



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**João Tarelow Neto**

**Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves  
hospedados nas rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo  
Uatumã, NE de Mato Grosso**

---

*Orientador*

**Profº. Dr. Ronaldo Pierosan**

*Co-orientadora*

**Profª. Drª. Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros**

CUIABÁ

2016



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**

**REITORIA**

*Reitora*

**Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Maria Lucia Cavalli Neder**

*Vice-Reitor*

**Prof<sup>º</sup>. Dr. João Carlos de Souza Maia**

**PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO**

*Pró-Reitora*

**Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Leny Caselli Anzai**

**INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA**

*Diretor*

**Prof<sup>º</sup>. Dr. Martinho da Costa Araújo**

**DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS**

*Chefe*

**Prof<sup>º</sup>. Dr. Ronaldo Pierosan**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

*Coordenador*

**Prof<sup>º</sup>. Dr. Paulo César Corrêa da Costa**

*Vice-Coordenadora*

**Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Ana Cláudia Dantas da Costa**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 67

**Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves  
hospedados nas rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo  
Uatumã, NE de Mato Grosso**

---

**João Tarelow Neto**

*Orientador*

**Profº. Dr. Ronaldo Pierosan**

*Co-orientadora*

**Profª. Dra. Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros**

**Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.**

CUIABÁ

2016

### **Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.**

T184p Tarelow Neto, João.  
Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves hospedados nas rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã, NE de Mato Grosso / João Tarelow Neto. -- 2016  
xii, 55 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Dr. Ronaldo Pierosan.  
Co-orientadora: Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Cuiabá, 2016.  
Inclui bibliografia.

1. Geoquímica. 2. Geocronologia LA-ICP-MS. 3. enclaves félsicos. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

**Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.**

**Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves hospedados nas  
rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã, NE de Mato  
Grosso**

---

**BANCA EXAMINADORA**

---

Profº. Dr. Ronaldo Pierosan  
*Orientador (UFMT)*

---

Profº. Dr. Jayme Alfredo Dexheimer Leite  
*Examinador Interno (UFMT)*

---

Profº. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi  
*Examinador Externo (UFRGS)*

## **Dedicatória**

*Aos meus pais Mauri (in memoriam) e Rosani, aos meus avós João (in memoriam) e Maria Helena e ao meu tio Alexandre, com todo meu amor e gratidão, por tudo o que fizeram ao longo da minha vida.*

## Agradecimentos

---

Agradeço primeiramente as instituições que me apoiaram durante o período de Mestrado: a Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), ao Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGEC) e o Grupo de Pesquisa Magmatismo de Mato Grosso (MAGMATO) pelo apoio intelectual e científico, à CAPES pela concessão da bolsa de mestrado, ao CNPq pelo suporte financeiro do projeto através do Projeto Universal (Proc. nº 481327/2013-4). Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM), pelo apoio logístico (disponibilização de veículo) durante a realização da 2ª atividade de campo, além da concessão de auxílio evento, ao Departamento de Recursos Minerais-UFMT pelo suporte durante todo o mestrado.

Agradeço o sr. André Dresch, gerente da Fazenda EMA, da Empresa Grupal Agroindustrial S/A, pela disponibilização de estadia na fazenda, durante a 2ª etapa de campo. Ao Diogo, motorista da UFMT que me auxiliou na 1ª etapa de campo. A todos os professores da Pós-graduação, em especial, os professores Carlos Humberto, Ana Cláudia, Paulo César, Jayme, Zélia e Amarildo. Ao Jonas (geólogo técnico responsável Laboratório de Laminação) e seus auxiliares pela confecção das lâminas delgadas. A Fernanda Rodrigues pelo seu apoio e disponibilização em confeccionar lâminas delgadas para química mineral. A Daniele Cristina, secretária do PPGEC, pelo seu pronto atendimento em diversas ocasiões.

Agradeço ao meu orientador Dr. Ronaldo Pierosan pela paciência, disposição, dedicação e experiência passada durante sua orientação, e a minha co-orientadora, Drª. Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros por toda a atenção e incentivos.

Aos meus colegas de mestrado, Gabriela, Danielle, Giulia, Jéssica Sisti, Neper, Meice, Ricardo, Samantha, Aryele e em especial a Cinthya pelo seu apoio em várias oportunidades. E quem hoje já é mestre: Luzia, Chicosa e Rafael Cabrera. Ao meu amigo Paulo Mitsuo na fase final deste trabalho. Ao pessoal do MAGMATO, Bollella, Luisa, Cascalho e Fernanda que me deram apoio na execução da pesquisa. E quem já não estuda mais na UFMT, Diogo Okuno e Ricardo Paracatuzinho.

Aos meus amigos da BSGI (Brasil Soka Gakkai Internacional). Ao professor Valtemir, ao sr. Gilberto Casteli e família, e *in memoriam* da dona Maria Sato, Geraldo e dona Francisca, que me apoiaram de alguma forma para chegar onde eu cheguei, na minha vida acadêmica.

Por fim, dedico em memória do meu pai Mauri e do meu avô João, a minha família (minha mãe Rosani, minha vó Maria Helena e ao meu tio Alexandre), e minha namorada pelos seu apoio, incentivos e paciência.

# Sumário

---

AGRADECIMENTOS.....	vii
RESUMO .....	xi
ABSTRACT.....	xii
<b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>I. 1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
I. 1.1. Apresentação do Tema.....	1
I. 1.2. Problemática e relevância .....	1
I. 1.3. Objetivos .....	3
I. 1.4. Localização e vias de acesso.....	3
I. 1.5. Materiais e Métodos da Pesquisa .....	5
I. 1.5.1. Etapa Preliminar.....	5
I. 1.5.2. Etapa de Aquisição de Dados (Trabalho de campo) .....	5
I. 1.5.3. Etapa de Aquisição de Dados (Trabalho em laboratório) .....	6
I. 1.5.4. Etapa de Tratamento e Sistematização dos dados obtidos .....	7
I. 1.5.5. Etapa de Conclusão e divulgação dos resultados.....	7
<b>I. 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>8</b>
<b>CAPÍTULO II - ARTIGO SUBMETIDO.....</b>	<b>11</b>
II. 1. Introduction .....	12
II. 2. Geological Setting .....	13
II. 3. Materials and Methods .....	15
II. 4. Field aspects and petrography .....	16
II. 4.1. Host rocks .....	19
II. 4.1.1. Volcanics .....	19
II. 4.1.1.1. Effusive deposits.....	19
II. 4.1.1.2. Pyroclastic deposits .....	19
II. 4.1.2. Granitoids .....	20
II. 4.2. Magmatic microgranular enclaves.....	21
II. 4.2.1. Felsic enclaves.....	23
II. 4.2.2. Mafic enclaves.....	24
II. 5. Geochemistry.....	26
II. 6. U-Pb geochronology.....	36
II. 7. Discussion and Conclusion.....	43
Acknowledgements .....	45
References.....	45
<b>CAPÍTULO III - DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>50</b>
REFERÊNCIAS .....	52



## Lista de Ilustrações

---

### CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

Figura I. 1 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo. ....	4
Figura I. 2 - A) Mapa das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico e B) Mapa geológico da área de estudo. ....	10

### CAPÍTULO II - ARTIGO SUBMETIDO

Figure II. 1 – a) Sketch map showing the distribution of the geotectonic provinces of the Amazonian Craton; b) Geological map of the study area. ....	15
Figure II. 2 – QAP diagram of Streckeisen (1976) showing the modal compositions of host volcanics and granitoids, and felsic and mafic enclaves. ....	17
Figure II. 3 – Macroscopic and microscopic features of volcanic host deposits.....	20
Figure II. 4 – Macroscopic and microscopic features of the host granitoids.. ....	21
Figure II. 5 – Macroscopic features of the enclaves.....	22
Figure II. 6 – Microscopic features of the felsic enclaves.....	24
Figure II. 7 – Microscopic features of mafic enclaves. ....	26
Figure II. 8 – Classification diagrams to the host rocks and enclaves. a) R1 vs R2 diagram; b) total alkalis versus silica diagram.....	27
Figure II. 9 – Binary diagrams for major elements of the host rocks and enclaves.. ....	30
Figure II. 10 – Binary diagrams for trace elements of the host rocks and enclaves.....	31
Figure II. 11 – Geochemical diagrams to the host rocks and enclaves. a) AFM diagram; b) A/NK vs A/CNK diagram.....	32
Figure II. 12 – Geochemical diagrams of Frost et al. (2001). ....	32
Figure II. 13 – Geochemical diagrams of (a) Whalen et al. (1987) and (b) Pearce et al. (1984).33	
Figure II. 14 – Spidergrams of the host rocks and felsic enclaves normalized to the Boynton (1984) and to the Thompson (1982) chondrite. Shaded areas correspond to the Iriri Group volcanics and the Rio Dourado Intrusive Suite granitoids pattern.....	35
Figure II. 15 – Spidergrams of mafic enclaves normalized to the Boynton (1984) chondrite and to the Thompson (1982) chondrite. Shaded areas correspond to the Santa Inês Intrusive Suite pattern.....	36
Figure II. 16 – Cathodoluminescence images of zircon grains (a – host dacite; c – host syenogranite) and concordia diagrams (b – host dacite; d – host syenogranite). ....	41
Figure II. 17 – Cathodoluminescence images of zircon grains (a); relative probability diagram of all dated zircon grains (b); concordia diagrams of the felsic enclave with the magmatic Paleoproterozoic age (c) and the inherited Paleoproterozoic age (d).....	42

## Lista de Tabelas

---

### **CAPÍTULO II - ARTIGO SUBMETIDO**

Table II. 1 – Modal compositions of host volcanics and granitoids, and felsic and mafic enclaves.....	18
Table II. 2 – Geochemical data of the host rocks and enclaves.....	28
Table II. 3 – Isotopic data from single-grain zircon LA-ICP-MS.....	37

## Resumo

---

No nordeste do estado de Mato Grosso, sudeste do Cráton Amazônico - Brasil, foram observados enclaves magmáticos microgranulares, félsicos e máficos, hospedados em rochas vulcânicas e plutônicas. As vulcânicas consistem de dacitos, riolitos e ignimbritos com características petrográficas, litoquímicas e geocronológicas compatíveis com o Grupo Iriri. Datação U-Pb em dacito apresenta idade de  $1895\pm 13$  Ma. Os granitoides dividem-se em sienogranitos, monzogranitos e granodioritos, datação U-Pb em sienogranito revelou idade de  $1979\pm 10$  Ma, idades compatíveis com a Suíte Intrusiva Vila Rica. Enclaves félsicos e máficos apresentam evidências petrográficas que sugerem processos de mistura de magmas com as rochas hospedeiras, como contatos com limites difusos e interlobados e xenocristais de rochas hospedeiras no enclave. Os enclaves félsicos consistem de granodioritos, tonalitos e granitoide rico em quartzo, com padrões litoquímicos (predominantemente) e geocronológicos compatíveis com as vulcânicas do Grupo Iriri, sugerindo comagmaticidade entre ambas. Datação U-Pb em enclave félsico granodiorítico revelou 3 idades distintas:  $1869\pm 32$  Ma, interpretada como idade magmática de cristalização;  $1968\pm 30$  Ma, interpretada como idade herdada relacionada com a Suíte Intrusiva Vila Rica; e idades herdadas neoarquenas de 2512 a 2767 Ma, compatíveis com a idade de cristalização de ortognaisses do Complexo Santana do Araguaia. Assim, os enclaves félsicos podem representar um magma de origem crustal, com cristais de zircão restílicos, ou uma margem resfriada (autólito cognato) com zircões extraídos das rochas encaixantes. Os enclaves máficos consistem de olivina-clinopiroxênio gabro, clinopiroxênio-hornblenda gabro, biotita-clinopiroxênio diorito, biotita-hornblenda diorito e biotita quartzo diorito. Padrões geoquímicos dos enclaves dioríticos são compatíveis com as rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês, indicando comagmaticidade entre ambas. O reconhecimento de padrões litoquímicos diversos dos enclaves máficos e félsicos sugere que a área de estudo represente uma complexa zona de alimentação de câmaras magmáticas rasas que experimentou em um curto período de tempo diversos eventos de preenchimento de magmas de fontes diversas. Os enclaves máficos são considerados contemporâneos às vulcânicas hospedeiras do Grupo Iriri, assumindo a hipótese de contemporaneidade entre o magmatismo félsico do Supergrupo Uatumã e o magmatismo máfico da Suíte Intrusiva Santa Inês. Esta afirmação permite assumir que o Magmatismo Uatumã no nordeste de Mato Grosso é de caráter bimodal e que magmas mantélicos exerceram importante papel na geração desse magmatismo.

**Palavras-Chave:** Geoquímica, Geocronologia LA-ICP-MS, enclaves félsicos.

## **Abstract**

---

*At the northeast of the Mato Grosso state, southeast of the Amazonian Craton, crop out felsic and mafic magmatic microgranular enclaves, hosted by felsic volcanic and plutonic rocks. The volcanics consist of dacites, rhyolites and ignimbrites with petrographic, geochemical and geochronological features consistent with the Iriri Group. The dacite U-Pb crystallization age is of  $1895\pm 13$  Ma. The granitoids are divided into syenogranite, monzogranites, U-Pb geochronology of syenogranite yielded crystallization age of  $1979\pm 10$  Ma, which is consistent with the Vila Rica Intrusive Suite granitoids. Felsic and mafic enclaves show distinguishing petrographic features that suggest magma mingling processes, as diffuse and interlobated boundaries and host rock xenocrysts within the enclave. The felsic enclaves consist of granodiorites, tonalites and quartz-rich granitoids with geochemical patterns and geochronological ages that fit with the Iriri Group, suggesting comagmaticity of them. U-Pb dating of the felsic granodiorite enclave yielded three distinct ages: a crystallization Paleoproterozoic age of  $1869\pm 32$  Ma; an inherited Paleoproterozoic age of  $1968\pm 30$  Ma that fit with the Vila Rica Intrusive Suite age; and inherited Neoproterozoic ages from 2512 to 2767 Ma that fit with the crystallization age of orthogneisses of the Santana do Araguaia Complex. Therefore, the felsic enclaves can represent crust-derived magma, with restitic zircon, or a chilled margin (cognate autolith), with zircon grains dragged out from wall rocks. The mafic enclaves are classified as olivine-clinopyroxene gabbro, clinopyroxene-hornblende gabbro, biotite-clinopyroxene diorite, biotite-hornblende diorite and biotite quartz diorite. Geochemical patterns of dioritic enclaves fit with those of the Santa Inês Intrusive Suite mafic rocks, indicating comagmaticity of them. The recognition of diverse geochemical patterns of felsic and mafic enclaves suggests that the study area can represent the top of a complex shallow magma chamber that experienced several replenishment events from diverse sources. The mafic enclaves and the host volcanics of the Iriri Group are regarded as contemporaneous and attest the hypothesis that the Uatumã Supergroup felsic magmatism and the Santa Inês mafic magmatism are also contemporaneous. This assumption allows the proposition of a bimodal character for the Uatumã Magmatism at the northeast of the Mato Grosso state and that mantle magmas played an important role in the genesis of this magmatism.*

**Key-words:** *geochemistry, LA-ICP-MS geochronology, felsic enclaves.*

# CAPÍTULO I

## INTRODUÇÃO

---

### I. 1. INTRODUÇÃO

#### I. 1.1. Apresentação do Tema

O nordeste do estado de Mato Grosso está inserido geotectonicamente no sudeste do Cráton Amazônico e abrange parte das províncias Amazônia Central e Transamazonas (Tassinari & Macambira 2004, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Estudos recentes na região (Alves *et al.* 2010, Barros *et al.* 2011, Rocha *et al.* 2012) revelam a ocorrência de enclaves hospedados em rochas vulcânicas e plutônicas félsicas relacionadas ao Supergrupo Uatumã. O Supergrupo Uatumã (Melo *et al.* (1978) é caracterizado por possuir uma associação vulcano-plutônica de composição predominantemente félsica (ácida a intermediária), agrupando genericamente rochas com idades entre 1.89 a 1.84 Ga. Esta associação vulcano-plutônica de magmatismo félsico ocorre por uma extensa área do Cráton Amazônico, desde o nordeste de Mato Grosso, Pará, até o nordeste do estado do Amazonas, e tem sido relacionada com Grandes Províncias Ígneas Félsicas (*Siliceous Large Igneous Province* - SLIP) (Bizzi *et al.* 2003, Hasui 2012). Com os crescentes trabalhos desenvolvidos por inúmeros autores nos últimos anos, tem-se evidenciado as diferenças de concepções sobre a origem do Magmatismo Uatumã, destacando-se o posicionamento dessa associação vulcano-plutônica atribuída a um ambiente geotectônico anorogênico (Dall’Agnol *et al.* 1994, 1999, 2005, Costi *et al.* 2000, Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000, Lamarão *et al.* 2002) ou pós-colisional (Santos *et al.* 2004, Valério *et al.* 2005, 2009, Ferron *et al.* 2006, 2009, Pierosan *et al.* 2011). A relação com o magmatismo de caráter bimodal é sugerida principalmente pela presença frequente de enclaves máficos associados a rochas félsicas (Ferron *et al.* 2006, 2009, Padilha & Barros 2008, Rocha *et al.* 2012), pela presença de rochas básicas a intermediárias associadas a riolitos (Valério *et al.* 2005, Fernandes *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2013) e pela associação de diques básicos com diques ácidos de afinidade tipo-A (Rivalenti *et al.* 1998, Dall’Agnol *et al.* 2005). A ocorrência de corpos máficos isolados de maior dimensão (Suíte Intrusiva Santa Inês), interpretados como contemporâneos ao vulcano-plutonismo do Supergrupo Uatumã, foi descrita por Pinho *et al.* (2004), Padilha & Barros (2008) e Alves *et al.* (2010) na região nordeste de Mato Grosso. No entanto, estudos de detalhe visando melhor caracterizar esta contemporaneidade ainda são escassos.

#### I. 1.2. Problemática e relevância

Enclaves microgranulares são interpretados principalmente como produtos de processos de *mixing* e *mingling* (origem magmática) (Reid *et al.* 1983, Vernon 1984, Didier 1987, Dorais *et al.*

1990, Castro *et al.* 1990, Barbarin & Didier 1992, Wiebe & Adams 1997, Donaire *et al.* 2005, Waight *et al.* 2007) ou como resquícios de rochas que representam resíduos sólidos de material crustal não fundido (White & Chappell 1977, Zhou *et al.* 1994, Chappell 1996).

A maior parte do entendimento sobre enclaves microgranulares originados por *mingling* foram adquiridos a partir do estudo de enclaves máficos (Reid *et al.* 1983, Didier 1987, Zorpi *et al.* 1989, Dorais *et al.* 1990, Christiansen & Venchiarutti 1990, Barbarin & Didier 1992, Barbarin 2005, Barbey *et al.* 2008). No entanto, enclaves microgranulares félsicos têm sido comumente estudados e suas origens, interpretadas com uma injeção de magma félsico quente dentro de uma câmara magmática relativamente mais fria (Castro *et al.* 1990, Wiebe & Adams 1997, Donaire *et al.* 2005). O termo Enclave Mágmató Microgranular refere-se a um corpo de magma incluso em outro magma que se distinguem por aspectos texturais e composicionais. Tem sua gênese relacionada a processos de *mixing* ou *mingling* e podem ocorrer em níveis crustais diversos, desde profundidades de câmaras magmáticas até em reservatórios rasos de eventos vulcânicos (Vernon 1983,1984, Didier 1991). Nas últimas décadas, estudos de detalhe em enclaves magmáticos microgranulares (petrográficos, geoquímicos e isotópicos) têm sido de suma importância para a comunidade científica a interpretar a origem dos enclaves.

Estudos de detalhe em enclaves máficos associados a magmas félsicos fornecem importantes informações petrogenéticas, abrangendo desde processos puramente mecânicos como de desagregação de enclaves formando bandas de concentração máfica e *schlierens*, utilizados como parâmetro para determinação do grau de mistura entre os magmas (*mingling* ou *mixing*), até físico-químicos de difusão de elementos e assimilação de minerais, gerando composições híbridas (Christiansen & Venchiarutti 1990, Barbarin & Didier 1992, Tobisch *et al.* 1997, Barbarin 2005). Até então, estudos petrográficos e geoquímicos dos enclaves recorrentes na região nordeste de Mato Grosso eram inexistentes. O estudo dos enclaves é de suma importância para o entendimento de sua origem (magmática ou resquício) e o aprofundamento de seus estudos fornece importantes informações petrogenéticas para a interpretação de eventos magmáticos de escala regional. Por exemplo, pesquisas recentes revelam a ocorrência de rochas máficas associadas as rochas félsicas do magmatismo Uatumã (Pinho *et al.* 2004, Valério *et al.* 2005, Fernandes *et al.* 2006, Padilha & Barros 2008, Alves *et al.* 2010, Barreto *et al.* 2013) sugerindo caráter bimodal para este evento (Fernandes *et al.*, 2006). Contudo, não há consenso entre os pesquisadores sobre o caráter e a origem do magmatismo Uatumã.

A presente dissertação aborda informações de campo, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas U-Pb afim de auxiliar na caracterização dos enclaves e das suas rochas hospedeiras (vulcânicas e plutônicas) no nordeste do estado de Mato Grosso. Além disso, a definição da relação genética entre enclaves e rochas hospedeiras nos permite avaliar a contemporaneidade e/ou

comagmaticidade entre eles e servem para auxiliar a entender e/ou avaliar sua importância em escala regional, ou seja, sobre o seu significado regional.

### **I. 1.3. Objetivos**

Esta dissertação tem como objetivo principal a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica dos enclaves e das rochas hospedeiras vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã no nordeste de Mato Grosso, e sua relação genética com as mesmas.

Os objetivos específicos podem ser sumarizados em:

- Geração de dados inéditos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos;
- Avaliar o caráter co-magmático enclaves/rochas félsicas hospedeiras e a extensão dos processos de mistura e/ou assimilação;
- Avaliar uma co-geneticidade ou não entre os enclaves e as rochas hospedeiras;
- Avaliar a relação dos enclaves máficos de origem magmática com as rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês;
- Avaliar a relação dos enclaves félsicos com as rochas félsicas hospedeiras;
- Atestar a possibilidade do caráter bimodal do Magmatismo Uatumã;
- Estabelecer idade de cristalização dos enclaves e rochas hospedeiras através de análises geocronológicas pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS;
- Contribuir com o avanço do conhecimento do Cráton Amazônico, especificamente na porção sudeste do Cráton Amazônico.

### **I. 1.4. Localização e vias de acesso.**

A área de estudo localiza-se na mesorregião Nordeste Mato-Grossense, localizado aproximadamente 45 km a oeste da cidade de Vila Rica, ao qual está a 1.270 km de distância de Cuiabá, capital do estado de Mato Grosso. O melhor acesso via terrestre partindo de Cuiabá, é feito pela rodovia estadual MT-251 até o entroncamento com a MT-344 que liga até a cidade de Campo Verde, seguindo pela MT-344 até Campo Verde e posteriormente pela BR-070 até a cidade de Barra do Garças, posteriormente segue-se pela rodovia federal BR-158 até 3 km aproximadamente da cidade de Vila Rica (Fig. I. 1). O acesso até a área de estudo (área tracejada em vermelho) é feito por estradas vicinais conforme ilustrado na figura I. 1B.

