005). Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. In: Horbe, Adriana; Souza, Valmir da Silva. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia. 1ed. Belém. v. 4, p. 69-84.
- 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. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 11. International Symposium on Tectonics, 5, Natal. Anais. Natal: SBG, 2007. P. 130-132.
- Rizzotto, G.J. (2010). Geologia e recursos minerais da Folha Pimenteiras (SD.20-X-D), Estados de Rondônia e Mato Grosso: Sistema de informações Geográficas-SIG. Porto Velho: CPRM, 164p.
- Rizzotto, G.J., Hartmann, L.A. (2012). Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the Southwestern Amazonian Craton, Brazil. *Lithos* 148, 277-295.
- 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*, v. 55, p. 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-andesit-rhyolite dyke association in the Carajás region. Amazonian Craton. *Lithos*, v. 43, p. 235-265.

Romanini S. J. (2000). Geologia e resultados prospectivos da área Rio Branco Alta Floresta, Rondônia. Porto Alegre: CPRM, 38p.

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, 169p.

Ruiz, A.S. (2005). Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso. Rio Claro. 250 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Ruiz, A. S.; Souza, M. Z. A.; Matos, J. B.; Lima, G.A. (2007). Geologia do Domínio Tectônico Paraguá, SW do Cráton Amazônico – Fronteira Brasil – Bolívia. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 10, 2007, Pirenópolis. Resumos... Pirenópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007, v. único.

Ruiz, A.S.; Sousa, M.Z.A.; Lima, G. A.; Batata, M. E. F. (2009). Soleiras e Diques Máficos Tonianos do SW do Cráton Amazônico: Provável Registro da Ruptura do Supercontinente Rodínea. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 11 v. único, p. 58. (a)

Ruiz. A. S.; D'Agrella Filho, M. S.; Sousa, M.Z.A.; Lima, G. A. (2010). Tonian sills and mafic dike swarms of S-SW Amazonian Craton: records of Rodinia Supercontinent break-up? In: THE MEETING OF THE AMERICAS, Foz do Iguaçu. Abstracts... Foz do Iguaçu: The Meeting of the Americas, 2010, v. único. (a).

Sadowski, G. R.; Bettencourt, J. S. (1996). Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and western border of the Amazonian Craton. *Precambrian Res.*, 76:213-227.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 4, 453-488.

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. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002. P. 335.

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*. CPRM: Brasília. P. 169-226.

Santos, J. O. S. (2004). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Coords.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM. Cap. 4, p. 169-226.



Santos, J.S.O.; Hartmann, L.A.; Faria, M.S.; Riker, S.R.; Souza, M.M.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J. (2006). A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. Resumos Expandidos, Belém, SBG. CD ROM.

Santos, J. O. S.; Rizzotto, G. J.; Potter, P. E.; Mcnaughton, N. J.; Matos, R. S.; Hartmann, L. A.; Chemale Júnior, F.; Quadros, M. L. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 165, n. 1-2, p. 120-152.

Scandolaro, J.E.; Rizzotto, G.J.; Silva, L. C. (1992). Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, v.1, p. 154-155.

Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Amorim, J.L., Dall'igna, L.G. (1999). Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

Scandolaro, J.E., (2006). Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. 383p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Scandolaro, J.E., R. Ribeiro, P.S.E., Quadros, M.E.S., Duarte, T.B., Frasca, A.A.S. (2011). O arco magmático Juruena-Jamari: uma entidade geotectônica Paleoproterozóica única no SW do Cráton Amazônico? Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista. Boletim de Resumos Expandidos.

Século, D. B.; Ruiz, A.S.; Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A.; Batata, M.E.F. (2008). Caracterização Geológica e Petrográfica do Enxame de Diques Máficos (Suíte Intrusiva Huanchaca) no Domínio Tectônico Paraguá-SW do Cráton Amazônico – MT. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, v. único, p. 545.

Silva, L. C.; Armstrong, R.; Pimentel, M. M.; Scandolaro, J. E.; Ramgrab, G.; Wildner, W.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. E. S.; Sander, A.; Rosa, A. L.Z. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema Mantiqueira e Rio-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n.4, p. 529-544.

Sun, S.-s.; McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications 1989*; v. 42; p. 313-345

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22, 174– 182.

Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. (2000). The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Filho, A.T.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.41-95.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B.(eds.) Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo. p.471-485.

Takahashi, E.; Kushiro, I. (1983). Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, v. 68, 859-879.

Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G. (1984) Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Synposium Amazonico*, 2, Manaus. Anais. Manaus: DNPM, 1984. P. 89-101.

Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U. G.; Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, p. 213-227.

Teixeira, W.; Renne, P. R.; 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.*, v. 93, p. 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. In: *Conferência Internacional de Diques Máficos*, 15. 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. *Hanski, Mertanen, Råpmo and Vuollo (Ed.) Dyke Swarms - time markers of crustal evolution*. London: Taylor & Francis Group. p. 113-129.

Teixeira, W., Geraldes, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsas belt, SW portion of the Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 47–60.

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

Tohver, E., Van der Pluijm, B. A., Van der Voo, R., Rizzotto, G., Scandolara, J. E. (2002). Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, p. 185-200.

Tohver, E., van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Scandolara, J.E., Essene, E.J. (2004). Significance of the Nova Brasilândia Metasedimentary Belt in western Brazil: redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon craton. *Tectonics* 23, TC6004, doi:10.1029/2003TC001563.

Trindade Netto, G.B., Lima, A.F., Castro, C.C. (2015). Geologia e recursos minerais da Folha Presidente Médici (SC.20-Z-C), Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas-SIG. Porto Velho: CPRM, (em preparação)

Weaver, B. L.; Tarney, J. (1981). The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 175-188. (b).