



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº104

**PETROGRAFIA, ANÁLISE DEFORMACIONAL E
GEOCROLOGIA (U-Pb) DOS GNAISSES DO
TERRENO PARAGUÁ: PROVÁVEL ARCO VULCÂNICO
OROSIRIANO - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.**

Tese apresentada por:

DÉBORA ALMEIDA FARIA

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz (UFMT)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFGA)

Faria, Débora Almeida, 1985.

Petrografia, análise deformacional e geocronologia (U-Pb) dos gnaisses do Terreno Paraguá: Provável arco vulcânico Orogênico - SW do Cráton Amazônico/Débora Almeida Faria-2015.

xii, 94 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Moacir José Buenano Macambira

Coorientador: Amarildo Salina Ruiz

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estrutural- Mato Grosso 2. Crátons- Mato Grosso 3. Metamorfismo (Geologia)- Mato Grosso
I.Título.

CDD 22 ed. 551.8098172



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROGRÁFIA, ANÁLISE DEFORMACIONAL E
GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DOS GNAISSES DO
TERRENO PARAGUÁ: PROVÁVEL ARCO VULCÂNICO
OROSIRIANO - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.**

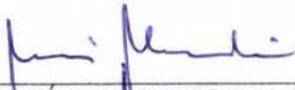
TESE APRESENTADA POR

DÉBORA ALMEIDA FARIA

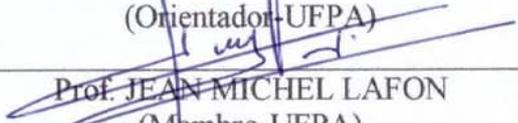
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 16 /04 /2015

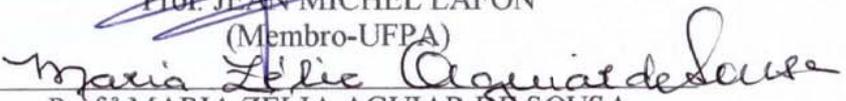
Banca Examinadora:



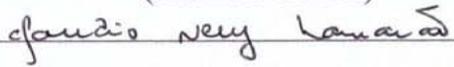
Prof. MOACIR JOSÉ BUÑANO MACAMBIRA
(Orientador-UFPA)



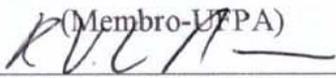
Prof. JEAN MICHEL LAFON
(Membro-UFPA)



Prof.ª MARIA ZELIA AGUIAR DE SOUSA
(Membro-UFMT)



Prof. CLÁUDIO NERY LAMARÃO
(Membro-UFPA)



Prof. ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO
(Membro-UFPA)

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

A Deus por guiar cada um dos meus passos, proporcionando: força, sabedoria e serenidade, para que eu chegasse ao fim de mais uma etapa e início de outra, inúmeros foram os momentos que pensei em fraquejar ou hesitar, mas anjos foram colocados no meu caminho, e alguns deles serão citados, pequenos ou grandiosos gestos fizeram total diferença.

E como não ser grata à família que sempre se fez e faz presente, e em nenhum momento poupou esforços, amor, incentivo e compreensão: Marcos (irmão), Bárbara (irmã) e Marcela (mãe).

Durante essa trajetória me restam agradecimentos, aos professores, principalmente aos pertencentes à UFMT e UFPA. Dentre estes duas pessoas são fundamentais: meu Orientador Moacir que me recebeu tão bem e como não dizer “se arriscou”, e meu co-orientador Amarildo o qual me guiou para a pesquisa me inspirou e inspira como profissional e pessoa. Aos técnicos, alguns eu perturbo desde a graduação, mas outros se tornaram especiais e essenciais nos últimos anos dentre os quais eu não posso deixar de mencionar, Cleida e Joelma, sempre dispostas a me auxiliar, mesmo à distância.

João Matos, Gabrielle (juntamente com Alice), Elisa, Maria Zélia, Mayara, Jeremias (amigo de todas as horas), Edvaldo, Eduardo (sempre presente mesmo a distância), Camilo, Thiago, Newton (Amizade trocada por cachaças de jambú, parceiro de terreno) e Patrick (pessoa incrível que juntamente com sua família me recebeu em Belém), não poderia deixar de citá-los nos meus agradecimentos sempre dispostos a ajudar. Sem dúvida eu estou bem amparada tanto em geologia quanto amizade e a frase clichê “não sei o que seria de mim sem vocês” se aplicam bem aqui. Eu poderia citar muitas pessoas e sem dúvida seriam páginas e páginas só de agradecimentos, afinal seria impossível trilhar um caminho sozinha, mas vou me conter e dizer que muitos não sabem a importância que tiveram e o quanto sou grata por cada sorriso, incentivo, e até mesmo aos que torceram contra, pois no fim toda dificuldade pôde ser convertido em estímulo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), pelo fornecimento de infraestrutura e ao CNPq pelo período em que usufruí da concessão de bolsa de doutorado juntamente com Instituto Nacional de Ciência e

Tecnologia de Geociências da Amazônia- GEOCIAM, grande auxílio e incentivo à pesquisa e divulgação da mesma, em especial ao professor Roberto Dall’Agnol; Aos Grupos de Pesquisa dos quais faço parte: Evolução Crustal e Tectônica- Guraporé e Geologia Isotópica, pelo suporte técnico-científico;

“Agradeço todas as dificuldades que enfrentei; não fosse por elas, eu não teria saído do lugar. As facilidades nos impedem de caminhar, mesmo as críticas nos auxiliam muito.”

Chico Xavier

RESUMO

A porção sudoeste do cráton Amazônico é constituída por um amálgamado de terrenos alóctones (Rio Alegre, Jauru, Nova Brasilândia, Paraguá, Alto Guaporé) justapostos ao longo de um largo lapso de tempo que se encerra com a construção do Supercontinente Rodínia. O Terreno Paraguá, conforme definições anteriores corresponde a um fragmento continental paleoproterozoico adicionado à margem do proto-cráton Amazônico durante a Orogenia San Ignácio (1,38 a 1,30 Ga). Inicialmente, recebeu a denominação de Cráton Paraguá, termo aplicado às áreas pré-cambrianas do oriente boliviano que não foram envolvidas pelas faixas móveis grenvilianas Sunsás e Aguapeí.

Poucas mudanças foram acrescentadas ao empilhamento litoestratigráfico do Terreno Paraguá inicialmente proposto em território boliviano. Nele, três unidades litoestratigráficas definem o embasamento paleoproterozoico, quais sejam: o Complexo Granulítico Lomas Manechis, o Complexo Gnáissico Chiquitania e o Supergrupo Xistos San Ignácio. Granitóides da Suíte/Complexo Pensamiento, com idades variando de 1,3 a 1,38 Ga, se encaixaram no embasamento durante a Orogenia San Ignácio.

Em território brasileiro, ortognaisses do Terreno Paraguá foram denominados de Complexo Serra do Baú e os granulitos de origem paraderivada, inseridos no Complexo Metamórfico Ricardo Franco, como correspondentes ao Complexo Granulítico Lomas Manechis. A partir de mapeamento geológico sistemático em escala de semi-detalle, acrescido dos estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos (U-Pb), e análise deformacional, este estudo visa corroborar para a compreensão da origem e evolução do Terreno Paraguá, na região de fronteira entre o Brasil e a Bolívia.

Dados de campo e petrográficos permitiram a identificação de um pequeno corpo gnáissico de origem paraderivada denominado de Sillimanita-Cordierita Gnaiss. Opticamente é marcado por intensa alteração da cordierita, presença de sillimanita e granada; outros sete corpos gnáissicos de origem ortoderivada também foram identificados e, em sua maioria podem ser definidos como biotita gnaisses. Quimicamente essas rochas constituem uma sequência félsica formada a partir de um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcálico variando entre médio e alto potássio, metaluminoso a peraluminoso; geocronologicamente essas rochas apresentam idades de cristais variando entre 1,6 até 1,9 Ga. Já os gnaisses ortoderivados do Complexo Serra do Baú são correlatos ao Complexo Gnáissico Chiquitania, localizado em território boliviano e possivelmente correlatos aos três eventos orogênicos que afetaram o terreno

são evidenciados pela deformação: a primeira fase de deformação (F_1), associada à Orogenia Lomas Manechis, é caracterizada pela geração do bandamento gnáissico (S_1) em nível crustal profundo e mostra-se intensamente afetada pela segunda fase de deformação (F_2), associada à Orogenia San Ignacio, que provoca a transposição do bandamento (S_1), gerando outra foliação denominada (S_2), disposta segundo a superfície axial das dobras. A terceira fase de deformação (F_3), associada à Orogenia Sunsás é marcada pelo aparecimento da foliação S_3 , que se caracteriza por transpor localmente as foliações S_1 e S_2 ; ela não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves (D_3). O Terreno Paraguá possivelmente foi aglutinado ao proto-cráton Amazônico durante a Orogenia San Ignacio e seu último evento tectônico, a Orogenia Sunsás, retrabalha fracamente as rochas do Gnaiss Rio Fortuna e demais unidades geológicas do embasamento paleo a mesoproterozoico.

Palavras chave: SW do Cráton Amazônico, Província Rondoniana- San Ignacio, Sunsás - Aguapeí, Terreno Paraguá, Complexo Metamórfico Serra do Baú.

ABSTRACT

The southwestern portion of the Amazonian Cráton consists of amalgamated autochthonous terranes (Rio Alegre, Jauru, Nova Brasilândia, Paraguá, Alto Guaporé) juxtaposed against over a long period of time before until the formation of the supercontinent Rodinia. The Paraguá Terrane, according to previous definitions, represents a Paleoproterozoic continental fragment agglutinated to the margin of the proto-Amazonian Cráton during the San Ignacio Orogeny (1,38 to 1,30 Ga). It was initially called Paraguá Craton, a term applied to the Precambrian of eastern Bolivia not affected by the *Grenvillian* (Sunsás-Aguapeí) mobile belts.

There were few changes in the lithostratigraphic stacking of the Paraguá Terrane, first proposed in Bolivia, which established three lithostratigraphic units for the Paleoproterozoic basement: the Lomas Manechis Granulitic Complex, the Chiquitanía Gneiss Complex and the San Ignacio Schist Supergroup. Into the basement, it was intruded the Pensamiento Granitoid Suite/Complex, with ages ranging from 1,3 to 1,38 Ga, during the San Ignacio Orogeny.

In Brazil, the orthogneiss to the Terrane Paraguá were named Serra do Baú Complex, and the paraderivade granulites inserted into Ricardo Franco Metamorphic Complex, as corresponding to Lomas Manechis Granulitic Complex from semi-detailed systematic geological mapping as well as petrographic, geochemical and geochronology (U-Pb) studies, and deformation analysis tend to corroborate the understanding of origin and evolution of the gneissic terrane rocks encompassed into the Serra do Baú Complex in the boundary region between Brazil and Bolivia.

Field and petrographic data showed the existence of a small body of paraderived gneiss Sillimanite-Cordierite. Under the microscope, it displays intense alteration of cordierite, and the presence of sillimanite and garnet; seven other ortho-derived gneiss bodies are identified mostly as biotite gneisses. These rocks are an felsic rock association derived from subalkaline magmas, medium-K to high-K calc-alkaline type, metaluminous to peraluminous; crystallization ages range from 1,6 to 1,8 Ga.

The tectonic context of the Paraguá Terrane, correlated to the ortho-derived gneisses of the Chiquitanía Gneissic Complex, shows evidences of three orogenic events. The first deformation phase (F_1), associated with the Lomas Manechis Orogeny, developed gneissic banding (S_1) at deep crustal levels; F_1 is intensely affected by the second deformation phase (F_2) which is related to the San Ignacio Orogeny and caused

transposition banding (S_1) resulting in the axial-surface foliation (S_2); the third deformation phase (F_3) is attributed to the Sunsás Orogeny and marked by the development of foliation S_3 in which the S_1 foliation is locally transposed into S_2 foliation. F_3 is a non-penetrative foliation and occurs associated with open and gentle folds (D_3). The Paraguá Terrene possibly was bonded to the proto-craton Amazon during Orogeny San Ignacio and his last tectonic event, the Sunsás Orogeny, weakly reworks the rocks of gneiss Rio Fortuna and other geological units of the basement paleo the Mesoproterozoic. The Paraguá Terrene possibly was bonded to the proto-Amazonian craton during Orogeny San Ignacio and his last tectonic event, the Sunsás Orogeny, weakly reworks the rocks of gneiss Rio Fortuna and other geological units of the paleo the mesoproterozoic basement.

Keywords: SW Amazonian Craton, Rondonian-San Ignacio Province, Sunsás - Aguapeí Province, Paraguá Terrene, Serra do Baú Metamorphic Complex.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPITULO I

Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso.	2
Figura 2- Mapa de pontos dos afloramentos.	5
Figura 3-Mapa de compartimentação do Cráton Amazônico proposta por Tassinari e Macambira (1999).....	9
Figura 4- Mapa de compartimentação do Cráton Amazônico proposta de Ruiz (2005). 10	
Figura 5- Mapa de províncias do Cráton Amazônico e a localização das Bacias fanerozóicas. Mapa adaptado de Santos <i>et al.</i> (2003), extraído de Santos <i>et al.</i> (2008). 11	
Figura 6-Mapa simplificado do sudoeste do Cráton Amazônico, extraído de Bettencourt <i>et al.</i> , (2010), modificado por França, 2014.....	14

CAPITULO II- GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO COMPLEXO METAMÓRFICO RICARDO FRANCO NA REGIÃO DA FAZENDA LAJES: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E ESTRATIGRÁFICAS.

Figura 1- A: mapa geológico simplificado do SW do Cráton Amazônico (Bettencourt <i>et al.</i> , 2010); B: compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas (Cordani & Teixeira, 2007).	27
Figura 2- (A) Mapa geológico do Terreno Paraguá no sudoeste de Mato Grosso, e (B) mapa geológico da região da Fazenda Lajes.	29
Figura 3- Em (A), forma de ocorrência do paragnaisse em forma de blocos, e (B), destaque para a alternância de estreitas bandas máficas e félsicas	30
Figura 4- Fotomicrografias de amostras do Sillimanita-Cordierita-hornblenda Gnaisse -.	31
Figura 5- Estereograma de polos exibindo a foliação S1 paralela a foliação S2.....	32
Figura 6- (A) e (B) Bandamento fino do paragnaisse em (B) a estrutura de boudinage; (C) dobras apertadas com foliação S1 paralela a S2 e plano axial a dobra; e (D) crenulação e transposição das foliações S1 // S2.....	33
Figura 7- Diagramas discriminantes da natureza sedimentar ou ígnea de rochas metamórficas.	36
Figura 8- Histograma obtido com os dados geocronológicos obtidos em cristais de zircões da amostra DF-13, dados de 207Pb/206Pb.....	37

CAPITULO- III ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO GNAISSE TRIUNFO, EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO ESTATERIANO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Figura 1- A, mapa de compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico de	
---	--

Tassinari & Macambira (2004), e B mapa do SW do Cráton Amazônico compartimentado em terrenos por Ruiz (2009).....	47
Figura 2- Mapa geológico da região da Serra de Santa Bárbara (MT), com destaque para o Gnaiss Triunfo.....	49
Figura 3- Aspectos do Gnaiss Triunfo.	50
Figura 4- Fotomicrografias de amostras do Gnaiss Triunfo.....	53
Figura 5- Diagramas de variação de SiO ₂ versus óxidos de elementos maiores e traços de amostras do Gnaiss Triunfo.	56
Figura 6- Diagramas classificatórios para as rochas do Gnaiss Triunfo.	57
Figura 7- Diagramas classificatórios de séries magmáticas para as rochas do Gnaiss Triunfo: (A) AFM; (B) total de álcalis e CaO versus sílica; (C) K ₂ O% versus SiO ₂ % (; (D) A/NK versus A/CNK e (E) FeOt/(FeOt+MgO) versus SiO ₂	58
Figura 8- Diagramas para amostras do Gnaiss Triunfo: (A) - Rb versus Y+Nb; (B) - Hf-Rb-Ta; (C) ETR, normalizados pelos valores condríticos; (D) elementos traço e K ₂ O, normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica.	59
Figura 9- Imagens em catadoluminescência de cristais de zircão.	60
Figura 10- Diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) para cristais de zircão da amostra KF-03, do Gnaiss Triunfo.....	61
CAPITULO IV- GEOLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.	
Figura 1- O mapa (A) representa a compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico de Tassinari & Macambira (2004), e (B) mapa do SW do Cráton Amazônico compartimentado em Terrenos por Ruiz et.al (2009).	73
Figura 2- Mapa geológico do Terreno Paraguá na fronteira Brasil-Bolívia no estado de Mato Grosso.	74
Figura 3- (A) e (B) aspectos de ocorrência do gnaiss Shangri-la; (C) quartzo, plagioclásio granada e uma foliação bem definida pela biotita, e (D) a biotita proporciona o rotacionamento do plagioclásio.....	76
Figura 4- (A) e (B) aspectos de campo Gnaiss Turvo; (C) anfibólio alterando para biotita, representados também estão quartzo e feldspatos e (D) granada, anfibólio, textura pertítica e titânica.	76
Figura 5- (A) e (B) aspectos de campo do Gnaiss Matão; (C) textura granolepidoblástico do Gnaiss Matão, e (D) leito félsico com predominância de feldspato alcalino com maclas em xadrez.	77
Figura 6- (A) e (B) aspectos ocorrência do Gnaiss Córrego Retino; (C) mostra a biotita	

em palhetas segue uma orientação preferencial e parece rotacionar o quartzo, efeito da feição augen gnaiss de dessa rocha, e (D) o aglomerado de minerais recristalizados dão a evidência de um cisalhamento.	78
Figura 7- (A) e (B) aspectos de campo do Gnaiss Triunfo; (C) e (D) forma geral do gnaiss apresenta intercrescimento gráfico, textura mirmequítica, quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino e como máfico principal a biotita.	79
Figura 8- (A) e (B) forma de ocorrência, neste caso em bloco Gnaiss Rio Fortuna; (C) detalhe de antipertita onde a fase hóspede corresponde à microclina; e (D) subgrão recristalizados de quartzo.	80
Figura 9- Estereograma de polos evidenciando uma correlação estrutural.....	82
Figura 10- Estereograma de polos evidenciando uma correlação estrutural com a segunda fase de deformação.....	83
Figura 11- Desenho esquemático representando as três fases deformacionais evidenciadas no terreno Paraguá.	84
Figura 12- Diagramas de variação de SiO ₂ versus óxidos, e traços dos ortognaisses....	88
Figura 13- classificatórios para as rochas ortognaissicas.	89
Figura 14- Diagramas classificatórios de séries magmáticas para as ortoderivadas.	90
Figura 15- Diagramas dos ortognaisses: (A) e (B) de ambiente tectônico (C) padrões de distribuição de ETR, normalizados pelos valores condríticos (Nakamura 1977); (D) elementos traço e K ₂ O(Pearce <i>et al.</i> 1984).....	91
Figura 16- Diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) para cristais de zircão da amostra AA41, do Gnaiss Turvo.....	93

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
EPÍGRAFE	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	IX
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	XI
CAPÍTULO I	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO DO TEMA	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.3.1 Objetivo Geral	3
1.3.2 Objetivos Específicos	3
1.4- MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.4.1. Etapa Preliminar	3
1.4.2. Etapa de Aquisição de Dados	3
1.4.2.1. Trabalhos de campo	3
1.4.2.2. Trabalhos de Laboratório	4
1.4.3. Etapa de Tratamento e Sistematização de Dados	7
1.4.4. Etapa de Conclusão e Divulgação dos Resultados	7
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO DO CRÁTON AMAZÔNICO	8
1.5.1 Sudoeste do Cráton Amazônico	11
1.5.2 Província Rondoniana - San Ignácio (1.56 - 1.30 Ga)	12
1.5.3 Província Sunsás (1,25 - 1,00 Ga)	14
1.5.4 Terreno Paraguá	16
1.5.4.1 Complexo Granulítico Lomas Manechis	16
1.5.4.2 Complexo Gnáissico Chiquitania/Suíte Intrusiva Serra do Baú	17
1.5.4.3 Complexo Granitóides Pensamiento/Suíte Intrusiva Pensamiento	18
CAPÍTULO II	20
2. GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO COMPLEXO METAMÓRFICO RICARDO FRANCO NA REGIÃO DA FAZENDA LAJES: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E ESTRATIGRÁFICAS.	20
Resumo	22
Abstract	23
INTRODUÇÃO	23
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	25
ASPECTOS GEOLOGICOS E PETROGRAFICOS	28
ANÁLISE DEFORMACIONAL	32
GEOQUÍMICA	33
GEOCRONOLOGIA U-Pb (LASER ABLATION)	36
DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	38
<i>Agradecimentos</i>	38
<i>Referências</i>	39
CAPÍTULO III	41
3. ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO GNAISSE TRIUNFO,;EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO ESTATERIANO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.	41
Resumo	43
Abstract	43
INTRODUÇÃO	44
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	45
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GNAISSE TRIUNFO	48
ASPECTOS DEFORMACIONAIS	53

GEOQUÍMICA	54
GEOCROLOGIA U-PB (SHRIMP)	59
DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	61
<i>Agradecimentos</i>	62
Referências	62
 CAPÍTULO IV	 66
4. GEOLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.	66
Resumo	68
Abstract	68
INTRODUÇÃO	69
<i>CONTEXT0 GEOLÓGICO REGIONAL</i>	<i>70</i>
<i>GEOLOGIA E ASPECTOS PETROGRÁFICOS</i>	<i>75</i>
<i>ASPECTOS DEFORMACIONAIS</i>	<i>81</i>
<i>GEOQUÍMICA</i>	<i>84</i>
<i>GEOCROLOGIA</i>	<i>92</i>
<i>DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS</i>	<i>93</i>
<i>Agradecimentos</i>	<i>94</i>
Referências	95
 CAPÍTULO V	 98
1. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	98
REFERÊNCIAS	100
ANEXO	104

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO DO TEMA

A porção extrema ocidente no SW do Cráton Amazônico exposto em Mato Grosso, na região fronteira com a Bolívia, vem obtendo maior agregação de conhecimento geológico, ampliada principalmente, em função da incorporação de novos dados geológicos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos (Queiroz 2006, Bettencourt *et al.* 2010, Ruiz *et al.* 2009, Figueiredo *et al.* 2013, Jesus *et al.* 2010, Nalon *et al.* 2013), inserido nesse contexto está o Terreno Paraguá, alvo de estudos não só pela sua complexidade, mas também por apresentar registros geológicos fundamentais para a compreensão da evolução tectono-metamórfica das províncias Rondoniana - San Ignacio e Sunsás - Aguapeí no SW de Mato Grosso, o Terreno Paraguá possui uma extensão de maior proporção em território boliviano, se prolonga em território brasileiro, concordando com Ruiz (2005, 2009) e Bettencourt *et al.* (2010), que sugerem a orogenia San Ignacio (1,37 a 1,3 Ga) como responsável pela colisão deste terreno ao cráton Amazônico. Este trabalho tem como objetivo contribuir para o entendimento da evolução geológica do embasamento gnáissico do Terreno Paraguá, desenvolvido previamente à implantação das orogenias San Ignacio e Sunsás, e por consequência a evolução crustal do Terreno Paraguá.

Este documento foi elaborado seguindo o modelo de tese de integração de artigos. Desta forma, o Capítulo I, que precede e integram os três artigos científicos submetidos a periódico nacional, constitui a Introdução, com os subtítulos: Apresentação do Tema, Localização e Vias de Acesso, Objetivos, Materiais e Métodos e Contexto Geológico Regional do Cráton Amazônico. O Capítulo 5 – final, apresenta as discussões e conclusões alcançadas nos três artigos científicos e no desenvolvimento da tese como um todo.

Os capítulos 2, 3 e 4 representam os três artigos submetidos, onde são exibidos os resultados obtidos e contribuições inéditas relativas aos terrenos gnáissicos Lomas Manechis/Serra do Baú, denominados: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO COMPLEXO METAMÓRFICO RICARDO FRANCO NA REGIÃO DA FAZENDA LAJES: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E ESTRATIGRÁFICAS; ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO GNAISSE TRIUNFO, EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO ESTATERIANO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO e

GEOLOGIA DO COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

E em anexo segue um artigo publicado no Brazilian Journal of Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss- Serra do Baú Intrusive Suite – Paraguá Terrane- SW Amazonian Craton, 2014.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo ocupa uma porção localizada desde as proximidades do município de Vila Bela da Santíssima Trindade, na porção SW da Serra de Ricardo Franco, contida nos domínios da Folha Casalvasco (SD-20-Z-D-II), até região da Serra de Santa Bárbara na folha Santa Rita (SE-21-V-A), nas proximidades do Destacamento Fortuna. O acesso é feito, a partir de Cuiabá, pela BR - 070 até Cáceres, em seguida pela BR-174 até Pontes e Lacerda, podendo seguir pela MT-475 ou continuar pela MT-246 até a sede do município de Vila Bela da Santíssima Trindade (Figura1). O trajeto até à área é interno, seguindo pelas fazendas da região, realizado por estradas secundárias não pavimentadas, onde as condições de tráfego durante a estação de seca são boas, porém, no período das chuvas a locomoção em alguns trechos fica comprometida.

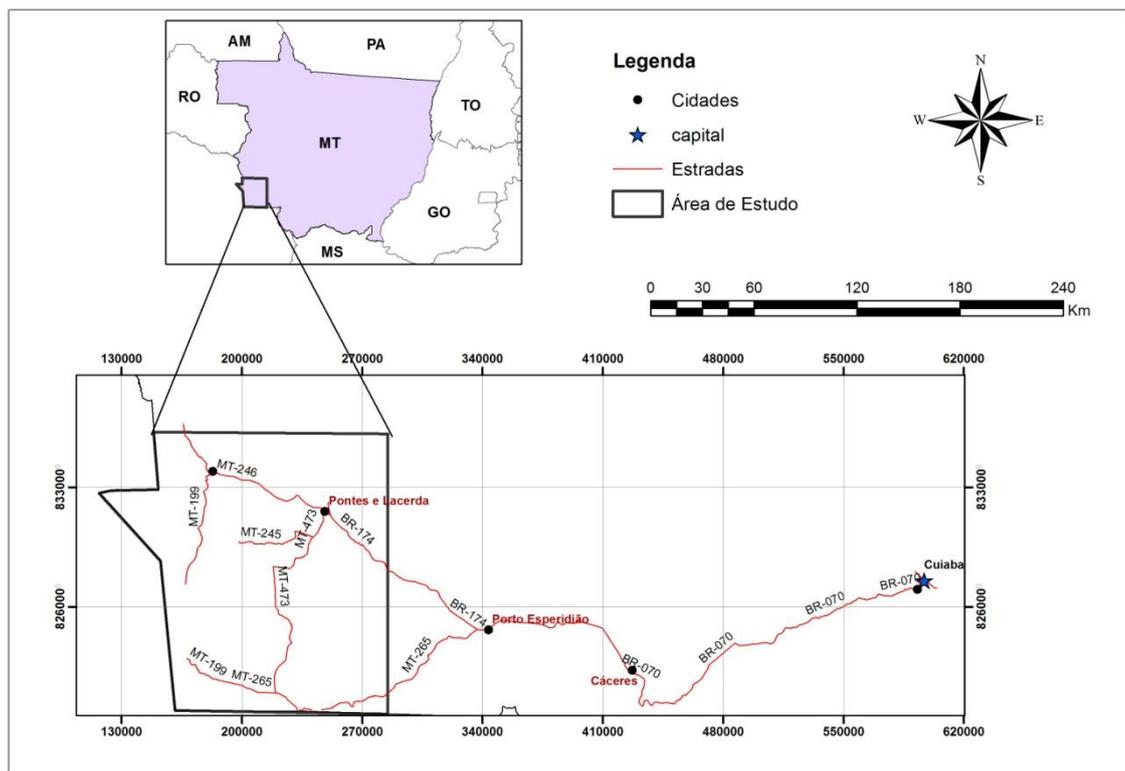


Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

O propósito desta tese é contribuir para o entendimento da evolução geológica das Províncias Rondoniana - San Ignacio e Sunsás - Aguapeí, particularmente na região do Terreno Paraguá, através da integração de dados pré-existentes e o incremento de novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos do Complexo Serra do Baú.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Cartografia geológica do embasamento gnáissico pertencente ao Complexo Serra do Baú;
- Caracterização e classificação litológica através da petrografia dessas rochas;
- Investigação petrogenética das rochas através da caracterização litoquímica;
- Análise metamórfica e deformacional dessas rochas a fim de discutir os principais processos de retrabalhamento crustal atuantes no Terreno Paraguá;
- Definir as idades de cristais de zircões pelos métodos U-Pb, relacionando-as com possíveis eventos orogênicos consagrados na literatura.

1.4- MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho, foram adotados procedimentos usuais em mapeamento geológico e coleta de amostras para análises laboratoriais seguindo um cronograma constituído de quatro fases principais, apresentados a seguir.