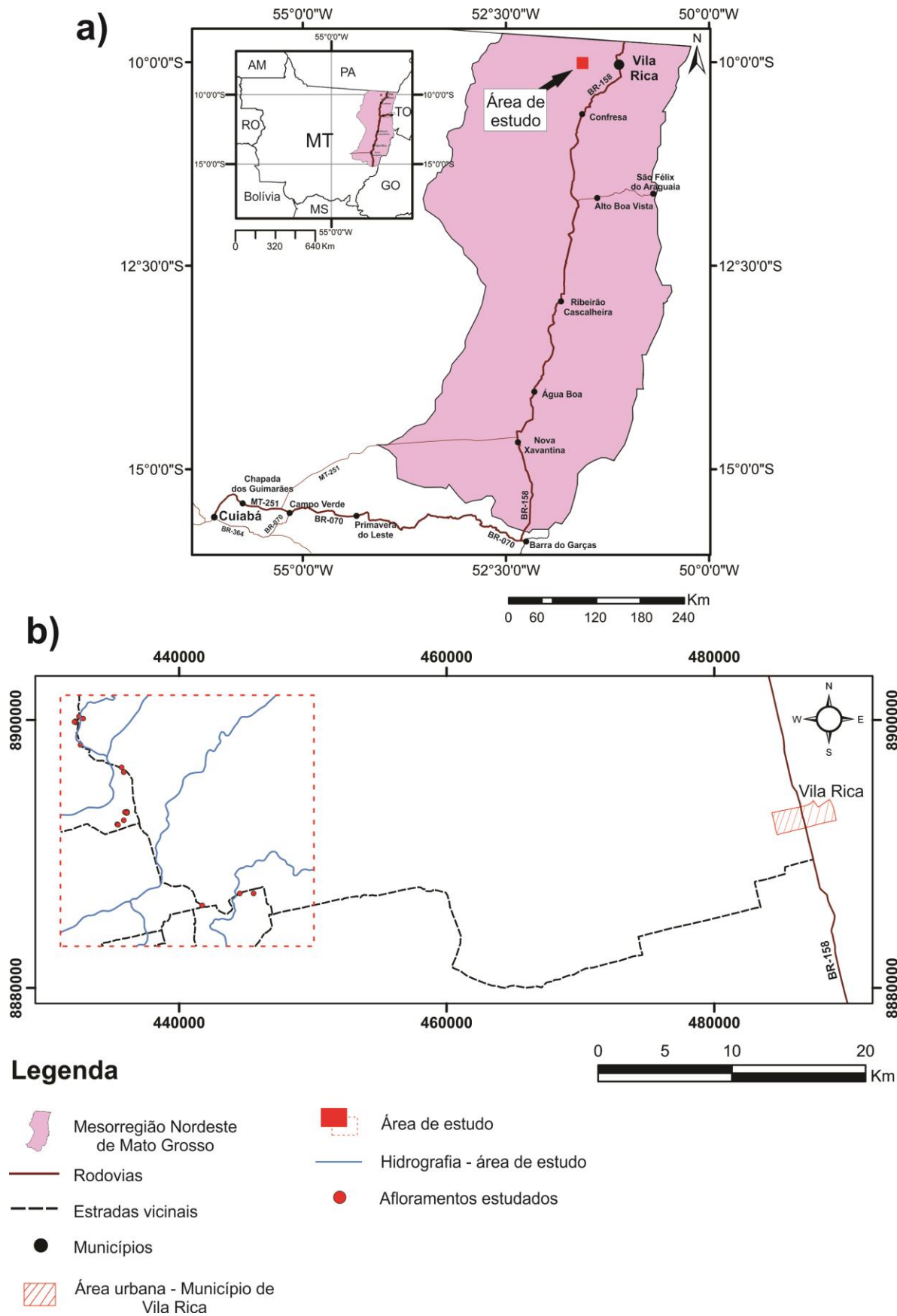


Figura I. 1 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo.



### **I. 1.5. Materiais e Métodos da Pesquisa**

Para execução e desenvolvimento desse trabalho adotaram-se técnicas de campo usuais seguido de coleta de amostras, afim de realizar importantes observações sobre os enclaves microgranulares e as rochas hospedeiras. O método de pesquisa aplicado é dividido em um cronograma em cinco principais etapas: etapa preliminar, etapa de aquisição de dados (Trabalho de campo), etapa de aquisição de dados (Trabalho de laboratório consistindo de estudo petrográfico, análises litoquímicas e geocronológicas), etapa de tratamento e sistematização dos dados obtidos e por fim, etapa de conclusão e divulgação dos resultados.

#### **I. 1.5.1. Etapa Preliminar**

Esta etapa consistiu primeiramente de um levantamento bibliográfico e organização de dados disponíveis na literatura, referente à região da área de estudo (nordeste de Mato Grosso) e assuntos pertinentes ao tema, em especial, ocorrências de enclaves hospedados em rochas félsicas.

Entre outras ações preliminares foram realizadas a confecção e a digitalização de mapas-base (principais estradas de acesso, hidrografia, zonas homólogas, etc.) utilizando softwares de geoprocessamento, afim de auxiliar nas etapas seguintes.

Por fim, com todos os dados obtidos, foi realizado a confecção de um banco de dados preliminar utilizando-se de softwares de edição de texto, criação de planilhas, e armazenamento de dados.

#### **I. 1.5.2. Etapa de Aquisição de Dados (Trabalho de campo)**

Em duas etapas de campo foram coletadas 60 amostras para análises petrográficas, litoquímicas e geocronológicas dos enclaves e das rochas félsicas hospedeiras, abordando os principais afloramentos onde ocorrem os enclaves e as rochas félsicas hospedeiras.

A 1ª etapa de campo ocorreu no período de 20 a 29 de maio de 2014. Nesta etapa foi desenvolvido o reconhecimento de campo da área de estudo abordando os principais afloramentos relacionados ao tema do projeto e unidades adjacentes.

A 2ª etapa de campo ocorreu no período de 14 a 20 de agosto de 2014. Em ambas etapas foram realizados a coleta de amostras mais representativas de cada litotipo, com uma separação prévia de amostras para análises petrográficas, litoquímicas e geocronológicas. A definição das amostras para análises petrográficas, litoquímicas e geocronológicas foram efetuadas na etapa de aquisição de dados (Trabalho em laboratório) com a melhor distinção das amostras mais representativas.

Nesta etapa foram utilizados os seguintes materiais: caderneta de campo, caneta esferográfica, lápis, pincel atômico para anotação e descrição imediata das litologias visualizadas e discutidas em campo, lupa de aumento (20 X), para melhor observação dos aspectos físicos da amostra (textura e mineralogia), sacolas plásticas, fitas adesivas, martelo e marreta geológica para a coleta de amostras, máquina fotográfica digital para obtenção de imagens ilustrativas, bússola geológica *Brunton*, bússola geológica do tipo Clar, e GPS (*Global Position System*) *GARMIN* modelo *Etrex Vista* para estabelecer o posicionamento exato dos afloramentos estudados.

### I. 1.5.3. Etapa de Aquisição de Dados (Trabalho em laboratório)

#### *Estudo Petrográfico*

As seções delgadas para o estudo petrográfico foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso (DRM-UFMT) e a descrição microscópica detalhada (estudo petrográfico quantitativo) foi realizada em microscópio petrográfico binocular da marca Olympus, modelo BX41, na sala de pesquisa do DRM-UFMT. O estudo petrográfico quantitativo envolveu análises modais em microescala das seções delgadas com o auxílio do *charriot* acoplado no microscópio petrográfico. Os pontos obtidos pela análise modal quantitativa variaram de 200 a 400 pontos/lâmina de acordo com as seções delgadas e do caminhamento realizado. Posteriormente, as contagens de pontos foram transformadas em porcentagens e plotados nos diagramas de classificação de rochas ígneas de Streckeisen (1976).

As fotomicrografias das seções delgadas foram obtidas com polarizadores cruzados e paralelos, utilizando uma câmera acoplada ao microscópio, da marca Lumenera, modelo *Infinity 1 Capture*.

Ao todo 44 amostras foram selecionadas para estudo petrográfico (7 amostras de vulcânicas hospedeiras, 7 de granitos hospedeiros, 9 de enclaves félsicos, 10 enclaves máficos e 11 de contato hospedeiras/enclaves). Nas seções delgadas de contato hospedeiras/enclaves não foram efetuadas análises modais.

#### *Análises litoquímicas*

Para o estudo litoquímico a preparação das amostras envolveu a britagem, pulverização, homogeneização e quarteamento no Laboratório de Preparação de Amostras – DRM-UFMT. As amostras processadas foram enviadas ao Acmelab, Vancouver, Canadá para análises através dos métodos ICP-ES (Inductively Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) para elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e ICP-MS

Tarelow Neto, J. 2016. Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves hospedados nas rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã, NE de Mato Grosso

(Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para elementos traço (Zn, Cu, Ni, Au, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr e Bi), incluindo terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Foram enviadas 22 amostras para análise litoquímica (3 de vulcânicas hospedeiras, 3 de granitos hospedeiros, 7 de enclaves félsicos e 9 de enclaves máficos).

#### *Análises geocronológicas*

Para as análises geocronológicas as amostras selecionadas foram trituradas em britador de mandíbula, moída em moinho de disco e posteriormente peneiradas nas frações 250, 210, 177, 125, 90, e 63 *mesh*, utilizando o concentrado das frações de 90 e 63 *mesh* para separação magnética e por densidade (batéia) de cristais de zircão. Ao todo, foram selecionadas 3 amostras para análise geocronológica (1 de vulcânicas hospedeiras, amostra JT-02d, 1 de granitos hospedeiros, amostra JT-07a, e 1 de enclaves félsicos, amostra JT-11b). A seleção dos cristais de zircão, em torno de 200 zircões para cada amostra, foi efetuada com o auxílio de um microscópio binocular da ZEISS, modelo Stemi 2000-C.

Os procedimentos descritos foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras e sala de pesquisa do DRM-UFMT. Os resultados das análises geocronológicas foram obtidos pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multi-collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP).

#### I. 1.5.4. Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados Obtidos

Esta etapa consistiu das seguintes ações: na elaboração e ilustração de gráficos utilizando-se de softwares de tratamento de imagens; no tratamento dos dados isotópicos com emprego de softwares específicos; tratamento dos dados de química de rocha com a utilização do software GCDKit 3.0; e a integração dos dados obtidos através de um banco de dados empregando softwares de geoprocessamento, editor de textos e de criação de planilhas.

#### I. 1.5.5. Etapa de Conclusão e Divulgação dos Resultados

A etapa de Conclusão e Divulgação dos resultados consistiu na elaboração da dissertação de mestrado que inclui o artigo submetido no periódico internacional *Journal of South American Earth Sciences*. Nesta etapa foram utilizados os mesmos softwares descritos na etapa de tratamento e sistematização de dados obtidos. Entre outras ações desenvolvidas nesta etapa destacam-se a participação em eventos de divulgação científica (III Seminário do Programa de Pós-Graduação em

Geociências, VI Mostra da Pós-Graduação, VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, XV Congresso Brasileiro de Geoquímica e VII Mostra da Pós-Graduação) que ocorreram durante a execução e desenvolvimento deste trabalho.

## I. 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O embasamento metamórfico da região nordeste de Mato Grosso é constituído por ortognaisses, migmatitos e metagranitoides, associados a granitoides foliados a isotrópicos pertencentes ao Complexo Santana do Araguaia (Alves *et al.* 2010). O Complexo Santana do Araguaia, conforme definido por Vasques & Rosa-Costa (2008), se estende do sudeste do estado do Pará até o nordeste de Mato Grosso, apresenta idades U-Pb zircão neoproterozoicas ( $2828 \pm 21$  Ma, Alves *et al.* 2010), tendo seu metamorfismo relacionado ao retrabalhamento paleoproterozoico do Ciclo Transamazônico (~ 2.1 Ga).

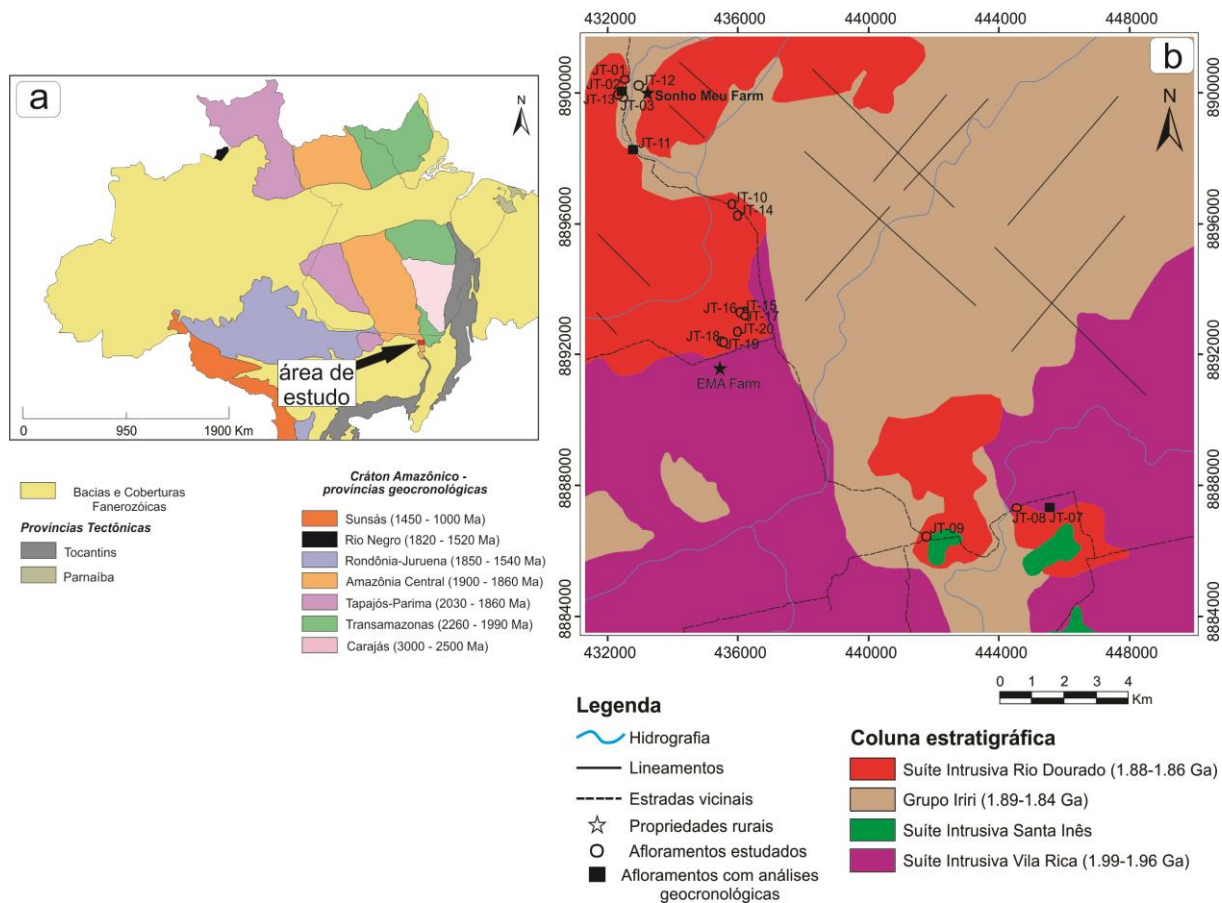
Intrusivos no Complexo Santana do Araguaia ocorrem os granitoides da Suíte Intrusiva Vila Rica - SIVR. Os granitoides da SIVR apresentam foliação penetrativa que varia de moderada a intensa, e composições tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas e sienograníticas, com frequentes xenólitos de rochas metamáficas (Lacerda Filho *et al.* 2004, Padilha & Barros 2008, Alves *et al.* 2010). As idades U-Pb e Pb-Pb em zircão ( $1968 \pm 2$  Ma, Alves *et al.* 2010;  $1990 \pm 12$  Ma, Barros *et al.* 2008) e os dados litoquímicos são compatíveis com granitos de arco magmático (Padilha & Barros 2008, Alves *et al.* 2010), e sugerem relação com evento orogênico da Província Tapajós-Parima. De acordo com Alves *et al.* 2010 a SIVR faz parte de um evento plutônico-vulcânico, sendo as rochas vulcânicas representadas pela formação Jarinã. A formação Jarinã consiste de riolitos, riodacitos, dacitos e subordinadamente andesitos, de composição ácida a intermediária, e idade U-Pb de  $1987 \pm 14$  Ma (Alves *et al.* 2010).

As rochas sedimentares que ocorrem no nordeste de Mato Grosso foram correlacionadas por Alves *et al.* (2010) com a Formação Cubencranquem, com base na identificação de níveis estromatolíticos similares aos descritos por Barbosa *et al.* (1966) na porção sul do estado do Pará. Consistem de arenitos conglomeráticos líticos, arenitos arcoseanos, arenitos quartzosos finos, ritmitos de arenitos finos e siltitos, níveis de silexitos e fragmentos de estromatólitos (Alves *et al.* 2010). Os autores supracitados posicionam a Formação Cubencranquem no Paleoproterozoico, no intervalo entre 1960 Ma e 1880 Ma. Todavia, autores como Lacerda Filho *et al.* (2004), correlacionam as rochas sedimentares que ocorrem no nordeste de Mato Grosso com a Formação Gorotire (Barbosa *et al.* 1966).

As rochas vulcânicas félsicas que ocorrem recobrando os granitoides da Suíte Intrusiva Vila Rica e as rochas metamórficas do Complexo Santana do Araguaia no NE de Mato Grosso estão relacionadas ao Grupo Iriri. Estes vulcanitos consistem de dacitos, riodacitos e riolitos efusivos,

ignimbritos, tufos cineríticos e brechas piroclásticas, com afinidade litoquímica variando de cálcio-alcalina alto-K a tipo-A2, e idades de  $1890\pm 2$  Ma a  $1840\pm 8$  Ma (Moura *et al.* 1999, Dall’Agnol *et al.* 1999b, Lamarão *et al.* 1999, 2002, Klein & Vasquez 2000, Santos *et al.* 2000, Pinho *et al.* 2004, Alves *et al.* 2010, Rocha *et al.* 2012). Geneticamente vinculados aos vulcanitos do Grupo Iriri ocorrem intrusões de granitoides da Suíte Intrusiva Rio Dourado. Os granitoides são compostos por monzogranitos, sienogranitos e feldspato alcalino granitos de textura média a grossa, e microgranitos, com afinidade litoquímica compatível com granitos tipo-A2 e idades de  $1889\pm 11$  Ma a  $1864\pm 5$  Ma (Barros *et al.* 2005, 2006, 2008, 2011, Padilha & Barros 2008, Alves *et al.* 2010). O Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Rio Dourado compõem a associação vulcano-plutônica do Magmatismo Uatumã no nordeste de Mato Grosso. Associados às rochas vulcânicas do Grupo Iriri e aos granitoides da Suíte Intrusiva Rio Dourado ocorrem corpos intrusivos máficos da Suíte Intrusiva Santa Inês. As intrusões máficas consistem de hornblenditos a hornblenda gabros com afinidade litoquímica toleítica (Pinho *et al.* 2004, Padilha & Barros 2008, Alves *et al.* 2010). Alves *et al.* (2010), com base nas relações de contato entre as suítes intrusivas Santa Inês e Rio Dourado sugere uma contemporaneidade entre estas duas unidades.

A área do presente estudo está localizada sobre a Província Amazônia Central, em uma região onde afloram as rochas vulcânicas félsicas relacionadas com o Grupo Iriri, granitoides com a Suíte Intrusiva Rio Dourado, rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês e granitoides da Suíte Intrusiva Vila Rica (Fig. I. 2).



**Figura I. 2** - A) Mapa das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico, modificado de Vasquez & Rosa-Costa (2008); B) Mapa geológico da área de estudo, modificado de Barros *et al.* (2011).

## CAPÍTULO II

### ARTIGO SUBMETIDO À *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*

---

Magmatic microgranular enclaves of the northeast of Mato Grosso state, Brazil: insights in the magmatism of the Uatumã Supergroup from field and petrologic data

João Tarelow Neto<sup>1,2,3</sup>, Ronaldo Pierosan<sup>1,2,4</sup> \*, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros<sup>1,2,3,4</sup>, Miguel Ângelo Stipp Basei<sup>5</sup>, Fernanda Silva Santos<sup>2,6</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, Brazil. e-mail: tarelow@yahoo.com.br.

<sup>2</sup> Grupo de Pesquisa Magmatismo de Mato Grosso – MAGMATO, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, Brazil.

<sup>3</sup> Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM, Universidade Federal do Pará – UFPA. Belém, Brazil.

<sup>4</sup> Departamento de Recursos Minerais, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, Brazil.

<sup>5</sup> Centro de Pesquisas em Geocronologia (CPGEO), Instituto de Geociências, USP, Brazil.

<sup>6</sup> Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, Brazil.

#### **Abstract**

At the northeast of the Mato Grosso state, southeast of the Amazonian Craton, crop out felsic and mafic magmatic microgranular enclaves, hosted by felsic volcanic and plutonic rocks. The volcanics consist of dacites, rhyolites and ignimbrites with petrographic, geochemical and geochronological features consistent with the Iriri Group. The dacite U-Pb crystallization age is of  $1895 \pm 13$  Ma. The granitoids are divided into syenogranite, monzogranites and granodiorites with distinct REE patterns than those of the Rio Dourado Intrusive Suite and a U-Pb crystallization age of  $1979 \pm 10$  Ma, which is consistent with the Vila Rica Intrusive Suite granitoids. Felsic and mafic enclaves show distinguishing petrographic features that suggest magma mingling processes, as diffuse and interlobated boundaries and host rock xenocrysts within the enclave. The felsic enclaves consist of granodiorites, tonalites and quartz-rich granitoids with geochemical patterns and geochronological ages that fit with the Iriri Group, suggesting comagmaticity of them. U-Pb dating of the felsic granodiorite enclave yielded three distinct ages: a crystallization Paleoproterozoic age of  $1869 \pm 32$  Ma; an inherited Paleoproterozoic age of  $1968 \pm 30$  Ma that fit with the Vila Rica Intrusive Suite age; and inherited Neoproterozoic ages from 2512 to 2767 Ma that fit with the crystallization age of orthogneisses of the Santana do Araguaia Complex. Therefore, the felsic enclaves can represent crust-derived magma, with restitic zircon, or a chilled margin (cognate autolith), with zircon grains dragged out from wall rocks. The mafic enclaves are classified as olivine-clinopyroxene gabbro, clinopyroxene-hornblende gabbro, biotite-clinopyroxene diorite, biotite-hornblende diorite and biotite quartz diorite. Geochemical patterns of dioritic enclaves fit with those of the Santa Inês Intrusive Suite mafic rocks, indicating comagmaticity of them. The recognition of diverse geochemical patterns of felsic and mafic enclaves suggests that the study area can represent the top of a complex shallow magma chamber that experienced several replenishment events from diverse sources. The mafic enclaves and the host volcanics of the Iriri Group are regarded as contemporaneous and attest the hypothesis that the Uatumã Supergroup felsic magmatism and the Santa Inês mafic magmatism are also contemporaneous. This assumption allows the proposition of a bimodal character for the Uatumã Magmatism at the northeast of the Mato Grosso state and that mantle magmas played an important role in the genesis of this magmatism.

*Key-words:* geochemistry, LA-ICP-MS geochronology, felsic enclaves

## II. 1. Introduction

The northeast of the Mato Grosso state is geotectonically inserted at the southeastern portion of Amazonian Craton and covers parts of the Central Amazonian and Transamazonian provinces of Tassinari and Macambira (2004) and Vasquez and Rosa-Costa (2008). Recent studies (Alves et al., 2010; Barros et al., 2011; Rocha et al., 2012) demonstrated the occurrence of enclaves hosted by felsic volcanic and plutonic rocks belonging to the Uatumã Supergroup. The Uatumã Supergroup (Melo et al., 1978) consists of a felsic (intermediate to acid) volcano-plutonic association of high-K calc-alkaline to A-type affinity, which ages vary from 1.87 to 1.89 Ga. The volcano-plutonic association spreads out through more than 1000 km of the Amazonian Craton, from the northeast of the Mato Grosso state to Pará and northeast of the Amazonas and it has been related to a Siliceous Large Igneous Province (SLIP) (Bizzi et al., 2003; Hasui, 2012). Several works have been released during last years which have evidenced distinct conceptions concerning the Uatumã Magmatism genesis. We can underline the geotectonic setting of this event, with age that vary related to an anorogenic (Dall'Agnol et al., 1994, 1999, 2005; Costi et al., 2000; Santos et al., 2000; Tassinari et al., 2000; Lamarão et al., 2002) or post-collisional (Santos et al., 2004; Valério et al., 2005; Ferron et al., 2006, 2009; Valério et al., 2009; Pierosan et al., 2011) setting. A link with a bimodal magmatism is suggested mainly by the frequent occurrence of mafic enclaves hosted by felsic rocks (Ferron et al., 2006, 2009; Padilha and Barros, 2008; Rocha et al., 2012), by the occurrence of mafic to intermediate volcanic sequences associated with rhyolites (Valério et al., 2005; Fernandes et al., 2006; Barreto et al., 2013) and by the intrinsic association with mafic and acid dikes of A-type affinity (Rivalenti et al., 1998; Dall'Agnol et al., 2005). Isolated larger mafic bodies of Santa Inês Intrusive Suite, at the northeast of the Mato Grosso state, have been interpreted as contemporaneous to the Uatumã Supergroup volcano-plutonic association by Pinho et al. (2004), Padilha and Barros (2008) and Alves et al. (2010). However, detailed studies aiming a better characterization of this contemporaneity are lacking.

Microgranular enclaves have been interpreted mainly as products of mixing and mingling processes (magmatic origin) (Reid et al., 1983; Vernon, 1984; Didier, 1987; Dorais et al., 1990; Castro et al., 1990; Barbarin and Didier, 1992; Wiebe and Adams, 1997; Donaire et al., 2005; Waight et al., 2007) or as restites of source rocks that would represent solid residues of unmelted refractory material (White and Chappell, 1977; Zhou et al., 1994; Chappell, 1996). Most of the understanding concerning microgranular enclaves of mingling origin has been developed upon mafic enclaves (Reid et al., 1983; Didier, 1987; Zorpi et al., 1989; Dorais et al., 1990; Christiansen and Venchiarutti, 1990; Barbarin and Didier, 1992; Barbarin, 2005; Barbey et al., 2008). However, felsic microgranular enclaves have commonly been identified and their origin also interpreted as injection of hotter felsic magma into a cooler one (Castro et al., 1990; Wiebe and Adams, 1997; Donaire et al., 2005). The term “magmatic



microgranular enclave” is herein applied to describe a blob of magma produced by mixing or mingling processes, not mattering if it is of mafic or felsic composition.

Field, petrographic, geochemical and isotopic data have meaningfully supported researchers to interpret the origin of magmatic microgranular enclaves. Detailed studies concerning magmatic microgranular enclaves hosted by felsic rocks yield relevant petrogenetic information, since the acting of purely mechanical processes, as enclave dissociation forming bands of mafic mineral concentrations and schlierens usually employed as an interacting parameter to determination of the degree of hybridisation (mingling versus mixing), until extensive chemical exchange generating hybrid compositions (Christiansen and Venchiarutti, 1990; Barbarin and Didier, 1992; Tobisch et al., 1997; Barbarin, 2005). Until then, petrographic and geochemical studies of the enclaves of the northeastern of the Mato Grosso state are lacking. Firstly, the study of the enclaves is primordial to the understanding of its origin (magmatic or restitic) and, secondly, its understanding provides substantial information for the interpretation of magmatic events at the glance of a regional perspective. For example, some researches have recognized mafic rocks intrinsically associated with felsic rocks of the widespread Uatumã Magmatism (Pinho et al., 2004; Valério et al., 2005; Fernandes et al., 2006; Padilha and Barros, 2008; Alves et al., 2010; Barreto et al., 2013) and suggested a bimodal character to this event (Fernandes et al., 2006). Nevertheless, an agreement concerning this issue has not been achieved.

The present work deals with field, petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb geochronology data that come out to aid a better characterization of the enclaves and their hosted volcanic and plutonic rocks at the northeastern of the Mato Grosso state. Furthermore, the definition of the genetic relation between enclaves and host rocks allow us to evaluate the contemporaneity and/or comagmaticity of them and to weave some consideration concerning their regional meaning.

## **II. 2. Geological Setting**

The metamorphic basement at the northeastern portion of the Mato Grosso state consists of orthogneisses, migmatites and metagranitoids associated with foliated to isotropic granitoids of the Santana do Araguaia Complex (Alves et al., 2010). The Santana do Araguaia Complex, as described by Vasques and Rosa-Costa (2008), spread out from the southeast of the Para state to the northeast of Mato Grosso, their rocks yield Neoproterozoic U-Pb zircon ages ( $2828 \pm 21$  Ma, Alves et al. 2010), interpreted as the crystallization age of the protolith, and the metamorphism is related to the Paleoproterozoic reworking of the Transamazonian Cycle ( $\sim 2.1$  Ga).

Intruding the Santana do Araguaia Complex rocks are the granitoids of Vila Rica Intrusive Suite. These granitoids are locally isotropic and usually foliated with a penetrative foliation from moderate to intense. Composition vary from tonalitic, granodioritic, monzogranitic to syenogranitic and they locally host xenoliths of metamafic rocks (Lacerda Filho et al., 2004; Padilha and Barros,

2008; Alves et al., 2010). The zircon U-Pb and Pb-Pb ages ( $1968\pm 2$  Ma, Alves et al., 2010;  $1990\pm 12$  Ma, Barros et al., 2008) and the geochemical data point to arc-related granites (Padilha and Barros, 2008; Alves et al., 2010) and suggest a link with the orogenetic event of the Tapajós-Parima Province. According to Alves et al. (2010), the Vila Rica Intrusive Suite is genetically associated with the felsic volcanic rocks of the Jarinã Formation as part of a volcano-plutonic event.

Sedimentary rocks at the northeastern of the Mato Grosso state have been correlated by Alves et al. (2010) to the Cubencranquem Formation, based on the occurrence of stromatolite levels consistent with those described by Barbosa et al. (1966) at the southern portion of the Para state. These sedimentary rocks consist of lithic conglomeratic sandstones, arcosean sandstones, fine quartz sandstones, rhythmites of fine sandstone and siltite, silexite levels and stromatolite fragments (Alves et al., 2010). These authors assume the Cubencranquem Formation as a Paleoproterozoic unit at the gap of 1.96 to 1.88 Ga. However, Lacerda Filho et al. (2004) correlate these sedimentary rocks to the Gorotire Formation of Barbosa et al. (1966) with maximum age of deposition at around 1.88 Ga (post Uatumã Magmatism).

The felsic volcanic rocks that cover the Vila Rica Intrusive Suite granitoids and the metamorphic rocks of the Santana do Araguaia Complex are related to the Iriri Group. These volcanites are composed of effusive dacites, rhyodacites and rhyolites, ignimbrites, ash tuffs and pyroclastic breccias. Their geochemical affinity vary from high-K calc-alkaline to A2-type with ages from  $1890\pm 2$  Ma to  $1840\pm 8$  Ma (Moura et al., 1999; Dall'Agnol et al., 1999b; Lamarão et al., 1999, 2002; Klein and Vasquez, 2000; Santos et al., 2000; Pinho et al., 2004; Alves et al., 2010; Rocha et al., 2012). Genetically related to the volcanics occur the Rio Dourado Intrusive Suite granitoids. These granitoids consist of medium to coarse grained monzogranites, syenogranites and alkali-feldspar granites and microgranites of A2-type affinity and ages from  $1889\pm 11$  Ma to  $1864\pm 5$  Ma (Barros et al., 2005, 2006, 2008, 2011; Padilha and Barros, 2008; Alves et al., 2010). The Iriri Group and the Rio Dourado Intrusive Suite are part of the volcano-plutonic association of the Uatumã Magmatism. Spatially associated to these volcano-plutonic association occur the mafic intrusive bodies of the Santa Inês Intrusive Suite. These mafic intrusions consist of hornblendites to hornblende gabbros of tholeiitic affinity (Pinho et al., 2004; Padilha and Barros, 2008; Alves et al., 2010). No geochronological ages were obtained. Based on the boundaries among Santa Inês and Rio Dourado intrusive suites rocks, Alves et al. (2010) suggested a contemporaneity between these units.

The present work study area is located on the Central Amazonian Province (Fig. 1), where magmatic microgranular enclaves are widespread in felsic volcanic and plutonic rocks.

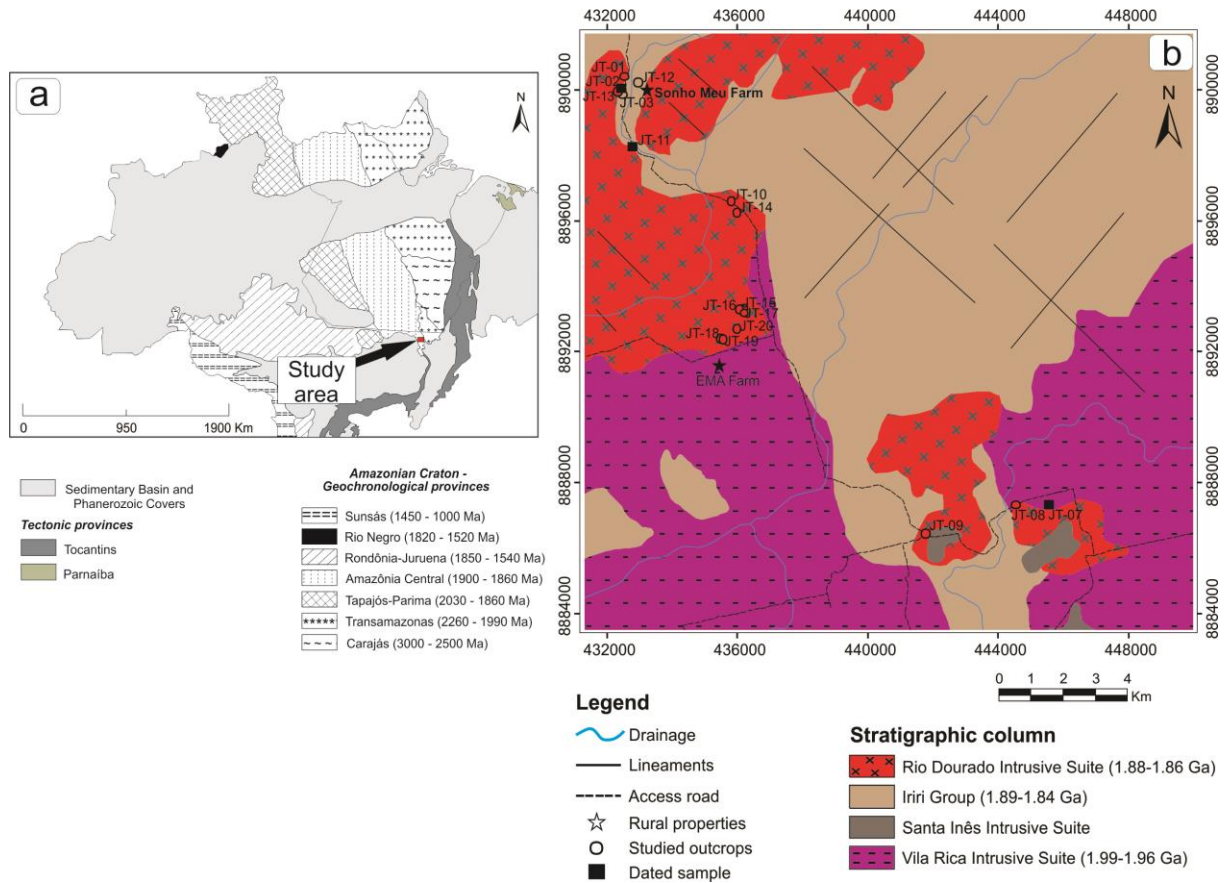


Figure II. 1 - a) Sketch map showing the distribution of the geotectonic provinces of the Amazonian Craton, adapted from Vasquez and Rosa-Costa (2008); b) Geological map of the study area, modified from Barros et al. (2011).

### II. 3. Materials and Methods

Two field trips were executed where 60 rock samples of enclaves and host rocks were collected for petrographic, geochemical and geochronological studies. Taking into account the magmatic representativeness of the samples, 44 were selected for petrographic studies: 7 host volcanics; 7 host granitoids; 9 felsic enclaves; 10 mafic enclaves; and 11 host/enclave boundary. From those, 22 samples were selected for geochemical analysis: 3 host volcanics; 3 host granitoids; 7 felsic enclaves; and 9 mafic enclaves, and 3 for geochronological analysis: 1 host volcanic; 1 host granitoid; and 1 felsic enclave. A mafic enclaves sample was processed for geochronological analysis, however no zircon grains were found.

Thin sections confection and analysis and sample preparation for geochemical and geochronological analysis were performed at the labs of the Departamento de Recursos Minerais of the Universidade Federal de Mato Grosso (DRM/UFMT). The sequence of sample preparation for geochemical analysis consisted in crushing, pulverization, homogenization and quartering. Geochemical analysis was performed by the commercial lab Acmelab through Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry for major elements and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry for trace, including rare earth elements. For confrontation of the host rock results herein

obtained, were compiled available geochemical data of Iriri Group, Rio Dourado and Santa Inês intrusive suites, aiming a linking of the geochemical patterns. Samples for geochronological analysis were crushed and sifted to 250, 210, 177, 125, 90 and 63 mesh fractions. Fractions of 90 and 63 mesh were selected to magnetic and density zircon separation. To each sample, 200 zircon grains were collected manually. Geochronological analysis was performed at the labs of the Centro de Pesquisas Geocronológicas of the Universidade de São Paulo (CPGeo/USP) where the isotopic U-Pb ratios were obtained through Laser Ablation Multi-collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry.

#### **II. 4. Field aspects and petrography**

The host volcanic rocks outcrop mainly at flat relief areas and gentle hills as flooring, blocks and in situ boulders. They consist of two types of volcanic deposits: effusive and pyroclastic. The phenocrysts and fragments ratios indicate a dacitic to rhyolitic composition for the effusive deposits and dacitic to the pyroclastic. The host granitoids crosscut the volcanics and outcrop mainly at gentle hills and higher ridges, also as flooring, blocks and in situ boulders. Based on modal compositions they can be divided into two petrographic facies: syenogranite to monzogranite and granodiorite. Both granitoids and volcanics host felsic and mafic enclaves. The modal ratios of the enclaves indicate granodioritic to tonalitic and locally quartz-rich granitoids compositions for the felsic enclaves whereas the mafic enclaves are gabbroic to dioritic (Fig. 2, Tab. 1).

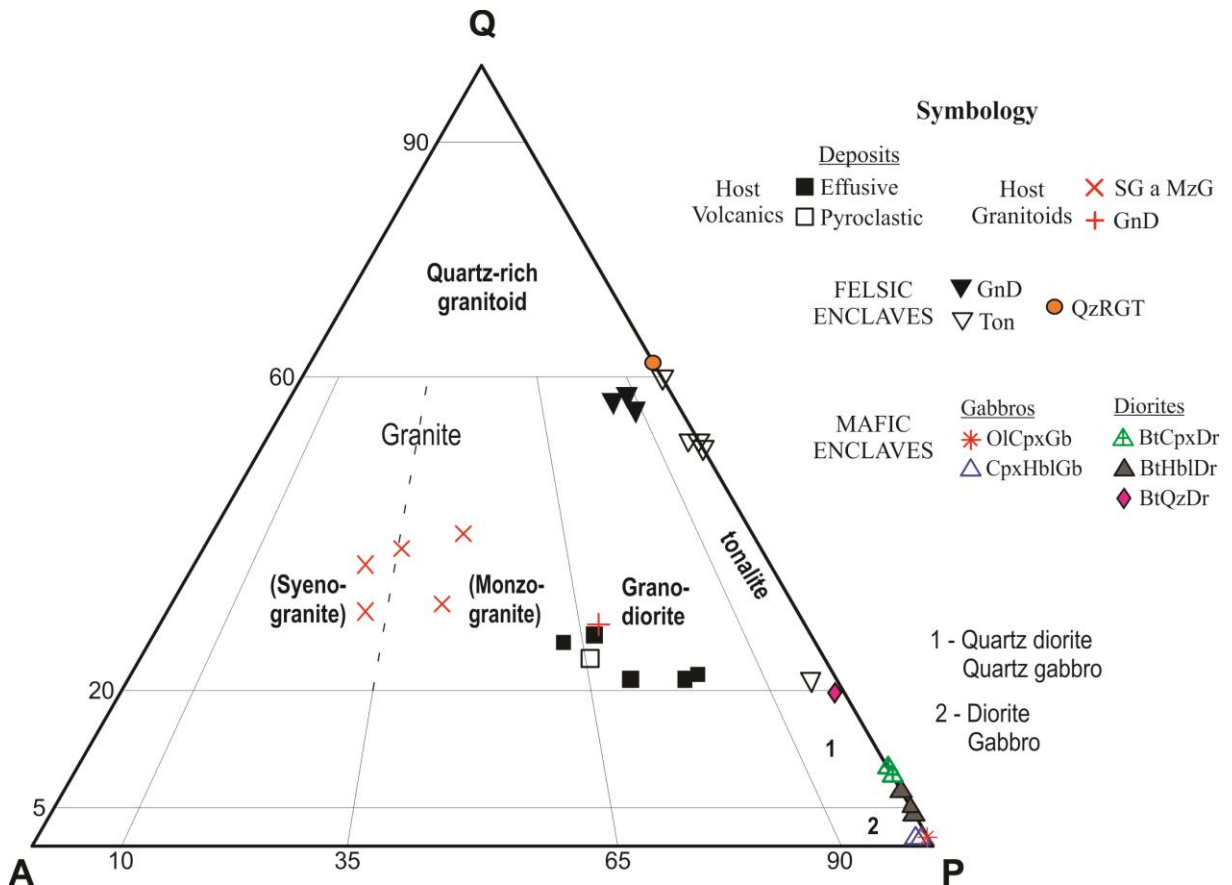


Figure II. 2 - QAP diagram of Streckeisen (1976) showing the modal compositions of host volcanics and granitoids, and felsic and mafic enclaves. Abbreviations: SG – syenogranite; MzG – monzogranite; GnD – granodiorite; Ton – tonalite; QzRGT – quartz-rich granitoid; OICpxGb – olivine-clinopyroxene gabbro; CpxHblGb – clinopyroxene-hornblende gabbro; BtCpxDr – biotite-clinopyroxene diorite; BtHblDr – biotite-hornblende diorite; BtQzDr – biotite quartz diorite.

**Table 1** - Modal compositions of host volcanics and granitoids, and felsic and mafic enclaves.

Deposits and facies	Host volcanics						Host granitoids						Felsic enclaves										Mafic enclaves								
	DE			DP			SG and MzG facies			GnD facies													Gabbros			Diorites					
Composition	R	D		DI		SG	MzG		GnD												OiCpxGb	CpxHblGb	BtCpxDr	BtHblDr		BtQzDr					
Sample	JT-02i	JT-11d	JT-02d	JT-02e	JT-02g	JT-12a	JT-02a	JT-15d	JT-07a	JT-14b	JT-09a	JT-08c	JT-11a	JT-11b	JT-20a	JT-02b	JT-14a	JT-11c	JT-13a	JT-13b	JT-19a	JT-16a	JT-15b	JT-15c	JT-17a	JT-15f	JT-18a	JT-08b	JT-14c	JT-14d	
Matrix	91	78	89	79	74	73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Phenocrysts	9	22	11	21	26	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Quartz	26	27	22	21	21	23	35	30	37	28	39	26	43	40	50	12	39	38	39	40	60	<1	<1	<1	3	4	2	2	3	15	
Alkali-feds.	28	24	15	23	17	25	44	48	39	36	32	21	5	3	4	2	<1	<1	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<1	
Plg	46	49	63	56	62	49	18	21	21	28	28	44	27	25	35	43	26	34	37	37	37	32	40	48	27	40	40	45	40	57	
Cpx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	55	33	20	60	50	4	-	-	-	
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	
Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	20	-	35	5	-	-	-	-	-	26	28	-	-	47	48	42	-	
Trem.-Actin.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<1	5	
Bt	-	-	-	-	-	3	1	1	2	7	1	7	7	8	10	5	10	20	19	20	2	-	<1	1	10	5	7	5	10	15	
Opagues	<1	<1	-	<1	-	-	2	<1	1	1	<1	2	3	4	1	3	5	3	5	3	1	6	1	3	<1	1	<1	<1	5	8	
Titanite	-	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	<1	<1	<1	-	-	<1	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zircão	-	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	<1	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Apatite	-	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	<1	<1	-	-	<1	-	-	-	-	-	-	<1	<1	-	-	-	<1	

Abbreviations: Plg – plagioclase; Cpx – clinopyroxene; Ol – olivine; Hbl – hornblende; Bt – biotite; DE - deposit effusive; DP - deposit pyroclastic; R – rhyolite; D – dacite; DI - Dacitic Ignimbrite. Others abbreviations at figure 2.

## II. 4.1. *Host rocks*

### II. 4.1.1. Volcanics

#### II. 4.1.1.1. Effusive deposits

The host effusive deposits are dacitic to rhyolitic and show a light gray color and structures from massive isotropic to a penetrative flow foliation (Fig. 3a). Textures are porphyritic with medium to fine grained phenocrysts and an aphanitic microcrystalline groundmass (Fig. 3b). Quartz, plagioclase, alkali feldspar and opaque minerals phenocrysts vary from 9 to 26 modal% (Fig. 3c,d). The aphanitic microcrystalline groundmass is quartz-feldspathic in composition with subhedral biotite lamellas, frequently replaced by chlorite, and disseminated opaque minerals (<0.1 mm).