1.4.1. Etapa Preliminar

Nessa etapa executou-se o levantamento bibliográfico disponível referente à região do oriente boliviano e SW do Cráton Amazônico e também a interpretação de imagens de satélite, além de análise dos dados geológicos e petrográficos previamente obtidos.

1.4.2. Etapa de Aquisição de Dados

Essa etapa correspondeu às atividades desenvolvidas para a obtenção de dados em campo através do mapeamento geológico e coleta de amostras, e em laboratório por meio de análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas.

1.4.2.1. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas, a primeira delas entre os

dias 22 e 29 de agosto de 2012 e a segunda entre os dias 20 e 27 de janeiro de 2013 (Figura 2), nos quais foram identificados diferentes litotipos. Na ocasião coletam-se dados estruturais e amostras para os estudos petrológicos e geocronológicos (descriminadas no mapa de pontos da Figura2).

1.4.2.2. Trabalhos de Laboratório

Análises Petrográficas

As amostras coletadas nas etapas de campo foram descritas macroscopicamente considerando os aspectos texturais, estruturais e composicionais. A partir daí, foram confeccionadas sessenta e oito lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da UFPA. A atividade de descrição das lâminas foi desenvolvida em microscópio óptico binocular, nos Laboratórios de Microscopia da UFMT e UFPA, tendo como objetivos a caracterização petrográfica dos litotipos (composição mineralógica, feições texturais). As fotomicrografias das seções delgadas foram obtidas com polarizadores paralelos e cruzados, usando uma câmera modelo *Infinity Capture* acoplada ao microscópio, disponibilizada pelo DRM-UFMT.

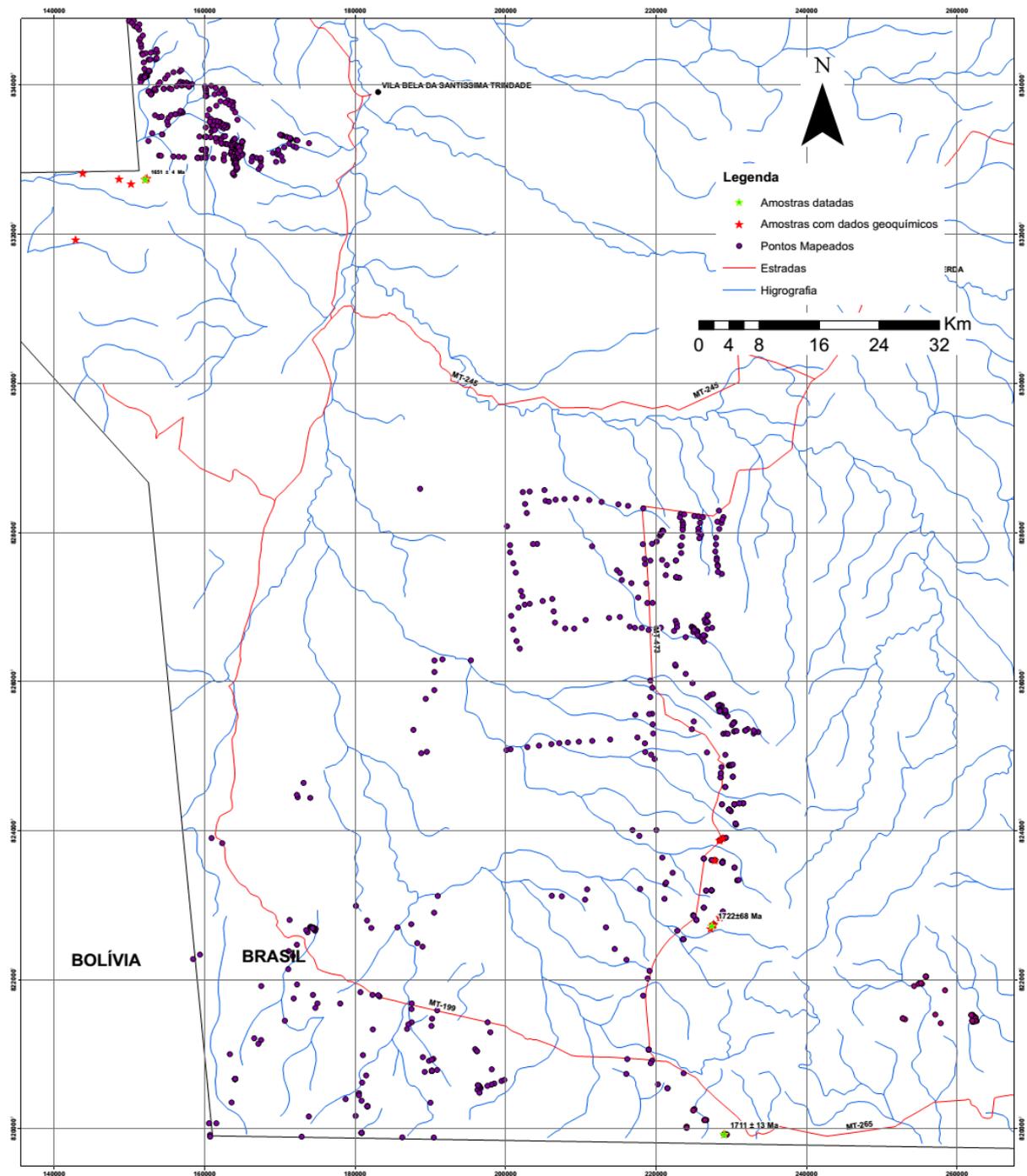


Figura 2- Mapa de localização dos afloramentos da área estudada, discriminados ponto com amostragem para estudos litoquímicos e geocronológicos.

Análises Litoquímicas

As análises químicas em rocha total foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá). Os conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 e PF), foram dosados por ICP-ES e os 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 determinados por ICP-MS. O tratamento dos dados de química de rocha contou com a utilização do *software GCDkit 3.0* e a interpretação dos resultados das análises buscou a caracterização litoquímica, a natureza do magmatismo e sua ambiência tectônica.

Análise Geocronológica

No estudo geocronológico empregou-se o método de datação U-Pb (*SHRIMP*) em cristais de zircão das amostras KF-03, DF-01 e DF-11, provenientes de três diferentes corpos ortognáissicos, com o intuito de estabelecer as idades de cristalização do Gnaiss Triunfo, Retiro I e Retiro, respectivamente. Inicialmente, as amostras de rocha bruta escolhidas foram trituradas em britador de mandíbula, moída em moinho de discos no Laboratório Intermediário de Preparação de amostras da Rede *Geochronos* – DRM/UFMT. Em seguida, separadas granulometricamente usando-se as peneiras 0,250, 0,210, 0,177, 0,125, 0,090, e 0,063 mm, tendo sido tratado o intervalo de 0,177-0,125 mm. Foi utilizado também um ímã de mão para remoção dos minerais magnéticos. O passo seguinte foi bater as diferentes amostras e seus respectivos concentrados de minerais pesados foram passadas no separador magnético *Frantz* para obtenção da fração menos magnética. Do material resultante, foi separada manualmente, com o auxílio de lupa óptica binocular, 150 cristais de zircão, que foram enviados para o laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP). Nesse laboratório, foram obtidos em zircão os dados isotópicos para aplicação do método U-Pb através do equipamento SHRIMP II com a utilização de um feixe de O₂ com 30 µm de diâmetro. Stern (1998), Williams (1998) e Sato *et al.* (2008) detalham os procedimentos analíticos e calibração do aparelho. O equipamento SHRIMP II (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) é um espectrômetro de massa de alta resolução que utiliza ionização por íons de oxigênio (negativo) acoplado a uma microsonda iônica, que permite efetuar análises isotópicas de U e Pb de zircão *in situ* e, portanto, a datação de zircão que apresente multifases de crescimento. No entanto, fez-se necessário um estudo prévio por microscopia eletrônica de varredura para a obtenção de imagens por catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão para a determinação de suas estruturas internas.

A amostra DF-13, um gnaiss de natureza paraderivada denominado de Gnaiss Córrego Vermelho, teve suas análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS (laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry) realizadas

utilizando o equipamento Thermo Finnigan Neptune multi-colletor no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB). Como no método SHRIMP, as amostras foram tratadas no Laboratório Intermediário de Preparação de amostras da Rede *Geochronos* – DRM/UFMT como anteriormente descrito. Os cristais de zircão foram montados em epoxy, e após a secagem deste foi feito o polimento da montagem com lixa e pasta de diamanto igual a 3 μm , até que o interior do cristal ficasse exposto e a superfície estivesse límpida. O método U-Pb por LA-MC-ICP-MS se baseia em análises por espectrômetro de massa com multi-coletores com ionização por plasma acoplado e ablação a laser. Utiliza feixe de laser de diâmetro de 30 micrômetros (spot analyses) para ionização da superfície de amostra. Padrões são analisados em paralelo para cálculo das concentrações de U e Pb e a precisão analítica fica entre 1,9 e 3,7% (2σ desvio padrão) com uma exatidão de 0,6 a 3,8% (2σ de desvio padrão). A interferência de chumbo comum (^{204}Pb) foi corrigida pelo monitoramento das massas de ^{202}Hg e ^{204}Pb ($^{204}\text{Hg} + ^{204}\text{Pb}$) durante as análises, usando o modelo de evolução do Pb de Stacey & Kramers (1975).

1.4.3. Etapa de Tratamento e Sistematização de Dados

Nessa etapa se processou e interpretou os dados coletados em campo e adquiridos em laboratórios, bem como foram integrados aos dados existentes na literatura temática utilizando os seguintes *softwares*:

- *Corel Draw X7* – compilação e melhoramento de mapas, tratamento de fotografias e fotomicrografias, confecção de diagramas litoquímicos e geocronológicos;
- *Software Geochemical Data Toolkit for Windows GCDkit* versão 3.0 – tratamento dos dados litoquímicos (Janousek *et al.* 2011);
- *Arc Map versão 10* – confecção de mapa base, integração geológica do Terreno Paraguá no SW do Cráton Amazônico, juntamente com dados coletados com as etapas de campo;
- *Microsoft Exel 2007* – elaboração de planilhas e tratamento de dados;
- *Microsoft Power Point 2007* – elaboração da defesa pública.

1.4.4. Etapa de Conclusão e Divulgação dos Resultados.

A última etapa consta da elaboração da tese seguida da apresentação e defesa pública para a banca avaliadora. Ao longo da pesquisa, algumas publicações preliminares foram apresentados e expandidos com apresentação oral e em painel. Foram submetidos três artigos para periódico, como segue ao longo do texto.

1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico constitui uma das maiores superfícies cratônicas da Plataforma Sul-Americana. Geologicamente é arquitetado por províncias tectônicas-geocronológicas pré-cambrianas, abrangendo os seguintes países: Guiana Francesa, Suriname, Guiana e parte da Venezuela ao norte, Colômbia no noroeste, Bolívia, Paraguai e Brasil (Fuck *et al.*, 2008; Brito Neves & Fuck, 2013). A geologia do Cráton Amazônico deve-se inicialmente a Almeida (1974), com seus primeiros esboços do então denominado Cráton do Guaporé. A primeira proposta de compartimentação geocronológica com base em datações (K-Ar e Rb-Sr) foi realizada por Amaral (1974), que definiu três províncias cratônicas: oriental, central e ocidental.

Almeida *et al.* (1978) dividiram o Cráton nas províncias Tapajós e Rio Branco, enquanto Cordani *et al.* (1979), propuseram uma evolução tectônica a partir de quatro províncias: Amazônia Central (> 2,50 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,75-1,4 Ga) e Rondoniana (1,4-1,1 Ga), sendo estes os primeiros autores a introduzir o termo Província Rondoniana referindo-se a um evento deformacional e metamórfico no SW do Cráton Amazônico datados pelos métodos Rb-Sr e K-Ar entre 1,45 e 1,25 Ga (Bettencourt *et al.*, 2010). Tassinari e Macambira (1999) com base em trabalhos anteriores, (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996, e Tassinari *et al.*, 2000) e apoiando-se no modelo fortemente mobilista com a integração de novos dados geocronológicos, propuseram que o Cráton Amazônico fosse composto por dois escudos pré-cambrianos separados pela sinéclise do rio Amazonas e limitado por cinturões orogênicos neoproterozoicos, dividindo-o em seis principais províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga), e Sunsás (1,3-1,0 Ga).

No decorrer do tempo inúmeras pesquisas e discussões foram feitas objetivando a compreensão do Cráton Amazônico. Atualmente a proposta mais aceita e a adotada ao longo deste trabalho que aceita que a evolução proterozoica do Cráton Amazônico foi dada pela acreção de cinturões móveis que se amalgamaram sucessivamente ao núcleo arqueano do proto-cráton Amazônico. Uma dessas propostas pode ser visualizada na Figura 4, extraído de Tassinari e Macambira (2004).

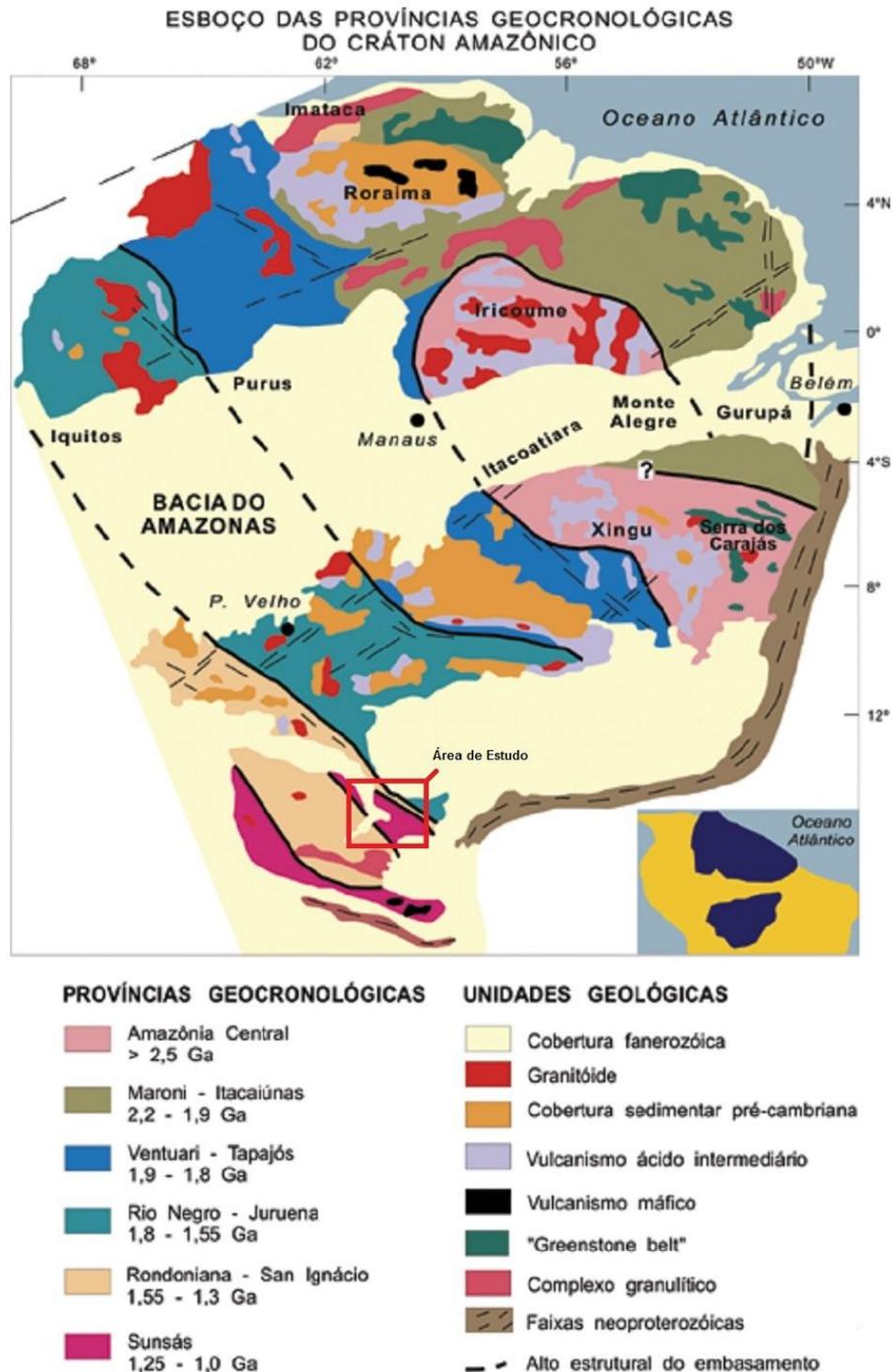


Figura 3-Mapa de compartimentação do Crátom Amazônico conforme a divisão proposta por Tassinari e Macambira (2004).

Ruiz (2005), baseado em Tassinari & Macambira (1999), resgata a concepção de Almeida (1967) e Amaral (1974), e apresenta uma compartimentação tectônica-geocronológica que considera o Terreno Rio Apa, aflorante no Brasil, região de Mato Grosso do Sul e Paraguá entre os sedimentos da Bacia do Pantanal, como parte

integrante do extremo meridional do Cráton Amazônico (Figura 4).

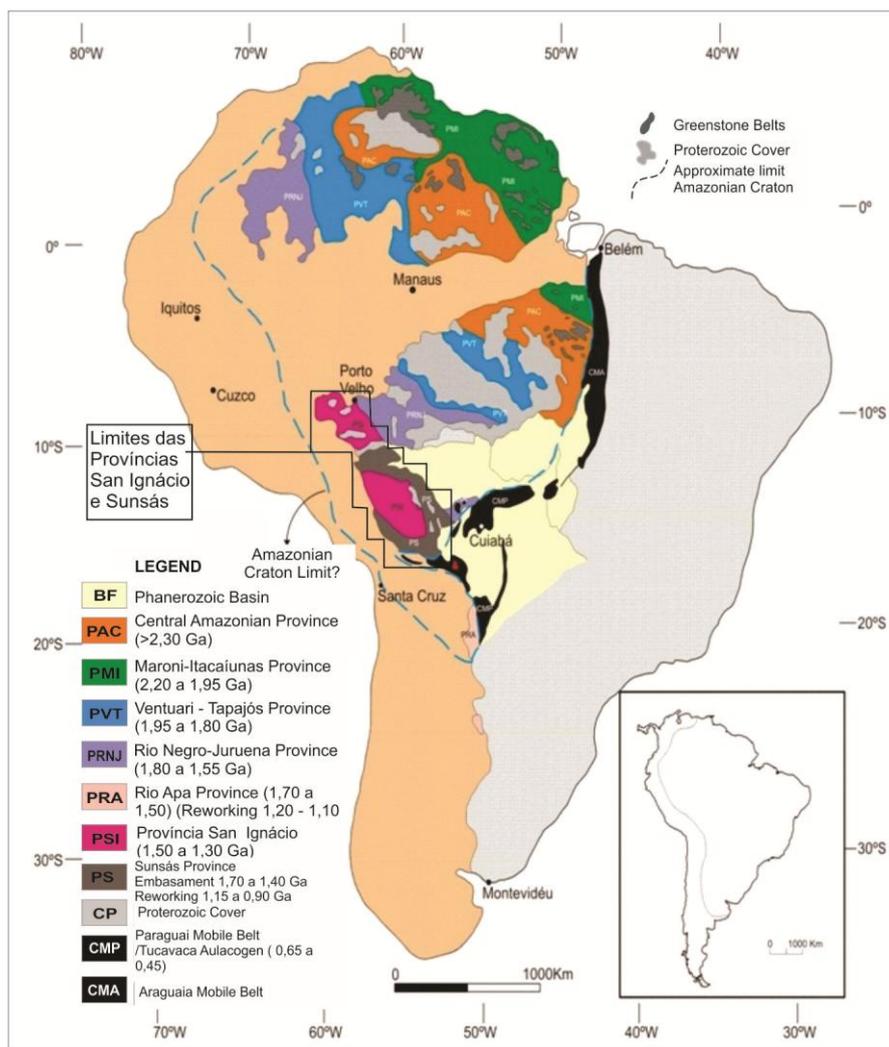


Figura 4- Compartimentação do Cráton Amazônico incluindo o Terreno Rio Apa como seu extremo meridional, segundo a proposta de Ruiz (2005).

De acordo com Santos *et al.* (2000) o Cráton Amazônico é uma das maiores e menos conhecidas áreas arqueanas-proterozoicas do mundo, constituído em grande parte por uma crosta proterozoica. Esses mesmos autores, propuseram uma nova subdivisão e evolução do Cráton ao longo do pré-cambriano, através da integração de mapeamento de campo e das interpretações de dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd, sugerindo oito províncias tectônicas principais, com idades variando entre 3,1-0,99 Ga. Algumas das províncias foram geradas por processos relacionados com o arco acrescional, subdivididas em: Carajás-Imataca (3,10-2,5 Ga), Transamazônica (2,25-2,00 Ga), Tapajós - Parima (2,10-1,87 Ga) e Rondônia - Juruena (1,75-1,47 Ga). E

outros por reciclagem da crosta continental, como as províncias Amazônia Central (supostamente arqueano), Rio Negro (1.86-1.52 Ga) e Sunsás (1.33-0.99 Ga). Posteriormente, Santos *et al.* (2003, 2008), sugerem um refinamento nos limites entre as províncias geológicas do Cráton Amazônico, conforme ilustrado na Figura 5, extraída de Santos *et al.* (2008).

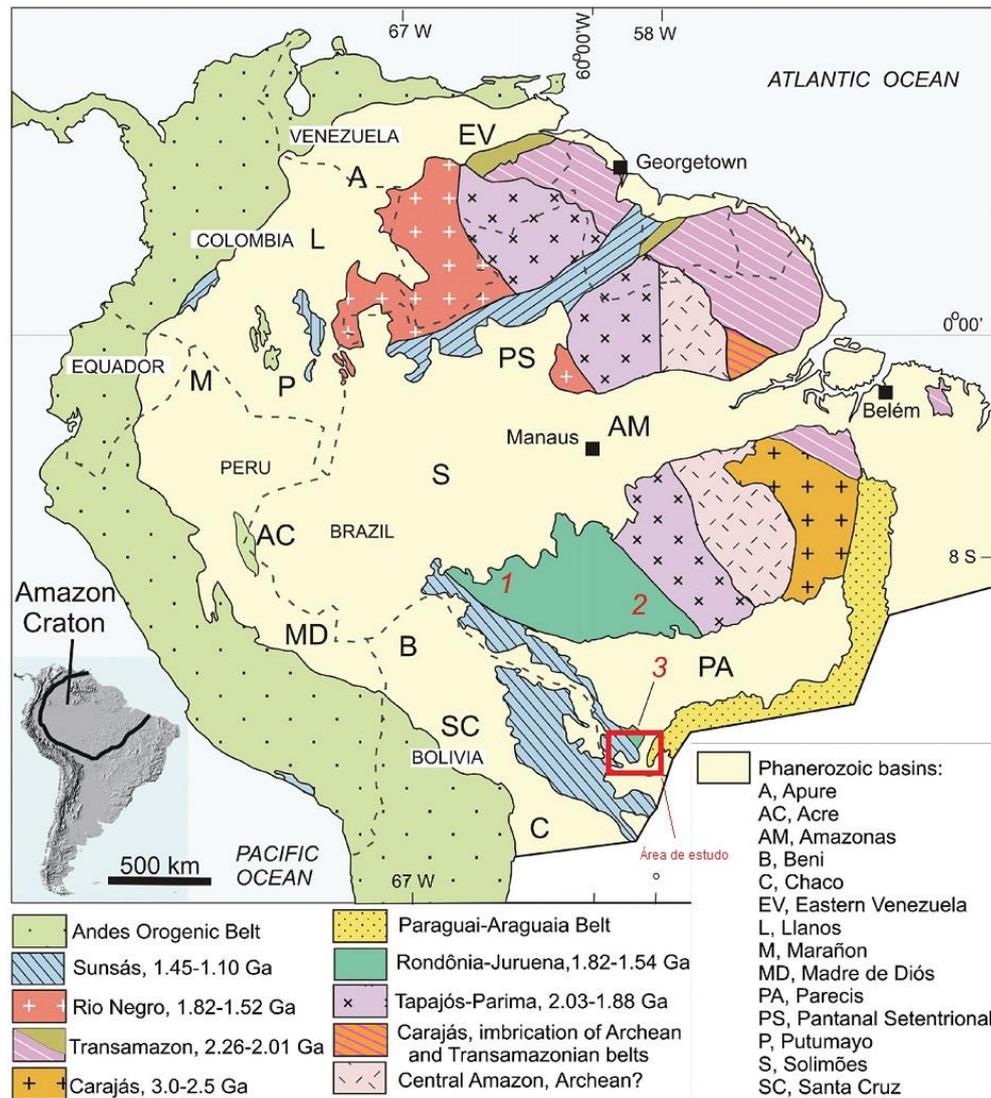


Figura 5- Províncias do Cráton Amazônico e localização das bacias fanerozoicas. Mapa adaptado de Santos *et al.* (2003), extraído de Santos *et al.* (2008).

1.5.1 Sudoeste do Cráton Amazônico

Diversas propostas de divisão geotectônica para o sudoeste do Cráton Amazônico em Mato Grosso, foram apresentadas. Entre elas tem-se a de Monteiro *et al.* (1986), que definiram para essa porção três calhas sinformais: Faixa Cabaçal, Araputanga e Jauru,

constituídas por sequências supracrustais do Greenstone Belt do Alto Jauru, separadas pelos terrenos gnáissico-migmatíticos com intrusões graníticas denominados, de leste para oeste, Bloco Cachoeirinha, Domo Água Clara e Bloco Córrego Fortuna. Saes & Fragoso César (1996) apresentaram um arranjo tectônico destacando três terrenos: Jauru, Paraguá, San Pablo, bem como uma zona de sutura. Saes (1999) modificou parcialmente a proposta de Saes & Fragoso César (1996), discriminando, de oeste para leste, os seguintes terrenos: Paraguá, Rio Alegre, Santa Helena e Jauru.

Matos *et al.* (2004) apresentaram o sudoeste do Cráton Amazônico como um amálgama de orógenos justapostos: Orógeno Alto Jauru (1,79 a 1,74 Ga), Cachoeirinha (1,58 a 1,52 Ga), Santa Helena, Rio Alegre e San Ignácio. Ruiz (2005) sugeriu o termo domínio para designar um trato geológico particular, delimitado por zonas de cisalhamento de expressão regional, que apresenta um acervo de registros litológicos, estruturais e geocronológicos, que contrasta com os segmentos imediatamente justapostos sugere para o sudoeste do cráton a divisão nos Domínios Tectônicos: Cachoeirinha, Jauru, Rio Alegre, Santa Bárbara e Paraguá. Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010) propuseram a compartimentação em terrenos, os quais caracterizam um trato geológico particular, delimitado por zonas de cisalhamento de expressão regional, que apresenta um acervo de registros litológicos, estruturais e geocronológicos contrastantes com os segmentos imediatamente justapostos.

1.5.2 Província Rondoniana - San Ignácio (1.56 - 1.30 Ga)

Conforme Tassinari e Macambira (1999) a Província Rondoniana-San Ignácio é constituída por terrenos do embasamento metamórfico, composto por granitos, gnaisses migmatíticos e granulitos, em geral, metamorfisados nas fácies anfíbolito e granulito com importante retrometamorfismo de fácies xisto verde. Na porção sudoeste do Cráton Amazônico a província é delimitada a leste Rio Negro-Juruena, e para o sul e sudoeste, pela Província Sunsás. Dessa forma, segundo Bettencourt *et al.* (2010), essa província é um complexo orogênico criado através de sucessivos eventos acrescionários, fechamento de bacias oceânicas e colisão microcontinente - continente. Os efeitos da colisão são bem preservados no Terreno Paraguá (Bolívia e regiões de Mato Grosso) e no Cinturão Alto Guaporé (região de Rondônia), principalmente em regiões preservadas da Orogenia Sunsás (1,25-1,00 Ga). Esses mesmos autores, ampliaram o período de desenvolvimento da Província Rondoniana-San Ignácio entre 1,56-1,30 Ga, para incluir o Orógeno Cachoeirinha (1,56-1,52 Ga). Assim, ela é constituída pelas seguintes

unidades tectônicas: (1) Terreno Jauru (1,78-1,42 Ga); (2) o Terreno Paraguá (1,74-1,32 Ga); (3) o Terreno Rio Alegre (1,51-1,38 Ga) e (4) o Cinturão Alto Guaporé (1,42-1,34 Ga). A área estudada está localizada na região de fronteira Brasil-Bolívia, Província Rondoniana-San Ignacio, no domínio do Terreno Paraguá (Figura 6), onde as evidências da formação deste orógeno estão bem preservadas, retratando que a Província Rondoniana-San Ignacio foi afetada por um estágio colisional (1,34-1,32 Ga), caracterizado pela deformação, metamorfismo de alto grau e fusão parcial durante o pico metamórfico, que afetou principalmente o Complexo Gnaissico Chiquitania, Complexo Granulítico Lomas Manechis no Terreno Paraguá.