Plagioclase phenocrysts (1.0 to 8.0 mm) show a subhedral tabular habit and locally draw up a glomeroporphyritic texture. Larger crystals have albite twinning and quartz (~0.4 mm), apatite and opaque (<0.1 mm) inclusions. They are affected by hydrothermal processes as sericitization, saussuritization and argilization. Quartz phenocrysts (1.0 to 3.0 mm) are subhedral, frequently embayed, with rare zircon inclusions and locally depict a glomeroporphyritic texture when associated with plagioclase. The alkali feldspar (1.0 to 4.0 mm) has a subhedral tabular habit with local film perthites and is moderately affected by argilization and sericitization. Opaque minerals phenocrysts (0.4 to 0.6 mm) are anhedral and develop a corona texture with titanite that suggest a relation with minerals of the ilmenite-magnetite series. The accessory minerals consist of colorless zoned zircon (<0.1 mm) of prismatic subhedral to euhedral habit and colorless acicular to subhedral prismatic apatite (<0.1 mm).

#### II. 4.1.1.2. Pyroclastic deposits

The host pyroclastic deposits consist of light gray dacitic ignimbrite with eutaxitic structure and a porphyritic texture composed by crystal and lithic fragments that sum 27 modal% (Fig. 3c). Crystal fragments are of medium to fine grained quartz, plagioclase, alkali feldspar and biotite while lithic fragments are of cognate rocks of 2.5 to 10.0 mm. The groundmass is aphanitic hemicrystalline and quartz-feldspathic in composition (Fig. 3d) with well-developed eutaxitic structure.

Plagioclase fragments (0.2 to 1.5 mm) depict a subhedral tabular habit with recurrent angular edges and show products of sericitization, argilization and saussuritization. Quartz (~0.5 mm) is usually anhedral and angular. Alkali feldspar fragments (0.4 to 0.8 mm) have a subhedral tabular habit, frequently angular, with film perthites and moderate sericitization. Biotite (~0.5 mm) is subhedral lamellar and partially replaced by chlorite. Accessory minerals occur within the groundmass and consist of colorless acicular apatite (<0.1 mm) and anhedral opaque minerals with corona texture of titanite suggesting relation with minerals of the ilmenite-magnetite series.



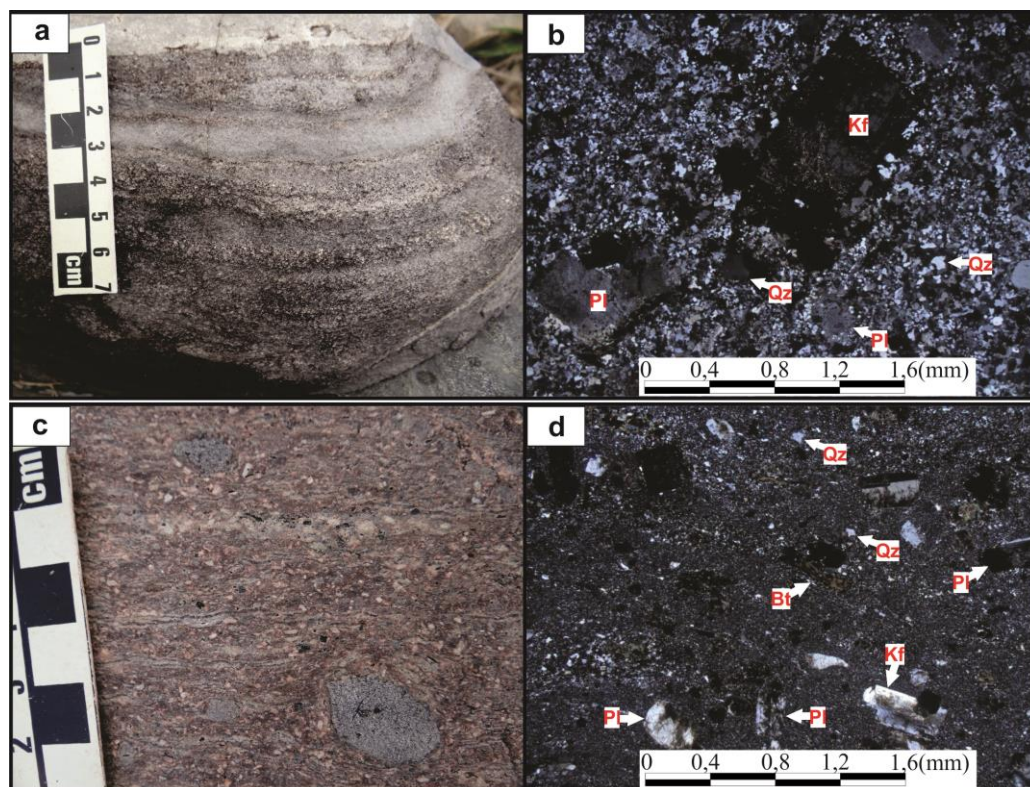


Figure II. 3 – Macroscopic and microscopic features of volcanic host deposits. a) rhyolite with flow foliation; b) porphyritic rhyolite; c) dacitic ignimbrite with eutaxitic structure and crystal and lithic fragments; d) dacitic ignimbrite with crystal fragments.

#### II. 4.1.2. Granitoids

The host granitoids consist of medium to coarse grained rocks of equigranular to inequigranular phaneritic texture and reddish pink to grey colors (Fig. 4a,b,c). The modal ratios of essential minerals point to syenogranitic, monzogranitic and granodioritic compositions with low content of mafic minerals (Tab. 1). Essential mineralogy is composed by plagioclase, alkali feldspar, quartz and biotite (Fig. 4d) while titanite, zircon, apatite and opaque mineral are the accessory.

Plagioclase grains are subhedral of tabular habit and vary from 0.2 to 2.5 mm. Myrmekitic texture of plagioclase and quartz intergrowth can be observed locally. Sericitization process is common on plagioclase crystals and saussuritization and argilization are local. Alkali feldspar crystals consist of microcline and orthoclase with a subhedral tabular habit and usually of 0.5 to 5.0 mm, up to 2.5 cm in inequigranular syenogranite. Film perthites and rapakivi texture are common. Quartz crystals are anhedral with sizes from 0.1 to 3.0 mm and characteristic undulatory extinction. Biotite lamellas show light brown to green pleochroism, subhedral habit and width from 0.5 to 1.5 mm. They can sometimes be associated with titanite and opaque minerals and replaced by chlorite. Opaque minerals (0.5 to 0.8 mm) are anhedral and locally draw up a corona texture to titanite that suggests relation with ilmenite-magnetite minerals. The titanite is light brown with width ~0.2 mm and, when occurs as isolated grains, show a anhedral to subhedral habit. Zircon grains (<0.1 mm) are frequently



zoned with elongated prismatic habit and frequently included in plagioclase. The apatite has acicular habit, width <0.1 mm and is frequently included in plagioclase and alkali feldspar.

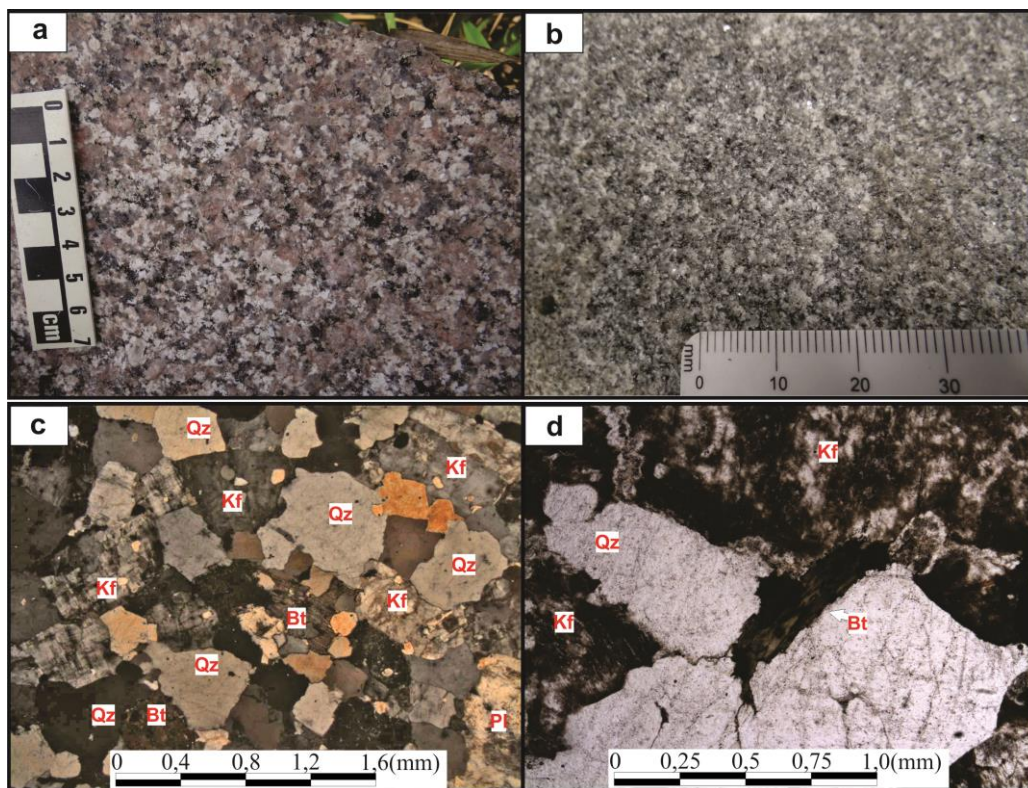


Figure II. 4 – Macroscopic and microscopic features of the host granitoids. a) pink, medium to coarse grained inequigranular syenogranite with porphyritic texture; b) equigranular phaneritic texture of the granodiorite; c) phaneritic texture composed of alkali feldspar, plagioclase, quartz and tiny biotite of the syenogranite; d) biotite lamella associated with quartz and alkali feldspar.

#### II. 4.2. Magmatic microgranular enclaves

The magmatic microgranular enclave included into another magma, and both have distinct textures and compositions. Its genesis implies magma mingling processes that can take place at distinct crustal levels, since magma chamber depths to shallow subvolcanic reservoirs (Vernon, 1983; Didier, 1991).

The study area shows a large amount of magmatic microgranular enclaves hosted either by the volcanic sequence of Iriri group, by the granitoids of Rio Dourado intrusive suite, and by the Vila Rica intrusive suite, respectively. The enclaves width vary from ~1.0 cm up to 2.0 m (Fig. 5a,b) and their shape are usually rounded or elongated globular with interconnected curvilinear and transitional diffuse boundaries (Fig. 5c,d) that suggest mechanical interaction between both magmas. Close to the contact boundary between enclaves and host rocks, can be locally observed mineral fractionation features promoting a compositional banding within the host magma that consist of alternating felsic-rich (feldspar + quartz) and mafic-rich (biotite) layers (Fig. 5e). Accumulations of biotite in the edge of these enclaves were observed. Suggestive chemical exchange features are observed locally and



consist of an intense sericitization of the host rock close to the boundary with the enclave (Fig. 5f). Mechanical exchange features are observed rarely and consist of the engulfment of host rock crystals within the enclave, originating xenocrysts of reactive edges.

Compositionally, the enclaves are bimodal, of mafic and felsic compositions. Based on modal ratios, the felsic enclaves are classified as granodiorite, tonalite and quartz-rich granitoid. Mafic enclaves are classified as gabbro and diorite (Fig. 2, Tab. 1).

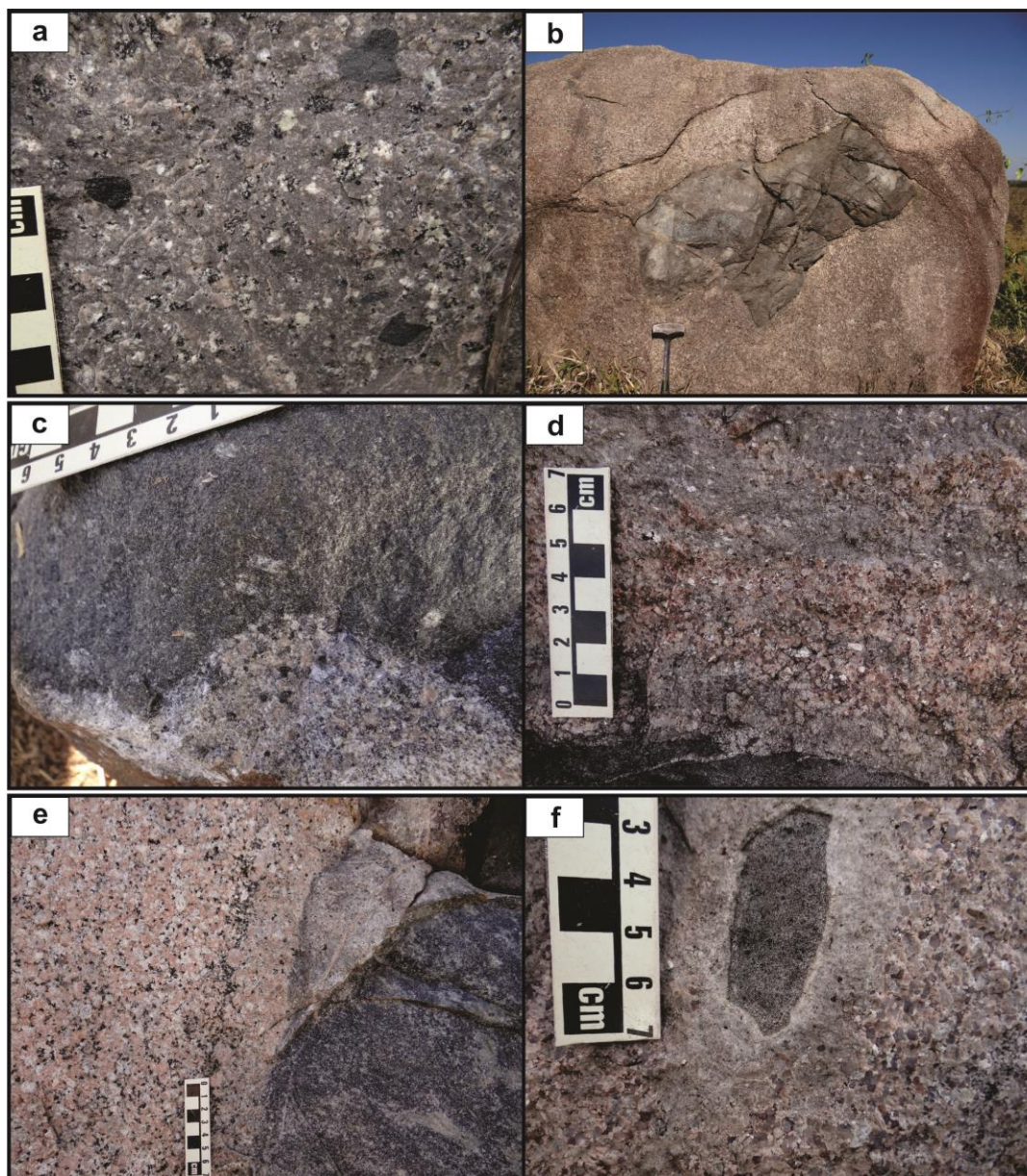


Figure II. 5 – Macroscopic features of the enclaves. a) centimeter size mafic enclave hosted in volcanic rock; b) granite hosted mafic enclave of ~30 cm; c) alkali feldspar xenocrysts within mafic enclave; d) transitional and diffuse boundary between porphyritic felsic enclave and the host syenogranite; e) host syenogranite and felsic enclave boundary showing mineral segregation; f) Mafic enclave and host syenogranite boundary showing a white mica-rich halo, suggestive of chemical exchange process (sericitization).

#### II. 4.2.1. Felsic enclaves

The felsic enclaves are fine to very fine grained rocks with equigranular to inequigranular phaneritic texture and light to dark gray colors. Their essential mineralogy consists of quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite and hornblende whereas opaque minerals, titanite, zircon and apatite are the accessory minerals. The variation of the modal ratios points to granodiorite, tonalite and quartz-rich granitoid compositions with distinct amounts of mafic minerals (Tab. 1).

Quartz grains are anhedral with width of 0.1 to 0.4 mm and usually depict a weakly developed and interlobate to polygonal granoblastic texture (Fig. 6a,b). The plagioclase occurs as anhedral to subhedral tabular crystals with width varying from 0.1 to 0.4 mm, up to 0.8 mm in inequigranular terms, and develop moderate to low argilization, sericitization, saussuritization and carbonation products. Alkali feldspar crystals are subhedral tabular of 0.1 to 0.2 mm and, locally show film perthites. Biotite lamellas vary from 0.1 to 0.4 mm with light to dark brown pleochroism (Fig. 6c) and can be partially replaced by chlorite. The biotite, opaque minerals and titanite association is common. Hornblende grains are subhedral with sizes from 0.2 to 0.4 mm and dark to light green and light blue pleochroism (Fig. 6d). Pseudomorphic replacement of hornblende by tremolite-actinolite amphiboles is common. Tremolite-actinolite amphiboles are pale green with acicular habit and width around 0.3 mm. Opaque minerals are anhedral with size smaller than 0.3 and frequently show corona texture to titanite, suggesting relation with ilmenite-magnetite series minerals. The titanite, when isolated grains, shows anhedral to euhedral shapes with characteristic lozenge forms and size lower than 0.1 mm. Zircon crystals depict subhedral to euhedral prismatic habit and width lower than 0.1 mm, usually included in plagioclase. Apatite is prismatic to acicular and smaller than 0.1 mm.



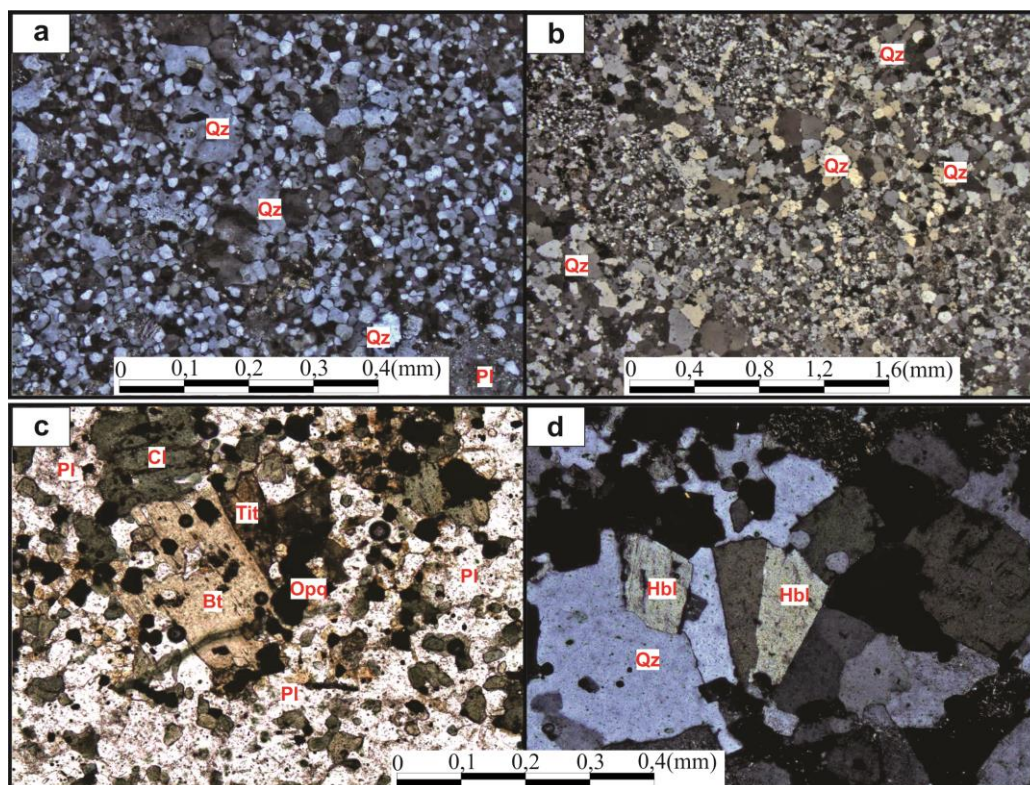


Figure II. 6 – Microscopic features of the felsic enclaves. a) inequigranular phaneritic and incipient granoblastic texture in granodiorite enclave; b) inequigranular phaneritic texture in quartz-rich granitoid enclave; c) biotite, titanite and opaque association in tonalite enclave; d) twinned hornblende in tonalite enclave.

#### II. 4.2.2. Mafic enclaves

The mafic enclaves consist of phaneritic rocks with fine equigranular and fine to medium inequigranular porphyritic textures of dark to greenish gray colors (Fig. 7a,b). Essential mineralogy is composed by plagioclase, clinopyroxene, hornblende, biotite, olivine and quartz, and its modal ratios allowed the petrographic classification of five distinct litotypes: olivine-clinopyroxene gabbro; clinopyroxene-hornblende gabbro; biotite-clinopyroxene diorite; biotite-hornblende diorite; and biotite quartz diorite. The modal abundances of mafic minerals (Tab. 1) indicate that clinopyroxene is the dominant mafic minerals in gabbro and occur subordinately, or is absent, in diorite. Hornblende is common in gabbro and more frequent in most of diorite, except in biotite quartz diorite where it is absent. Tremolite-actinolite series minerals and alkali feldspar occur only in the diorite at accessory amount. Olivine occurs only in olivine-clinopyroxene gabbro. Biotite is rare in gabbro and common in diorite. The quartz amount increases from gabbro to biotite quartz diorite. The range of mafic and felsic minerals suggest an evolution by crystal fractionation from gabbro to quartz diorite.

Interaction features of the mafic enclaves with the host granitoids are visible at the boundaries between these litotypes and consist of an interlobated edge with the engulfment of some alkali feldspar and plagioclase crystals by the mafic enclave (Fig. 7c). Moreover, mechanical exchange features can be observed within mafic enclaves and are marked by the occurrence of plagioclase xenocrysts within

a clinopyroxene-hornblende gabbro enclave. The plagioclase xenocryst was originally euhedral and developed slightly embayed edges and higher amount of fluid inclusions, promoted by the plagioclase instability when engulfed by the mafic enclave (Fig. 7d).

Olivine grains (0.5 to 0.8 mm) are completely replaced by serpentine and opaque minerals. Only their original shape and habit are preserved. Clinopyroxene crystals are equant anhedral with width from 0.1 to 1.0 mm and draw up subophitic and ophitic texture (Fig. 7e) when enclosing plagioclase crystals. Locally they are intergranular. The plagioclase varies from 0.5 to 2.5 mm and show euhedral to subhedral tabular habit. Sericitization, saussuritization and, subordinately, carbonation products are moderate to low. Opaque minerals (0.2 to 0.8 mm) are anhedral and locally subhedral with cubic and hexagonal shapes. Hornblende grains shapes vary from subhedral short and elongated prisms to anhedral intergranular (Fig. 7f) with sizes from 0.1 to 0.5 mm and dark green to greenish brown pleochroism. Biotite lamellas are subhedral and show a dark to light brown pleochroism and width from 0.1 to 0.6 mm. Quartz grains are anhedral and from <0.1 to 0.5 mm. Tremolite-actinolite series minerals are gently pleochroic with pale green colors, subhedral tabular habit and width around 0.4 mm. Alkali feldspar (microcline) crystals show subhedral tabular habit and size from 0.1 to 0.2 mm. The apatite is colorless with acicular habit and width smaller than 0.1 mm.



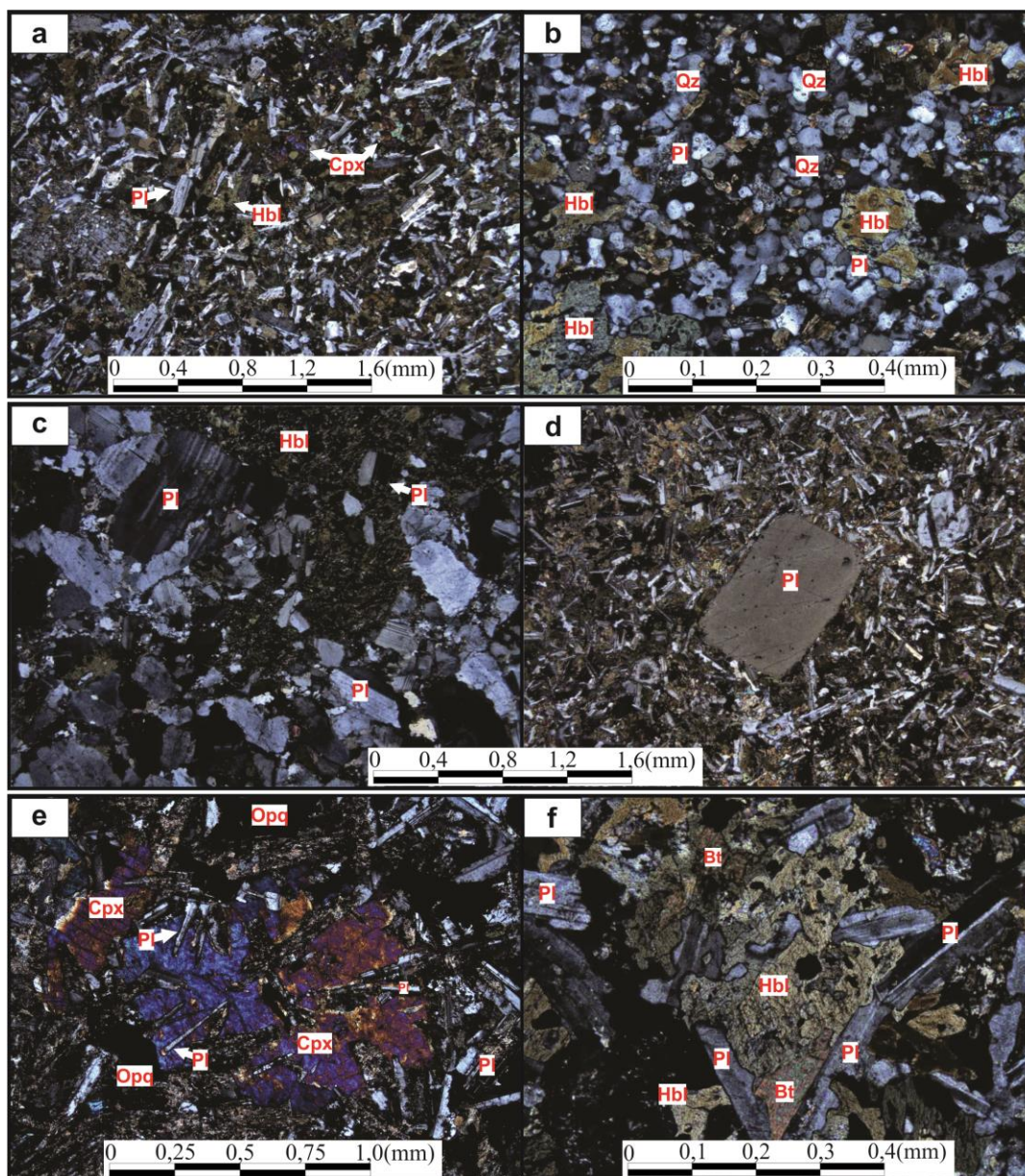


Figure II. 7 – Microscopic features of mafic enclaves. a) equigranular phaneritic texture of the clinopyroxene-hornblende gabbro; b) inequigranular phaneritic texture of the biotite-hornblende diorite; c) interlobated boundary between biotite-hornblende diorite enclaves and host granodiorite; d) plagioclase xenocrysts within the clinopyroxene-hornblende gabbro; e) subophitic texture of clinopyroxene in olivine-clinopyroxene gabbro; f) intergranular hornblende, plagioclase and biotite in clinopyroxene-hornblende gabbro.

## II. 5. Geochemistry

The geochemical data (Tab. 2) of the host granitoids point to  $\text{SiO}_2$  values from 69.90 to 73.25 wt.%. On the R1 versus R2 diagram (Fig. 8a), they can be classified as syenogranite, monzogranite and granodiorite. At the same diagram, the host volcanics plot on the equivalent fields of dacite and rhyolite, with  $\text{SiO}_2$  values between 66.08 and 69.73 wt.%. The felsic enclaves show  $\text{SiO}_2$  content from 61.18 to 70.93 wt.%, except the quartz-rich granitoid ( $\text{SiO}_2 = 84.55$  wt.%) and plot on the tonalite and granodiorite fields. The mafic enclaves are basic to intermediate, with  $\text{SiO}_2$  content between 46.67 and 57.76 wt.% and plot preferentially on gabbro fields and subordinately on diorite fields. A subalkaline

character of all litotypes is evidenced by the TAS diagram (Fig. 8b) where they form a differentiation trend from basic to intermediate rocks.

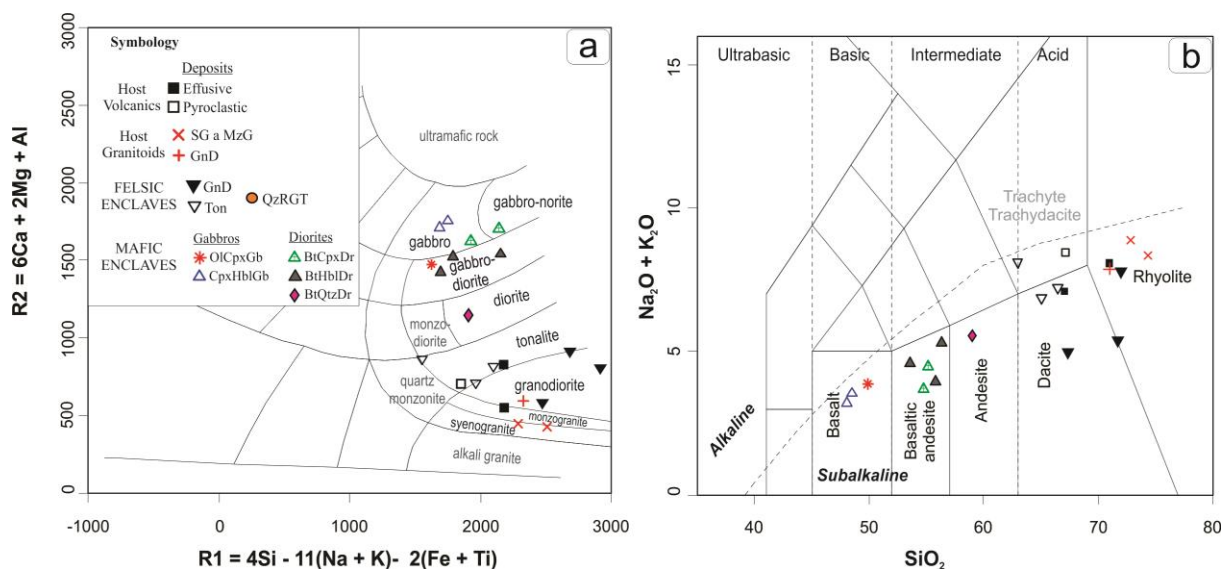


Figure II. 8 – Classification diagrams to the host rocks and enclaves. a) R1 vs R2 diagram of La Roche et al. (1980); b) total alkalis versus silica diagram of Le Bas et al. (1986).

A differentiation trend, evidenced by the decreasing of  $FeO^t$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  and  $TiO_2$  contents on binary diagrams using  $SiO_2$  as differentiation index (Fig. 9), suggests a magmatic evolution from plagioclase, Fe-Mg-Ca minerals (clinopyroxene and hornblende) and Fe-Ti minerals (titanite and ilmenite-magnetite) fractionation from basic to intermediate enclaves. The  $P_2O_5$  distribution pattern depicts an increasing from basic to intermediate compositions suggesting accumulation of apatite. Felsic enclaves have lower  $P_2O_5$  content. A similar distribution pattern can be observed to  $Na_2O$  corroborating to the plagioclase fractionation in the mafic enclaves, considering a greater contribution of  $Na_2O$  in sodium plagioclase of more evolved rocks.  $K_2O/Na_2O$ , Rb and Zr pattern indicate consistent lower contents for mafic enclaves and a wider range for the felsic enclaves (Fig. 10).



Table 2 - Geochemical data of host rocks and enclaves. Major elements are expressed in wt. % and trace elements in ppm.

Elements	Host granitoids			Host volcanics			Felsic enclaves							Mafic enclaves								
	JT-07a	JT-08c	JT-15d	JT-02i	JT-11d	JT-12a	JT-02b	JT-11a	JT-11b	JT-11c	JT-13b	JT-19a	JT-20a	JT-08b	JT-14c	JT-14d	JT-15b	JT-15c	JT-15f	JT-16a	JT-17a	JT-18a
SiO <sub>2</sub>	73.25	69.90	71.81	69.73	66.26	66.08	61.18	66.25	70.93	64.05	64.63	84.55	70.82	51.67	54.21	57.76	47.16	46.67	54.22	48.01	53.80	54.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.38	15.18	14.22	14.62	15.78	15.49	15.59	14.58	13.70	15.61	15.56	7.96	14.25	16.29	12.68	17.29	17.02	16.85	14.84	13.95	14.29	13.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.69	2.49	1.82	2.55	4.06	3.72	5.46	5.17	3.11	5.40	4.74	1.14	2.15	9.60	9.87	8.01	12.83	13.18	8.90	15.41	9.13	8.58
MnO	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.07	0.08	0.09	0.07	0.09	0.11	0.02	0.05	0.16	0.16	0.13	0.18	0.17	0.16	0.22	0.16	0.16
MgO	0.52	0.64	0.31	0.99	1.07	1.44	2.59	2.63	1.16	2.89	2.04	0.20	0.89	5.73	8.27	3.32	7.41	7.64	6.36	5.51	7.57	7.65
CaO	1.28	2.46	1.41	2.01	4.34	3.06	4.01	4.60	4.48	3.42	2.84	1.88	2.42	8.60	8.23	5.94	9.44	9.75	9.49	8.58	9.80	7.27
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.67	3.24	4.39	3.95	4.15	4.33	3.64	3.88	3.60	4.62	1.99	3.18	2.93	2.43	3.85	2.49	2.30	3.48	2.31	2.83	4.08
K <sub>2</sub> O	4.99	4.10	5.53	3.55	3.07	4.17	3.56	1.25	1.46	3.16	2.41	1.05	4.50	1.50	1.41	1.53	0.96	0.81	0.90	1.36	0.81	1.04
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.19	0.34	0.49	0.54	0.50	0.72	0.52	0.37	0.61	0.62	0.18	0.33	0.75	0.70	0.61	0.95	0.97	0.58	2.03	0.57	0.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.06	0.10	0.16	0.11	0.20	0.13	0.08	0.15	0.15	0.03	0.05	0.18	0.24	0.30	0.07	0.08	0.18	0.37	0.17	0.16
LOI	1.1	0.9	0.9	1.1	0.4	0.9	1.9	0.8	0.5	0.7	2.0	0.7	1.1	2.2	1.3	0.8	1.2	1.3	0.5	1.8	0.4	2.5
Total	99.79	99.65	99.69	99.59	99.68	99.69	99.62	99.66	99.74	99.68	99.72	99.70	99.74	99.61	99.50	99.54	99.71	99.72	99.61	99.55	99.53	99.74
Ba	659	1556	1177	1524	1091	1293	1346	404	824	868	1008	632	1149	600	927	1282	204	173	591	862	602	224
Be	3	<1	4	<1	2	1	<1	3	<1	1	3	<1	2	<1	2	3	<1	<1	2	<1	<1	<1
Co	109.6	64.5	127.7	105.3	105.5	89.4	66.0	150.7	79.3	79.6	71.4	203.4	67.9	60.5	65.4	79.9	77.4	71.9	79.0	156.3	90.8	48.7
Cs	2.1	1.4	3.5	1.5	3.1	1.7	1.0	1.6	0.9	2.6	2.0	1.1	4.0	1.1	2.3	2.4	8.7	10.0	11.0	2.7	12.3	1.5
Ga	14.8	12.7	15.3	14.9	15.6	17.1	17.5	18.1	15.7	17.6	18.3	8.7	13.7	18.5	17.5	19.4	17.8	16.8	14.9	18.3	14.1	13.7
Hf	4.9	3.7	7.0	6.7	4.7	5.9	5.2	4.9	4.7	5.6	5.8	3.1	5.6	2.5	2.8	3.0	1.3	1.4	2.0	3.5	2.0	1.6
Nb	7.3	4.8	11.6	11.8	7.7	9.6	8.0	8.6	8.0	9.1	9.4	6.1	10.4	3.4	3.3	4.9	1.0	1.0	3.6	6.0	3.0	2.9
Rb	198.9	107.4	170.3	109.5	105.5	128.8	96.8	77.1	41.1	191.4	106.7	38.8	142.4	43.7	66.7	78.9	64.2	50.5	34.8	59.3	44.6	40.0
Sr	197.2	403.7	222.5	280.0	397.1	374.4	448.1	398.6	369.7	282.3	261.3	68.5	148.4	738.1	931.8	1181.6	362.1	369.7	736.7	321.2	1030.2	370.4
Ta	0.7	0.4	1.1	1.0	0.8	0.7	0.7	1.1	1.0	0.7	0.7	0.8	0.9	0.3	0.3	0.4	<0.1	<0.1	0.3	0.6	0.3	0.2



Table 2. (continued)

Elements	Host granitoids			Host volcanics			Felsic enclaves							Mafic enclaves								
	JT-07a	JT-08c	JT-15d	JT-02i	JT-11d	JT-12a	JT-02b	JT-11a	JT-11b	JT-11c	JT-13b	JT-19a	JT-20a	JT-08b	JT-14c	JT-14d	JT-15b	JT-15c	JT-15f	JT-16a	JT-17a	JT-18a
Th	32.4	8.9	1.0	17.5	11.8	12.6	8.7	11.6	11.9	12.8	12.7	9.4	17.6	2.8	4.3	5.2	0.3	0.3	3.4	4.1	2.4	2.4
U	5.7	2.4	2.6	4.5	3.4	3.4	2.3	3.4	3.2	3.0	3.5	1.7	5.8	0.7	1.1	1.4	0.1	<0.1	0.7	1.0	0.4	1.2
W	638.8	353.0	668.8	543.9	518.0	395.0	286.5	766.1	415.7	359.4	300.3	1087.0	381.4	149.4	148.0	315.3	102.7	65.5	234.0	524.3	283.8	75.5
Zr	164.4	156.5	278.5	276.1	170.8	224.5	196.4	194.5	177.8	212.5	217.4	119.1	216.7	87.7	98.0	103.4	46.0	41.5	86.0	141.0	77.8	66.8
Y	13.0	6.9	6.0	20.5	13.6	19.0	71.0	18.8	17.3	19.1	17.0	74.7	17.7	16.2	14.8	12.9	18.2	17.8	12.5	33.5	11.9	12.9
La	52.1	35.4	16.6	51.0	35.9	45.5	44.9	37.1	37.1	37.4	42.4	83.3	45.7	22.5	27.5	24.8	5.9	5.4	19.1	23.7	16.8	15.0
Ce	95.8	53.3	27.3	100.0	69.4	86.3	75.1	74.0	68.0	73.9	85.2	49.7	86.5	41.5	52.7	50.4	12.6	11.5	37.9	47.9	37.8	33.1
Pr	10.13	4.90	2.55	9.74	6.41	8.59	9.64	7.17	6.84	7.40	8.51	15.38	8.14	4.78	5.71	5.42	1.49	1.50	4.24	5.70	3.91	3.39
Nd	33.5	13.3	10.3	33.7	23.9	31.9	38.0	24.9	24.9	26.7	31.2	62.3	28.5	20.0	23.4	22.0	6.7	7.7	17.6	24.8	16.8	14.1
Sm	4.58	1.87	1.64	5.35	3.83	4.90	6.94	4.32	4.34	4.94	4.84	9.40	4.74	3.65	4.45	3.84	1.97	2.06	3.18	5.67	3.02	2.34
Eu	0.60	0.48	0.87	1.05	0.92	1.07	1.77	0.99	0.86	0.94	1.08	1.60	0.78	1.17	1.05	1.09	0.92	0.80	0.92	1.87	0.87	0.75
Gd	3.66	1.53	1.51	4.65	3.51	4.20	8.31	3.88	3.91	4.04	3.87	10.12	3.94	3.68	3.75	3.07	2.65	2.83	2.83	6.12	2.79	2.38
Tb	0.43	0.20	0.19	0.63	0.47	0.59	1.24	0.58	0.57	0.61	0.56	1.39	0.55	0.50	0.48	0.44	0.49	0.51	0.40	1.01	0.41	0.35
Dy	2.20	1.03	1.18	3.18	2.91	3.53	7.68	3.35	3.29	3.22	3.19	8.34	3.22	2.80	2.67	2.40	3.15	3.15	2.34	6.13	2.20	1.98
Ho	0.37	0.20	0.22	0.74	0.52	0.71	1.82	0.70	0.63	0.67	0.69	1.76	0.58	0.60	0.51	0.46	0.72	0.66	0.45	1.23	0.47	0.44
Er	1.36	0.73	1.68	2.14	1.68	1.68	5.31	2.06	1.74	1.68	1.79	5.21	1.66	1.69	1.68	1.68	1.68	1.68	1.68	1.68	1.68	1.68
Tm	0.20	0.12	0.10	0.31	0.22	0.31	0.73	0.31	0.29	0.28	0.27	0.74	0.27	0.24	0.20	0.20	0.28	0.31	0.20	0.54	0.19	0.20
Yb	1.28	0.89	0.69	2.02	1.37	2.02	4.22	1.85	1.91	1.79	1.80	3.85	1.72	1.66	1.38	1.21	1.86	1.74	1.29	3.17	1.37	1.26
Lu	0.20	0.14	0.11	0.31	0.21	0.31	0.66	0.32	0.29	0.29	0.28	0.62	0.28	0.25	0.21	0.20	0.28	0.29	0.20	0.49	0.19	0.22
Eu/Eu*	0.45	0.87	1.69	0.64	0.77	0.72	0.71	0.74	0.64	0.64	0.76	0.50	0.55	0.98	0.79	0.97	1.23	1.01	0.94	0.97	0.92	0.97
(La/Yb) N	27.44	26.82	16.22	17.02	17.67	15.19	7.17	13.52	13.10	14.09	15.88	14.59	17.91	9.14	13.14	13.82	2.14	2.09	9.98	5.04	8.27	8.03
(La/Sm) N	7.16	11.91	6.37	6.00	5.90	5.84	4.07	5.40	5.38	4.76	5.51	5.57	6.06	3.88	3.89	4.06	1.88	1.65	3.78	2.63	3.50	4.03
(Gd/Yb) N	2.31	1.39	1.77	1.86	2.07	1.68	1.59	1.69	1.65	1.82	1.73	2.12	1.85	1.79	2.19	2.05	1.15	1.31	1.77	1.56	1.64	1.52

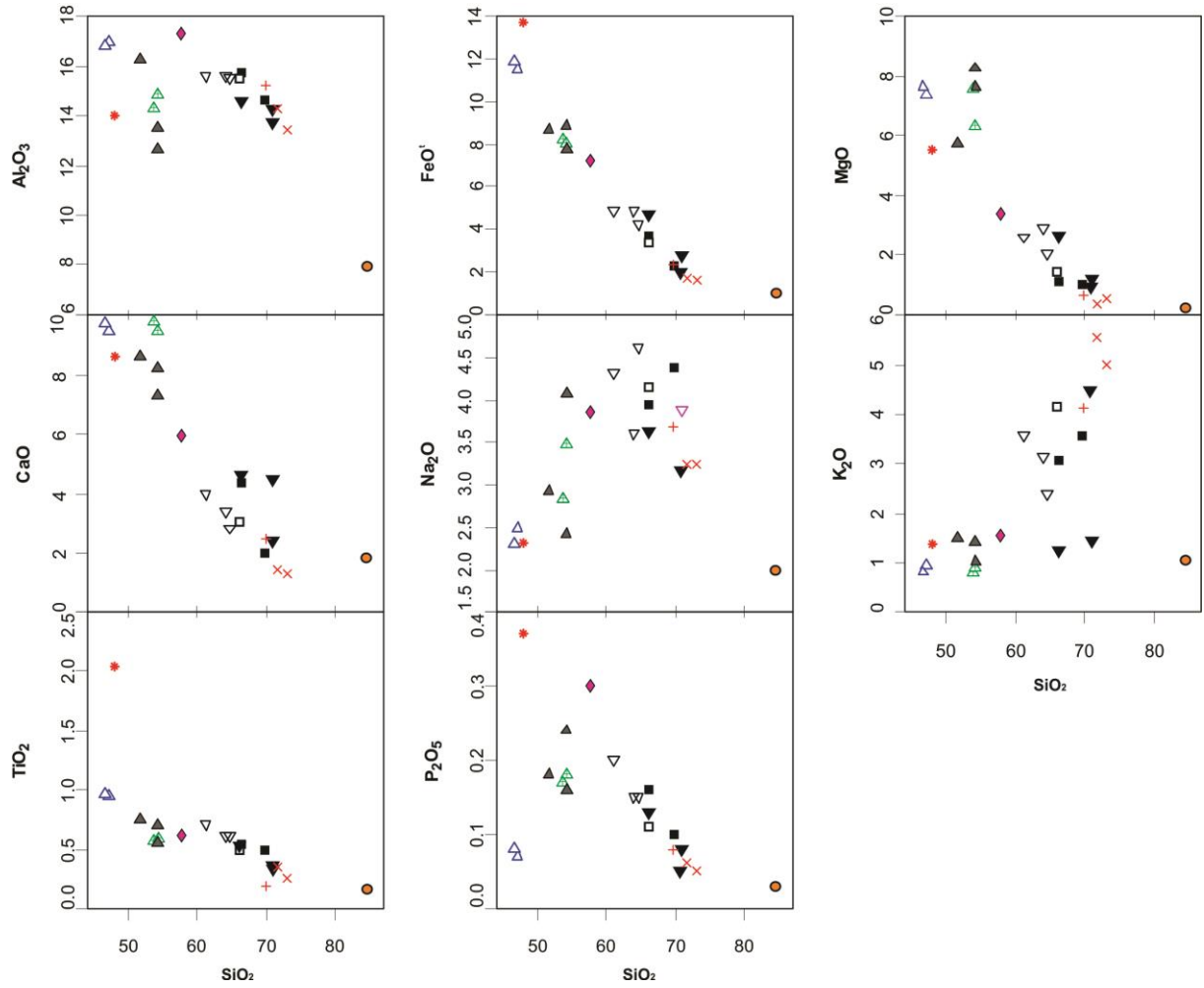


Figure II. 9 – Binary diagrams for major elements of the host rocks and enclaves. Symbols as on figure II. 8.