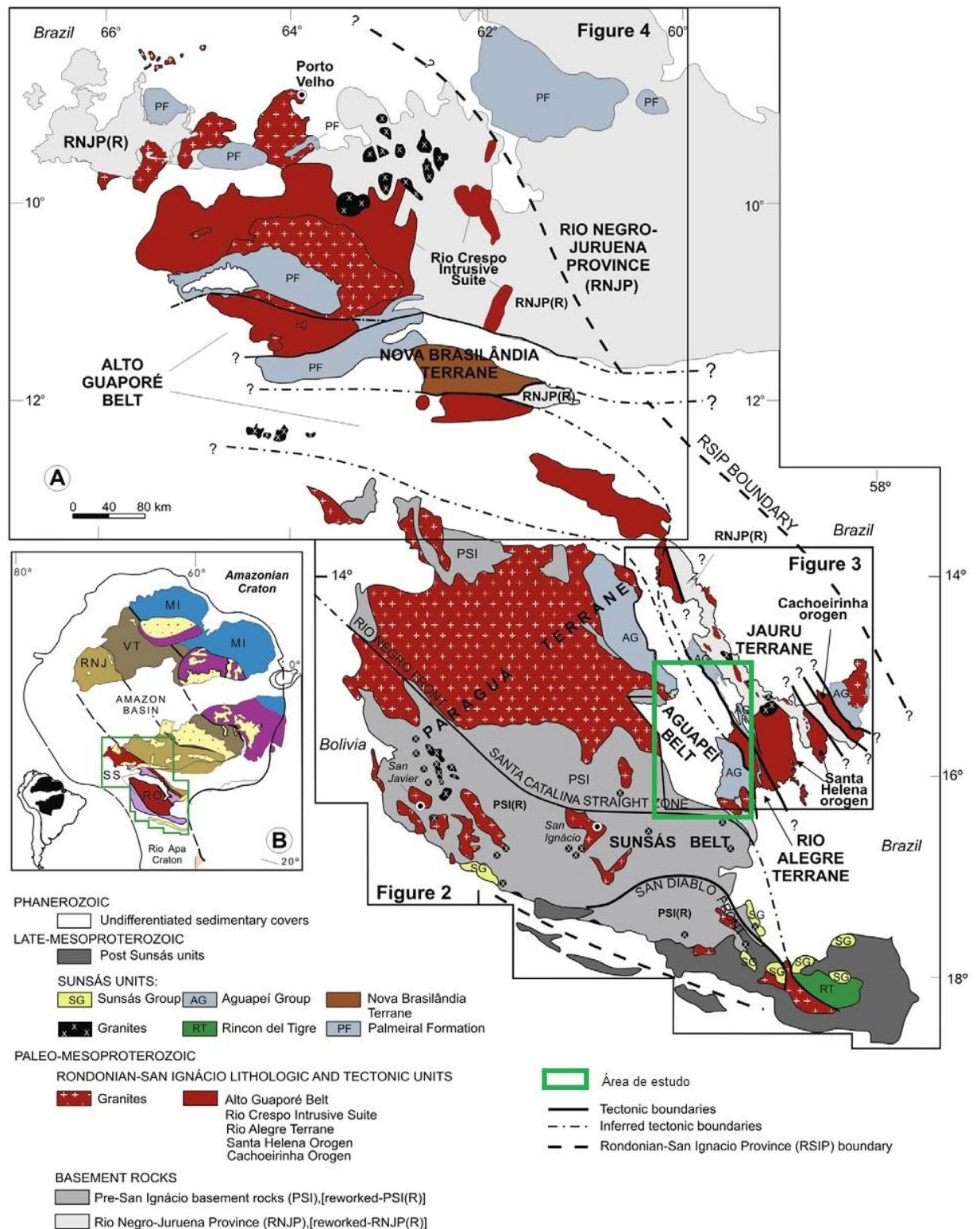


Figura 6- Mapa simplificado do sudoeste do Cráton Amazônico mostrando as principais províncias geotectônicas, grandes orógenos e terrenos, extraído de Bettencourt *et al.* (2010).

1.5.3 Província Sunsás (1,25 - 1,00 Ga)

Segundo Tassinari e Macambira (1999) a Província Sunsás é a mais jovem

unidade tectônica exposta na porção sudoeste do Cráton Amazônico. Composições isotópicas de Sr, Pb e Nd de rochas ígneas e ortognáissicas mostram que uma adição significativa de novo material crustal do manto superior ocorre durante o Paleo-Mesoproterozoico.

Para Santos *et al.* (2000, 2006, 2008), quatro orogêneses principais formam a Província Sunsás: Santa Helena (1465-1427Ma), Candeias (1371-1319Ma), San Andrés (1275Ma) e Nova Brasilândia (1180-1110Ma). Uma quinta orogênese (San Javier, 1280-1230 Ma) pré-Nova Brasilândia e pós-Candeias foi identificada na Bolívia. A maioria das rochas do embasamento (Complexos Chiquitania e Lomas Manechis) foram metamorfisada durante a orogênese Candeias (1370-1320 Ma) e as rochas mais antigas datadas entre 1790 e 1832 Ma são interpretadas como fragmentos preservados de crosta tipo Juruena, sugerindo que o Orógeno Sunsás seja autóctone ao Cráton Amazônico, desenvolvido na margem continental da Província Juruena.

Teixeira *et al.* (2010) descreveram a Província Sunsás como um cinturão colisional tipo alóctone (1,11-1,00 Ga), registro mais recente ao longo sudoeste do Cráton Amazônico. Sua evolução ocorreu após um período de longa estabilidade e erosão das províncias já cratonizadas (> 1,30 Ga) lavando a sedimentação do Grupo Sunsás em um ambiente de margem passiva, aproximadamente contemporânea com a tectônica que produziu a bacia proto-ocêânica Nova Brasilândia (<1,21 Ga), a reativação da zona de cisalhamento Ji-Paraná (1,18-1,12 Ga) e um sistema de riftes abortados, que evoluiu para da bacia do Aguapeí-Huanchaca (1,17-1,15 Ga). Dados geoquímicos e geocronológicos para essa província sugerem uma origem associada a um ambiente de arco continental, evolução marcada por frentes tectônicas com deslocamentos sinistrais que estavam ativos entre 1,08-1,05 Ga, ao longo da borda sul do micro continente Paraguá, de idade K -Ar (1,27-1,34 Ga) e as bacias Huanchaca Aguapeí atestam os primeiros momentos de estabilidade tectônica do orógeno. A dinâmica Sunsás é contemporânea com interiores de encurtamento crustal, transpressão e magmatismo no cinturão Nova Brasilândia (1,13-1,00 Ga). Por outro lado, o aulacógeno Aguapeí (0,96-0,91 Ga) e as zonas de cisalhamento nas proximidades (0,93-0,91 Ga) são as ramificações tectônicas finais sobre a margem cratônica. Os estágios pós-tectônico a anorogênico ocorreram após 1,00 Ga, evidenciados pelas ocorrências de granitos intra-placa tipo A, pegmatitos, diques máficos e soleiras, bem como de bacias graben.

1.5.4 Terreno Paraguá

O termo “Cráton Paraguá” foi introduzido primeiramente por Litherland *et al.* (1986), para descrever a região poupada da Orogenia Sunsás, no leste do escudo Pré-Cambriano da Bolívia. A coluna estratigráfica proposta por esses autores definem um substrato composto por granulitos e gnaisses migmatíticos correspondentes aos complexos Granulítico Lomas Manechis e Chiquitania, seguidos pelas rochas metassedimentares do Grupo de Xistos San Ignacio. Esse conjunto de rochas metamórficas é considerado como o embasamento do Terreno Paraguá, retrabalhado pelas orogenias San Ignacio e Sunsás. Porém, Santos *et al.* (2006) atribuem que a definição de cráton não pode ser utilizada para caracterizar este terreno, pois as rochas que poderiam representar fragmentos cratônicos mais antigos (1820 e 1790 Ma) ocorrem somente a sul da área proposta para esse cráton.

A proposta de Bettencourt *et al.* (2010) e Ruiz *et al.* (2011) consagra o termo “Terreno Paraguá” para denotar um fragmento crustal paleoproterozoico composto por um embasamento metamórfico (Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo Xistos San Ignacio, Complexo Granulítico Lomas Manechis) intensamente retrabalhado durante o Mesoproterozoico (Complexo Granitoide Pensamiento e Suíte Intrusiva Pensamiento) e parcialmente afetado pela Orogenia Sunsás (1,0 a 0,9 Ga). Em contraproposta de Santos *et al.* (2008), esses autores sugerem uma evolução alóctone para este terreno, atualmente limitado pela Sutura Guaporé (remanescente de crosta oceânica), à nordeste, e a sul/sudeste, pelo Cinturão Andino e Aulacógeno Tucavaca.

1.5.4.1 Complexo Granulítico Lomas Manechis

Segundo Litherland *et al.* (1986), o Complexo Granulítico Lomas Manechi é uma sequência acamadada e inclinada de gnaisses e leptitos feldspáticos, com bandas de granulitos charnockíticos e enderbíticos, granulitos básicos contendo hiperstênio, granulito básicos/cálcicos sem hiperstênio e silimanita-cordierita granulitos. Conforme esses autores o complexo granulítico foi considerado como a maior unidade estrutural do embasamento metamórfico, exposto ao longo de traços anticlinais hipotéticos relacionados com a Orogenia San Ignacio, limitados por migmatitos do Complexo Gnáissico Chiquitania.

Boger *et al.* (2005) apresentaram os primeiros dados geocronológicos obtidos por métodos precisos e robustos (U-Pb SHRIMP) de algumas unidades deste embasamento do Terreno Paraguá. Idades obtidas nos núcleos dos cristais de zircão variam entre 1,7 e

1,6 Ga, interpretadas como idades de cristalização da Suíte Lomas Manechis. Todavia, idades em torno de 1,3 Ga foram obtidas em bordas de cristais, e foram interpretadas como produzidas por um metamorfismo regional. Os autores sugerem 4 (quatro) estágios de evolução para o Terreno Paraguá: (1) formação das rochas que constituem o embasamento, com a deposição dos protólitos do Complexo Chiquitania e dos Xistos San Ignacio, contemporâneos ao alojamento da Suíte Lomas Manechis (<1690); (2) metamorfismo do embasamento durante a Orogenia San Ignacio (1340-1320 Ma); (3) a deposição do Grupo Sunsás/Aguapeí discordantemente ao embasamento, e (4) Orogenia Sunsás (1110-1070 Ma).

Vargas Mattos (2006) através da análise geoquímica das rochas do embasamento sugere que as assinaturas de elementos-traços, incluindo terras raras, sejam compatíveis com o padrão de rochas formadas em ambiente de arco magmático à intraplaca pós-orogênico em relação ao desenvolvimento da Orogenese Lomas Manechis.

No sudoeste de Mato Grosso, na região da Serra de Santa Bárbara, Matos *et al.* (2006) registraram pela primeira vez a ocorrência de granulitos félsicos correlatos ao Complexo Granulítico Lomas Manechis. Por sua vez, Campos & Nascimento (2013) registraram uma pequena ocorrência de granulito máfico bandado, na região noroeste da Serra de Santa Bárbara correlacionando-os com os granulitos descritos por Litherland *et al.* (1986).

1.5.4.2 Complexo Gnáissico Chiquitania/Suíte Intrusiva Serra do Baú

O Complexo Gnáissico Chiquitania (Litherland *et al.* 1986), é definido como uma sequência composta por gnaisses bandados quartzo-feldspáticos micáceos, poupada do metamorfismo regional da fácies granulito. O mesmo compreende uma associação de gnaisses predominantemente paraderivados, reconhecido por dois tipos: gnaisses associados com níveis granulíticos e contendo estruturas migmatíticas (tipo A); e gnaisses sem estruturas migmatíticas, intercalados com xistos contendo muscovita (tipo B). Este complexo apresenta rochas geradas anteriormente às orogenias San Ignacio e Sunsás; e compõem parte do embasamento paleoproterozoico do Terreno Paraguá.

Ruiz (2005), ao apresentar um modelo de evolução geológica para o sudoeste do Cráton Amazônico, agrupou uma série de gnaisses félsicos pertencentes ao Complexo Xingú (Barros *et al.* 1982), do Domínio Tectônico Santa Bárbara, na Suíte Intrusiva Serra do Baú, considerando uma evolução a partir de protólitos ígneos.

Na região de Vila Bela da Santíssima Trindade-MT, os gnaisses Shangri-lá

(Nogueira & Oliveira 2007) e Turvo (Figueiredo 2013) exibem registros deformacionais e metamórficos complexos devido à sobreposição de estruturas dúcteis, sendo que a trama dominante é marcada pela transposição do bandamento gnáissico, seguindo uma tendência N30°-50°W. O primeiro exhibe três fácies petrográficas: granada-biotita gnaiss (tonalítico), anfibólio-biotita gnaiss (granodiorítico) e anfibólio-biotita gnaiss (monzogranítico). O segundo aflora como blocos, matacões e lajedos e apresentando duas fácies petrográficas: granada-anfibólio-biotita gnaiss formada por rochas de composição granodiorítica e anfibólio-biotita gnaiss, mais abundante, de composição granodiorítica a sienogranítica. A idade de cristalização do Gnaiss Turvo corresponde a 1651 ± 4 Ma (Pb-Pb; Figueiredo *et al.* 2013). Os dados litoquímicos indicam que significativo magmatismo cálcio-alcálico de alto K, metaluminoso a peraluminoso, associado à evolução de arcos magmáticos em ambiente de subducção (Orogenia Lomas Manechis; 1,7 a 1,6 Ga), dominava no período estateriano no Terreno Paraguá. Essa unidade foi posteriormente retrabalhada metamorfa e tectonicamente, durante a Orogenia San Ignácio (1,4 a 1,3 Ga).

Conforme Faria (2011), na região do Destacamento Militar Fortuna (MT), ocorrem quatro corpos gnáissicos distintos, denominados: Gnaiss Retiro, Gnaiss Córrego Vermelho, Gnaiss Retiro I e Gnaiss Rio Fortuna (1711 ± 13 Ma), correlatos aos gnaisses do tipo B do complexo granulítico de Litherland (1986). Na região de Pontes e Lacerda, no entorno do vilarejo Ponta do Aterro, Corrêa & França (2011) descreveram dois corpos gnáissicos, Gnaiss Matão e Gnaiss Triunfo; no mesmo entorno Campos & Nascimento (2013) registraram a ocorrência de migmatitos de composição intermediária, com enclaves anfibolíticos e injeções dioríticas. Às margens do córrego das Pedras, na Fazenda Furna Azul, os mesmos autores sugerem uma correlação composicional com os gnaisses migmatíticos descritos por Litherland *et al.* (1986) na Bolívia. Entretanto, idades U-Pb (SHRIMP) em zircão, com valores entre 1,43 e 1,34 Ga, apresentadas por Nascimento *et al.* (no prelo), indicam uma relação com a Orogenia San-Ignácio.

1.5.4.3 Complexo Granitóides Pensamiento/Suíte Intrusiva Pensamiento

Litherland *et al.* (1986) propuseram o termo Complexo Granitoide Pensamiento para as rochas graníticas sin a tardi-cinemáticas (Puerto Alegre, La Junta, San Martin, Campamento, Florida) e tardi a pós-cinemáticas (San Cristobal, Porvenir, Padre Eterno, Três Picos, Orobayaya, Diamantina e o Complexo Granófiro), que compõem o

embasamento regional, em território boliviano, e que não foram afetadas pela Orogenia Sunsás.

Segundo Bettencourt *et al.* (2010), o Complexo Granitoide Pensamiento (1,37-1,34 Ga) forma a maior parte do Terreno Paraguá, e está relacionado à Orogenia San Ignacio, compondo parte do embasamento mesoproterozoico. Esses autores dividem o complexo em dois grupos de granitoides. O primeiro, composto por granitoides sin- à tarde-cinemáticos (U-Pb SHRIMP em zircão de 1373-1347 Ma), representado pelos corpos La Junta na Flórida, Porto Alegre, San Martin e granitos Campamento; o segundo grupo pela ocorrência de granitoides pós-cinemáticos que compõem Diamantina (U-Pb por SHRIMP em zircão de 1340 Ma), Porvenir, Padre Eterno, Três Picos, Orobayaya, Discordância, El Tigre, San Cristobal e granitos granofíricos Piso Firme.

No Brasil, o termo Suíte Intrusiva Pensamiento foi proposto por Ruiz *et al.* (2012), para designar rochas do Complexo Granitoide Pensamiento (Litherland, *et al.* 1986) e intrusões relacionadas à Orogenia San Ignacio. Esses autores correlacionaram ao Complexo à ocorrência das intrusões sin-cinemáticas que constituem os batólitos alongados de composição granodiorítica a sienogranítica, sendo representadas pelos granitoides Guaporeí (1314±2 Ma), Fronteira (1333±4 Ma), Tarumã (1349±7 Ma), Morrinhos (1350±12 Ma) e Santa Maria (1316±7 Ma) bem como as intrusões tardi a pós-cinemáticas que formam corpos menores, principalmente plutons e plugs arredondados e discordantes, de composição sienogranítica a monzogranítica, como os granitos Lajes (1310±34 Ma) e Passagem (1291±16 Ma).

CAPÍTULO II

2. GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO COMPLEXO METAMÓRFICO RICARDO FRANCO NA REGIÃO DA FAZENDA LAJES: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E ESTRATIGRÁFICAS.

Débora Almeida Faria

Moacir José Buenano Macambira

Amarildo Salina Ruiz

Gabrielle Aparecida de Lima

João Batista Matos

Newton Diego Couto do Nascimento

Submetido: Gechimica Brasiliensis

De: **Valderez Pinto Ferreira** (valderez@ufpe.br)
Enviada: quarta-feira, 4 de março de 2015 15:33:49
Para: Debora Débora Almeida Faria (defaal@hotmail.com)

Debora Débora Almeida Faria,

Agradecemos a submissão do trabalho "GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E DEFORMAÇÃO DO GNAISSE CÓRREGO VERMELHO – COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO" para a revista Geochimica Brasiliensis.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.geobrasiliensis.org.br/ojs/index.php/geobrasiliensis/author/submission/424>

Login: defaal

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Valderez Pinto Ferreira
Geochimica Brasiliensis

Geochimica Brasiliensis
<http://geobrasiliensis.org.br/ojs/index.php/geobrasiliensis>

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO COMPLEXO METAMÓRFICO RICARDO FRANCO NA REGIÃO DA FAZENDA LAJES, MATO GROSSO: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E ESTRATIGRÁFICAS.

Débora Almeida Faria ^(1,4,5), Moacir José Buenano Macambira ^(2,6) Amarildo Salina Ruiz ^(3,5,6), Gabrielle Aparecida de Lima ^(1,5,6), João Batista Matos ^(4,5,6)

- (1) Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará, e-mail: defaal.debora@gmail.com; gabilimagel@gmail.com;
- (2) Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso, Universidade Federal do Pará - UFPA, e-mail: moamac@ufpa.br;
- (3) Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: asruiz@gmail.com;
- (4) Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: jmatos@ufmt.br;
- (5) Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé;
- (6) Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM.

Resumo

Rochas gnaissicas denominadas de composição paraderivada afloram próximo a Serra de Santa Bárbara, sudoeste do Estado de Mato Grosso, fronteira entre o Brasil e a Bolívia. Geologicamente estão incluídas no Complexo Metamórfico Ricardo Franco, parte do Terreno Paraguá, províncias Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico. Elas são constituídas essencialmente por biotita, quartzo, feldspatos, tendo cordierita e granada como importantes minerais metamórficos. As características petrográficas, e químicas sugerem que essas rochas tenham proveniência sedimentar e foram afetadas por metamorfismo de alto grau. O pico metamórfico é dado pela paragênese metamórfica de associação de cordierita e sillimanita e raramente granada, indicando condições da fácies anfibolito alto. Evidências de retrometamorfismo de fácies xisto verde são observadas através da formação de clorita e biotita, e por sinais de saussuritização do plagioclásio. A paragênese mineral associada aos dados litoquímicos sugerem uma proveniência de grauvacas/arcósios, rico em Al e Fe. Análises geocronológicas indicam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cristais de zircão com valores variando entre 1600 e 1936 Ma, provavelmente oriundos do Complexo Granulítico Lomas Manechis, que ocorre a sul/sudoeste da área estudada, em território boliviano. Os paragnaisses apresentam três fases deformacionais desenvolvidas a partir de eventos compressivos em condições dúcteis, possivelmente ligadas aos três ciclos orogênicos que afetaram a região.

Palavras-chaves: Cráton Amazônico, Terreno Paraguá, Geoquímica, Geocronologia U-Pb.

GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY (U-Pb) OF THE

RICARDO FRANCO METAMORPHIC COMPLEX ON THE LAJES FARM REGION, MATO GROSSO STATE: TECTONIC IMPLICATIONS AND STRATIGRAPHIC

Abstract

The derivatives gneiss composition outcrops near Serra Santa Barbara range, southwestern of Mato Grosso State, boundary Brazil-Bolivia. Geologically, it is included in Ricardo Franco Metamorphic Complex, Paraguá Terrane, part of Rondoniana-San Ignacio and Sunsás-Aguapeí provinces, in the southwestern of the Amazonian craton. The gneiss consists mainly of biotite, quartz, feldspars, and cordierite and garnet as important accessory phases. The petrographic and chemical characteristics suggest that these rocks are derived from the metamorphism of high-grade sedimentary protolith. The metamorphic peak is given by the metamorphic paragenesis of cordierite and sillimanite association and rarely garnet, indicating conditions of granulite facies, while evidence of retrometamorphism are observed from the amphibolite facies until high amphibolite facies. The mineral paragenesis associated with chemical data suggests a greywacke/arkose protholith, rich in Al and Fe. The geochronological analysis yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon crystals with values ranging between 1600 and 1936 Ma, probably from the Lomas Manechis Complex Granulitic, which occurs south/southwest of the study area, in Bolivia. The gneiss present three deformational phases developed in compressive events in ductile conditions, probably linked with the three orogenic cycles which affected the region.

Keywords: Amazonian Craton, Paraguá Terrane, Geochemistry, U-Pb Geochronology.

INTRODUÇÃO

De acordo com a compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, sua porção SW engloba as províncias Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí. Segundo a proposta de Cordani & Teixeira (2007), essa região conserva os registros geológicos e tectônicos de sucessivos eventos continentais acrecionários paleo- a neoproterozoicos, resultantes da justaposição de terrenos alóctones, redefinidos por Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010) em: Terreno Jauru, Terreno Rio Alegre, Terreno Alto Guaporé e Terreno Paraguá, sendo que a área deste trabalho está inserida no último terreno. Segundo Boger *et al.* (2005), a aglutinação do Terreno Paraguá (1,74-1,32 Ga) ao proto-cráton Amazônico teria ocorrido durante a orogenia Sunsás (1,0 a 0,9 Ga), enquanto Ruiz (2005, 2009) e Bettencourt *et al.* (2010) advogam que ela ocorreu durante a orogenia San Ignacio (1,37 a 1,3 Ga).

O Complexo Metamórfico Ricardo Franco, objeto deste estudo, aflora na porção sudeste da Serra de Santa Bárbara, situada na folha Santa Rita (SE-21-V-A), nas proximidades da Vila Picada, cerca de 450 km de Cuiabá. A área está próxima à zona de cisalhamento Santa Rita, que marca o contato com o Terreno Rio Alegre, sendo caracterizada pelo retrabalhamento tectônico-metamórfico do embasamento. Entre as unidades litoestratigráficas que constituem o Terreno Paraguá nessa região, destaca-se o embasamento gnáissico, que serve de encaixante para o Granito Lajes, e o Grupo Aguapeí, que se depositou em discordância erosiva sobre os gnaisses e granitoides (Nalon *et al.* 2013).

O Terreno Paraguá é, conforme a proposta de Litherland *et al.* (1986), constituído por um embasamento de rochas de alto a baixo grau metamórfico que serviram de hospedeiras para o magmatismo do Complexo Granitóide Pensamiento (1,38 a 1,3 Ga), resultante da Orogenia San Ignacio. As unidades litoestratigráficas do embasamento são abrigadas em ordem decrescente de idade e grau metamórfico em: Complexo Granulítico Lomas Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania e Supergrupo Xistos San Ignacio (Litherland *et al.* 1986, Bettencourt *et al.* 2010). No Brasil estas unidades foram respectivamente designadas por: Complexo Metamórfico Ricardo Franco (Figueiredo *et al.* 2013), Complexo Metamórfico Serra do Baú, em substituição a Suíte Intrusiva Serra do Baú de Ruiz (2005) e, até o presente, não há descrição de rochas correlatas ao Supergrupo San Ignacio.

O Complexo Metamórfico Ricardo Franco se expõe em pequenas faixas orientadas segundo a direção preferencial N40-50W, normalmente associado aos ortognaisses do Complexo Serra do Baú. Principalmente a partir dos levantamentos geológicos realizados por monografias de conclusão de curso de Geologia da UFMT, foram discriminadas várias pequenas ocorrências de rochas supracrustais de alto a médio grau metamórfico, agora atribuído ao Complexo Ricardo Franco, nas regiões de Vila Bela, Vila Matão, Vila Ponta do Aterro e Destacamento Militar Fortuna (Figura 2).

Este trabalho tem como propósito caracterizar uma ocorrência de gnaisses granulíticos paraderivados do Complexo Ricardo Franco do ponto de vista geológico, petrográfico, litoquímico (elementos maiores e traço, incluindo terras raras) e geocronológico (U-Pb laser ablation em zircões), auxiliando na compreensão do significado geológico e tectônico destes remanescentes supracrustais na evolução do Terreno Paraguá e, em consequência, do SW do Cráton Amazônico.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A teoria mais aceita para explicar a evolução proterozoica do Cráton Amazônico preconiza a acresção de cinturões móveis que se amalgamaram sucessivamente ao núcleo arqueano do proto-cráton Amazônico. Há inúmeras discussões referentes à compartimentação do cráton em províncias através do contexto tectono-geocronológico. Por exemplo, Cordani & Teixeira (2007), adotam a individualização nas seguintes províncias geocronológicas: Província Amazônia Central (>2,60 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25 a 2,05 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,98 a 1,81 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,78 a 1,55 Ga), Província Rondoniano-San Ignacio (1,55 a 1,30 Ga) e Província Sunsás-Aguapeí (1,28 a 0,95 Ga), Figura 1A.

A porção SW do Cráton Amazônico, onde se localiza a área de estudo, está exposta no oriente boliviano e parte dos estados de Rondônia, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, encontrando-se inserida nas províncias Rondoniana-San Ignacio (1,55 a 1,30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,28 a 0,95 Ga), que também tiveram diversas propostas de compartimentação geológicas e tectônicas. Saes & Fragoso (1996) apresentaram uma compartimentação em terrenos, modificada parcialmente por Saes (1999). Por sua vez, Matos et al. (2004) sugerem uma subdivisão em orógenos, enquanto Ruiz (2005) apresenta uma proposta de compartimentação em domínios. Ruiz (2009) reformula a subdivisão inicial de terrenos, da mesma forma que Bettencourt et al. (2010), os quais são assim denominados: Jauru (1,78 a 1,42 Ga), Rio Alegre (1,51 a 1,38 Ga), Alto Guaporé (1,51 a 1,33 Ga) e Paraguá (1,74 a 1,32 Ga). Nesse último encontra-se inserido o Complexo Metamórfico Ricardo Franco, ilustrado na Figura 2.

O Terreno Paraguá (1,74 a 1,32 Ga), é caracterizado por um arcabouço lito-tectônico afetado por, pelo menos, três eventos orogenéticos: Orogenia Lomas Manechis (1,74 a 1,69 Ga), Orogenia San Ignacio (1,35 a 1,3 Ga) e Orogenia Sunsás (1,30 a 1,00 Ga; Bettencourt *et al.*, 2010).

O Terreno Paraguá foi definido em território boliviano por Litherland *et al.* (1986) em três unidades litoestratigráficas: o Complexo Lomas Manechis, o Complexo Gnáissico Chiquitania e o Grupo Xistos San Ignacio. A primeira unidade é unidade mais antiga do desse terreno (~1,900 Ma), constituída por gnaisses e leptitos feldspáticos, com bandas de granulitos charnockíticos e enderbíticos, granulitos básicos/cálcicos sem hiperstênio e sillimanita- cordierita granulitos. Já o Complexo Gnáissico Chiquitania é definido como uma sequência composta por gnaisses bandados quartzo-feldspáticos micáceos, poupada do metamorfismo regional da fácies granulito. Essas

rochas podem ser divididas em dois tipos, A e B. O primeiro formado pelas rochas que fazem contato transicional com o Complexo Granulítico Lomas Manechis e exibem um maior grau metamórfico, bem como estruturas migmatíticas, sendo considerada predominantemente paraderivada. Já as rochas do tipo B fazem contato transicional com o grupo de Xistos San Ignacio e são exclusivamente derivados de rochas metassedimentares.

Boger *et al.* (2005) apresentam os primeiros dados geocronológicos por métodos precisos e robustos (U-Pb SHRIMP) de algumas das unidades deste embasamento. Idades obtidas nos núcleos dos zircões variam entre 1,7 a 1,6 Ga, interpretadas como idade de cristalização da Suíte Lomas Manechis. Todavia idades em torno de 1,3 Ga foram obtidas em regiões de borda, interpretadas como oriundas de um metamorfismo regional. Os autores sugerem quatro estágios de evolução para o Terreno Paraguá: (1) houve a formação das rochas que constituem o embasamento, com a deposição dos protólitos do Complexo Chiquitania e dos Xistos San Ignacio, contemporâneos ao alojamento da Suíte Lomas Manechis (>1690); (2) Ocorreu o metamorfismo do embasamento durante a Orogenia San Ignacio (1340 a 1320 Ma); (3) a deposição do Sunsás/Aguapeí discordantemente a este embasamento; e (4) Orogenia Sunsás (1110-1070 Ma).

Matos (2013) define rochas granulíticas correspondentes aos pertencentes ao Complexo Metamórfico Ricardo Franco de composição paraderivadas e as denominam como gnaisses granulitizados, a mineralogia é representada por plagioclásio, k-feldspato, ortopiroxênio (hiperstênio), anfibólio (hornblenda), biotita e quartzo para as apresentando cordierita + sillimanita + granada, reconhece três eventos metamórficos distintos: o primeiro, refere-se ao metamorfismo regional de alto grau que afetou as rochas do embasamento paleoproterozóico (Orogenia Lomas Manechis), o segundo, caracterizado por um metamorfismo de fácies anfibólito médio a baixo com atuação em granitos como o Tarumã (Orogenia San Ignacio) e o terceiro de fácies xisto verde, com atuação no Granito Lajes, coberturas meso-proterozoicas relacionadas ao Grupo Aguapeí e causando retrometamorfismo nas rochas pré-Lajes. Idade de cristalização dos zircões da fonte magmática principal, com intercepto superior de 1828±96 Ma (DF-05) representativo de zircões oriundos de fontes mais antigas e intercepto inferior de 1259±90 Ma (DF-05), indicando possivelmente a abertura do sistema isotópico U- Pb para esse intervalo de idade, relacionado à orogenia Sunsás-Aguapeí.

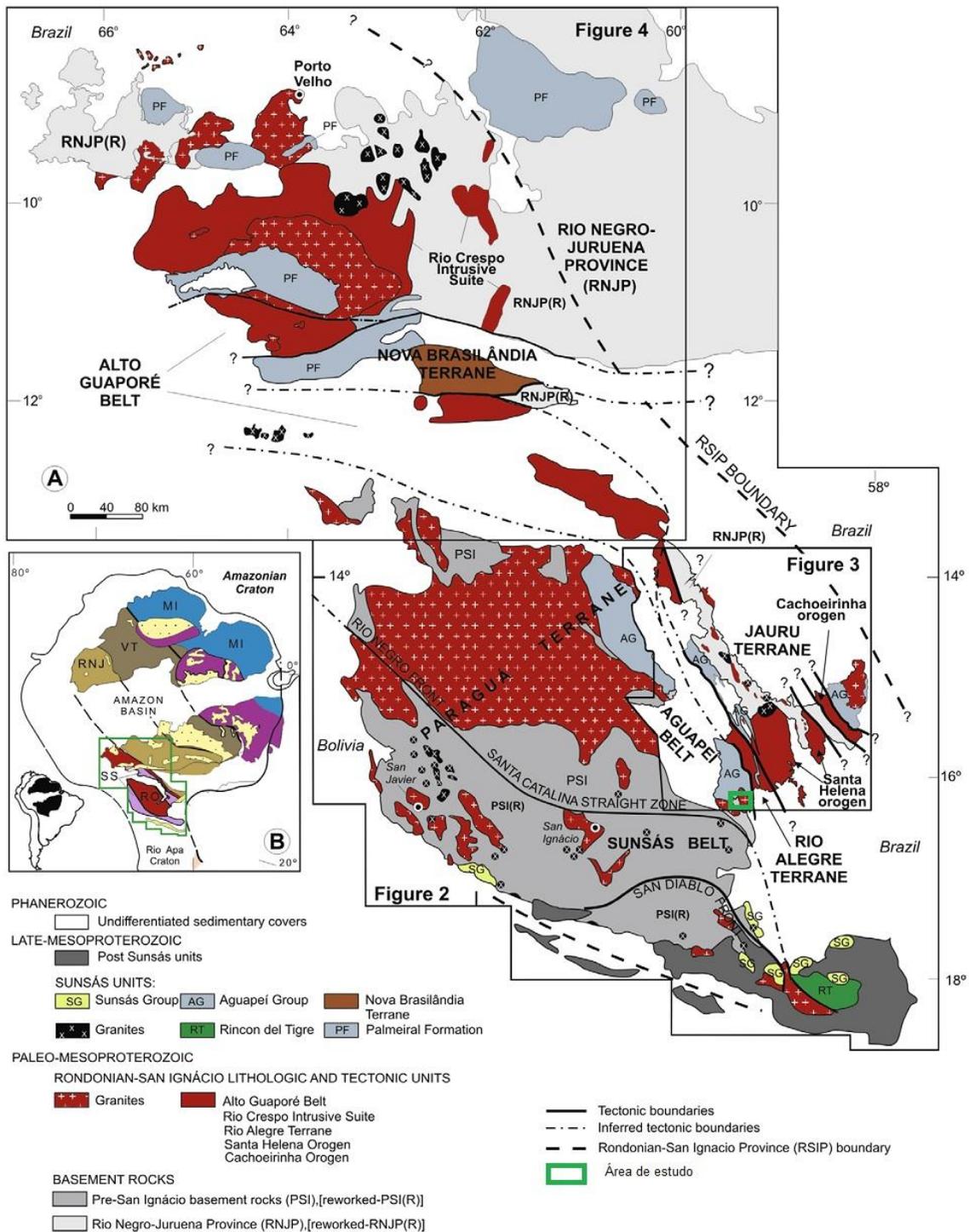


Figura 1- A: mapa geológico simplificado do SW do Cráton Amazônico e os limites de suas províncias, maiores orógenos, terrenos, cinturões, elementos tectônicos e unidades geológicas (Bettencourt *et al.*, 2010); B: compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas (segundo Cordani & Teixeira, 2007).

ASPECTOS GEOLOGICOS E PETROGRAFICOS

O Complexo Metamórfico Ricardo Franco aflora a sul-sudeste da Serra de Santa Bárbara (Figura 2A e 2B), nas imediações da Fazenda Lajes, representado por um morrote próximo ao córrego Vermelho, ocorrendo em forma de blocos e matacões (Figura 3) de cor cinza a cinza-escuro e granulação variando de fina a média, apresentam um contato inferido com o Gnaisse Retiro, aparece até mesmo como xenólito nesse gnaisse, o Granito Lajes ocorre intrudido no paragnaisse e sobrepondo o embasamento estão as formações do Grupo Aguapeí. A rocha apresenta bandamento milimétrico formado pela orientação dos minerais essenciais e, comumente, pela intercalação de níveis félsicos de granulação média com níveis máficos.



Figura 3- Em (A), forma de ocorrência do paragneisse em forma de blocos, e (B), destaque para a alternância de estreitas bandas máficas e félsicas

O gnaissé exibe textura granolepidoblástica formada por agregados granoblásticos de quartzo (35%), feldspato alcalino (20%) e plagioclásio (10%), e por níveis biotíticos contendo, cordierita e sillimanita, sendo denominado como Sillimanita-Cordierita-Honblenda Gnaissé. A paragênese é composta por granada, hornblenda, cordierita, sillimanita, diopsídio, zircão, rutilo, epidoto, apatita e opacos. As rochas são levemente alteradas sendo possível identificar evidências de argilização e sericitização dos feldspatos, uralitização do piroxênio, cloritização da biotita e pinitização da cordierita.

O quartzo ocorre em grãos anédricos e em cristais poligonais formando textura em mosaico (Figura 4A), exibindo extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação. Os feldspatos alcalinos ocorrem em porfiroclastos xenomórficos com bordas cominuídas, sendo representados por microclina e ortoclásio com geminações em grade e Carlsbad, respectivamente. O plagioclásio apresenta-se xenoblástico a sub-idioblástico, com bordas irregulares sugerindo processos de consumo; geminações polissintéticas do tipo albita e/ou periclina estão parcialmente deformadas e associadas com lamelas de deformação do quartzo. De acordo com o método Michel-Levy, o plagioclásio foi classificado como oligoclásio. A biotita (15%) é o componente máfico predominante e apresenta-se na forma de palhetas sub-idioblásticas, com pleocroísmo marrom-claro a amarelo-esverdeado e, por vezes, exibe *kink-band* e está parcial a totalmente pseudomorfisada pela clorita. Por vezes apresenta inclusões de rutilo, caracterizando textura sagenítica (Figura 4B).

A cordierita (5%) ocorre pinitizada (Figura 4C) em acessórios com os cristais de sillimanita, que por sua vez apresenta-se em prismas subédricos a fibrorradiada, incolor e destacando-se principalmente devido o alto relevo (Figura 4D). O diopsídio exibe um

pleocroísmo esverdeado, sendo caracterizado pelo alto relevo e dupla clivagem em 90° (Figura 4E). A hornblenda é rara e distinguida pela dupla clivagem em 56° (Figura 4F). A granada ocorre esporadicamente e apresenta-se granular constituindo níveis poiquiloblastos/porfiroblastos, subédricos a anédricos, arredondados, intensamente fraturado e de cor marrom-avermelhado.

A paragênese composta por cordierita, granada e sillimanita implica em um aumento do gradiente geotérmico, atingindo a fácies de alto grau metamórfico e níveis de retrometamorfismo.

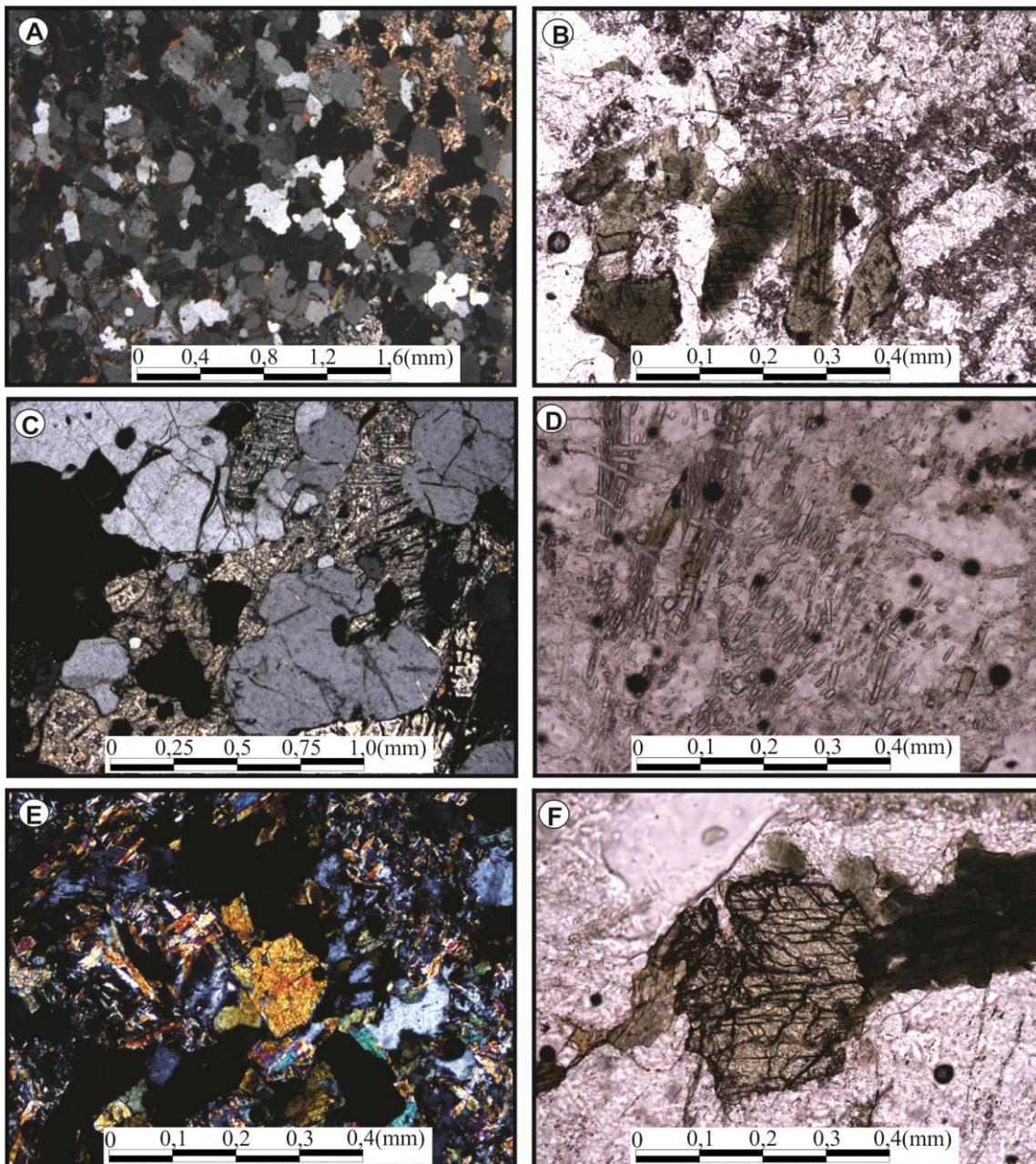


Figura 4- Fotomicrografias de amostras do Sillimanita-Cordierita-hornblenda Gnaiss - (A): textura granoblástica fina formada por agregados poligonais de quartzo; (B): biotita com textura sagenítica;

(C): cordierita maclada com feições de pinitização; (D): sillimanita em forma de fibras (fibrolita); (E): e minerais produtos de alteração formando minerais como muscovita, epidoto e diopsídio; (F) hornblenda associada à biotita.

ANÁLISE DEFORMACIONAL

As rochas do Complexo Metamórfico Ricardo Franco estudadas apresentam registros tectônicos que indicam que as mesmas foram submetidas a três fases de deformação (F_1 , F_2 e F_3).

O registro deformacional mais antigo, a fase de deformação (F_1), se desenvolveu a partir de eventos compressivos em condições dúcteis, responsável pela formação do bandamento gnáissico (S_1) caracterizado pela segregação em bandas máficas e félsicas bem definidas (Figura 6A e 6B), com atitude predominante em torno de $230^\circ/70^\circ$, e em menor proporção, valores próximos $78^\circ/85^\circ$ (Figura 5). A paragênese metamórfica de maior grau está relacionada temporalmente a esta fase de deformação.

A segunda fase deformacional (F_2) é marcada pelo desenvolvimento de dobramento da S_1 , desenhando dobras apertadas, similares, sendo frequente transposição dos flancos de D_2 , a foliação plano-axial (S_2) é do tipo xistosidade, com atitudes similares a apresentadas pela S_1 (Figura 6C).

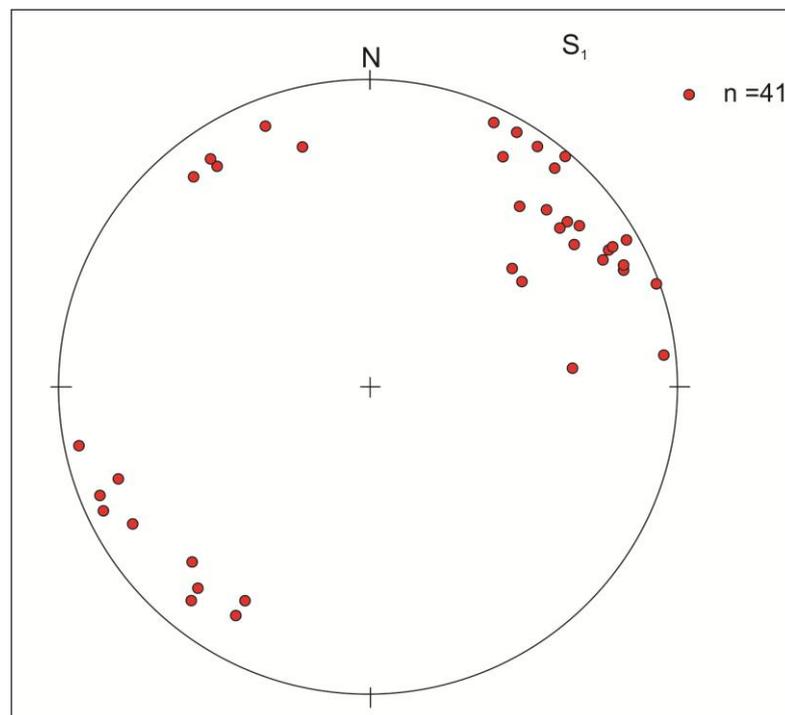


Figura 5- Stereograma de polos exibindo a foliação S_1 paralela a foliação S_2 do Complexo Metamórfico Ricardo Franco.

A terceira fase de deformação (F_3) é responsável pela formação de suaves ondulações das foliações previamente geradas, destacadas sob a forma de dobras D_3 suaves a abertas, com plano axial subvertical. A foliação S_3 é comumente acompanhada por discretas zonas de transposição e, de acordo, com a sua morfologia, é classificada como uma clivagem de crenulação a disjuntiva (Figura 6D). A atitude dominante da foliação espaçada (S_3) é $350^\circ/80^\circ$.



Figura 6- (A) e (B) Bandamento fino do paragneisse em (B) a estrutura de boudinage; (C) dobras apertadas com foliação S_1 paralela a S_2 e plano axial a dobra; e (D) crenulação e transposição das foliações $S_1 // S_2$.

GEOQUÍMICA

Para o estudo geoquímico, foram selecionadas cinco amostras de rochas mais representativas, considerando sua distribuição espacial e diversidade textural. Essas amostras foram analisadas nos laboratórios *Acme Analytical (Acmelab)*, em Vancouver/Canadá, através dos métodos ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para determinação de elementos maiores, menores e traço, incluindo terras raras (ETR), cujos resultados estão apresentados na Tabela

1.

As características petrográficas, tais como presença de cordierita, granada e sillimanita, do gnaiss evidenciam sua natureza paraderivada que é sugerida, quimicamente, através dos diagramas $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Figura 7A) e SiO_2 versus TiO_2 (Figura 7B) propostos, respectivamente, por Mackenzie & Garrels (1971) e Tarney (1977) para separar rochas magmáticas de sedimentares/metassedimentares. Ainda investigando a proveniência dessas rochas, os diagramas SAN [(S=Si-2(Ca+Na), A=Al+Fe²+Fe³+Mg-(Na+K+2Ca) e N=Na+K+2Ca; Figura 7C)] e (Al+Fe+Ti)/3-K versus (Al+Fe+Ti)/3-Na (Figura 7D) propostos, respectivamente, por Weisbrod (1969) e Moine *et al.* (1968) corroboram que essa unidade foi originada a partir de rochas sedimentares, especialmente de composição compatível com grauvacas/arcósios, mais ricas em Al e Fe (Figura 5C e 5D), bem como sua mineralogia.

Tabela 1 - Composição química de elementos maiores, menores (% em peso) e traço, incluindo ETR (ppm) de amostras paragnaisse.

Amostras	DF-60A	DF-13	DF-61	DF-52	DF-54
SiO₂	69,4	70,1	70,9	72,3	74,7
TiO₂	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5
Al₂O₃	14,4	14,2	14,2	13,2	12,1
Fe₂O₃	3,8	4,5	4,5	4,0	3,7
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
MgO	1,2	1,4	1,1	1,1	0,8
CaO	2,1	1,8	1,6	1,4	1,5
Na₂O	3,1	2,8	2,3	2,5	2,6
K₂O	3,7	3,2	3,0	3,3	2,8
P₂O₅	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1
LOI	1,2	1,1	1,4	1,2	1,0
Total	99,7	99,7	99,8	99,7	99,7
Ba	1028,0	836,0	741,0	906,0	798,0
Co	71,9	156,7	156,7	119,2	129,3
Cs	2,2	1,8	1,2	1,2	1,0
Ga	15,6	15,1	15,3	14,9	12,5
Hf	7,6	7,0	6,8	6,7	0,8
Nb	11,5	7,5	11,1	10,2	4,6
Rb	131,8	127,6	100,5	111,9	254,6
Sr	224,9	281,9	187,0	213,8	11,6
Ta	0,7	0,6	0,8	0,8	0,7
Th	19,3	12,5	14,9	14,7	1,6
U	1,2	0,9	1,4	1,2	61,0
W	383,0	806,2	506,4	621,7	727,6
Zr	280,7	221,1	255,0	232,7	37,7
Y	28,3	21,1	25,0	22,2	252,0
La	51,6	39,4	37,2	36,4	76,7
Ce	109,3	78,9	76,0	76,7	8,7
Pr	11,9	8,8	8,5	8,7	32,2
Nd	43,9	30,8	30,1	30,0	5,3
Sm	7,5	5,5	5,3	5,3	1,1
Eu	1,4	1,3	1,1	1,2	4,4
Gd	6,3	4,4	4,5	4,3	0,7
Tb	1,0	0,7	0,7	0,7	3,7
Dy	5,2	3,2	4,2	3,8	0,6
Ho	1,0	0,8	0,9	0,8	1,9
Er	2,9	2,2	2,7	2,4	0,3
Tm	0,3	0,4	0,4	0,4	1,8
Yb	2,2	2,4	2,7	2,5	0,3
Lu	0,3	0,4	0,4	0,4	7,0
Eu/Eu*	1,3	1,4	1,5	1,2	7,9
La/Yb	4,0	3,1	4,9	2,3	16,7

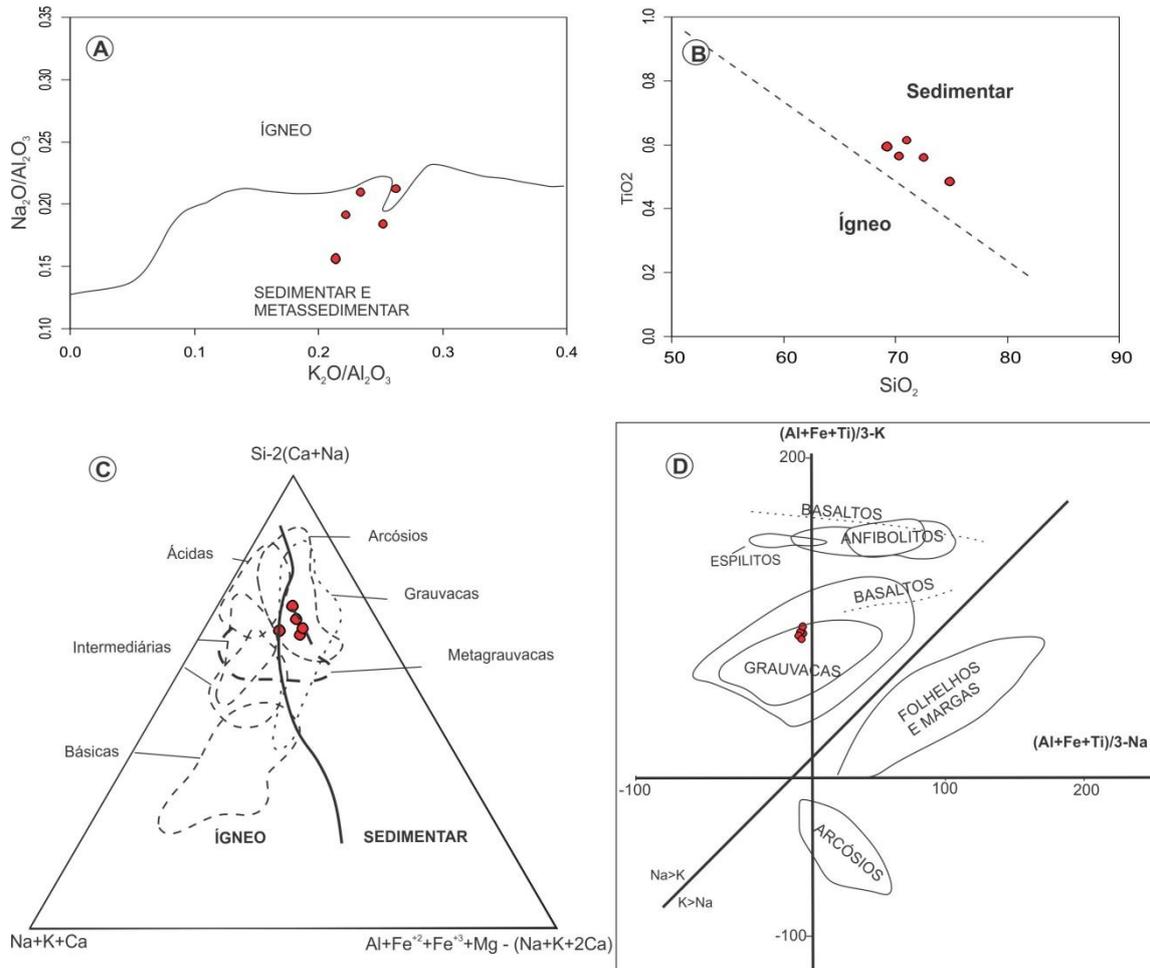


Figura 7- Diagramas discriminantes da natureza sedimentar ou ígnea de rochas metamórficas: (A) $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Mackenzie & Garrels 1971); (B) SiO_2 versus TiO_2 (Tarney 1977); (C) SAN ($S=\text{Si}-2(\text{Ca}+\text{Na})$, $A=\text{Al}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mg}-(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$ e $N=\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}$) (Weisbrod, 1969) e; (D) $\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti}/3-\text{K}$ versus $\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti}/3-\text{Na}$ (Moine *et al.* 1968).

GEOCROLOGIA U-Pb (laser ablation)

Uma amostra do paragnaisse (DF-13) foi coletada para análise U-Pb em zircões detriticos. A amostra foi tratada no Laboratório Intermediário de Preparação de Amostras da Rede Geochronos do DRM-UFMT, onde teve suas frações de minerais pesados concentradas através de técnicas gravimétricas e magnéticas convencionais. Em seguida, a amostra foi encaminhada ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília para ser submetida à análise isotópica utilizando o equipamento MC-ICP-MS com ablação a laser, acordo com a técnica descrita em Buhn *et al.* (2009).

Os resultados isotópicos apresentam idades obtidas pelas razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com valores variando entre 1600 e 1936 Ma (Tabela 2), o histograma (Figura 8) mostra picos nos intervalos de 1700 e 1800 Ma período em que provavelmente estaria ocorrendo a

sedimentação.

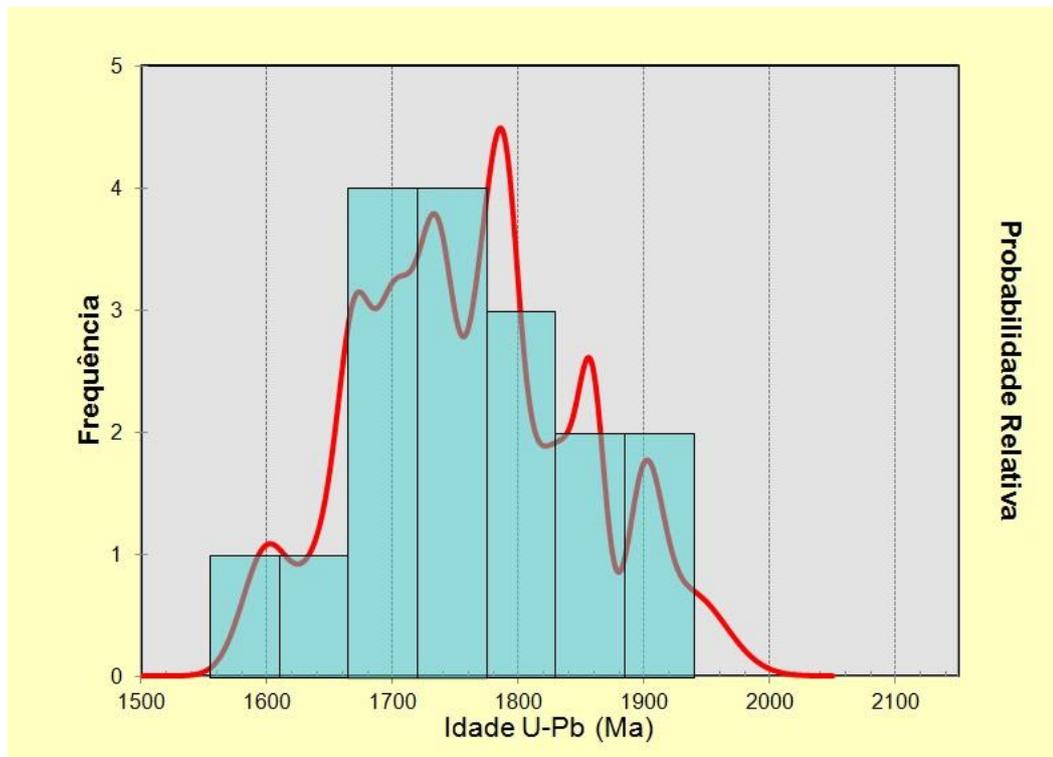


Figura 8- Histograma obtido com os dados geocronológicos obtidos em cristais de zircões da amostra DF-13, dados de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Tabela 2 - Resultado das análises U-Pb realizadas por MC-ICP-MS com ablação a laser em cristais de zircão do paranaense (amostra DF-13).