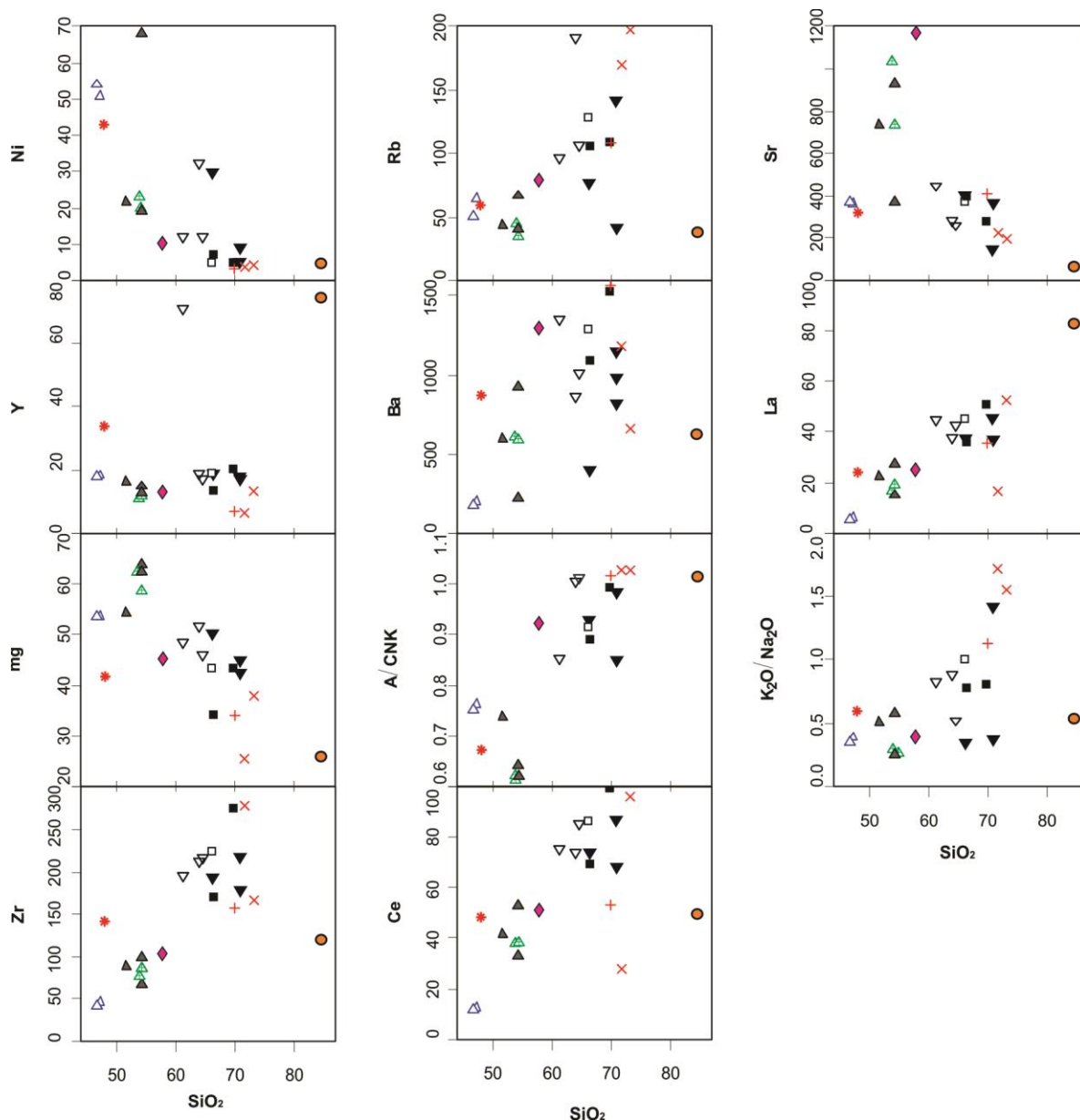


Figure II. 10 – Binary diagrams for trace elements of the host rocks and enclaves. Symbols as on figure II. 8.

On the AFM diagram, the basic compositions of mafic enclaves depict a tholeiitic trend with higher FeO<sup>t</sup> contents faced Mg and alkalis (Fig. 11a). Otherwise, the intermediate compositions depict a non-tholeiitic trend, as well as the felsic enclaves samples. It is worth of note that on SiO<sub>2</sub> versus FeO<sup>t</sup> binary diagram the mafic enclaves samples do not depict a typical tholeiitic trend with FeO<sup>t</sup> enrichment from basic to intermediate compositions. The alumina saturation, according to the modified Shand (1943) indexes by Maniar and Piccoli (1989), indicate a slightly peraluminous character of the Rio Dourado granitoids, with A/CNK values between 1.02 and 1.03, and a metaluminous character of the Iriri volcanics (A/CNK from 0.9 to 1.0). Felsic enclaves vary from metaluminous to slightly peraluminous (A/CNK from 0.8 to 1.2) and mafic enclaves are metaluminous (A/CNK between 0.6 and 0.9) (Fig. 11b).

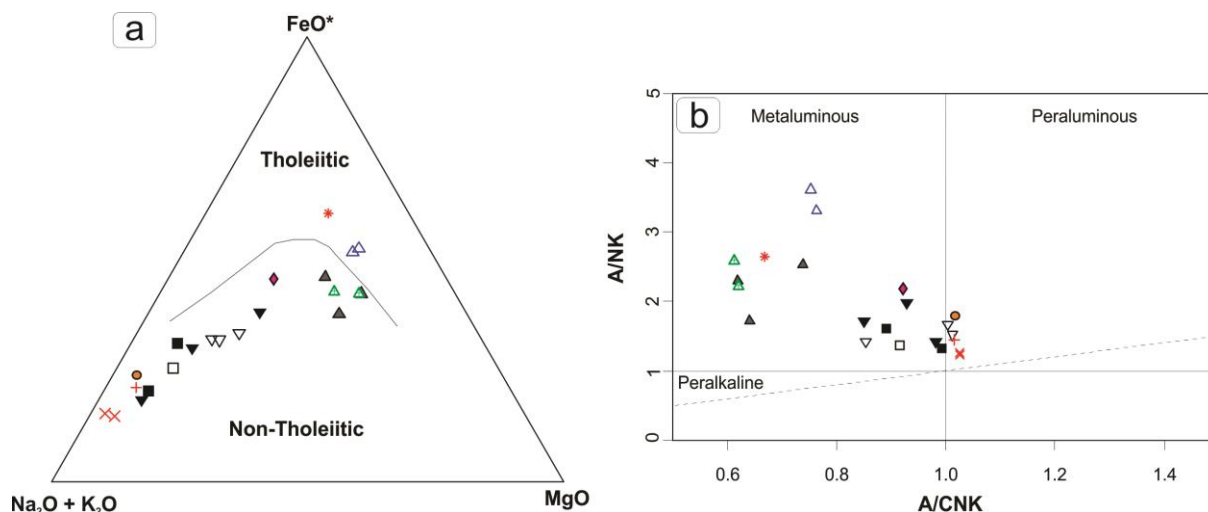


Figure II. 11 – Geochemical diagrams to the host rocks and enclaves. a) AFM diagram of Irvine and Baragar (1971); b) A/NK vs A/CNK diagram of Maniar and Piccoli (1989). Symbols as on figure II. 8.

The FeO<sup>2+</sup>/(FeO<sup>2+</sup>+MgO) ratio values indicate a relation of all litotypes with magnesian magmas (Fig. 12a). On the magma series classification diagram of Frost et al. (2001), based on the Peacock (1931) indexes, the samples show strong dispersion (Fig. 12b), mainly the enclaves, which can be indicating chemical exchange processes between the enclaves and the host rocks. The mentioned chemical exchange shall be more effective to the mobile elements, as the alkalis, which can also be observed on binary diagrams. However, a higher concentration of the host rocks samples close to the calc-alkaline and alkali-calcic fields boundary can be observed, which fit with the magnesian calc-alkaline magmas tendency.

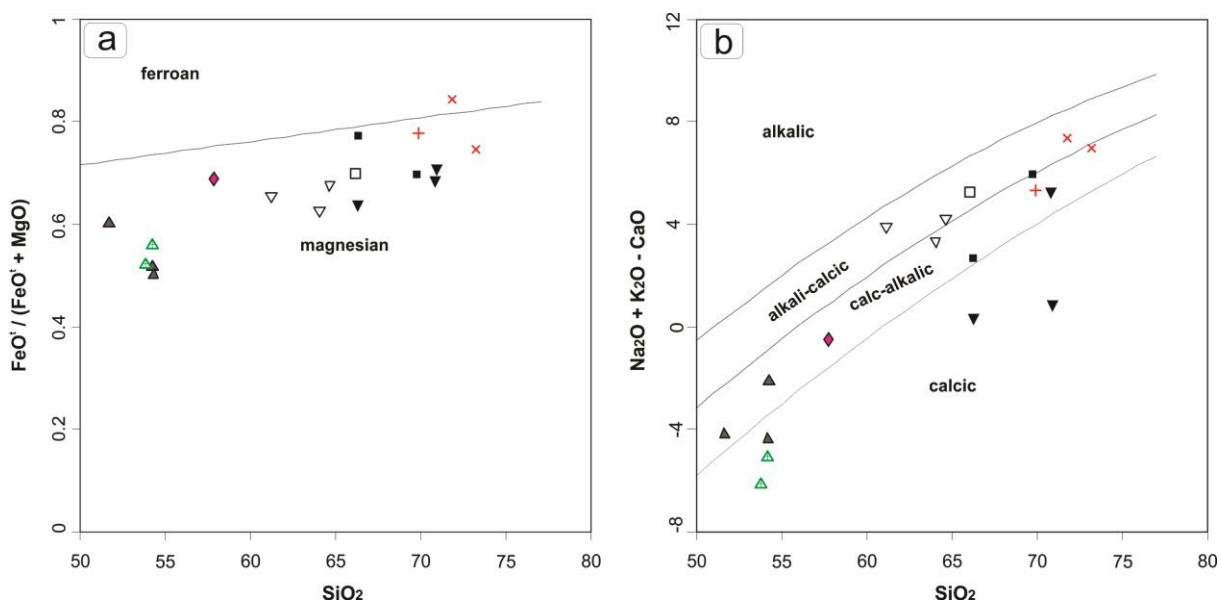


Figure II. 12 – Geochemical diagrams of Frost et al. (2001). a) FeO<sup>2+</sup>/(FeO<sup>2+</sup>+MgO) versus SiO<sub>2</sub> diagram; b) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO versus SiO<sub>2</sub> diagram. Symbols as on figure II. 8.

According to the  $\text{FeO}^{\text{I}}/\text{MgO}$  versus  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  diagram of Whalen et al. (1987) for granite typology, the host rocks and felsic enclaves samples preferentially plot on the unfractionated I-, M- or S-type field and subordinately on the fractionated and A-type fields (Fig. 13a). It is worth of note that samples of calc-alkaline magmas usually plot on I-, M- or S-type field of the Whalen et al. (1987) diagram. The host rocks Y, Nb and Rb content, when plot on the Pearce et al. (1984) diagram, indicate a tendency to the volcanic-arc granite field within the coincident area of the post-collisional granite field of Pearce (1996) (Fig. 13b). The felsic enclaves samples show a moderate dispersion which can be related to the high mobility of Rb.

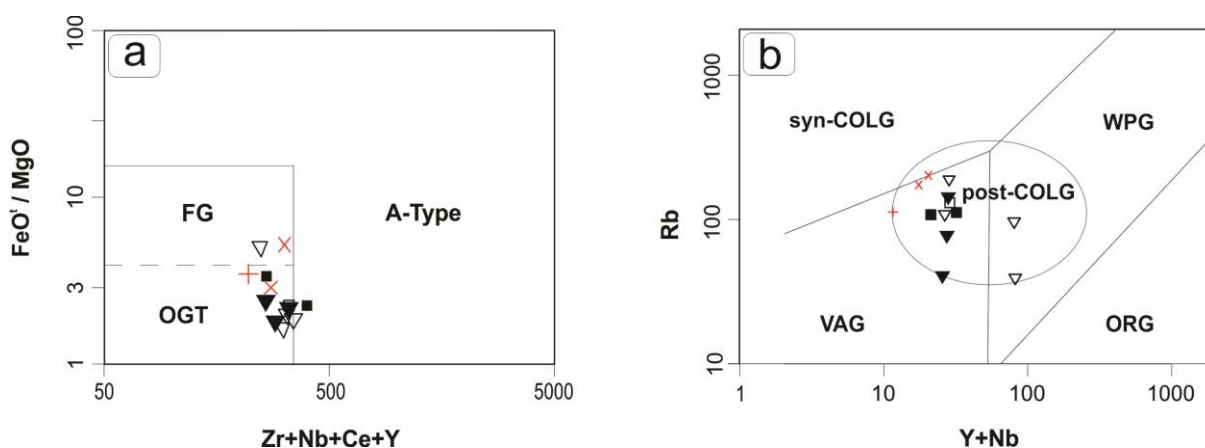


Figure II. 13 – Geochemical diagrams of (a) Whalen et al. (1987) and (b) Pearce et al. (1984). Symbols as on figure II. 8.

Host volcanics REE distribution pattern depicts a mild LREE fractionation, with average of the  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  ratio of 5.91, faint Eu negative anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.71$ ) and slight fractionation of HREE ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N \sim 1.87$ ) (Fig. 14a). On the spidergram of major and trace elements, the observed pattern show a general fractionation towards the more incompatible elements with strong Ba, Nb, Ta and Ti negative anomalies and mild to faint Sr and P negative anomalies. This pattern fit with those presented by Alves et al. (2010) and Rocha et al. (2012) for the Iriri Group volcanic rocks at the northeastern of Mato Grosso state.

REE distribution patterns of the host volcanic rocks depict a strong LREE fractionation ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N \sim 8.48$  and slight HREE fractionation ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N \sim 1.82$ ). The Eu show a diverse behavior with a negative anomaly in a syenogranite sample, a positive anomaly of another syenogranite sample and no anomaly in the granodiorite sample (Fig. 14c). On the figure 14d, the general trend of fractionation towards the more incompatible elements can be observed associated with Ba, Nb, Ta, P and Ti negative anomalies of all samples, negative Sr anomaly of one syenogranite sample (JT-07a), negative Th anomaly of the sample JT-15d and negative Sm anomaly of the sample JT-15d and the granodiorite sample. The distribution pattern on spidergram depict distinct tendencies between the

granitoids of this work and those of Padilha and Barros (2008), Barros et al. (2011) and Alves et al. (2010), assumed as the Rio Dourado Intrusive Suite.

The felsic enclaves samples, normalized to the Boynton (1984) chondrite pattern, depict a REE pattern with mild LREE fractionation (razão  $La_N/Sm_N \sim 5,25$ ), weak negative Eu anomaly and slight HREE fractionation (razão  $Gd_N/Yb_N \sim 1,78$ ). On the REE diagram, two approximately parallel patterns can be observed (Fig. 14e). Samples of granodioritic enclaves and of most of tonalitic enclaves show a depleted REE pattern, mainly of HREE, which fit with the Iriri volcanics pattern presented on figure 14a. The REE enriched pattern is of the quartz-rich granitoid sample (JT-19a) and can be related to the higher differentiation degree of the litotype. However, the second REE enriched pattern is of the less evolved tonalitic enclave sample (JT-02b). This feature can be indicating distinct magma sources for the felsic enclaves or mixing processes. The distribution pattern of the felsic enclaves on the spidergram of figure 14f is similar to that of the host volcanics, with a fractionation towards the more incompatible elements and negative Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti anomalies.

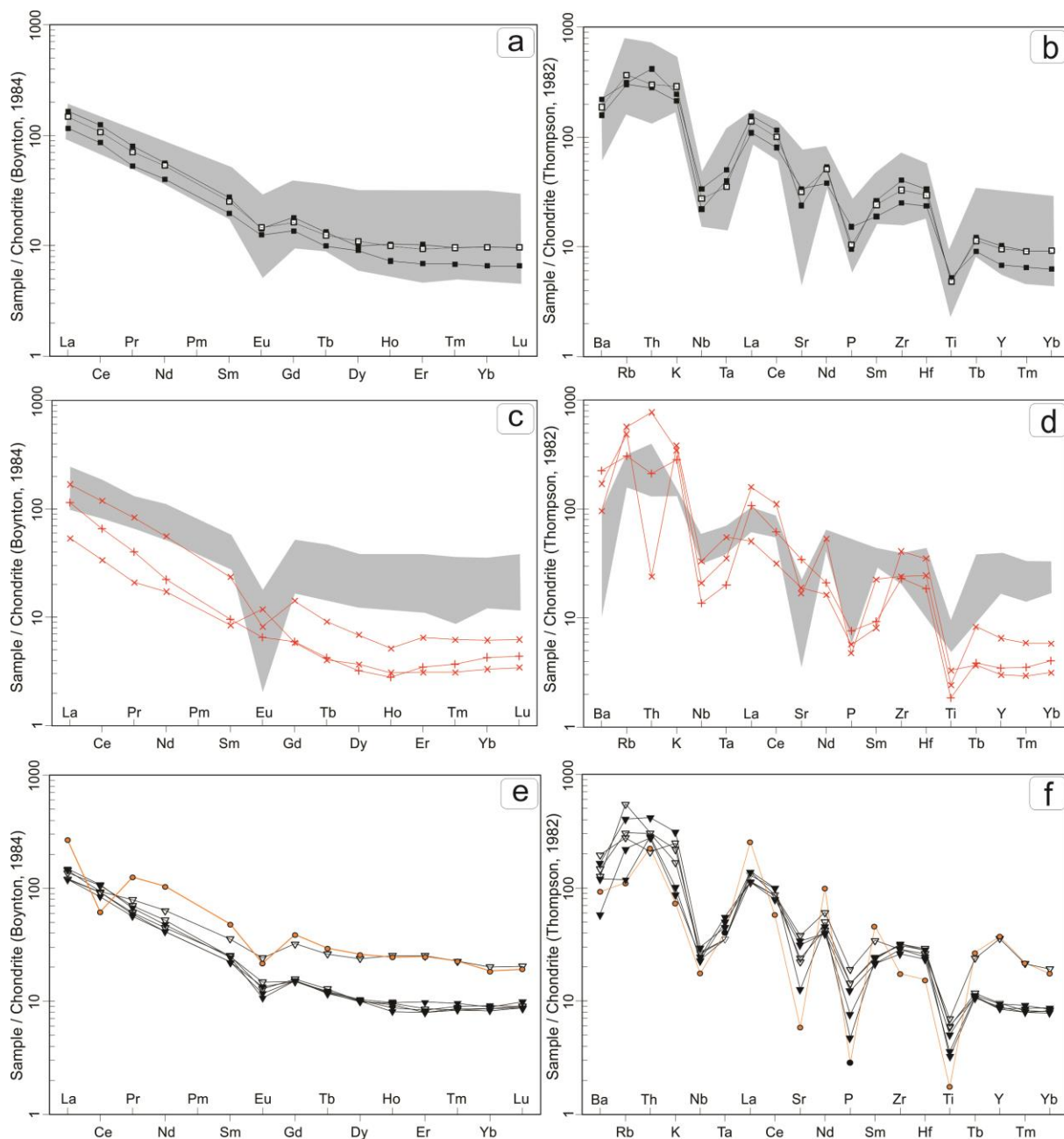


Figure II. 14 – Spidergrams of the host rocks and felsic enclaves normalized to the Boynton (1984) chondrite pattern (a,c,e) and to the Thompson (1982) chondrite pattern (b,d,f). Shaded areas correspond to the Iriiri Group volcanics (a,b) and the Rio Dourado Intrusive Suite granitoids (c,d) patterns. Symbols as on figure II. 8.

The mafic enclaves samples, on the REE spidergram, depict two distinct patterns of basic rocks and a third of intermediate rocks. The olivine-clinopyroxene gabbro pattern is HREE enriched with mild REE fractionation ( $La_N/Yb_N \sim 5.04$ ).  $La_N/Yb_N$  ratios of clinopyroxene-hornblende gabbro are of  $\sim 2.12$ . However, the sum of total REE is consistently lower. The diorite REE distribution pattern depict strong LREE fractionation ( $La_N/Sm_N \sim 3.97$ ), mild HREE (razão  $Gd_N/Yb_N \sim 1.88$ ) and fit with the pattern of the Santa Inês Intrusive Suite mafic rocks, as presented by Alves *et al.* (2010) and Ribeiro and Rambo (2011) (Fig. 15a). On the spidergram of major and trace elements (Fig. 15b), the



general trend of fractionation towards the more incompatible elements, associated with negative Ba, Nb and Ta anomalies of all samples and negative Th anomaly of the clinopyroxene-hornblende gabbro, can be observed. Positive Sr anomaly of the clinopyroxene-hornblende gabbro and of some diorite and negative of the olivine-clinopyroxene gabbro can also be observed. Clinopyroxene-hornblende gabbro shows lower P and Zr contents.

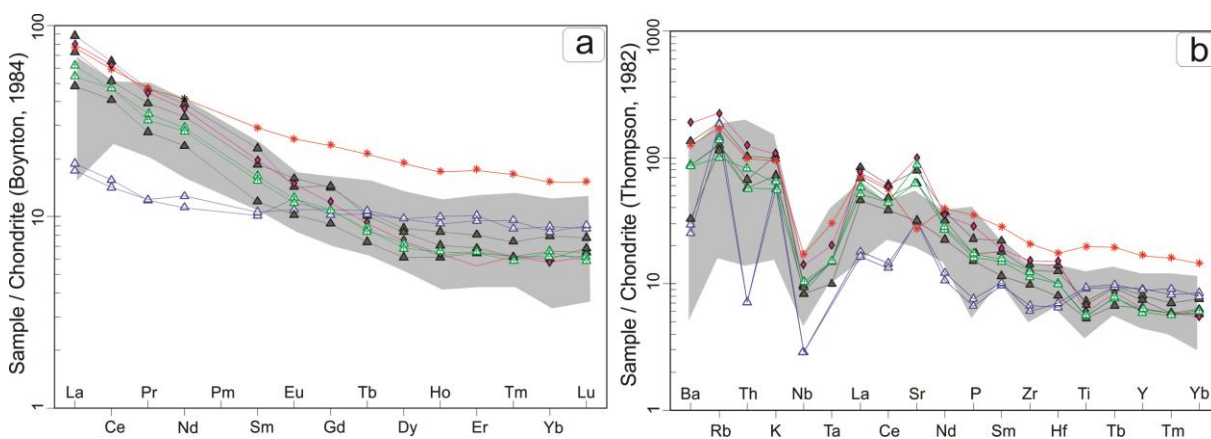


Figure II. 15 – Spidergrams of mafic enclaves normalized to the Boynton (1984) chondrite pattern (a) and to the Thompson (1982) chondrite pattern (b). Shaded areas correspond to the Santa Inês Intrusive Suite pattern. Symbols as on figure II. 8.

## II. 6. U-Pb geochronology

Isotopic results of three samples are presented on table 3. Zircon grains of one host dacite, one host syenogranite and one felsic enclave were selected from cathodoluminescence images and analyzed through LA-ICP-MS.

Regression analysis of the results was run subsequently to the selection of zircon grains with low common Pb content and acceptable  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordance.

Twenty-five zircon grains of the host dacite (sample JT-02d) were analyzed. Zircon grains consists of subhedral to euhedral short prisms with straight and subordinately rounded and fractured edges (Fig. 16a). They vary from 75 to 120  $\mu\text{m}$  and exhibit regular and oscillatory zonation. U-Pb isotopic data of seven zircon grains of the dacite (sample JT-02d) yielded a concordia age of  $1895 \pm 13$  Ma which is interpreted as the age of crystallization (Fig. 16b). This age is consistent with those previously obtained for the Iriri Group (1.89 to 1.84 Ga) in the Brazil Central Shield of the Amazonian Craton.



Table 3 – U-Pb LA-ICP-MS analytical results.

Host Volcanics (Sample JT-02d)														
Grain spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	coef. corr	total common Pb %	Th ppm	U ppm	Th/U	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	Age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	Conc. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ / $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
22,1	5,4230	0,1666	0,3394	0,0043	0,72	4,49	88	81	1,08	1,884	0,021	1,894	0,063	99
23,1	5,2763	0,1667	0,3346	0,0043	0,95	4,52	74	88	0,84	1,860	0,020	1,870	0,058	99
8,1	5,2632	0,1584	0,3378	0,0040	0,01	0,45	97	97	1,00	1,876	0,019	1,848	0,056	101
4,1	5,4277	0,1285	0,3440	0,0031	0,88	0,03	216	338	0,64	1,906	0,015	1,871	0,041	101
19,1	5,4434	0,1800	0,3443	0,0047	0,52	0,40	66	67	0,99	1,907	0,023	1,875	0,066	101
9,1	5,4537	0,1637	0,3444	0,0041	0,54	0,20	73	80	0,91	1,908	0,020	1,878	0,057	101
3,1	5,5096	0,1393	0,3464	0,0034	0,86	1,57	194	169	1,15	1,917	0,016	1,885	0,044	101

Table 3. (continued)

Grain spot	Host Granitoids (Sample JT-07a)													
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	coef. corr	total common Pb %	Th ppm	U ppm	Th/U	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	Age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	Conc. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ / $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
16,1	4,11	0,101	0,244	0,003	0,99	1,74	106	170	0,62	1,408	0,016	1,989	0,044	70
23,1	4,08	0,125	0,245	0,004	0,99	5,01	71	107	0,66	1,414	0,020	1,967	0,053	71
25,1	4,51	0,109	0,263	0,003	0,99	3,96	166	267	0,62	1,507	0,016	2,019	0,042	74
18,1	5,09	0,132	0,302	0,004	0,99	1,68	78	160	0,49	1,702	0,020	1,990	0,045	85
3,1	5,33	0,130	0,317	0,004	0,99	0,89	123	185	0,67	1,777	0,021	1,983	0,041	89
5,1	5,98	0,145	0,357	0,005	0,50	0,18	62	104	0,60	1,969	0,023	1,976	0,042	99
21,1	6,14	0,151	0,364	0,005	0,71	0,42	146	146	1,00	2,001	0,022	1,991	0,046	100
9,1	6,06	0,165	0,363	0,005	0,87	0,22	80	105	0,77	1,998	0,026	1,971	0,048	101
11,1	6,13	0,139	0,366	0,005	0,85	1,78	93	202	0,46	2,012	0,022	1,977	0,037	101
7,1	6,23	0,163	0,371	0,005	0,29	2,94	70	129	0,54	2,035	0,025	1,983	0,043	102
1,1	6,22	0,155	0,374	0,005	0,78	0,32	111	121	0,91	2,046	0,024	1,968	0,041	103
8,1	6,18	0,143	0,374	0,005	0,99	1,04	169	201	0,84	2,047	0,023	1,957	0,044	104
4,1	6,31	0,176	0,380	0,006	0,83	1,06	37	53	0,69	2,076	0,027	1,964	0,050	105
12,1	6,42	0,166	0,382	0,005	0,93	5,49	53	106	0,50	2,087	0,025	1,982	0,044	105
19,1	6,50	0,154	0,385	0,005	0,88	1,94	202	233	0,87	2,100	0,022	1,993	0,043	105
24,1	6,49	0,177	0,386	0,006	0,88	0,43	66	75	0,88	2,104	0,026	1,987	0,051	105
22,1	6,61	0,173	0,389	0,005	0,96	0,34	147	141	1,05	2,119	0,024	2,002	0,046	105
13,1	6,42	0,167	0,384	0,006	0,97	0,41	138	105	1,32	2,096	0,026	1,974	0,044	106
6,1	6,49	0,176	0,388	0,006	0,06	2,16	67	93	0,72	2,111	0,027	1,978	0,048	106
14,2	6,54	0,139	0,389	0,004	0,70	0,84	210	362	0,58	2,117	0,019	1,987	0,038	106
14,1	6,53	0,185	0,392	0,006	0,84	0,37	59	87	0,68	2,133	0,027	1,969	0,054	108
17,1	6,60	0,170	0,394	0,005	0,89	0,29	63	132	0,48	2,140	0,024	1,978	0,047	108
20,1	6,67	0,154	0,396	0,005	0,83	0,00	200	206	0,97	2,151	0,022	1,988	0,043	108
2,1	6,51	0,136	0,394	0,004	0,29	0,15	251	321	0,78	2,143	0,021	1,952	0,033	109
15,1	6,68	0,144	0,400	0,004	0,94	0,43	203	326	0,62	2,167	0,020	1,974	0,040	109

Table 3. (continued)

Felsic Enclaves (Sample JT-11b)														
Grain spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	coef. corr	total common Pb %	Th ppm	U ppm	Th/U	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	Age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	Conc. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Paleoproterozoic magmatic zircon														
20,1	5,47	0,158	0,346	0,003	0,83	1,44	101	113	0,90	1,915	0,015	1,876	0,052	102
3,1	5,41	0,112	0,342	0,003	0,99	0,43	252	263	0,96	1,897	0,016	1,874	0,036	101
20,1	5,47	0,158	0,346	0,003	0,83	1,44	101	113	0,90	1,915	0,015	1,876	0,052	102
22,1	5,77	0,173	0,363	0,003	0,68	0,54	88	85	1,04	1,994	0,016	1,886	0,055	105
17,1	5,86	0,170	0,373	0,003	0,79	5,68	98	96	1,02	2,043	0,016	1,865	0,053	109
19,1	5,95	0,169	0,375	0,003	0,90	0,62	104	97	1,07	2,053	0,016	1,880	0,055	109
18,1	5,01	0,144	0,321	0,003	0,99	0,40	77	72	1,08	1,794	0,014	1,853	0,061	96
Paleoproterozoic inherited zircon														
16,1	6,02	0,158	0,359	0,003	0,71	1,62	48	92	0,52	1,978	0,014	1,979	0,047	99
5,1	6,03	0,179	0,362	0,005	0,63	0,19	69	49	1,40	1,993	0,024	1,967	0,058	101
7,1	6,05	0,134	0,362	0,004	0,97	2,62	83	116	0,72	1,993	0,018	1,975	0,044	100
2,1	6,12	0,139	0,364	0,004	0,80	2,33	107	116	0,92	2,000	0,019	1,987	0,042	100
14,1	6,20	0,133	0,370	0,003	0,27	0,37	166	432	0,38	2,027	0,012	1,980	0,036	102
1,1	6,30	0,138	0,374	0,004	0,76	0,30	114	100	1,14	2,050	0,018	1,985	0,040	103
10,1	6,16	0,112	0,377	0,003	0,88	2,66	304	387	0,79	2,060	0,015	1,937	0,033	106
13,1	6,27	0,111	0,377	0,003	0,65	0,00	181	297	0,61	2,060	0,015	1,967	0,031	104
8,1	6,59	0,136	0,387	0,004	0,93	0,23	179	207	0,86	2,108	0,017	2,008	0,036	104
15,1	6,48	0,155	0,389	0,003	0,89	0,25	206	190	1,08	2,119	0,014	1,966	0,041	107
21,1	6,70	0,146	0,394	0,003	0,56	0,13	282	398	0,71	2,140	0,012	2,006	0,037	106
12,1	6,55	0,139	0,395	0,004	0,95	0,37	121	176	0,69	2,144	0,018	1,961	0,039	109
9,1	6,71	0,148	0,399	0,004	0,99	0,71	85	93	0,92	2,164	0,019	1,985	0,042	109
25,1	7,18	0,168	0,409	0,003	0,83	0,00	26	80	0,32	2,209	0,014	2,061	0,041	107

Table 3. (continued)

Felsic Enclaves (Sample JT-11b)														
Grain spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	coef. corr	total common Pb %	Th ppm	U ppm	Th/U	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	Age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	Conc. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Archaean inherited zircon														
24,1	9,87	0,209	0,433	0,003	0,99	0,69	389	344	1,13	2,318	0,014	2,512	0,036	92
6,1	12,11	0,227	0,497	0,005	0,87	2,37	102	198	0,51	2,600	0,019	2,623	0,030	99
26,1	14,47	0,311	0,553	0,004	0,01	0,49	154	260	0,59	2,838	0,016	2,740	0,034	103
4,1	14,27	0,249	0,573	0,005	0,40	0,60	109	197	0,55	2,920	0,021	2,659	0,029	109
23,1	15,24	0,358	0,573	0,005	0,97	0,43	128	100	1,28	2,920	0,019	2,767	0,035	105

Zircon grains of the host syenogranite (sample JT-07a, Twenty-five zircon grains were analyzed) are mildly elongated with subhedral to euhedral forms and prismatic habit (Fig. 16c). Their sizes are from 140 to 250  $\mu\text{m}$  and exhibit regular and oscillatory zonation. The regression analysis of twenty-five zircon grains of the syenogranite generated a superior intercept at the age of  $1979 \pm 10$  Ma (Fig. 16d). The obtained age is interpreted as a crystallization age and fit with the Vila Rica Intrusive Suite ages (1.99 to 1.96 Ga) at the northeastern of Mato Grosso state, southeastern of Amazonian Craton.

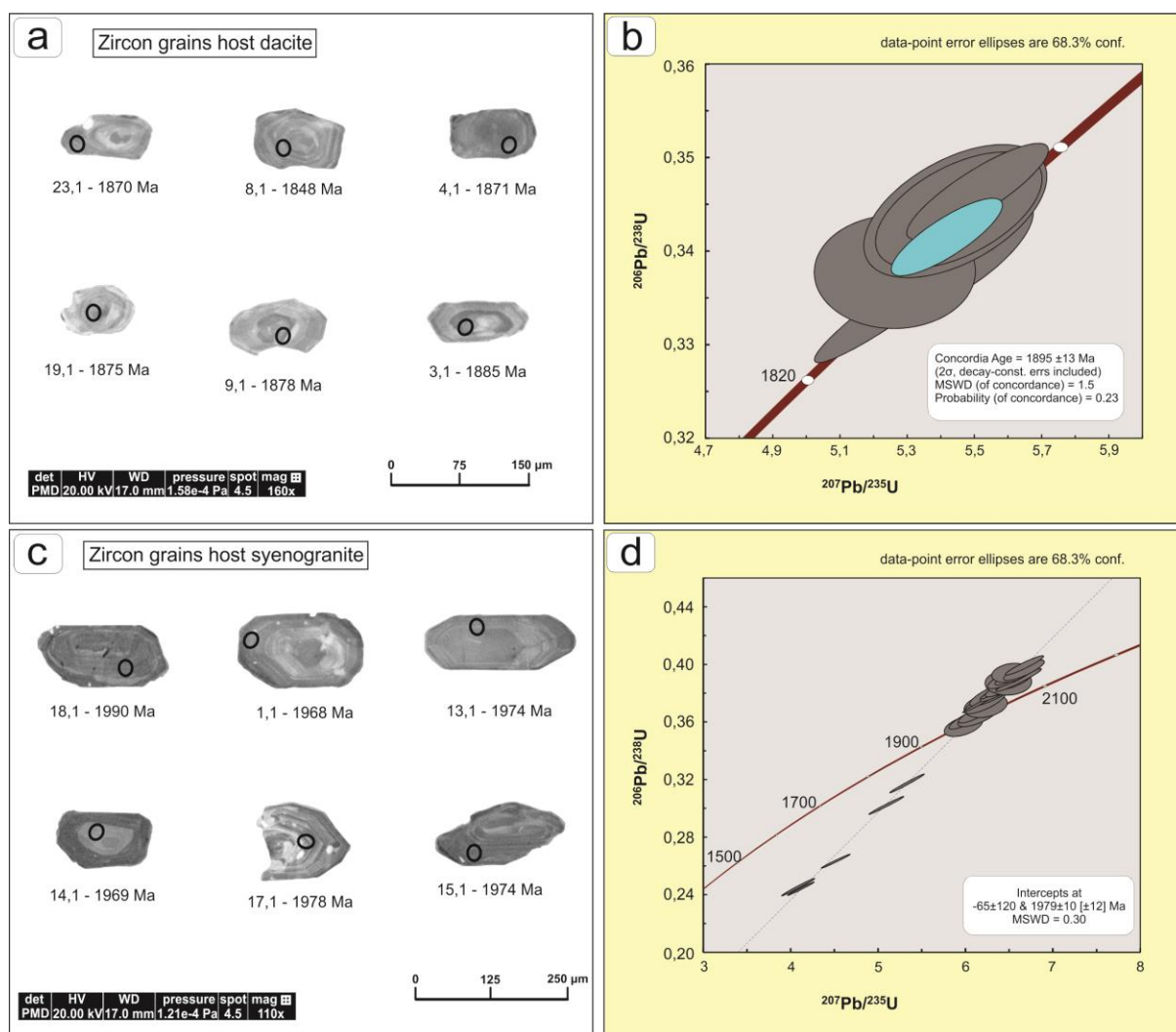


Figure II. 16 – Cathodoluminescence images of zircon grains (a – host dacite; c – host syenogranite) and concordia diagrams (b – host dacite; d – host syenogranite).

Twenty-six zircon grains of the felsic granodiorite enclave (sample JT-11b) were analyzed. Zircon grains can be divided into three morphological groups. Group 1 consist of rounded to elongated subhedral prisms with width from 70 to 140  $\mu\text{m}$  and regular and oscillatory zonation. Group 2 are mainly elongated subhedral prisms and subordinately short and rounded. The crystal sizes vary from 100 to 150  $\mu\text{m}$  and exhibit regular and oscillatory zonation with few apatite inclusions. Group 3 is



composed of anhedral crystals of around 150  $\mu\text{m}$  with rounded lobated to angular edges and subordinate elongated prisms (Fig. 17a). The statistical analysis of all grains through relative probability diagram allowed the recognition of two strong peaks of Paleoproterozoic age and three mild peaks of Neoproterozoic age (Fig. 17b). From the two Paleoproterozoic peaks, two superior intercept ages were obtained. The younger intercept is at  $1869\pm 32$  Ma (Fig. 17c) and can be interpreted as the magmatic age of the felsic enclave. The second Paleoproterozoic intercept is at  $1968\pm 30$  Ma and can be interpreted as an inherited age, which is consistent with the Vila Rica Intrusive Suite granitoid ages (Fig. 17d). The three Neoproterozoic peaks, from 2512 to 2767 Ma, can also be interpreted as inherited ages and is consistent with the protolith age of the metamorphic basement (Santana do Araguaia Complex) at the northeastern of Mato Grosso state ( $2828\pm 21$  Ma, Alves et al., 2010).

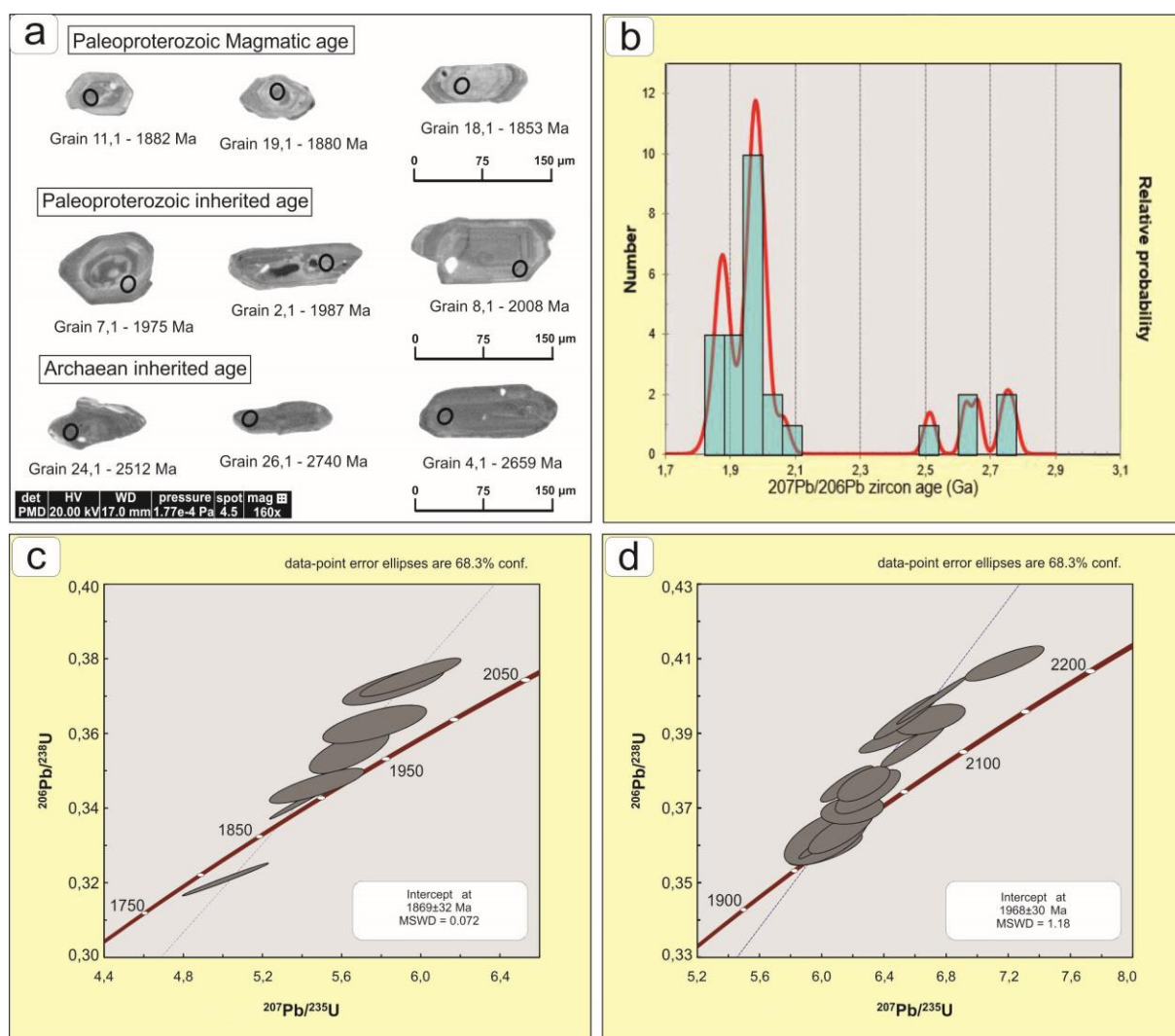


Figure II. 17 – Cathodoluminescence images of zircon grains (a); relative probability diagram of all dated zircon grains (b); concordia diagrams of the felsic enclave with the magmatic Paleoproterozoic age (c) and the inherited Paleoproterozoic age (d).

## II. 7. Discussion and Conclusion

Field and petrographic features of the studied mafic and felsic enclaves suggest magma mingling as the main process to explain their origin. These features consist of rounded, interlobate and diffuse boundaries between enclaves and host rocks, mineral segregation close to the boundaries and alkali feldspar and plagioclase xenocrysts within the enclaves (mechanical exchange). The finer grain size, recurrent in all mafic and felsic enclaves, indicate rapid cooling during magma ascent or emplacement at shallow levels in the crust, as pointed by Donaire et al. (2005). Donaire et al. (2005) also assume that the finer grain size of magmatic microgranular enclaves promoted by rapid cooling is a typical feature of epizonal crustal levels of magma emplacement.

Barbarin and Didier (1992) recognized four stages of hybridization of coexisting mafic and felsic magmas. The first stage consists of a homogeneous hybrid magma generated by mixing, the second and third stages involve mingling processes with increased crystallization rate of the felsic host magma at the time of the mafic magma injection, and at the fourth the exchange processes are very restricted. At the second stage, the mafic magmas are introduced slightly latter than the felsic, when the viscosity contrast of the coexisting magmas allow extensive mechanical exchange only and generate blobs of injected magma (magmatic microgranular enclaves). The third stage represents the moment that the felsic host magma is partially crystalized and the injected mafic magma is channeled into the early fractures, restricting the mechanical interaction and generating synplutonic dykes and rounded blobs to angular fragments of the injected magma. The fourth stage consists of the late injection of the mafic magma into the solid felsic rock and results in the formation of continuous dykes. The mafic and felsic microgranular enclaves herein studied represent the second stage of hybridization of coexisting mafic and felsic magmas of Barbarin and Didier (1992).

Geochemical patterns of host granitoids differ both from Rio Dourado and Vila Rica intrusive suites and do not represent a typical magmatic pattern. These features can be indicating chemical exchange processes between enclaves and host granitoids. However, the crystallization age of the host granitoid ( $1979 \pm 10$  Ma) fit with the crystallization age of Vila Rica Intrusive Suite granitoids. Petrographic, geochemical and geochronological information of the host volcanic rocks point to a strict correlation with the Iriri Group volcanics. The younger age of the felsic enclave ( $1869 \pm 32$  Ma), despite the broad statistical error, fits with the crystallization age of Iriri Group and suggest a contemporaneity between the Iriri volcanics and the felsic enclaves. Geochemical patterns of the felsic enclaves, for most of samples, are consistent with those of Iriri Group volcanics and suggest that they can be comagmatic. Inherited ages of the felsic enclaves ( $1968 \pm 30$  and 2512 to 2767 Ma) suggest a Neoproterozoic crustal source associated with crustal contamination of Paleoproterozoic wall rocks. Otherwise, the variety of inherited ages of the felsic enclaves can also suggest that they represent chilled margins (cognate autoliths) of the magma chamber. The magma chamber wall is an auspicious

site of interaction between the felsic magma and country rocks, which expectedly could drag out zircon xenocrysts. Inherited ages do not have been reported in Iriri Group volcanics and the assumption that the felsic enclaves represent a crustal magma should be extended for the whole felsic magmatism of Iriri Group with caution.