Amostra	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma)	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma)	\pm
DF-13	4,01	1,5	0,29	1,1	0,10	1,0	1664	16	1600	19
	4,18	1,5	0,30	1,0	0,10	1,1	1686	15	1649	21
	4,34	1,1	0,31	0,9	0,10	0,7	1728	14	1669	12
	4,42	1,1	0,31	0,8	0,10	0,8	1729	13	1700	14
	4,86	1,6	0,34	0,9	0,10	1,3	1867	15	1713	24
	4,86	1,8	0,33	1,0	0,11	1,5	1829	16	1758	27
	4,90	3,0	0,34	2,7	0,10	1,3	1901	45	1688	24
	4,94	1,4	0,33	1,2	0,11	0,7	1841	19	1773	12
	5,09	1,2	0,35	1,0	0,11	0,7	1922	16	1735	14
	5,13	1,8	0,32	1,6	0,12	0,8	1788	25	1900	14
	5,17	0,9	0,34	0,7	0,11	0,6	1899	11	1790	10
	5,18	1,7	0,35	1,4	0,11	1,0	1953	23	1734	19
	5,18	1,9	0,34	1,1	0,11	1,5	1893	19	1801	28
	5,25	1,7	0,35	1,2	0,11	1,2	1916	21	1800	21
	5,58	1,8	0,34	0,8	0,12	1,6	1891	14	1936	29
	5,65	1,1	0,36	0,9	0,11	0,6	1983	15	1859	10
5,74	1,7	0,37	1,5	0,11	0,9	2033	26	1838	16	

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Complexo Metamórfico Ricardo Franco, agrupa pequenos corpos gnáissicos (paraderivados), granulitos e anfibolitos, encontra-se inserida no contexto evolutivo da Província Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí, pertencente ao Terreno Paraguá, o gnaiss paraderivado (Sillimanita- Cordierita Gnaiss), foco deste trabalho, representa um novo litotipo para a porção brasileira do Terreno Paraguá uma vez que, até então, não haviam sido descritos gnaisses de composição paraderivada, em território brasileiro.

O pico metamórfico alcançado foi da fácies de alto grau metamórfico com base na paragênese mineral, constituída por sillimanita, cordierita, horblenda, quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e raras granadas. Evidências de retrometamorfismo são dadas por alteração de anfibólio em biotita e clorita, alteração de minerais opacos para clorita. Os dados litoquímicos dessas rochas apresentam teores de elementos maiores característicos de uma rocha paraderivada, similar à grauvacas/ árcoseos, enriquecidos em Al e Fe.

O Complexo Metamórfico Ricardo Franco é composto por rochas supra crustais (>1,7 Ga), e na área de estudo exhibe registros deformacionais agrupados em três fases deformacionais distintas, possivelmente relacionadas às orogenias que afetaram o Terreno Paraguá. A fase de deformação F_1 , caracterizada pela geração do bandamento gnáissico (S_1) em nível crustal profundo, esta relacionada ao pico metamórfico regional de fácies granulito, provavelmente associado ao desenvolvimento da Orogenia Lomas Manechis mostra-se intensamente afetada pela segunda fase de deformação F_2 , a qual provoca a transposição do bandamento S_1 , gerando uma segunda foliação denominada de S_2 , disposta segundo a superfície axial das dobras. A terceira fase de deformação (F_3) é marcada pelo aparecimento da foliação S_3 , que se caracteriza por transpor localmente as foliações S_1 e S_2 , associa-se a dobras abertas e suaves. As feições de retrometamorfismo de grau baixo estão provavelmente associadas às orogenias Sunsás.

Os dados U-Pb em zircões detríticos indicam que havia uma área fonte Orosiriana no proto-terreno Paraguá e que dados geocronológicos mais robustos como shrimp devem ser utilizados para o estudo geocronológico dos zircões com sobrecrescimento metamórfico, com o propósito de definir a idade do metamorfismo de alto grau que afetou o Complexo Ricardo Franco.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos grupos de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica-Guaporé (UFMT), Geologia Isotópica (UFPA), a CNPq pelo período de concessão de bolsa

de doutorado à primeira autora e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), pelo apoio prestado a realização deste trabalho de pesquisa e ao Laboratório de Geocronologia da UnB pela datação citada neste trabalho.

Referências

Bettencourt J. S., Leite Jr W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010. *The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview*. Journal of South American Earth Sciences, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.

Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. *U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paraguá Block*. Precambrian Research, 139: 121-146.

Bucker A. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 8: 191-192.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LAMC-ICP-MS). *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, 1:1-16.

Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *In: Hatcher R.D., Carlson Jr. M.P., McBride J.H. & Martinez Catalán J.R. (eds.). 4-D Framework of Continental Crust, vol. 200. Geological Society of America, Memoirs, p. 297-320.*

Faria D.A. 2011. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no Gnaisse Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Craton Amazônico-Brasil*. dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, 92p.

Faria D.A., Ruiz A.S., Matos J.B., Sousa M.Z.A., Lima G.A., Macambira, M.J.B. 2014. *Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss – Serra do Baú Intrusive Suite – Paraguá Terrane – SW Amazonian Craton*. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 139-154.

Figueiredo F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Macambira, M.J.B. 2013. *Ortognaiss Turvo – registro de magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico*. *Brazilian Journal of Geology*, 43 (2): 401-422.

Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. E Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.

Mackenzie G.V. & Garrels R.M. 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. W.W. Norton & Co. Inc., New York, 394p.

Matos J.B., Schorscher J.H.D., Geraldés M.C., Souza M.Z.A., Ruiz A.S. 2004. *Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de*

crosta oceânica mesoproterozoica no SW do Craton Amazônico. *Geologia USP. Série Científica*, 4:75- 90.

Matos J.B. 2013. *Caracterização das Trajetórias Metamórficas dos Granulitos Lomas Manechis da Bolívia e de sua Extensão ao Território Brasileiro do Terreno Paraguá- Mato Grosso - SW do Cráton Amazônico*. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, São Paulo.

Moine B. & La Roche H. de. 1968. *Nouvelle approche du probleme de l'origine des amphibolites a partir de leur composition chimique*. C.R. Acad. Sci. Paris, 267 D: 2084-2087.

Nalon P. A., Sousa M. Z. A., Ruiz A. S., Macambira M. J. B. 2013. Batólito Guaporeí: uma extensão do Complexo Granitóide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):85-100.

Ruiz A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.

Ruiz A.S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. *In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais*.

Saes G.S. & Fragoso César A.R.S. 1996. Acresção de terrenos mesoproteróicos no SW da Amazônia. *In: SBG, Cong. Bras.Geol.*, 39, Salvador, *Boletim de Resumos Expandidos*, (1) 348p.

Saes G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2 – 1.0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 135p

Tarney J. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincia de La Rioja). *In: Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*. Buenos Aires, Argentina. N° 126.

Weisbrod T. 1969. *Caracteres geoquímicos e origine des shistes amygdalairs de Césennes (Massif Central Française)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t 268: 3018 - 3020.

CAPÍTULO III

3. ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO GNAISSE TRIUNFO: EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO ESTATERIANO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Débora Almeida Faria

Moacir José Buenano Macambira

Amarildo Salina Ruiz

Gabrielle Aparecida de Lima

João Batista Matos

Newton Diego Couto do Nascimento

Submetido: Brazilian Journal of Geology

[BJG] Agradecimento pela submissão

Umberto Cordani <ucordani@usp.br>

4 de março de 2015 17:37

Para: DEBORA ALMEIDA FARIA <defaal.debora@gmail.com>

DEBORA ALMEIDA FARIA,

Agradecemos a submissão do trabalho "GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO GNAISSE TRIUNFO – COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO" para a revista Brazilian Journal of Geology.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/author/submission/30252>

Login: defaaldebora

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Umberto Cordani
Brazilian Journal of Geology

Brazilian Journal of Geology
<http://rbg.sbgeo.org.br/>

ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DO GNAISSE TRIUNFO, EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO ESTATERIANO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Débora Almeida Faria^(1,4,5), Moacir José Buenano Macambira^(2,6), Amarildo Salina Ruiz^(3,5,6), Gabrielle Aparecida de Lima^(1,5,6), João Batista Matos^(4,5,6)

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências- Universidade Federal do Pará, e-mail: defaal.debora@gmail.com; gabilimagel@gmail.com; ²Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso, Universidade Federal do Pará - UFPA, e-mail: moamac@ufpa.br; ³Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: asruiz@gmail.com; ⁴Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: jmatos@ufmt.br; ⁵Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFMT, e-mail: newtongeologia@hotmail.com; ⁶Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé; ⁷Grupo de Geologia Isotópica - UFPA; ⁸Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM.

Resumo

O Gnaiss Triunfo aflora a sudoeste do Estado de Mato Grosso, na região da Serra de Santa Bárbara, imediações da Vila Triunfo, fronteira Brasil-Bolívia, inserido no Terreno Paraguá. Os dados geológicos e petrográficos demonstram que essas rochas são ortognaisses de composição monzo a granodiorítica, com registros de três fases de deformação, relacionadas aos eventos orogênicos que afetaram este terreno. A idade U-Pb em zircão de 1722 ± 68 Ma, obtida pelo método U-Pb (SHRIMP) foi interpretada como correspondente à idade de cristalização do protólito ígneo. Geoquimicamente, essas rochas constituem uma sequência félsica formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcálico de alto potássio, metaluminoso a peraluminoso. No contexto tectônico do Terreno Paraguá, os dados obtidos indicam que o Gnaiss Triunfo faz parte das rochas em território brasileiro correlatas aos gnaisses do Complexo Gnáissico Chiquitania descritos em território boliviano.

Palavras-chave: SW do Cráton Amazônico, Terreno Paraguá, Ortognaiss Triunfo.

ASPECTS AND PETROLOGICAL GEOCHRONOLOGY (U-Pb) TRIUNFO GNEISS, EVIDENCE OF A MAGMATIC ARC ESTATERIANO IN TERRENE PARAGUÁ, SW AMAZONIAN CRATON

Abstract

The Triunfo Gneiss (TG) outcrops at the southwestern of Mato Grosso state, in the Serra Santa Bárbara region, near the Triunfo village, on the Brazil-Bolivia boundary. The TG is included in the Paraguá Terrain, part of the Sunsas Province. Geological and petrographic data showed that these rocks are monzo to granodiorite orthogneisses and underwent three deformation phases related to orogenic events affecting the terrane. SHRIMP U-Pb zircon age of 1722 ± 68 Ma are interpreted as the crystallization age of igneous protolith. Geochemically, these rocks are a felsic rock association derived from subalkaline magmas, high-K calc-alkaline, metaluminous to peraluminous. Considering the tectonic setting of the Paraguá Terrane, data indicate that TG in Brazil are related to the gneisses of the Chiquitania Gneissic Complex, in Bolivia.

Keywords: SW Amazonian Craton, Paraguá Terrane, Triunfo Orthogneisses.

INTRODUÇÃO

O Terreno Paraguá é um importante integrante da Província Rondoniana-San Ignacio, parcialmente retrabalhada pela Orogenia Sunsás-Aguapeí. O terreno é composto por rochas metamórficas de médio e alto grau, que constituem um fragmento crustal alóctone, que veio a colidir com o proto-Cráton Amazônico durante a Orogenia San Ignacio (Boger *et al.*, 2005; Bettencourt *et al.*, 2010; Ruiz *et al.*, 2011).

As rochas que pertencem a esse terreno estão expostas principalmente em território boliviano e cerca de 20% encontram-se em território brasileiro. Em ambos os países, o embasamento pré-cambriano encontra-se encoberto por rochas metassedimentares dos grupos Vibosi, Sunsás e Aguapeí, além de extensa cobertura sedimentar das bacias de retroarco andinas (Chaco Boliviano, Pantanal Matogrossense e Alto Guaporé). Na região sudoeste de Mato Grosso, ocorrências de rochas pré-cambrianas pertencentes ao Terreno Paraguá são reportadas desde Almeida *et al.* (1976), entretanto ainda existe grande carência de dados geológicos, devido principalmente a poucas exposições desse embasamento.

Na região do oriente boliviano, Litherland *et al.* (1986) propuseram um empilhamento estratigráfico composto por rochas do Complexo Granulítico Lomas Manechis (>1,9 Ga), intercaladas com gnaisses migmatíticos do Complexo Gnáissico Chiquitania e com rochas metassedimentares do Grupo Xistos San Ignacio. Por sua vez, Boger *et al.* (2005) sugeriram que o Complexo Granulítico Lomas Manechis e o Complexo Gnáissico Chiquitania fossem contemporâneos, e formados em orogêneses anteriores às orogêneses San Ignacio e Sunsás.

No Brasil, os trabalhos mais recentes (Bettencourt *et al.* 2010; Ruiz *et al.*, 2011; Figueiredo *et al.*, 2013; Faria *et al.*, 2014; França *et al.*, 2014) propõem um empilhamento correspondente ao proposto para o terreno na Bolívia, entretanto, sem correspondente estratigráfico para o Grupo de Xisto San Ignacio.

O Gnaisse Triunfo foi descrito preliminarmente por Corrêa e França (2011), como composto por biotita gnaisses ortoderivados aflorantes na região da Vila Triunfo, município de Pontes e Lacerda, Mato Grosso.

Este trabalho apresenta as principais características petrográficas e estruturais do Gnaisse Triunfo, incluído no Complexo Serra do Baú, correlato ao Complexo Gnáissico Chiquitania, bem como sua caracterização geoquímica e novos dados geocronológicos U-Pb (SHRIMP) em busca de contribuir para a evolução do conhecimento geológico do Terreno Paraguá.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico representa a maior entidade geotectônica da plataforma sul americana. O modelo evolutivo mais aceito foi inicialmente proposto por Cordani *et al.* (1979), o qual considera um núcleo arqueano acrescido por sucessões de arcos magmáticos paleoproterozoicos. Tassinari & Macambira (1999; 2004; Figura 1), propõem uma compartimentação em províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico, como segue: Província Amazônia Central (> 2,3 Ga); Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Província Rondonian-San Ignácio (1,56-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25 - 1,3 Ga).

A área de estudo está inserida no contexto do Terreno Paraguá, parte da Província Rondoniana-San Ignácio, em uma região próxima ao limite da Província Sunsás-Aguapeí. Entretanto, não existem dados geocronológicos que comprovem que o tectonismo que formou essa última província tenha afetado as rochas do embasamento paleo- a mesoproterozoico do Terreno Paraguá.

Bettencourt *et al.* (2010) apresentam o estado da arte da Província Rondoniana-San Ignácio e propõem que a mesma seja formada por amalgamação de terrenos paleo- a mesoproterozoicos alóctones, cujas rochas marcam o estágio final da cratonização da região, durante o Neoproterozoico. Os mesmos autores reconhecem os seguintes terrenos como constituintes dessa província: Jauru (1,78-1,42 Ga), Rio Alegre (1,51-1,38 Ga), Alto Guaporé (1,51-1,33 Ga) e Paraguá (1,74-1,32 Ga; Figura 1B).

Neste trabalho, opta-se pela definição de Terreno Paraguá proposta por Ruiz (2009), cujos limites com a Sutura Guaporé (Terreno Rio Alegre e Cinturão Alto Guaporé, Rizzotto *et al.* 2012), a norte e a leste, encontram-se encobertos discordantemente pelas rochas do Grupo Aguapeí e são intrudidos pelo Complexo Granitóide Pensamiento. As unidades litoestratigráficas que compõem o Terreno Paraguá na região de fronteira entre Brasil e Bolívia representam um arcabouço lito-tectônico afetado pelo menos, três eventos orogênicos: Orogenia Lomas Manechis (1,74 - 1,69 Ga), Orogenia San Ignácio (1,46 - 1,3 Ga) e Orogenia Sunsás (0,9 - 1,0 Ga; Bettencourt *et al.*, 2010).

A Orogenia Lomas Manechis seria a responsável pela formação das rochas que compõem os complexos Lomas Manechis e Chiquitania/Serra do Baú, enquanto a Orogenia San Ignácio é considerada como responsável pelo intenso retrabalhamento crustal em 1,30 Ga e pela formação de expressivo magmatismo plutônico da Suíte Intrusiva Pensamiento (Jesus *et al.*, 2010; Ruiz *et al.*, 2012; Nalon *et al.*, 2013; França *et al.*, 2014), denominada, na

Bolívia, de Complexo de Granitóide Pensamiento por Litherland *et al.* (1986) e Matos (2010).

Boger *et al.* (2005) apresentaram os primeiros dados geocronológicos por métodos precisos e robustos (U-Pb SHRIMP) de algumas das unidades apresentadas por Litherland *et al.* (1986), e separam dois grupos de idades. Um obtido em núcleos de cristais de zircão, variando de 1,7 - 1,6 Ga, interpretado como idades de cristalização e/ou idades das rochas fontes, quando paraderivadas; o segundo grupo apresentou idades em torno de 1,3 Ga, obtidas nas bordas dos cristais e interpretadas como idades de um metamorfismo regional.

Santos *et al.* (2008) usando o mesmo método analítico, tanto em zircão como em monazita, associado a dados Sm-Nd. Os autores determinaram as rochas mais antigas, com idades entre 1,8 - 1,7 Ga, resultados interpretados como a de formação das rochas, enquanto os valores entre 1,31 - 1,34 Ga, obtidas nas bordas de cristais de zircão, como em monazita, foram interpretadas como idades de metamorfismo regional ligada à Província Sunsás que, segundo os autores, apresenta um intervalo de desenvolvimento entre 1,45 - 1,10 Ga.

No Brasil, o Terreno Paraguá apresenta prolongamento físico das principais unidades descritas em território boliviano. Não foram identificadas as mesmas proporções de ocorrências de rochas granulíticas bem como as unidades metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Xistos San Ignacio. Em termos de correlação litoestratigráfica das unidades gnáissicas, Litherland *et al.* (1986) propuseram para a Divisão A para o Complexo Gnáissico Chiquitania, correlatos aos corpos da Suíte Intrusiva Serra do Baú, descritos por Ruiz (2005), Faria (2011), Faria *et al.* (2014) e Figueiredo *et al.* (2013), A Tabela 1 apresenta uma síntese dos dados geocronológicos para as rochas que compõem o embasamento do Terreno Paraguá, na região sudoeste do estado de Mato Grosso.

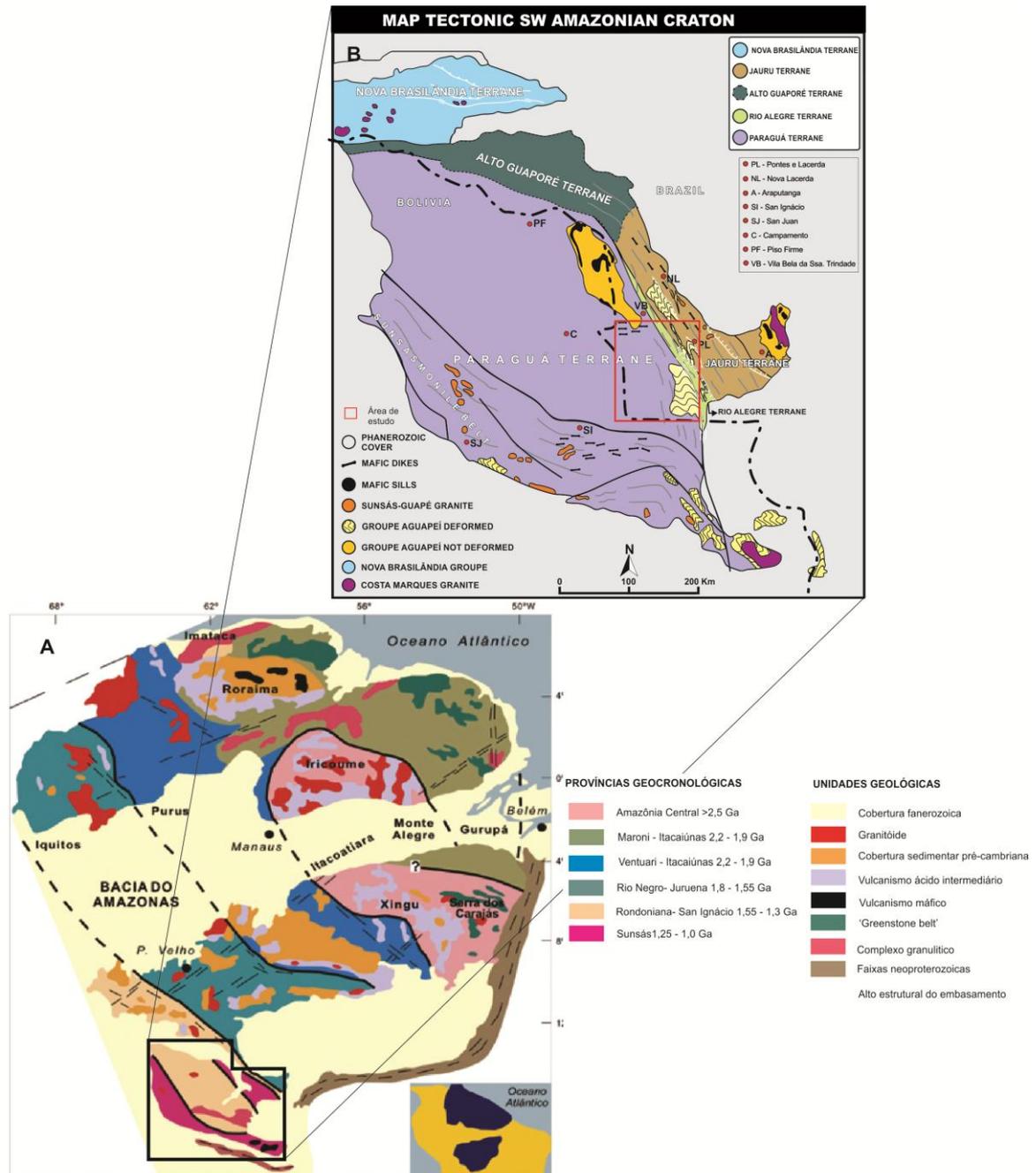


Figura 1- A, mapa de compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico de Tassinari & Macambira (2004), e B mapa do SW do Cráton Amazônico compartimentado em terrenos por Ruiz (2009).

Tabela 1. Dados geocronológicos para as rochas do embasamento do Terreno Paraguá, sudoeste de Mato Grosso, Nascimento (2015).

MÉTODOS TOPONÍMIA	*Zr-zircão		*mnz-monazite		Sm-Nd $T_{(DM)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS
	magmatismo	metamorfismo	magmatismo				
Granito Passagem	1284 ± 20				1,6	-7	Jesus <i>et al.</i> (2010)
Granito Guaporeí			1314 ± 2,5		1,76	-14	Nalon <i>et al.</i> (2013)
Granito Lajes	1310 ± 34				1,69		Geraldes (2000)
Granito Fronteira			1333 ± 4				Ruiz <i>et al.</i> (2012)
Granito Morrinhos	1350 ± 12				1,77	-2,57	França <i>et al.</i> (2014)
Granito Tarumã	1375 ± 5				1,9	-4,11	Matos <i>et al.</i> (prep.)
	1640 ± 12						
Granulito Lomas Manechi	1658 ± 15						Matos <i>et al.</i> (2013)
	1758 ± 4,9						
Gnaiss Turvo			1651 ± 4				Figueiredo <i>et al.</i> (2013)
Gnaiss Rio Fortuna	1711 ± 13						Faria <i>et al.</i> (2014)
Gnaiss Rio Fortuna	1772-1734	1336 ± 3			2,06	-3,86	Santos <i>et al.</i> (2008)
		1339 ± 4					
Granulito Lomas Manechi	1818 ± 13	1334 ± 21 (Zr)			2,07	0,57	Santos <i>et al.</i> (2008)
		1338 ± 21(mnz)					

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GNAISSE TRIUNFO

O Gnaiss Triunfo (Figura 2) ocorre em forma de blocos e matacões (Figura 3A e 3B), constituídos de rochas inequigranulares de cor cinza clara, que apresentam bandamento composicional bem desenvolvido (Figura 3B e 3D), xibindo leitões félsicos de cor cinza-rosado, formados por agregados de quartzo, feldspatos. Xenólitos de anfibolito (Figura 3C) foram identificados nessa unidade, a qual se encontra parcialmente recoberta pelas rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí e pelos sedimentos da Formação Pantanal.

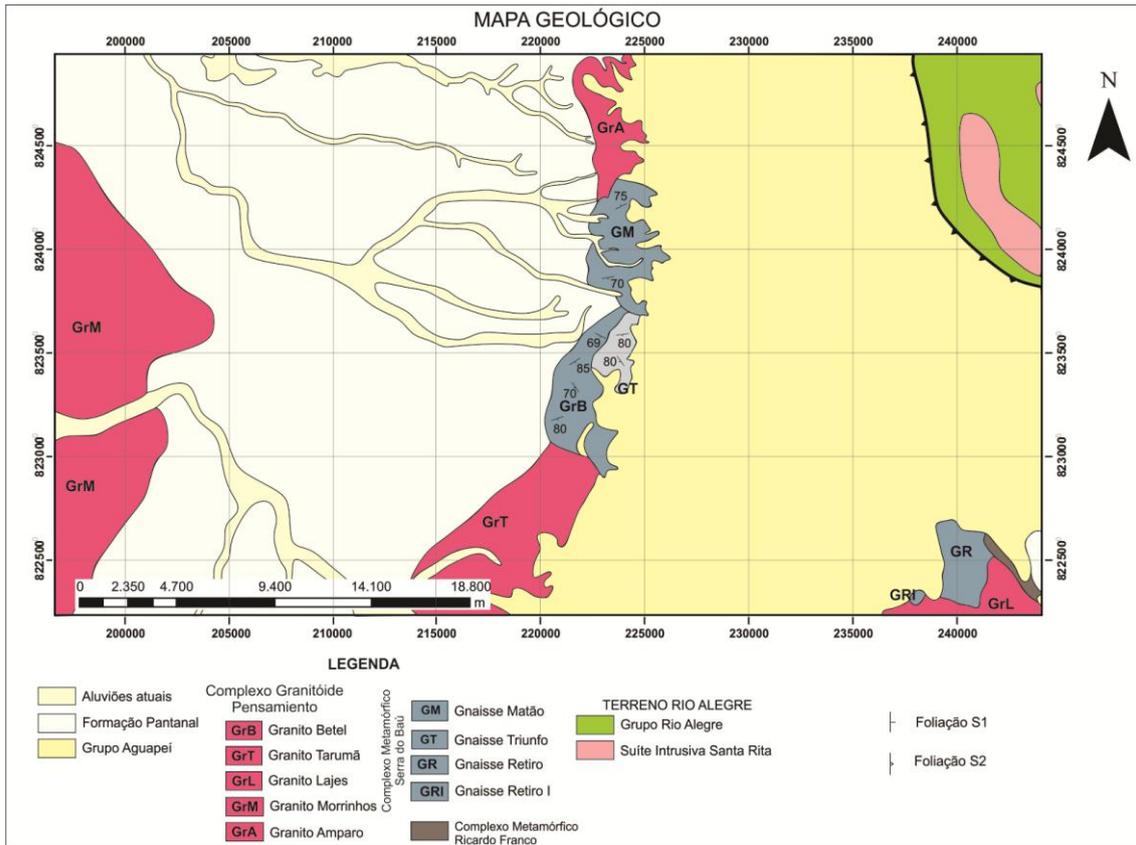


Figura 2- Mapa geológico da região da Serra de Santa Bárbara (MT), com destaque para o Gnaiss Triunfo.



Figura 3- Aspectos do Gnaiss Triunfo: A- afloramentos típicos; B- detalhe mostrando o bandamento gnáissico; C- Xenólito de anfibolito mostrando dobra isoclinal; D- amostra evidenciando as bandas máficas e felsicas.

O Gnaiss Triunfo apresenta textura granuloblástica média a grossa, e bandamento composicional formado principalmente por níveis félsicos e máficos. Os níveis félsicos são constituídos por quartzo, microclina, e plagioclásio e mais raramente biotita, já os níveis máficos são constituídos basicamente por biotita e hornblenda.

Em termos modais, essas rochas são classificadas com tonalitos e granodioritos, com raros exemplares de composição monzogranítica. O quartzo (diâmetro de 0,13 a 5,30 mm) ocorre em grãos anédricos exibindo feições marcadas pelos eventos deformacionais e de recristalização, tais como: extinção ondulante, lamelas de deformação, e formação de subgrãos; textura em mosaico em intercrescimento de aspecto vermicular e cuneiforme no plagioclásio e feldspatos alcalinos, correspondendo, respectivamente, a texturas mimerquítica e gráfica. O plagioclásio (0,15 a 3,0 mm) é classificado como oligoclásio pelo método Michel-Levy, exibindo forma tabular com aspecto subédrico e por vezes constitue porfiroclastos. Comumente observam-se geminações polissintéticas dos tipos albita e periclina: essa última formada pela deformação das maclas, indicando processos

intracristalinos. Textura de intercrescimento mirmequítico é frequentemente observada, sugerindo processos de cristalização a partir do resfriamento de um magma. Por vezes os feldspatos apresentam-se de aspecto turvo devido frequente saussuritização e sericitização (Figura 4F).

Os feldspatos alcalinos (0,3 a 4,0 mm) são representados pela microclina com geminação em grade e pelo ortoclásio, não geminado ou com macla Carlsbad. Ambos exibem textura pertítica e intercrescimento gráfico e, assim como no caso do plagioclásio, corroboram com uma origem ortoderivada. Evidências de processos metassomáticos/hidrotermais/retometamórficos são observadas com frequência, associado à formação de sericita, e/ou muscovita e minerais do grupo dos argilominerais.

A biotita é o mineral máfico primário dominante e ocorre em lamelas ou como palhetas, com dimensões variando entre 1,75 mm a < 0,10 mm, exibindo um pleocroísmo castanho-claro a castanho-escuro, podendo constituir, por vezes, agregados orientados que configuram os níveis finos com textura lepidoblástica (Figura 4A e 4C). Os agregados incluem, frequentemente, cristais de titanita, apatita e zircão, que desenvolvem halos pleocróicos. Por vezes, a biotita encontra-se oxidada com exsolução de minerais opacos e parcialmente transformada em muscovita, clorita, epidoto e/ou prehnita com tamanho variando de 1,75 mm a < 0,10 mm.

A hornblenda ocorre associada aos níveis biotíticos e pode ser distinguida pelo pleocroísmo verde a verde pálido e pela dupla clivagem de 56° . Entre os principais minerais acessórios estão zircão prismático, minerais opacos, apatita acicular e allanita prismática (0,45 mm). Esporadicamente, encontra-se a granada poiquiloblástica com inclusão de palhetas de biotita, clorita, e quartzo, com dimensões variando de 3,00 mm a 0,17mm (Figura 4A e 4B).

A paragênese de alteração é predominantemente constituída por muscovita, prehnita, epidoto e clorita. A sericita ocorre em minúsculas palhetas a agregados criptocristalinos no plagioclásio. O epidoto está representando como um produto da saussuritização do plagioclásio e de sericitização dos feldspatos alcalinos em diminutos grãos em seu interior associados à sericita. A clorita aparece como produto da alteração das biotitas e opacos (Figura 4D e 4E). O gnaiss apresenta evidências de processos hidrotermais de baixas pressão e temperatura, tais como argilização, sericitização e saussuritização dos feldspatos e cloritização dos máficos (biotita e hornblenda), provavelmente decorrente do retrometamorfismo para a fácies xisto verde, que ocorreu durante a trajetória final do metamorfismo regional responsável pela gnaissificação do protólito.

Como xenólito no Gnaisse Triunfo foram identificados anfibólitos que fazem parte do Complexo Metamórfico Ricardo Franco, correlato em território boliviano ao Complexo Granulítico Lomas Manechis, apresentando textura granonematoblástica, com quartzo anédrico, por vezes com extinção ondulante, seguindo a mesma orientação do anfibólio. Também são observadas feições de retrometamorfismo no anfibólio, que é prismático, euédrico e subédrico, e está alterando para prehnita e clorita. O plagioclásio apresenta-se turvo, anédrico, localmente com maclas polissintéticas e Carlsbad. Como processos de alteração têm-se: argilização, sericitização e saussuritização, gerando produtos tais como prehnita, sericita e epidoto. Como minerais acessórios têm-se titanita e biotita. O anfibólio é representado pela hornblenda, sendo encontrado em cristais subédricos prismáticos e grãos anédricos, por vezes, com geminação setorial.

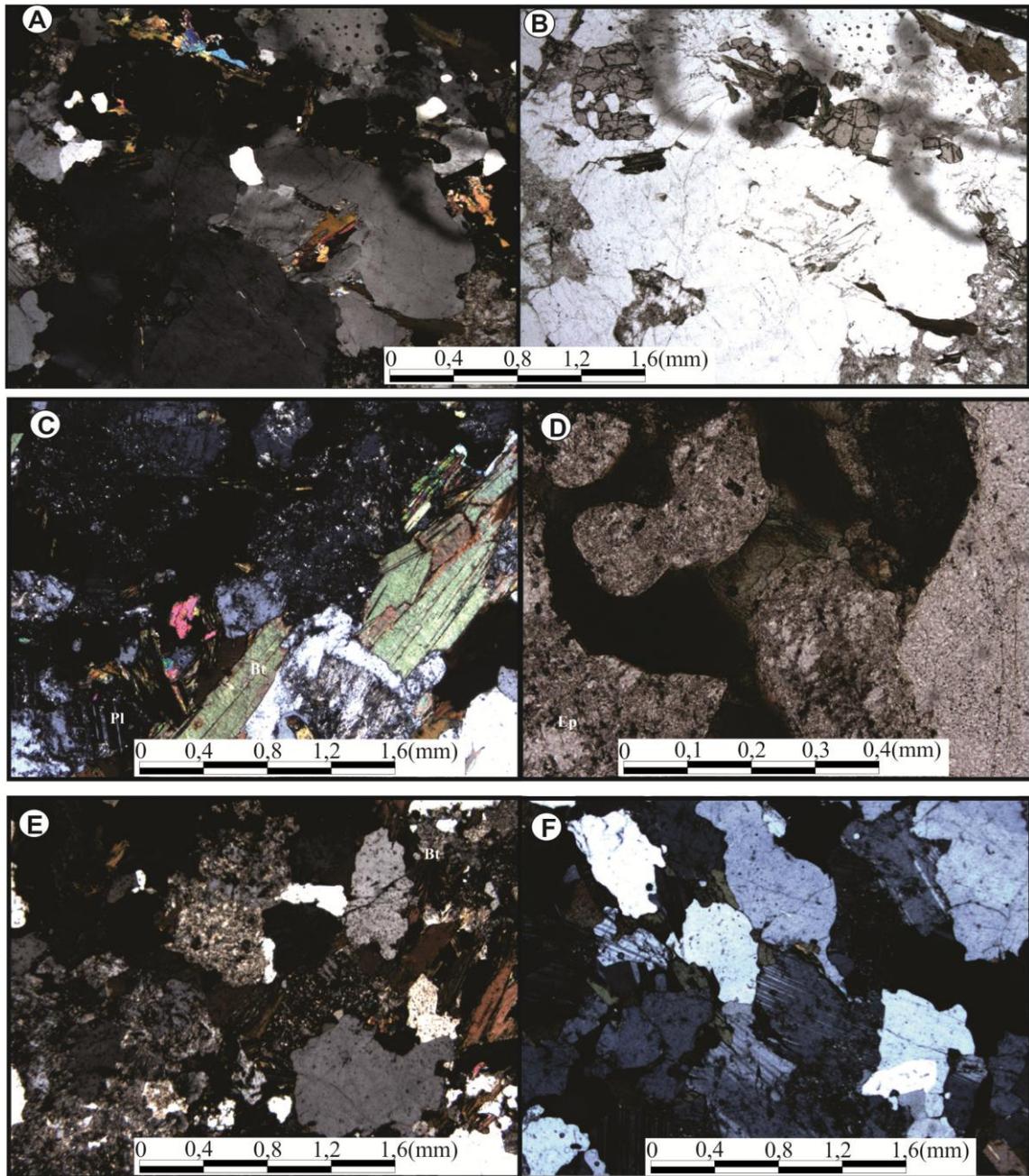


Figura 4 Fotomicrografias de amostras do Gnaiss Triunfo: A) granada subédrica e anédrica com inclusões de palhetas de muscovita e biotita (luz com polarizadores cruzados); B) mesma lâmina descrita em (A), porém com polarizadores descruzados em luz natural; C) alteração do feldspato por saussuritização, gerando epidoto e alteração metassomático/hidrotermal da biotita, gerando clorita; presença de quartzo e muscovita como parte da paragênese; D) processo retrometamórfico do mineral opaco em clorita; E) alterações tanto de feldspatos quanto de opacos para clorita; F) minerais essenciais da rocha: biotita, feldspatos e quartzo.

ASPECTOS DEFORMACIONAIS

As estruturas tectônicas e as relações de corte entre as mesmas permitiram a distinção

de três fases de deformação (F_1 , F_2 e F_3) no Gnaisse Triunfo.

A primeira (F_1), se desenvolveu a partir de eventos compressivos em condições dúcteis, responsável pela formação de uma xistosidade ou bandamento gnáissico (S_1) em condições metamórficas de médio grau metamórfico, responsáveis pela formação de minerais como hornblenda e plagioclásio. Essa superfície tem atitude predominante em torno de $50^0/88^0$, e em menor proporção, valores próximos a $240^0/78^0$.

A segunda fase deformacional (F_2), ainda com caráter dúctil, é responsável pelas estruturas que afetam a superfície da fase F_1 , estágio seguinte à deformação que gerou o bandamento gnáissico, marcada geralmente pelo dobramento da S_1 , desenhando dobras isoclinais e desenvolvendo foliação plano axial (S_2) subvertical e eixo com pequeno caimento em torno de 10^0 a 20^0 para NNW, com mergulhos elevados.

A F_3 é representada por uma foliação espaçada (S_3), com atitude $350^0/80^0$ e $170^0/80^0$, que corta obliquamente e reorienta parcialmente as estruturas geradas durante a F_1 e F_2 . A reorientação dos minerais associado ao deslocamento desenhando dobras abertas (D_3), e transposição local de S_1 e S_2 .

GEOQUÍMICA

Para a caracterização da assinatura geoquímica desta unidade gnáissica, foram selecionadas oito amostras de rochas mais representativas do Gnaisse Triunfo, considerando dois aspectos: distribuição espacial e a diversidade textural. As amostras foram analisadas nos laboratórios da *Acme Analytical (Acmelab)*-Vancouver/Canadá através dos métodos ICP (*Inductively Couple Plasma*) e ICP-MS (*Inductively Couple Plasma Mass Espectrometry*) para determinação dos teores de elementos maiores, menores e traço, incluindo terras raras (ETR), cujos resultados estão apresentados na tabela 2.

As rochas dessa unidade são de natureza félsica pouco expandida, com valores de SiO_2 entre 63,9 e 72,8 %. Os diagramas de Harker (Figura 5) indicaram correlações lineares negativas entre SiO_2 e TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e P_2O_5 que devem ser reflexo de processos de alteração do plagioclásio e em minerais máficos primários, como por exemplo a biotita e titanita, durante a diferenciação magmática.

Tabela 2. Composição química de elementos maiores, menores (% em peso) e traço incluindo ETR (ppm) e amostras do Gnaiss Rio Fortuna.

Amostras	FC 138A	DAF4C	KF08	KF06A	DAF01G	FC 93B	KF07A	KF03
Elementos								
SiO ₂	63,9	65,1	68,3	68,4	68,5	68,8	69,3	72,8
TiO ₂	0,8	0,7	0,6	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5
Al ₂ O ₃	15,3	15,5	14,7	14,6	15,5	14,1	14,2	12,3
Fe ₂ O ₃	5,8	5,3	4,8	4,6	3,2	4,3	3,8	3,4
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1
MgO	2,1	1,8	1,0	1,0	1,5	0,7	1,3	0,7
CaO	2,6	3,5	3,0	3,4	2,8	1,6	2,5	1,5
Na ₂ O	3,5	3,3	3,4	4,7	4,0	2,4	3,0	2,6
K ₂ O	3,7	3,0	2,7	1,1	2,5	6,5	3,7	4,4
P ₂ O ₅	0,4	0,3	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1
LOI	1,6	1,1	0,7	1,1	1,1	1,3	1,2	1,3
Total	99,6	99,7	99,5	99,7	99,7	99,6	99,6	99,6
Ba	1166,0	913,0	892,0	339,0	618,0	1867,0	1163,0	951,0
Hf	8,9	8,9	7,2	11,5	5,6	11,8	9,2	11,1
Rb	173,6	128,4	89,4	34,5	135,6	211,4	119,3	180,6
Sr	348,4	291,7	239,5	264,6	243,2	410,6	362,6	211,6
Ta	0,4	0,6	0,5	0,5	0,8	<0,1	0,5	0,8
Th	38,7	14,3	14,9	1,0	9,2	45,7	8,7	39,0
U	40,0	1,1	1,1	0,4	0,8	0,6	0,6	2,1
W	<0,5	541,8	434,7	748,2	602,1	<0,5	726,2	860,0
Zr	369,9	338,8	282,5	484,3	229,5	435,4	332,2	345,8
Y	19,5	22,0	37,9	84,0	4,7	15,8	4,9	22,1
La	199,6	53,5	64,7	18,9	33,7	163,7	45,5	90,3
Ce	378,1	104,7	129,1	37,4	59,0	335,1	82,0	176,2
Pr	36,1	11,7	15,4	6,2	6,0	33,1	9,0	20,4
Nb	11,2	10,9	8,7	7,0	12,6	9,7	5,9	14,2
Sm	15,2	7,2	10,5	9,9	2,4	14,4	3,8	10,6
Eu	1,6	1,4	1,6	2,3	1,0	1,8	0,9	1,4
Gd	10,8	5,8	9,5	13,2	2,0	9,2	2,0	7,4
Tb	1,1	0,8	1,4	2,5	0,2	0,9	0,3	1,0
Dy	4,5	4,6	7,2	15,6	1,1	3,5	1,0	4,8
Ho	0,9	0,8	1,4	3,2	0,2	0,6	0,2	0,7
Er	1,8	2,1	3,9	9,4	0,4	1,5	0,5	2,0
Tm	0,2	0,3	0,6	1,3	0,1	0,2	0,1	0,3
Yb	1,3	1,9	3,5	7,3	0,5	1,2	0,5	1,4
Lu	0,2	0,3	0,6	1,0	0,1	0,2	0,1	0,2
Eu/Eu*	1,5	1,5	2,1	2,2	1,7	3,1	1,0	2,4
La/Ly	15,5	4,2	8,6	1,2	7,3	34,6	2,5	19,1

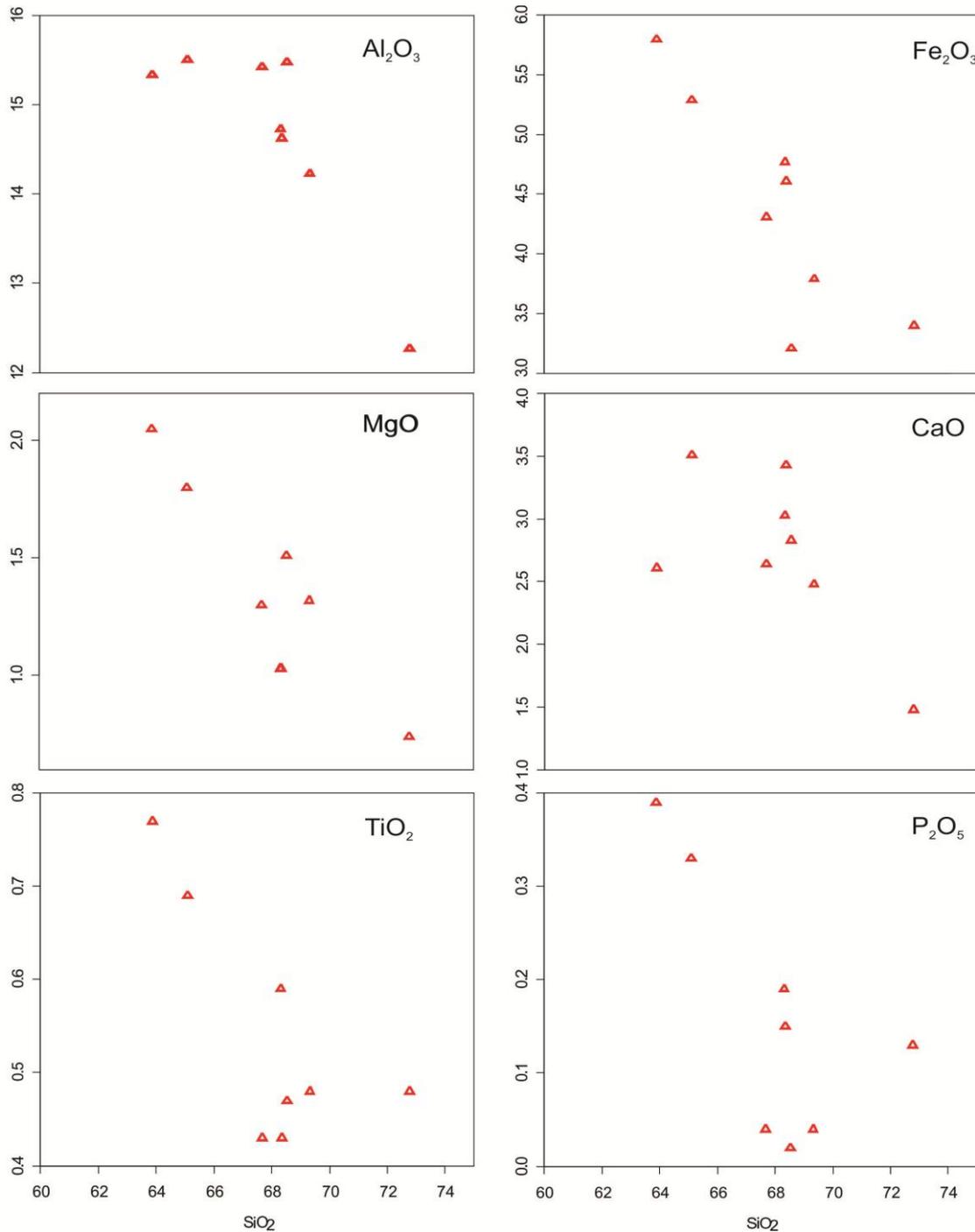


Figura 5- Diagramas de variação de SiO₂ versus óxidos de elementos maiores e traços de amostras do Gnaiss Triunfo.

De acordo o índice de alcalinidade testado através do diagrama sílica *versus* álcalis (Figura 6A; Cox *et al.* 1979), as rochas estudadas classificam-se como granodiorito e granitos da Série Subalcalina, o que é confirmado pelo diagrama proposto por La Roche (1980; Figura 6B). De forma semelhante, os pontos representativos das amostras localizam-se nos campos do quartzo monzonitos, e granodiorito no diagrama Q-P (Debon & Le Fort 1983; Figura 6C).

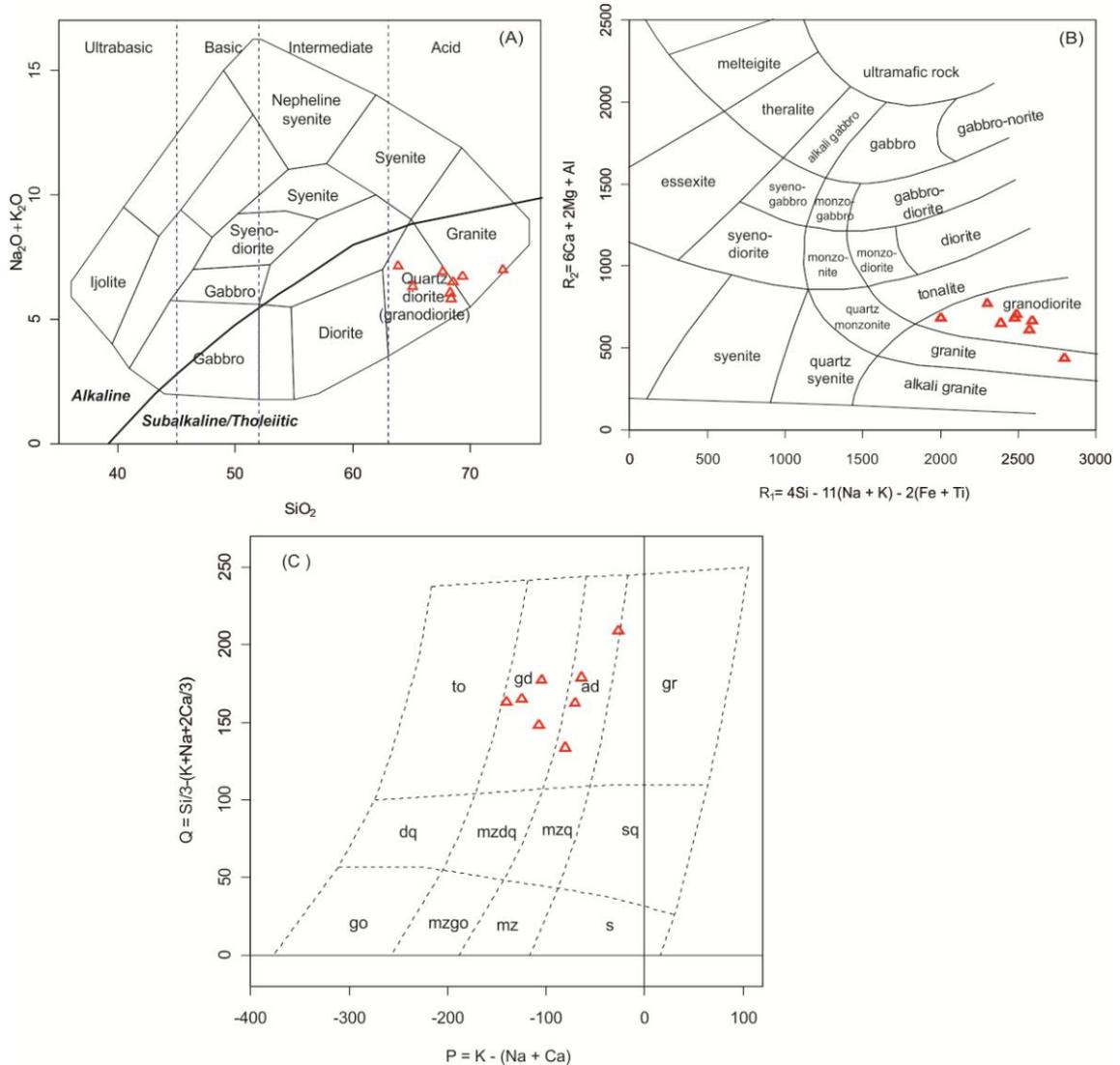


Figura 6- Diagramas classificatórios para as rochas do Gnaiss Triunfo: (A) SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Cox et al. 1979); (B) R_1 versus R_2 (Le Maitre 1989); (C) Q - P [$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$ e $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$; Debon & Le Fort, 1983].

Os resultados sugerem que o magmatismo que originou os protólitos do Gnaiss Triunfo possuía afinidade essencialmente cálcio-alcálica, definido no diagrama AFM (Figura 7A), e chegando a cálcica, segundo o diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus SiO_2 (Figura 7B; Frost *et al.* 2001), com variação para alto potássio no diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976; Figura 7C), além da afinidade metaluminosa, com apenas uma amostra em nível intermediário entre a composição peraluminosa, como mostrado no diagrama A/CNK versus A/NK de Maniar & Piccoli (1989; Figura 7D).

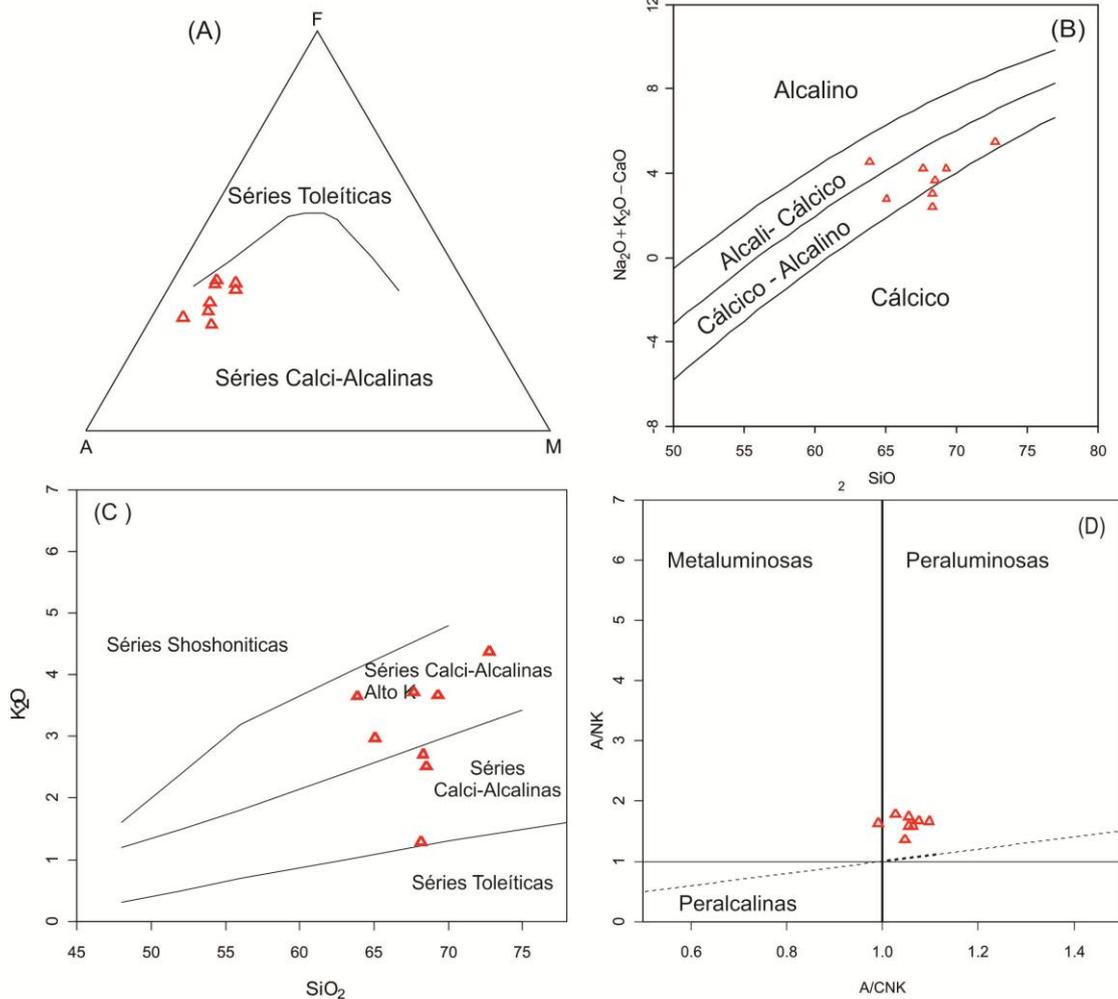


Figura 7- Diagramas classificatórios de séries magmáticas para as rochas do Gnaiss Triunfo: (A) AFM (Irvine & Baragar, 1971); (B) total de álcalis e CaO versus sílica (Peacock, 1931); (C) K₂O% versus SiO₂% (Le Maitre, 2002); (D) A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli 1989).

Para se especular a respeito da ambiência tectônica de formação do protólito do Gnaiss Triunfo, foram utilizados os diagramas Rb *versus* Y+Nb e Hf–Rb–Ta propostos, respectivamente, por Pearce *et al.* (1984; Figura 8A) e Harris *et al.* (1986; Figura 8B), que sugerem um magmatismo gerado em arco magmático.

O padrão de Elementos Terras Raras, quando normalizados pelo condrito de Nakamura (1977), demonstra o enriquecimento dos terras raras leves em relação aos pesados evoluídos a partir de termos intermediários da anomalia de Eu, decorrente do fracionamento de plagioclásio. O enriquecimento subparalelo, inclusive dos ETRs pesados, permite sugerir que os minerais máficos não foram completamente fracionados, sendo incorporados também nas rochas mais evoluídas. Para as rochas do Gnaiss Triunfo observa-se um padrão mais homogêneo com relação às razões La/Yb; uma anomalia intermediária de Eu, exceto por uma

amostra que possui uma pequena representação anômala positiva em relação às demais amostras, em decorrência de menores teores dos ETR pesados indicando o seu alto grau de diferenciação (Figura 8C e 8D).