Geochemical patterns of dioritic enclaves fit with those of Santa Inês Intrusive Suite mafic rocks, which can be indicating that both litotypes are comagmatic. Geochronological data have been not obtained for mafic enclaves and Santa Inês Intrusive Suite mafic rocks neither. Assuming a contemporaneity between mafic enclaves and Iriri volcanics, based on field and petrographic features, and a comagmaticity between mafic enclaves and Santa Inês mafic rocks, the hypothesis of a contemporaneity between the Uatumã Supergroup felsic magmatism and the Santa Inês mafic magmatism can be advocated. This correlation was previously assumed by Alves et al. (2010) through the recognition of field features suggesting interaction between both magmas. Furthermore, the high-K calc-alkaline signature of the host volcanics and dioritic enclaves also suggest a cogeneticity between the host rocks magma and the dioritic enclaves. Therefore, this assumption allow the statement that the Uatumã Magmatism at the northeastern of the Mato Grosso state represent a bimodal event, accepting the Santa Inês mafic rocks and the gabbroic to dioritic enclaves as the mafic pole of this magmatism. Didier (1987) assumes that micaceous enclaves within granitic magmas do represent restites of the source rocks, whereas gabbroic microgranular enclaves are an indicator of mantle contribution. Thus, the igneous gabbroic textures of the mafic enclaves herein studied suggest that a mantle component, represented by the Santa Inês mafic rocks and the basic to intermediate enclaves, played an important role on the genesis of the Uatumã Magmatism.

The host granitoid age fits with the Vila Rica granitoids and indicates that the mafic microgranular enclaves are not only restricted to the Uatumã Magmatism event but also associated with the Vila Rica event. The occurrence of mafic enclaves hosted in granitoids of the Vila Rica Intrusive Suite had been reported by Lacerda Filho et al. (2004), Padilha and Barros (2008) and Alves et al. (2010). However, these authors assumed the mafic enclaves as metamafic xenoliths, what explains the necessity of further geological mapping, petrographic studies and geochemical and geochronological data concerning the occurrence of mafic enclaves at the northeastern of the Mato Grosso state.

The recognition of several geochemical pattern of mafic and felsic enclaves indicate the occurrence of diverse magmatic pulses at the same site and time, and suggest that the study area can represent the top of a complex shallow magma chamber that experienced several replenishment events from diverse sources.



## Acknowledgements

The authors thank the Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) and CNPq/INCT/GEOCIAM for the field logistic support, the CAPES for the first author master grant, the Laboratório de Laminação DRM/UFMT for the thin sections confection and the CNPq Universal Project (Proc. nº 481327/2013-4) for the financial support.

## References

Alves, C.L., Sabóia, A.M., Martins, E.G., Stropper, J.L. (coords.), 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu (SC.22-Y-A) e Rio Comandante Fontoura (SC.22-Y-B). MME/CPRM/SICME-MT, Programa de Geologia do Brasil (Projeto noroeste nordeste de Mato Grosso, escala 1:250.000), Goiânia, 120 p.

Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, 80:155-177.

Barbarin, B., Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 145-153.

Barbey, P., Gasquet, D., Pin., Bourgeix, A.L., 2008. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: the Budduso pluton (Sardinia). *Lithos*, 104, 147-163.

Barbosa, O., 1966. Geologia básica e econômica da Região do Médio Tapajós: Estado do Pará. MME/DNPM, Boletins da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, vol. 126, 55 p.

Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Rosa Costa, L.T., Lima, E.F. 2013. Vulcanismo félsico paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Geol. USP, Sér. Cient.*, 13 (1), 47-72.

Barros, M.A.S., Padilha, R.A., Rubert, R.R., Silva, G.D., Pimentel, M.M., 2005. Grupo Iriri e Granito Rio Dourado, Magmatismo Paleoproterozóico do Sul da Área Xingu-Iricoumé - Nordeste de Mato Grosso. In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio-RJ, Anais.

Barros, M.A.S., Padilha, R.A., Rubert, R.R., Pimentel, M.M., Chemale JR., F., 2006. Iriri volcanism and Rio Dourado Granite: A-Type Paleoproterozoic Magmatism in northeastern Mato Grosso - Brazil. In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton e Workshop on a-type granites and related rocks through time (IGCP 510). Belém. Abstract volume and Field Trips Guide, p. 39.

Barros, M.A.S., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Padilha, R.A., 2008. Geoquímica e Dados Isotópicos das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Mato Grosso – Área Xingu – Província Amazônia Central - Sul do Cráton Amazônico. In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu-PR, Anais.

Barros, M.A.S., Pimentel, M.M., Rocha, M.L.B.P., Silva, F.R., Padilha, R.A., Dantas, E.L., Moura, E., 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado – um granito tipo A de 1,88 Ga – Sudeste do Craton Amazônico – Mato Grosso – Brasil. *Revista Geologia USP*, 11 (1), 75-93.

Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J. H. (orgs.), 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas and SIG. Brasília, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, p. 31-37.

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. Rare-Earth Elements Geochemistry. Developments in Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.

Castro, A., Moreno-Ventas, I, La Rosa, J.D.D., 1990. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geological Journal*, 25, 391-404.

Chappell, B.W., 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within Granite Suites: evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37 (3), 449-470.

Christiansen, E.H., Venchiarutti D.A., 1990. Magmatic inclusions in rhyolites of the Spor Mountain Formation, western Utah: limitations on compositional inferences from inclusions in granitic rocks: *Journal of Geophysical Research*, 95 (B11), 17.717-17.728.

Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Moura, C.A.V., 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, 42, 832-849.

Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50 (1/3), 113-138.

Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B., 1999. Petrology of the Anorogenic Oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: Implications for the Genesis of the proterozoic A type Granites. *Lithos*, Amsterdam, 46 (3), 431-462.

Dall'Agnol, R., Silva, C.M.G., Scheller, T., 1999b. Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. In: I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Gramado-RS, Boletim de resumos, p. 31.

Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80, 101-129.

Didier, J., 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76 (1), 41-50.

Didier, J., 1991. The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France, in Didier, J., Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite. Petrology*, Amsterdam, Elsevier, p. 47-61.

Donaire, T., Pascual, E., Pin, C., Duthou, J.L., 2005. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 247-265.

Dorais, M.J., Whitney, J.A., Roden, M., 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Petrology*, 31, 853-881.

Fernandes, C.M.D., Lamarão, C.N., Texeira, N.P., 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3), 523-534.

Tarelow Neto, J. 2016. Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves hospedados nas rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã, NE de Mato Grosso

Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C.A.V., Prado, M., Pierosan, R., Galarza, M.A., 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3), 499-512.

Ferron, J.M.T.M., Bastos-Neto, A.C., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Costi, H.T., Pierosan, R., Prado, M., 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (2), 483-497.

Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (orgs.), 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, 1º ed. 907p.

Irvine, I.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal Earth Science*, 8, 523-548.

Klein, E.L., Vasquez, M.L. (orgs), 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estados do Amazonas e Pará*. MME/CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN-TAPAJÓS, escala 1:250.000), Brasília, 45 p.

La Roche, H., 1980. Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, 13, 65-88.

Lacerda-Filho, J.V., Abreu-Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C. (orgs.), 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso*. MME/CPRM/SICME-MT, Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil e Subprograma Mapas Geológicos estaduais, escala 1:1.000.000, Cuiabá, 235 p.

Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. In: 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Gramado, Boletim de resumos, p. 93.

Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and PbPb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119 (1), 189-223.

Le Bas, H., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, London, 27, 745-750.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.

Melo, A.F.F., Santos, A.J., Cunha, M.T.P., Campos, M.J.F., D'Antona, R.J.G., 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final*. MME/DNPM, Manaus. 6 v.

Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S., Matsuda, N.S., 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri, sudoeste do Pará. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, Boletim de resumos, p. 475-477.

Tarelow Neto, J. 2016. Petrografia, litoquímica e geocronologia dos enclaves hospedados nas rochas vulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã, NE de Mato Grosso

Padilha, R.A. and Barros, M.A.S., 2008. Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônica Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT): *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (4), 642-653.

Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39, 54–67.

Pearce, J.A., Earce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4), 956-983.

Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.

Pierosan, R., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Bastos Neto, A.C., Campos, C.P., Jarvis, K., Ferron, J.M.T.M., Prado, M., 2011. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, 53 (8), 946-979.

Pinho, M.A.S.B., Rubert, R.R., Silva, G.D., Chemale, JR. F., Dussin, I.A., Costa, E.C., 2004. Dados Petrográficos, Geoquímicos e idades U-Pb da vulcânica félsica do Grupo Iriri na porção nordeste de Mato Grosso – Serra dos Magalhães. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá-MG, Anais.

Reid, J.B., Evans, O.C., Fates, D.G., 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 66, 243-261.

Ribeiro, C.E. and Rambo, J.M., 2011. Mapeamento lito-estrutural da região da Fazenda Cana Brava, NE de Mato Grosso, Província Amazônica Central do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas de da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 118p.

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Girardi, V.A.V., Cavazzini, G., Finatti, C., Barbieri, M.A., Teixeira, W., 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian Craton. *Lithos*, 43, 235-265.

Rocha, M.L.B.P., Barros, M.A.S., Lima, E.F., Pierosan, R., 2012. Paleoproterozoic Domo of Lava from Iriri Group – Sonho Meu Farm – Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry, and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, 42, 471-488.

Santos, J.O.S., Hartman, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., 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*, 3 (4), 453-488.

Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartman, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131, 73-109.

Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York, John Wiley and Sons. 444p.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.

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., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31º International Geological Congress. 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 e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, São Paulo, p. 471-483.

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

Tobisch, O.T., McNulty, B.A., Vernon, R.H., 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*, 40, 321-339.

Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Milliotti, C.A., Carvalho, A.S., 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da bordanorte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio-RJ, Anais.

Valerio, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 28, 304-320.

Vasquez, M.L. and Rosa-Costa, L.T. (orgs.), 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. MME/CPRM, Programa Geologia do Brasil (mapas geológicos estaduais, escala 1:1.000.000), Belém, 328p.

Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Jour. Proc. Royal Soc. NSW*, 116, 77–103.

Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439.

Waight, T.E., Wiebe, R.A., Krogstad, E.J., 2007. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. *Lithos*, 93, 234-247.

Wiebe, R.A., Adams, S.D., 1997. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine: A record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Journal of Geology*, 105, 617-627.

Whalen, J.W., Currie, K.L., Chappel, B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination And Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.

White, A.J.R., Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.

Zhou, J., Xisheng, X., Xiancong, T., 1994. Microgranitoid enclaves in some I- and S-type granites from southern China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 13 (1), 24-38.

Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B., Cocirta, C., 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.

## CAPÍTULO III

### DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

Feições de campo e petrográficas sugerem a atuação de processos de mistura de magmas na gênese dos enclaves máficos e félsicos, evidenciados principalmente pelos contatos curvilíneos, interlobados e difusos dos enclaves com as rochas hospedeiras, segregação de minerais na zona de contato entre enclave e rochas hospedeiras e pela presença de xenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio englobados pelos enclaves (feições de troca mecânica).

A granulação fina recorrente em todos os enclaves máficos e félsicos, indicam um resfriamento rápido durante a ascensão magmática, ou um resfriamento em um ambiente de nível crustal raso, segundo Donaire et al. (2005). Donaire et al. (2005) também afirma que a granulação mais fina dos enclaves magmáticos microgranulares originados de um resfriamento rápido é característica de um ambiente epizonal raso.

Padrões geoquímicos dos granitóides hospedeiros diferem da Suíte Intrusiva Rio Dourado e Suíte Intrusiva Vila Rica e não representam um padrão típico de magmatismo. Estas características podem indicar processos de troca química entre os enclaves e os granitóides hospedeiros. Contudo, a idade de cristalização do granitóide hospedeiro granodiorítico ( $1979 \pm 10$  Ma), amostra JT-11b, é compatível com a idade de cristalização dos granitóides da Suíte Intrusiva Vila Rica.

Dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas vulcânicas hospedeiras apontam uma correlação direta com as rochas vulcânicas do Grupo Iriri. A idade mais jovem obtida do enclave félsicos ( $1862 \pm 32$  Ma), apesar da margem de erro, é compatível com a idade de cristalização do Grupo Iriri e sugere a contemporaneidade entre as vulcânicas Iriri e os enclaves félsicos. Os padrões geoquímicos dos enclaves félsicos, para a maioria das amostras, são consistentes as vulcânicas do Grupo Iriri e sugere uma comagmaticidade.

A idade herdada do enclave félsico granodiorítico ( $1968 \pm 30$  e  $2512$  a  $2767$  Ma) sugere uma fonte crustal neoarqueana associada a contaminação crustal de rochas paleoproterozóicas (relativamente mais antigas). Contudo, a variedade de idades herdadas dos enclaves félsicos podem sugerir também o resfriamento marginal da câmara magmática (autólitos cognatos). As paredes (nas bordas) de câmara magmática são um ambiente propício para a interação entre o magma félsico e rochas encaixantes, no qual é comum a assimilação de xenocristais de zircão. Até então, idades herdadas em rochas vulcânicas do Grupo Iriri não foram publicadas, e a hipótese de que os enclaves félsicos representam um magma crustal, deve ser estendido com cuidado para o magmatismo félsico do Grupo Iriri.

Padrões geoquímicos dos enclaves dioríticos são compatíveis com as rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês, o que pode indicar que ambos litotipos são comagmáticos. Não foram obtidos dados geocronológicos para os enclaves máficos e para as rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês. Assumindo uma contemporaneidade entre os enclaves máficos e as vulcânicas Iriri, baseados em feições de campo e petrográficos, e um comagmatismo entre enclaves máficos e rochas máficas Santa Inês, a hipótese de uma contemporaneidade entre o magmatismo félsico do Supergrupo Uatumã e o magmatismo máfico Santa Inês, pode ser defendida. Essa correlação foi primeiramente entendida por Alves et al. (2010), baseado no reconhecimento de dados de campo, sugerindo a interação de ambos os magmas. Além disso, a tendência calcio-alcálica das rochas vulcânicas hospedeiras e os enclaves máficos dioríticos também sugere cogeneticidade entre eles. Portanto, essa suposição permite afirmar que o Magmatismo Uatumã no nordeste de Mato Grosso representa um evento bimodal, tendo como polo máfico as rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês e os enclaves gabróicos e dioríticos. Didier (1987) afirma que os enclaves micáceos em magmas graníticos, representa resquício de rochas fonte, enquanto enclaves microgranulares gabróicos são indicadores de contribuição mantélica. Sendo assim, as texturas ígneas gabróicas dos enclaves máficos sugerem um componente mantélico, representado por rochas máficas da Suíte Intrusiva Santa Inês e enclaves básicos a intermediários, assumindo um papel importante na gênese do magmatismo Uatumã.

A idade obtida do granitoide hospedeiro é compatível com os granitóides da Suíte Intrusiva Vila Rica e indicam que os enclaves magmáticos microgranulares não são restritos ao Magmatismo Uatumã, mas também associado ao evento plutônico da Suíte Intrusiva Vila Rica. A ocorrência de enclaves máficos hospedados em granitoides da Suíte Intrusiva Rio Dourado e Suíte Intrusiva Vila Rica foi descrita por Lacerda Filho et al. (2004), Padilha & Barros (2008) e Alves et al. (2010). No entanto, esses autores assumiram os enclaves máficos como xenólitos metamáficos, o que revela a necessidade de aprofundar os estudos em mapeamento geológico, análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas, no que diz respeito a ocorrência de enclaves máficos ocorrentes na região Nordeste de Mato Grosso.

O reconhecimento de padrões litoquímicos diversos tanto para os enclaves máficos quanto para os enclaves félsicos sugere que a área de estudo possa representar uma complexa zona de alimentação de câmaras magmáticas rasas que experimentou no mesmo período de tempo diversos eventos de preenchimento de magmas provenientes de fontes diversas.

## Referências

---

- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (coords.). 2010. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu (SC.22-Y-A) e Rio Comandante Fontoura (SC.22-Y-B)*. MME/CPRM/SICME-MT, Programa de Geologia do Brasil (Projeto noroeste nordeste de Mato Grosso, escala 1:250.000), Goiânia, 120 p.
- Barbarin B. & Didier J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**:145-153.
- Barbarin B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, **80**:155-177.
- Barbey P., Gasquet D., Pin. Bourgeix A.L. 2008. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: the Budduso pluton (Sardinia). *Lithos*, **104**:147-163.
- Barbosa O. 1966. *Geologia básica e econômica da Região do Médio Tapajós: Estado do Pará*. MME/DNPM, Boletins da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, vol. 126, 55 p.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa Costa L.T., Lima E.F. 2013. Vulcanismo félsico paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Revista Geologia USP*, **13**(1): 47-72.
- Barros M.A.S., Padilha R.A., Rubert R.R., Silva G.D., Pimentel M.M. 2005. Grupo Iriri e Granito Rio Dourado, Magmatismo Paleoproterozóico do Sul da Área Xingu-Iricoumé - Nordeste de Mato Grosso. *In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Cabo Frio-RJ, Anais.
- Barros M.A.S., Padilha R.A., Rubert R.R., Pimentel M.M., Chemale JR. F. 2006. Iriri volcanism and Rio Dourado Granite: A-Type Paleoproterozoic Magmatism in northeastern Mato Grosso - Brazil. *In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton e Workshop on a-type granites and related rocks through time (IGCP 510)*. Belém. Abstract volume and Field Trips Guide, p. 39.
- Barros M.A.S., Pimentel M.M., Dantas E.L., Padilha R.A. 2008. Geoquímica e Dados Isotópicos das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Mato Grosso – Área Xingu – Província Amazônia Central - Sul do Cráton Amazônico. *In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu-PR, Anais.
- Barros M.A.S., Pimentel M.M., Rocha M.L.B.P., Silva F.R., Padilha R.A., Dantas E.L., Moura E. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado – um granito tipo A de 1,88 Ga – Sudeste do Craton Amazônico – Mato Grosso – Brasil. *Revista Geologia USP*, **11**(1): 75-93.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J. H. (orgs.). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, p. 31-37.
- Castro A., Moreno-Ventas I, La Rosa J.D.D. 1990. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geological Journal*, **25**:391-404.
- Chappell B.W. 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within Granite Suites: evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **37**(3): 449-470.
- Christiansen E.H & Venchiarutti D.A., 1990, Magmatic inclusions in rhyolites of the Spor Mountain Formation, western Utah: limitations on compositional inferences from inclusions in granitic rocks: *Journal of Geophysical Research*, **95**(B11): 17.717-17.728.
- Costi H. T., Dall’Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, **42**:832-849.



- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**(1/3):113-138.
- Dall'Agnol R., Ramo O., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the Anorogenic Oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: Implications for the Genesis of the proterozoic A type Granites. *Lithos*, Amsterdam, **46**(3):431-462.
- Dall'Agnol R., Silva, C.M.G., Scheller, T. 1999b. Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. *In: I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. Gramado-RS, Boletim de resumos, p. 31.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.
- Didier J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, **76**(1): 41-50.
- Didier J., 1991. The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France, *in* Didier, J., & Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite*. *Petrology*, Amsterdam, Elsevier, p. 47–61.
- Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J.L. 2005. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149**:247-265.
- Dorais M.J., Whitney J.A., Roden M. 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Petrology*, **31**:853-881.
- Fernandes C.M.D., Lamarão C.N., Texeira N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(3):523-534.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C.A.V., Prado M., Pierosan R., Galarza M.A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(3):499-512.
- Ferron J.M.T.M., Bastos-Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M. 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(2):483-497.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (orgs.). 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, 1º ed. 907p.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. (orgs.). 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estados do Amazonas e Pará*. MME/CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN-TAPAJÓS, escala 1:250.000), Brasília, 45 p.
- Lacerda-Filho J.V., Abreu-Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. (orgs.). 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso*. MME/CPRM/SICME-MT, Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil e Subprograma Mapas Geológicos estaduais, escala 1:1.000.000, Cuiabá, 235 p.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. *In: 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. Gramado, Boletim de resumos, p. 93.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and PbPb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**(1):189–223.

- Melo A.F.F., Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J.F., D'Antona R.J.G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final*. MME/DNPM, Manaus. 6 v.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S., Matsuda N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri, sudoeste do Pará. *In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus, Boletim de resumos, p. 475-477.
- Padilha R.A. & Barros M.A.S., 2008, Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT): *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4):642-653.
- Pierosan R., Lima E.F., Nardi L.V.S., Bastos Neto A.C., Campos C.P., Jarvis K., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2011. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, **53**(8):946-979.
- Pinho M.A.S.B., Rubert R.R., Silva G.D., Chemale JR. F., Dussin I.A., Costa E.C. 2004. Dados Petrográficos, Geoquímicos e idades U-Pb da vulcânica félsica do Grupo Iriri na porção nordeste de Mato Grosso – Serra dos Magalhães. *In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia*. Araxá-MG, Anais.
- Reid J.B., Evans O.C., Fates D.G. 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters*, **66**:243-261.
- Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian Craton. *Lithos*, **43**:235-265.
- Rocha M.L.B.P., Barros M.A.S., Lima E.F., Pierosan R. 2012. Paleoproterozoic Domo of Lava from Iriri Group – Sonho Meu Farm – Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry, and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:471-488.
- Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N., 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*, **3**(4):453-488.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartman L.A., Almeida M.E., McNaughton N. J., Fletcher I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldes M.C., Macambira M.J.B., Lafon J. M. 2000. The Amazonian Craton. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*. 31º International Geological Congress. 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 e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, p. 471-483.
- Tobisch O.T., McNulty B.A., Vernon R.H. 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*, **40**:321-339.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Milliotti C.A., Carvalho A.S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da bordanorte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. *In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Cabo Frio-RJ, Anais.
- Valerio C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**:304-320.

- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs.). 2008. *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará*. MME/CPRM, Programa Geologia do Brasil (mapas geológicos estaduais, escala 1:1.000.000), Belém, 328p.
- Vernon R. H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Jour. Proc. Royal Soc. NSW*, **116**:77–103.
- Vernon R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, **309**:438-439.
- Waight T.E. & Wiebe R.A. Krogstad E.J. 2007. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. *Lithos*, **93**:234-247.
- Wiebe R.A. & Adams S.D. 1997. Felsic enclave swarms in the Goldsboro Granite, Coastal Maine: A record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Journal of Geology*, **105**:617-627.
- White A.J.R. & Chappell B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**:7-22.
- Zhou J., Xisheng X., Xiancong T. 1994. Microgranitoid enclaves in some I- and S-type granites from southern China. *Chinese Journal of Geochemistry*, **13**(1): 24-38.
- Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B., Cocirta C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**:315-329.