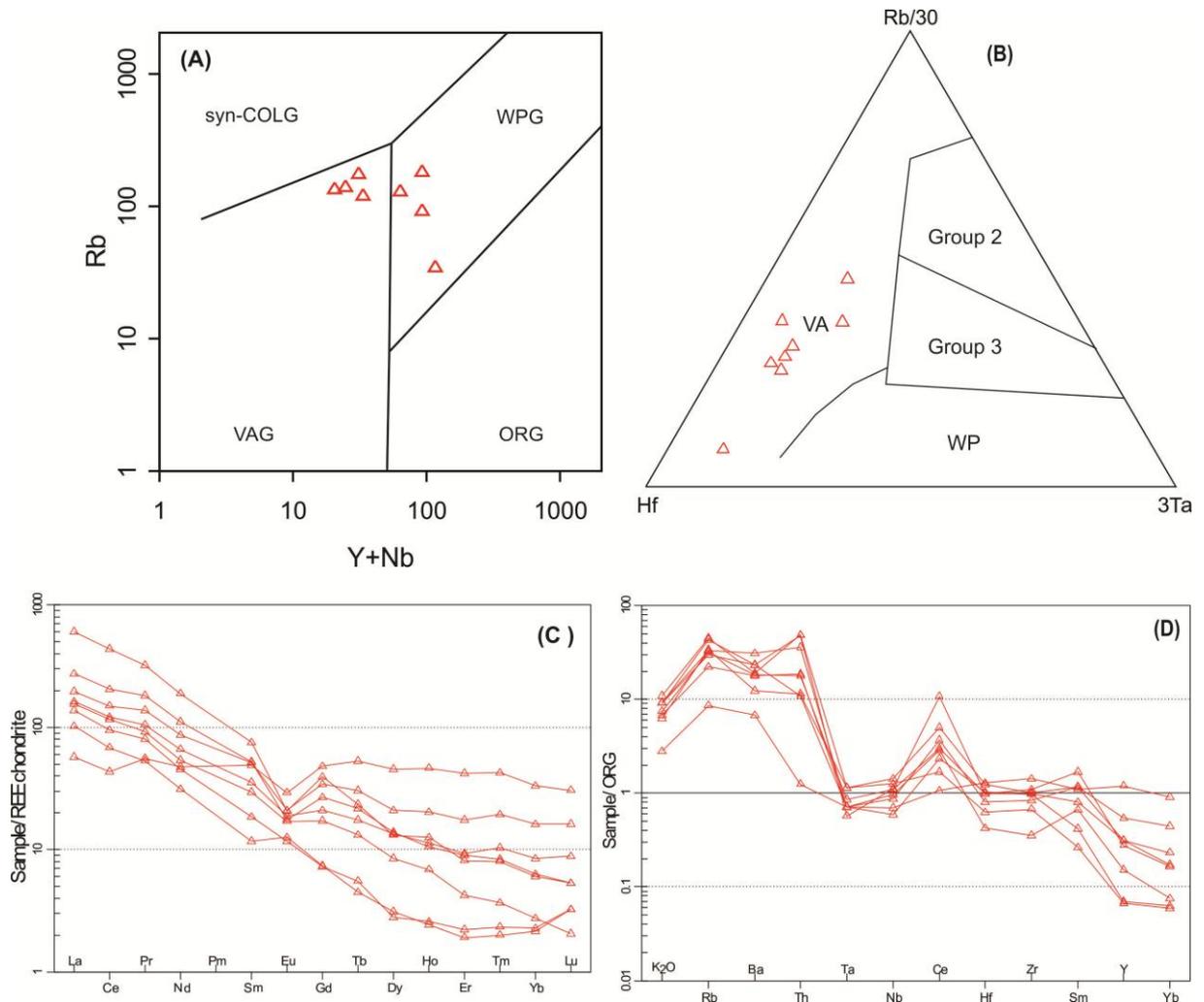


Figura 8- Diagramas para amostras do Gnaiss Triunfo: (A) - Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1996); (B) - Hf-Rb-Ta Harris *et al.* (1986); (C) - ETR, normalizados pelos valores condriticos (Nakamura 1977); (D) elementos traço e K₂O, normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984).

GEOCROLOGIA U-Pb (SHRIMP)

Os cristais de zircão da amostra KF-03 do Gnaiss Triunfo foram analisados pelo método U-Pb em SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP).

A amostra foi inicialmente processada no Laboratório de Preparação de Amostras do

Departamento de Recursos Minerais da UFMT seguindo as técnicas convencionais como britagem, moagem e peneiramento nas frações entre 63-250 *mesh*, sendo a usada a do intervalo de 90 a 150 *mesh*. Em seguida, a amostra foi passada em líquido denso (Bromofórmio), para obtenção de um concentrado de minerais pesados contendo cristais de zircão e, posteriormente, levada ao separador magnético Frantz para a obtenção da fração menos magnética. Com o auxílio de uma lupa binocular, foram selecionados cerca de 100 (cem) cristais de zircão, que foram conduzidos para a análise.

O imageamento de zircão por catadoluminescência precedeu as análises isotópica e permitiu a visualização da estrutura interna dos cristais, facilitando a escolha dos locais mais adequados à aplicação do método. A figura 9 mostra alguns dos cristais selecionados para análise.

Tabela 3 - Dados isotópicos U-Pb para cristais de zircão da amostra KF-03 do *Gnaiss Triunfo*.

Amostras	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_c$ %	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1)	\pm %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	\pm %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1)	\pm %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma)(1)	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma)(1)	$\pm 1s$	disc %	Err. Corr .
KF-03-3.1	129	695	5,55	1,64	25,2	,227	0,9	4,41	0,9	,1080	1,8	1296,1	11,5	1514	71	17	,255
KF-03-7.1	148	64	0,45	0,63	35,4	,278	0,9	3,60	0,9	,1035	0,7	1570,7	13,0	1587	26	1	,552
KF-03-6.1	111	150	1,40	0,23	28,0	,294	1,0	3,40	1,0	,1077	0,7	1656,2	14,3	1728	25	4	,589
KF-03-5.1	137	170	1,28	1,36	33,0	,280	0,9	3,57	0,9	,1152	0,6	1569,5	13,2	1689	44	8	,369
KF-03-4.1	98	36	0,38	0,26	25,0	,297	1,0	3,37	1,0	,1036	0,8	1670,6	15,1	1649	20	-1	,697
KF-03-8.1	1442	846	0,61	0,23	342,3	,276	1,0	3,62	1,0	,1037	0,2	1568,8	14,0	1656	7	6	,931
KF-03-1.1	123	105	0,88	0,09	30,9	,292	1,2	3,43	1,2	,1055	2,4	1648,8	17,0	1711	46	4	,424
KF-03-1.2	92	107	1,20	0,07	23,6	,300	1,0	3,33	1,0	,1059	0,7	1691,3	14,4	1720	17	2	,719
KF-03-2.1	110	67	0,63	-0,02	27,6	,291	1,0	3,44	1,0	,1045	0,7	1647,3	14,2	1708	12	4	,824

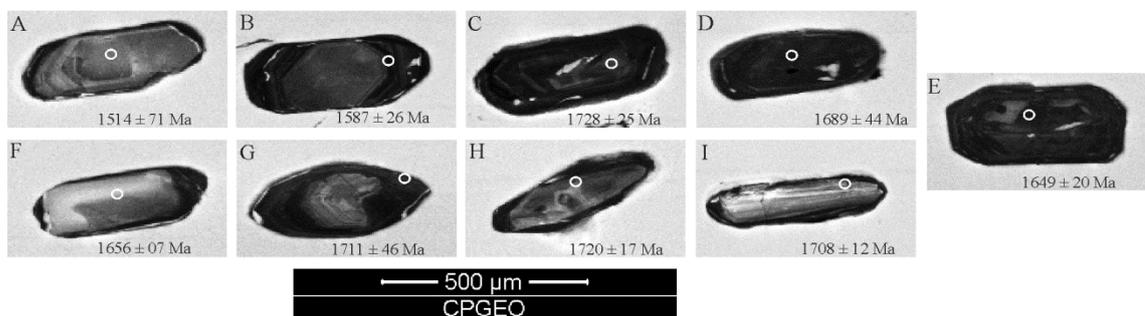


Figura 9- Imagens em catadoluminescência de cristais de zircão (A) KF-03-3.1, (B) KF-03-7.1, (C) KF-03-6.1, (D) KF-03-5.1, (E) KF-03-4.1, (F) KF-03-8.1, (G) KF-03-1.1, (H) KF-03-1.2 e (I) KF-03-2.1. Em cada imagem estão sinalizados pontos de impacto do feixe iônico.

Os resultados das análises U-Pb (SHRIMP) estão apresentados na Tabela 3 e no diagrama Concórdia (Figura 10), forneceram uma idade concordante de 1722 ± 69 Ma, interpretada como a idade de cristalização do magma granítico do protólito do Gnaiss Triunfo.

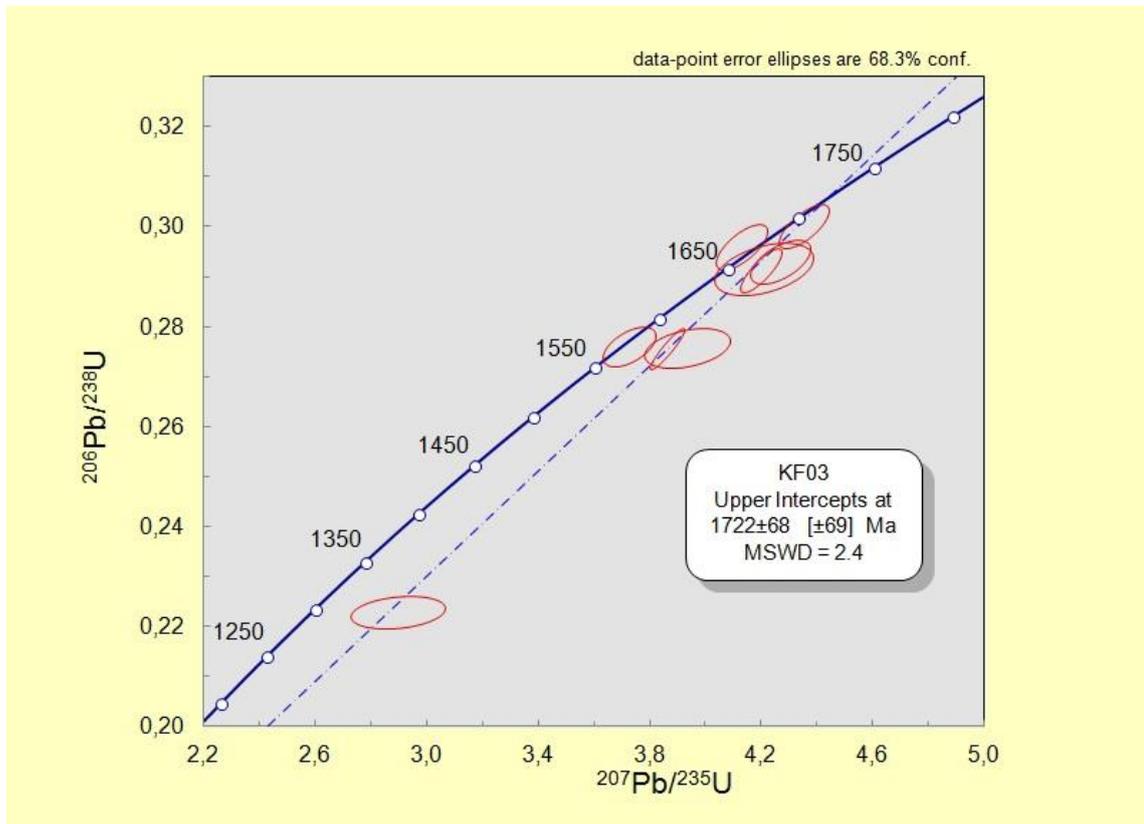


Figura 10- Diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) para cristais de zircão da amostra KF-03, do Gnaiss Triunfo.

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Gnaiss Triunfo faz parte dos ortognaisses que compõem o Complexo Serra do Baú, afloram em pequenas porções descontínuas e constituem macroscopicamente bandamento gnáissico, que são intrudidas por diques dos Granitos Tarumã e Granito Betel e apresentam xenólitos de anfibólitos, pertencentes ao Complexo Metamórfico Ricardo Franco. Em território boliviano são correlatos aos ortognaisses do Complexo Gnáissico Chiquitania descritos por Litherland *et al.* (1986), definido como uma sequência composta por gnaisses quartzo-feldspáticos micáceos, poupada do metamorfismo regional da fácies granulito e as divide em dois tipos, A e B. O primeiro é composto por rochas que fazem contato transicional com o complexo Granulítico Lomas Manechis e exibem um maior grau metamórfico, predominantemente paraderivado e o segundo tipo (B) fazem contato transicional com o Grupo

de Xistos San Ignácio e são derivados de rochas metassedimentares, inclui os ortoderivados nessa subdivisão.

Petrograficamente o Gnaiss Triunfo é constituído por rochas ortoderivadas, granodioríticas a graníticas, sua paragênese essencial é composta por: plagioclásio + quartzo + microclína + biotita. Como minerais acessórios tem-se zircão, apatita, allanita, localmente aparece granada. A paragênese de alteração é predominantemente constituída por muscovita, prehnita, epidoto e clorita. As rochas que pertencentes ao Gnaiss Triunfo constituem quimicamente uma sequência félsica formada por um magma subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, aumento da peraluminosidade.

Com relação à história deformacional as rochas gnáissicas estudadas apresentam registros de três fases deformacionais associados às três orogenias que afetaram o Terreno Paraguá. Os dados geocronológicos U-Pb em zircão indicam uma idade 1722 ± 68 Ma interpretada como a de cristalização das rochas ígneas que posteriormente foram afetadas pela primeira fase de deformação (F_1), caracterizada pela geração do bandamento gnáissico (S_1) em nível crustal profundo e uma fácies metamórfica de nível metamórfico intermediário, afetada por uma segunda fase de deformação (F_2), afeta com maior intensidade a área pesquisada o dobramento do bandamento, gerando outra foliação denominada S_2 , disposta segundo a superfície axial das dobras D_2 em alguns casos provoca a transposição do das dobras. Já a terceira fase de deformação (F_3) é marcada pelo aparecimento da foliação S_3 , que se caracteriza por transpor localmente as foliações S_1 e S_2 ; ela não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves (D_3). Em trabalhos anteriores são sugeridos aos ortognaisses do tipo Chiquitania/Serra do Baú, uma atribuição à evolução de um arco magmático ou vulcânico de idade entre 1770 a 1650 Ma, neste trabalho sugerido como Arco Mágmatco Chiquitos.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos Grupos de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé - UFMT, Geologia Isotópica - UFPA, ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), a Universidade Federal do Pará (UFPA) e a Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT) pelo apoio prestado e a primeira autora agradece ao CNPq pelo período de concessão da bolsa de doutorado.

Referências

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

Bettencourt J. S., Leite Jr W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010. The

Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.

Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paraguá Block. *Precambrian Research*, 139: 121-146.

Cordani U.G., Tassinari C.G.C., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno 2, Arica, *Anais*, pp. 137-138.

Corrêa A.D.P. & França O. 2011. *Geologia, Análise Estrutural e Geoquímica da Vila Ponta do Aterro MT, com ênfase nos granitos Tarumã e Morrinhos – Terreno Paraguá SW do Cráton Amazônico*. Trabalho de conclusão de Curso - UFMT.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen e Unwin, London.

Debon F. e Le Fort P. (1983): A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Science*, **73**: 135-149.

Faria D.A. 2011. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no Gnaiss Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico-Brasil*. dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, 92p.

Faria D.A., Ruiz A.S., Matos J.B., Sousa M.Z.A., Lima G.A., Moacir J.B.M. 2014. Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss – Serra do Baú Intrusive Suite – Paraguá Terrane – SW Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(1): 139-154.

Figueiredo F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa M.Z.A., Macambira M.J.B. 2013. Ortogneiss Turvo – registro de magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(2):401-422.

França O., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., Batata M.E.F., Lafon J.M. 2014. Geology, petrology, U-Pb (SHRIMP) geochronology of the Morrinhos granite – Paraguá terrane, SW Amazonian Craton: implications for the magmatic evolution of the San Ignácio orogeny. *Brazilian Journal of Geology*, **44** (3): 215-432.

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

Harris N.B.W., Pearce J.A, Tindal A.G. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: M.P. Coward & A.C. RIES (ed.) *Collision Tectonics*. London The Geol. Soc. Spec. Bull., 19:67-81.

Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.

Jesus G.C.; Sousa M.Z.A.; Ruiz A.S.; Matos J.B. 2010. Petrologia e geocronologia (U/Pb -Sm/Nd) do Granito Passagem, Complexo Granitóide Pensamiento, SW do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(3): 392-408.

Le Maitre, R.W.A. 1989. *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford. 193 p.

Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. E Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.

Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. *Tectonic discrimination of granitoids*. Geol. Soc. Amer. Bull., 101:635-643.

Matos R.G.S. 2010. Geocronologia e evolução tectônica paleo-mesoproterozoica do oriente boliviano – região sudoeste do Cráton Amazônico. PhD Thesis, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 52p.

Nalon P. A., Sousa M. Z. A., Ruiz A. S., Macambira M. J. B. 2013. Batólito Guaporeí: uma extensão do Complexo Granitóide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):85-100.

Nascimento N.D.C. 2015. *Geologia, Geocronologia U-Pb e Sm-Nd e Petrologia do Migmatito Furna Azul: Implicações sobre a Evolução Crustal Mesoproterozoico da Orogenia San Ignacio-SW do Cráton Amazônico*. Dissertação do Programa de Pós-Graduação em Geociências- UFMT.

Nakamura K. 1977. *Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2:1-16.

Peacock M.A. 1931. *Classification of igneous rock series*. J. Geol., 39:54-67.

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

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

Ruiz A. S., Matos J. B., Sousa M.Z.A., Limas G.A., Macambira M. B., Matos G. R., Faria D.A., França O., Costa P.C.C. 2012. Granites of Pensamiento Intrusive Suite: Records os Continetal Magmatic Arc San Ignacio in Brazil. *In: VIII SSADI, South American Symposium on Isotope Geology*. Medellín, *Short Paper*.

Ruiz A. S., Sousa M. Z. A., Matos J. B., Macambira M.B., Lima G.A. 2011. Cráton ou Terreno Paraguá? Uma discussão baseada em novos dados geológicos e geocronológicos do SW do Cráton Amazônico em território brasileiro. *In: XIII SNET, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Campinas, *Short Paper*, p. 239-242.

Ruiz A. S. 2009. *Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil*. *In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais*.

Ruiz A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.

Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Mato R.S., Hartmann L.A., Chemale JR F. & Quadros M.E.S. 2008. *Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology*. Precambrian Research.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes 22, 174–182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In:*

Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.

CAPÍTULO IV

4. GEOLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Débora Almeida Faria

Moacir José Buenano Macambira

Amarildo Salina Ruiz

Gabrielle Aparecida de Lima

João Batista Matos

Newton Diego Couto do Nascimento

Submetido: Brazilian Journal of Geology

[BJG] Agradecimento pela submissão

Umberto Cordani <ucordani@usp.br>

4 de março de 2015 18:01

Para: DEBORA ALMEIDA FARIA <defaal.debora@gmail.com>

DEBORA ALMEIDA FARIA,

Agradecemos a submissão do trabalho "GEOLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO." para a revista *Brazilian Journal of Geology*.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/author/submission/30253>

[Texto das mensagens anteriores oculto]

GEOLOGIA DOS ORTOGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO SERRA DO BAÚ - TERRENO PARAGUÁ - SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.

Débora Almeida Faria^(1,5,8), Moacir José Buenano Macambira^(2,7), Amarildo Salina Ruiz^(3,5,8),
Gabrielle Aparecida de Lima^(1,5,7), João Batista Matos^(4,5,8), Newton Diego Couto do
Nascimento^(5,6,8)

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências- Universidade Federal do Pará, e-mail: defaal.debora@gmail.com; gabilimagel@gmail.com; ²Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso, Universidade Federal do Pará - UFPA, e-mail: moamac@ufpa.br; ³Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: asruiz@gmail.com; ⁴Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: jmatos@ufmt.br; ⁵Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFMT, e-mail: newtongeologia@hotmail.com; ⁶Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé; ⁷Grupo de Geologia Isotópica – UFPA; ⁸Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM.

Resumo

Os Gnaisses: Turvo, Matão, Retiro, Triunfo, Rio Fortuna e Shangri-la são objetos deste trabalho, corresponde aos ortogneisses polideformados expostos na região sudoeste do estado de Mato Grosso. Do ponto de vista geotectônico, estão inseridos no Cráton Amazônico e representa o embasamento paleoproterozóico do Terreno Paraguá, um dos blocos crustais que formam a Província Rondoniana-San Ignácio (1,55 a 1,3 Ga) e Sunsás- Aguapeí. A partir do estudo petrográfico é possível observar que as rochas apresentam composições essenciais semelhantes, gnaisses formados, por rochas de composição granodiorítica a graníticas, caracterizadas em o metamorfismo da fácies anfíbolito a anfíbolito alto. A análise estrutural caracteriza entre duas e três fases de deformação em nível crustal dúctil. A mais antiga (F_1) é responsável pelo desenvolvimento do bandamento gnáissico, enquanto as estruturas da fase (F_2), indicam esforços compressivos com transporte tectônico de SW para NE e a terceira fase (F_3) é responsável pela transposição de S_1 e S_2 formando dobras mais abertas e suasves. A idade de cristalização dos Gnaisses são definidas em Pb-Pb em evaporação de zircão, para o Gnaisse Turvo, corresponde a 1651 ± 4 Ma, por MC-ICP-MS com ablação a laser o gnaisse Rio Fortuna, com idade de 1711 ± 13 Ma, Triunfo com 1841 ± 62 Ma por SHRIMP, os demais não possuem idades conclusivas. Quimicamente apresentam magmatismo cálcio-alcálico de alto K, metaluminoso a peraluminoso, associado à evolução de arcos magmáticos em ambiente de subducção (Orogenia Lomas Manechis- 1,7 a 1,6 Ga), dominava o período estateriano no Terreno Paraguá e retrabalhada metamórfica e tectonicamente, durante a Orogenia San Ignácio (1,4 a 1,3 Ga).

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Terreno Paraguá, Complexo Metamórfico Serra do Baú.

GEOLOGY OF COMPLEX ORTHOGNEISSES SERRA DO BAÚ METAMORPHIC – TERRAIN PARAGUÁ - SW AMAZÔNICO CRATON.

Abstract

This work focused on the gneisses: Turvo, Matão, Retiro, Triunfo, Rio Fortuna and Shangri-la corresponding to poly-deformed orthogneisses exposed in the southwestern region of Mato Grosso.

These gneisses are tectonically inserted into the Amazonian Craton and represent the Paleoproterozoic basement of the Paraguá Terrene, one of the crustal blocks that compose the Rondonian-San Ignacio Province (1,55 to 1,3 Ga) and Sunsás- Aguapeí Province. Petrographic analysis shows that these rocks are similar in composition, varying from granodiorite to granite, corresponding to the amphibolite facies to high-amphibolite facies. Structural analysis indicates that at least two to three stages of deformation were imposed at ductile crustal levels. The oldest stage (F₁) developed gneissic banding, while the structures formed during stage (F₂) indicate tectonic transport from SW to NE caused by compressive stress, and the third stage (F₃) is responsible for the transposition of S₁ foliation into S₂ foliation generating mostly open and gentle folds. Using different methods, crystallization ages were determined for the gneisses: the Turvo Gneiss resulted in an age of 1651 ± 4 Ma by single-zircon Pb evaporation method; the Rio Fortuna Gneiss aged 1711 ± 13 Ma by laser ablation MC-ICP-MS; and lastly a U-Pb SHRIMP age of 1841 ± 62 Ma was found for the Triunfo Gneiss. No reasonable age determinations were obtained for the other units. Chemically, these are interpreted as high-K calc-alkaline magmas, metaluminous to peraluminous, associated with the evolution of magmatic arcs in subduction settings (Lomas Manechis Orogeny – 1,7 to 1,6 Ga) dominating the *Statherian period* in the Paraguá Terrene, and were metamorphic and tectonically reworked during San Ignacio Orogeny (1,4 to 1,3 Ga).

Keywords: Amazonian Craton, Paraguá Terrene, Serra do Baú Complex metamorphic.

INTRODUÇÃO

A região da fronteira Brasil-Bolívia no estado de Mato Grosso ao longo de muitas décadas teve os trabalhos de levantamento de dados geológicos negligenciados e pouca atenção foi dada a geologia do lado brasileiro. Em oposição, o setor pré-cambriano da Bolívia foi intensamente estudado, na década de 70 e 80 do século XX e seus dados foram amplamente divulgados internacionalmente, isto em razão da cooperação entre o Serviço Geológico Boliviano, GEOBOL, e o Serviço Geológico Britânico (BGS).

O Proyecto Precambrico foi responsável pela cartografia geológica na escala 1:250.000 de todo pré-cambriano boliviano, cuja síntese na escala 1:1.000.000 é brilhantemente apresentada por Litherland *et al.* (1986), uma produção fundamental e atualíssima a respeito da geologia do oriente da Bolívia. Do ponto de vista cartográfico, os autores definiram um arcabouço litoestratigráfico em boa parte definido no grau metamórfico das rochas pré-cambrianas, definindo a seguinte sequência da base para o topo: Complexo Granulítico Lomas Manechis; Complexo Gnáissico Chiquitania; Supergrupo Xistos San Ignacio, Complexo Granitóide Pensamiento, Grupos Vibosi e Sunsás, Complexo Rincon del Tigre, Granitos Sunsás e Doleritos Huanchaca-Marrimia.

Em relação ao arranjo tectônico Litherland *et al.* (1986) reconhecem, com base em dados de campo e geocronológicos (Rb-Sr e K-Ar), um ciclo mais antigo, denominando de Trans-Amazônico (Lomas Manechis, em torno de 2,0 Ga); um intermediário, o Ciclo Orogênico San Ignacio (1,4 a 1,3 Ga); e o mais jovem, responsável pela consolidação do craton, o Ciclo Orogênico Sunsás (1,0 a 0,95 Ga). Os autores definem ainda o Craton Paraguá, como toda a área pré-cambriana não que não tenha sido afetada pela Orogenia Sunsás.

Em contraposição, o conhecimento geológico no setor brasileiro manteve-se até a primeira década do século XXI, assentado nos levantamentos geológicos em escala de reconhecimento, 1:1.000.000, realizados pelo Projeto Radambrasil, por exemplo, Araujo *et al.* (1982), Barros *et al.* (1982) e Santos *et al.* (1979). Ao longo de toda área de fronteira Brasil-Bolívia em Mato Grosso, reconhecia-se apenas o Grupo Aguapeí e o seu embasamento metamórfico, o Complexo Xingu de Silva *et al.* (1978).

O presente trabalho procura cumprir o propósito de apresentar o atual estado da cartografia geológica do setor brasileiro da fronteira BR-BO em Mato Grosso e, em particular apresentar uma revisão e atualização dos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos das unidades gnáissicas agrupadas no Complexo Metamórfico Serra do Baú (Ruiz 2005), em parte equivalente ao Complexo Gnáissico Chiquitania de Litherland *et al.* (1986), contribuindo para a compreensão de parte da evolução crustal, que antecede o Ciclo Orogênico San Ignacio, do Terreno Paraguá, da Província Geocronológica Rondoniana-San Ignacio.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é margeado por cinturões orogênicos neoproterozóicos e se divide em seis grandes províncias geocronológicas: Amazônia Central – PAC (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas – PMI (2,2 a 1,95 Ga); Ventuari-Tapajós - PVT (1,95 a 1,80 Ga); Rio Negro-Juruena -PRNJ (1,8 a 1,55 Ga); Rondoniana-San Ignacio - PRSI (1,55 a 1,3 Ga) e Sunsás - PS (1,3 a 1,0 Ga) (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari e Macambira, 1999 e 2004- Figura 1A; Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000). Ruiz (2005) acrescenta a Província Rio Apa – PRA (1,7 a 1,3 Ga) à compartimentação proposta por Tassinari *et al.* (2000), prolongando o Cráton Amazônico à sul do Aulacógeno Tucavaca.

Bettencourt *et al.* (2010) faz uma revisão evolutiva do SW do Cráton Amazônico e assumi para o contexto geotectônico da Província Rondoniana – San Ignacio (1,56 a 1,30 Ga) a amalgamação de terrenos pale- mesoproterozoicos, alóctones, cujas rochas marcam o

estágio final da cratonização durante o neoproterozoico. A sudoeste de Mato Grosso são reconhecidos os seguintes terrenos: Jauru (1,78 a 1,42 Ga), Rio Alegre (1,1 a 1,38 Ga), Alto Guaporé (1,51 a 1,33 Ga) e Paraguá (1,74 a 1,32 Ga), a figura 1B representam essas subdivisões e os limites do terreno Paraguá, Ruiz (2009). Os limites norte e leste do Terreno Paraguá são encobertos discordantemente pelas rochas do Grupo Aguapeí, fazendo contato com os terrenos Rio Alegre e Alto Guaporé, componentes da Sutura Guaporé proposta por Rizzotto *et al.* (2013). A oeste o limite é marcado pela descontinuidade com as rochas que compõem a Cordilheira dos Andes e a sul o terreno faz limite com o Aulacógeno Tucavaca.

O Terreno Paraguá (1,82 a 1,3 Ga; Figura 1B), onde está inserida a unidade pesquisada, é caracterizado por um arcabouço lito-tectônico regido ao longo de pelo menos três eventos orogênicos: Orogenia Lomas Manechis (1,74 a 1,69 Ga), Orogenia San Ignacio (1,35 a 1,3 Ga) e Orogenia Sunsás (1,30-1,00 Ga.) (Bettencourt *et al.*, 2010). Definido em território boliviano por Litherland *et al.* (1986) em três unidades litoestratigráficas: o Complexo Lomas Manechis (1,68 Ga), o Supergrupo Xistos San Ignacio (<1,76 Ga) e o Complexo Gnáissico Chiquitania. Boger *et al.* (2005) apresentam os primeiros dados geocronológicos por métodos precisos e robustos (U-Pb SHRIMP) de algumas das unidades apresentadas por Litherland *et al.* (1986). Separando dois grupos de idades, um grupo com núcleos de zircões variando de 1,7 a 1,6 Ga interpretados como idade de cristalização e/ou idade das rochas fontes quando paraderivadas; o segundo grupo apresentou idades em torno de 1,3 Ga e foram obtidas nas bordas dos zircões, interpretadas como idade de um metamorfismo regional. Santos *et al.* (2008) usando o mesmo método analítico, tanto em zircão como em monazita, associado ao método Sm-Nd, identificou idades entre 1,8 a 1,7 Ga interpretadas como idade de formação dos zircões e algumas idades entre 1,31 a 1,34 Ga, tanto em bordas de zircões como em monazitas, essas idades foram interpretadas como idades de metamorfismo regional da Orogenia Sunsás.

Segundo a concepção de Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010) o Terreno Paraguá aflora ao longo da fronteira entre o Brasil e Bolívia, nos estados de Mato Grosso e Rondônia, sendo que em território brasileiro há restritas áreas de exposição do embasamento em razão das vastas coberturas quaternárias da Formação Guaporé. O mapa geológico apresentado na figura 2 ilustra o atual estado da cartografia geológica da região de fronteira BR-BO, e destaca o limite entre os terrenos Rio Alegre e Paraguá, definido pela Zona de Cisalhamento Santa Rita (Ruiz 2005) ou Sutura Guaporé (Rizzotto *et al.* 2013).

Do ponto de vista estratigráfico, as relações de campo e os dados geocronológicos

recentemente apresentados por diversos autores, por exemplo, Ruiz *et al.* (2009), Jesus *et al.* (2010), Nalon *et al.* (2013), Figueiredo *et al.* (2013), Matos *et al.* (2013), Faria *et al.* (2014), França *et al.* (2014) e Nascimento (2015), permitiram a definição de uma sequência de eventos e unidades litoestratigráficas para o Terreno Paraguá em território mato-grossense. Neste trabalho será adotada a seguinte ordem cronoestratigráfica, da base para o topo: Complexo Metamórfico Ricardo Franco, Complexo Metamórfico Serra do Baú, Suíte Intrusiva Pensamiento. Em relação à evolução geológica relacionada à Província Geocronológica Sunsás, Tassinari & Macambira (1999e 2004) e Teixeira *et al.* (2010), são reconhecidos o Grupo Aguapeí e a Suíte Intrusiva Huanchaca.

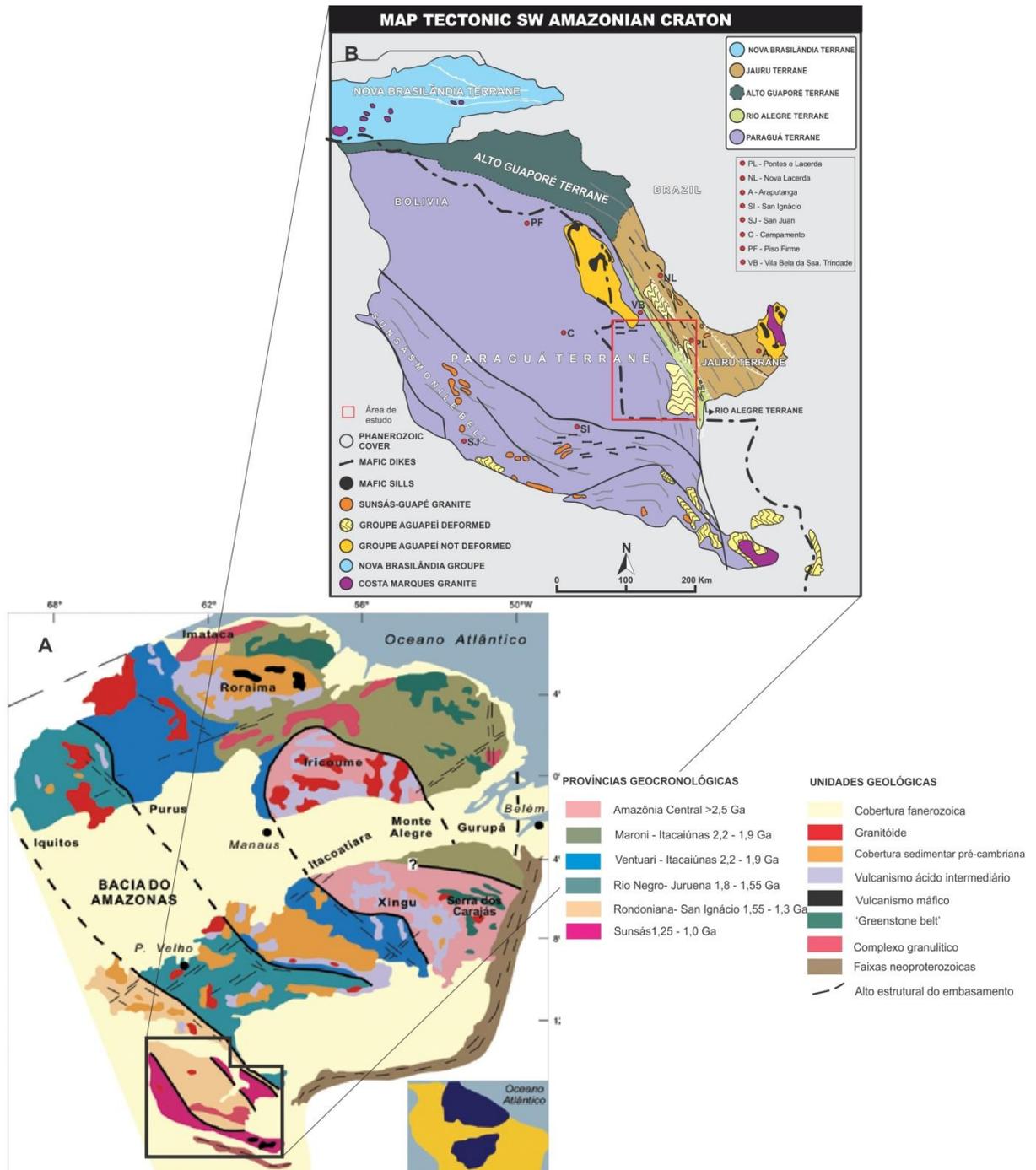


Figura 1- O mapa (A) representa a compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico de Tassinari & Macambira (2004), e (B) mapa do SW do Cráton Amazônico compartimentado em Terrenos por Ruiz *et.al* (2009).

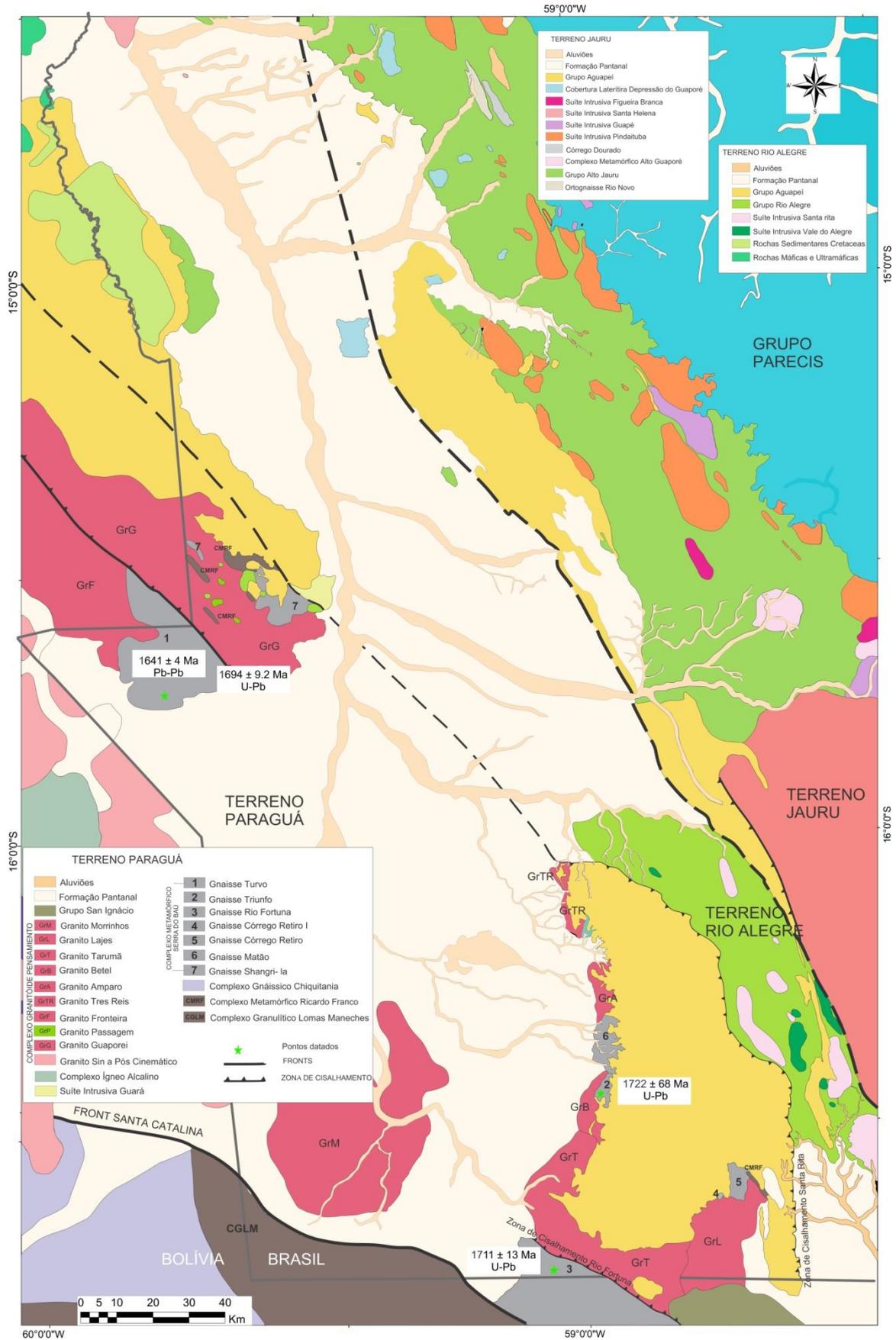


Figura 2- Mapa geológico do Terreno Paraguá na fronteira Brasil-Bolívia no estado de Mato Grosso.

GEOLOGIA E ASPECTOS PETROGRÁFICOS

O Complexo Metamórfico Serra do Baú, inicialmente denominado Suíte Intrusiva Serra do Baú por Ruiz (2005), ocorre como corpos intrusivos em rochas paraderivadas granulizadas e anfibolitos do Complexo Ricardo Franco, região do Destacamento militar Fortuna e Vila Bela, os ortognaisses foram localmente designados por: Gnaisse Shangri-lá (1), Gnaisse Turvo (2), Gnaisse Matão (3), Gnaisse Triunfo (4), Gnaisse Rio Fortuna (5), Gnaisse Retiro (6), como observados no mapa geológico da Figura 02 e descritos abaixo e sumarizados na tabela 1.

O **Gnaisse Shangri-lá** aflora em forma de lajedos e blocos (Figura 3A e 3B) fazem contato com os sedimentos do Grupo Aguapeí marcado por uma discordância erosiva e com as rochas máficas da Suíte Intrusiva Huanchaca, rochas leucocráticas a mesocráticas, cor cinza a cinza escuro, granulação fino a média. Macroscopicamente possui textura granolepidoblástica mineralogia essencial é quartzo, feldspatos alcalinos, plagioclásio, biotita, anfibólio, rara presença de granada (Figura 3C e 3D), os minerais acessórios são, zircão, rutilo, apatita, allanita e opacos, já a paragênese de alteração é composta por clorita, sericita, muscovita, epidoto, afetados pelos processos de saussuritização e sericitização. São identificados xenólitos nas rochas descritos como anfibolitos, porém não foram feitas descrições petrográficas.



Figura 3- (A) e (B) aspectos de ocorrência do gnaiss Shangri-la, exibem o bandamento gnáissico e xenólitos anfibiólíticos; (C) luz polarizada, quartzo, plagioclásio granada e uma foliação bem definida pela biotita, e (D) a biotita proporciona o rotacionamento do plagioclásio.

O **Gnaiss Turvo** (Figueiredo *et al.* 2013) ocorre parcialmente recoberto pelos sedimentos da Formação Pantanal, faz contato tectônico com Granito Guaporeí e a nordeste é intrudido pelo Granito Fronteira, ocorre na forma de blocos e lajedos (Figura 4A e 4B), cor cinza esbranquiçada, granulação fina a média, essencialmente composto por anfibólio e biotita e em certas porções apresenta ocorrência de granada (Figura 4C e 4D), microscopicamente apresenta textura variando de granoblástica, lepidoblástica e nematoblástica, os minerais acessórios são: titanita, zircão, rutilo, apatita, allanita e opacos, já a paragênese de alteração é composta por clorita, sericita, muscovita, argilo-minerais, epidoto, afetados pelos processos de saussuritização e sericitização.

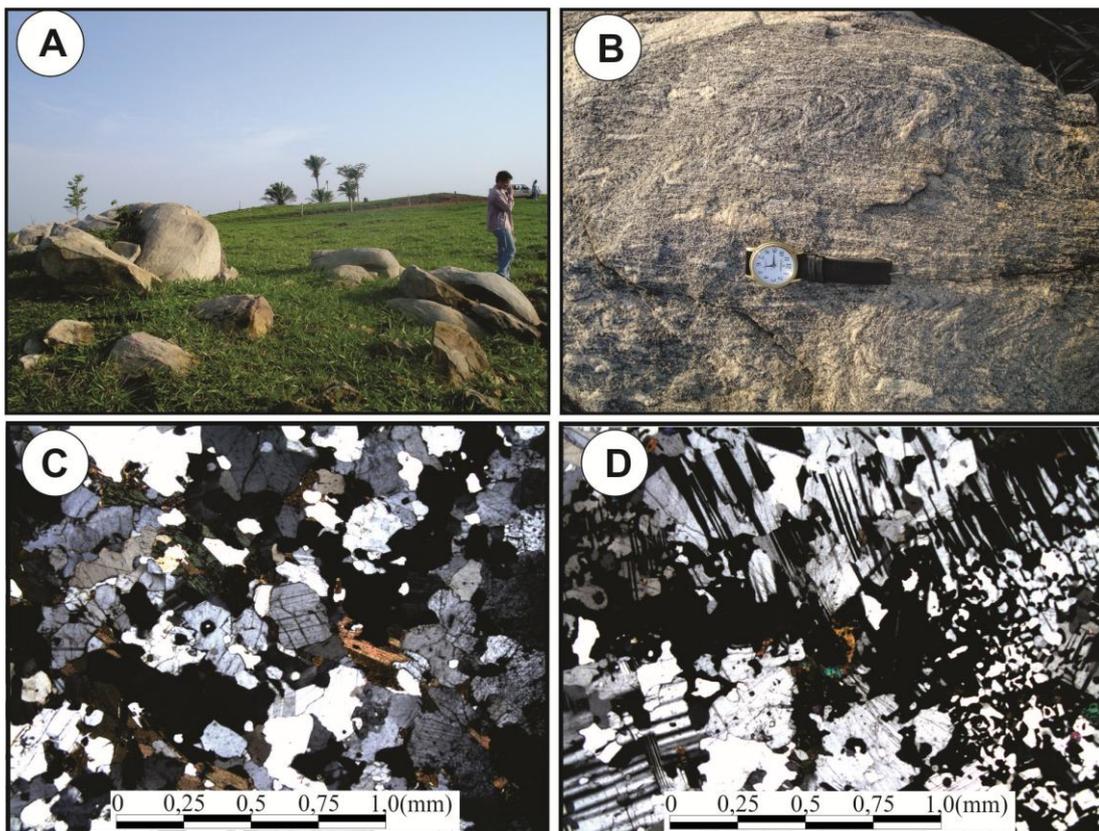


Figura 4- (A) e (B) aspectos de campo, nesse caso com forma de ocorrência em blocos e matacões, e evidente bandamento gnáissico; (C) anfibólio alterando para biotita, representados também estão quartzo e feldspatos e (D) granada, anfibólio, textura perítica e titânica.

O **Gnaiss Matão** ocorre parcialmente recoberto pelos sedimentos quaternários da Formação Pantanal e contato inferido com o granito Betel, ocorre na forma de lajedos e

blocos nas encostas de morrotes, leucocrático de cor cinza (Figura 5A e 5B), granulação fina a média, microscopicamente apresenta textura variando de granoblástica, lepidoblástica e por vezes nematoblástica (Figura 5C). Essencialmente composto por minerais de hornblenda, biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo (Figura 5D), sua peragênese acessória está representada por zircão, apatita e minerais opacos, já os compostos de alteração são sericita, clorita, prehnita e titanita. Apresenta como enclaves: anfibolíticos e granulíticos, geralmente assimilados ao gnaiss, dimensões centiméticas, granulação variando de fina a média, cor cinza escuro a cinza esverdeado. Os Granulitos são essencialmente nematoblásticos caracterizados pela paragênese ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio (tremolita, actinolita e hornblenda), e plagioclásio. Mineralogia acessória: apatita, zircão e opacos, e os minerais de alteração: calcita, clorita, sericita e argilominerais. Os enclaves Anfibolíticos possuem textura nematoblástica e granoblástica, granulação fina a média, paragênese mineral constituída por hornblenda, diopsídio, plagioclásio, quartzo e biotita, como minerais acessórios são identificados zircão, apatita e opacos, e os minerais formados pelos processos de alteração estão à sericita e a muscovita.

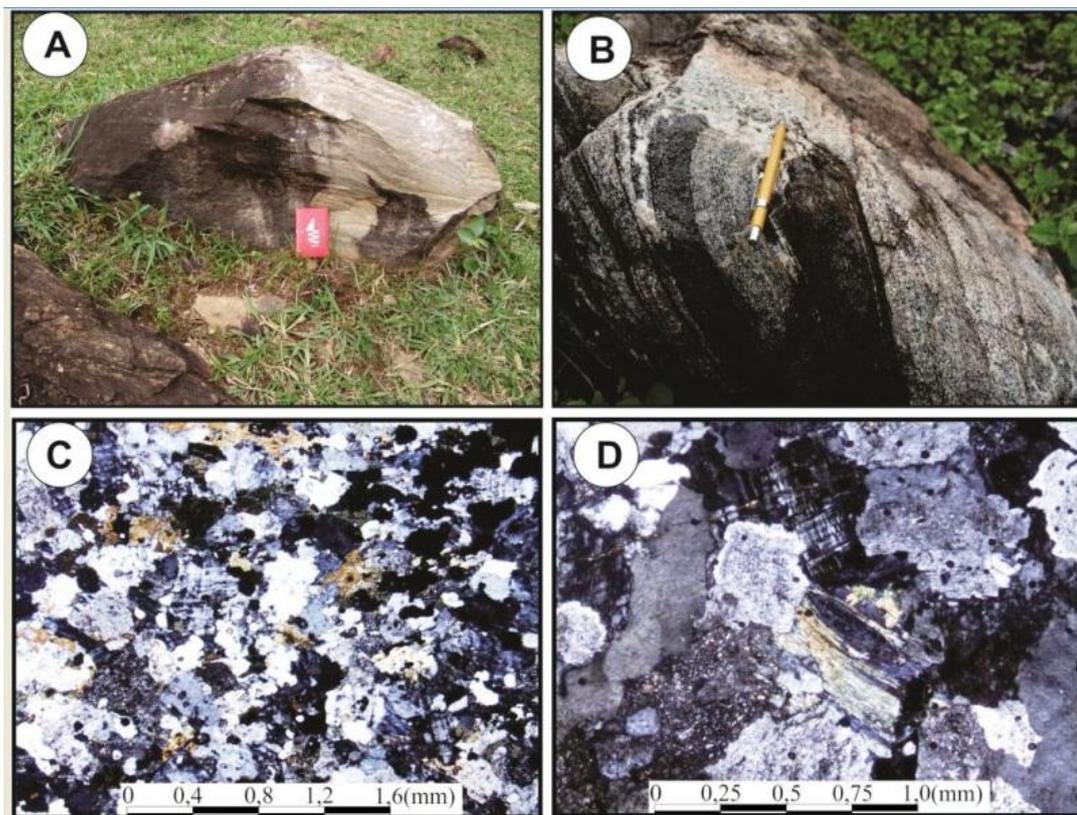


Figura 5- (A) e (B) aspectos de campo do Gnaiss Matão, com suas bandas bem proeminentes; (C) textura granolepidoblástico do Gnaiss Matão, e (D) leito félsico com predominância de feldspato alcalino com maclas em xadrez.

No **Gnaiss Córrego Retiro** não é possível definir os contatos, mas sobreposto a essa rocha está o Grupo Aguapeí, a leste contato inferido com o Gnaiss Córrego Vermelho e a sul o Granito Lajes, ocorre na forma de lajedos e blocos (Figura 6A e 6B), leucocrática, de cor cinza rosado a castanho, granulação média a grossa, microscopicamente apresenta, textura granolepidoblástica, com feições de milonitização resultantes de mecanismos de deformação, tais como, recristalização dinâmica e deformação intracristalina em minerais félsicos (Figura 6C e 6D), sua paragênese essencial é composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e anfibólio possuem como minerais acessórios: apatita, zircão, titanita e opacos; e como minerais de alteração muscovita, epidoto e clorita.

Apresenta xenólitos de anfibólio, com textura granolepidoblástica com mineralogia principal apresenta quartzo, placioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, biotita e granada, como minerais acessórios são identificados zircão, apatita e minerais opacos e na paragênese de alteração estão a muscovita, sericita, clorita e minerais opacos.

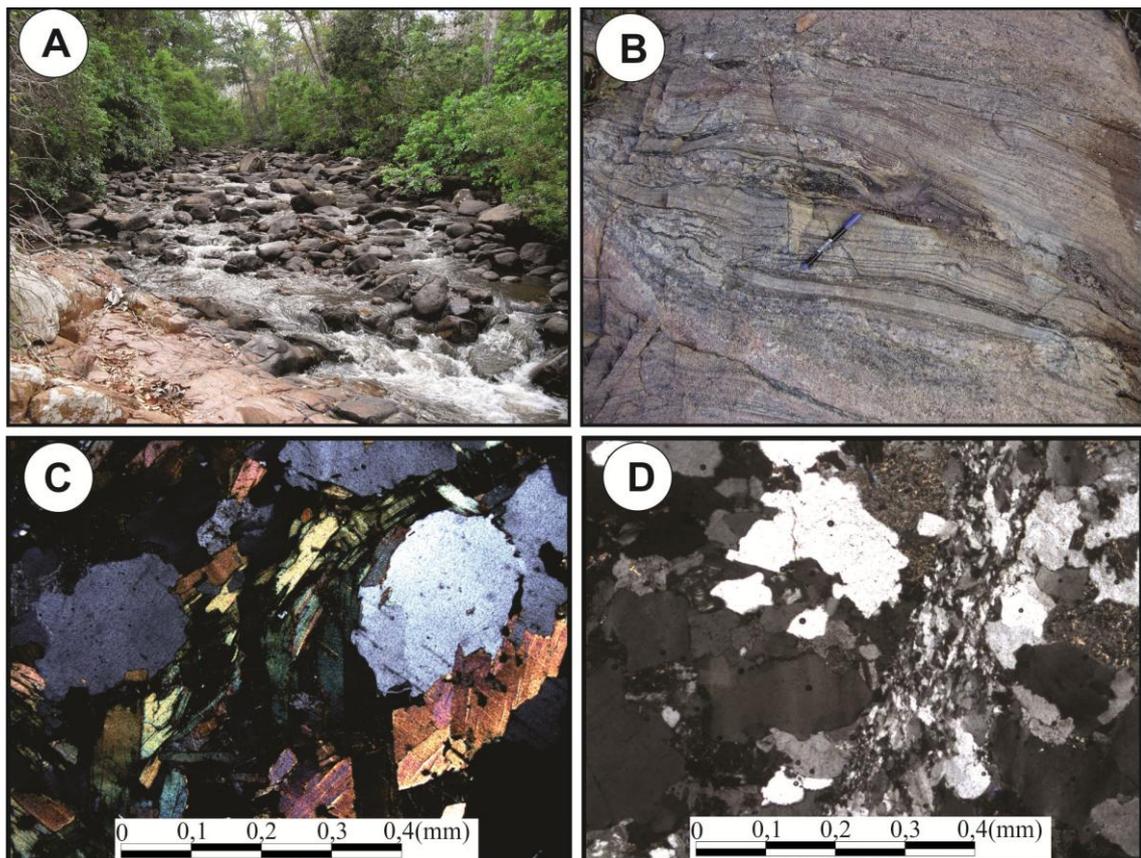


Figura 6- (A) e (B) aspectos ocorrência do Gnaiss Córrego Retiro, as margens córrego de mesmo nome do gnaiss; (C) mostra a biotita em palhetas segue uma orientação preferencial e parece rotacionar o quartzo, efeito da feição augen gnaiss dessa rocha, e (D) o aglomerado de minerais recristalizados dão a evidência de um cisalhamento.

O **Gnaiss Triunfo** ocorre na forma de blocos e matacões (Figura 7A e 7B), parcialmente recoberto pelos metassedimentos do Grupo Aguapeí e sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal, inequigranulares, cor cinza esbranquiçada, granulação média. Microscopicamente são observadas alterações de natureza metassomático/hidrotermal, retrometamórficas tais como leve a moderada principalmente argilização e sericitização, saussuritização, sendo assim sua paragênese essencial é composta por: plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita (Figura 7C e 7D), variação composicional entre tonalítica a granodiorítica com raros exemplares correspondentes a composição monzograníticas, a mineralogia acessória: zircão, apatita, allanita e granada, já os minerais de alteração são reconhecidos muscovita, prehnita, epidoto e clorita. Os xenólitos identificados são anfibólitos com textura granonematoblástica, essencialmente constituídos por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e hornblenda, como mineral acessório está o zircão e os de alteração podem ser identificados prehnita, sericita, epidoto e clorita.

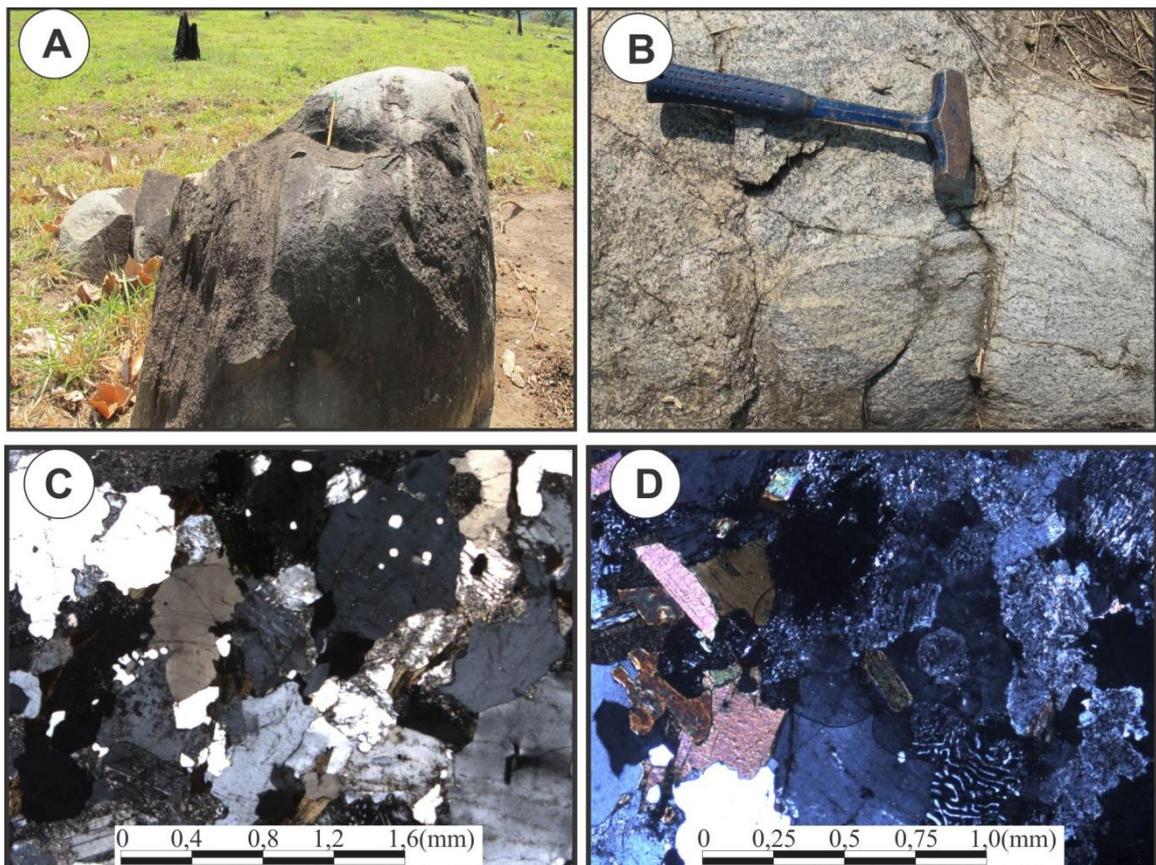


Figura 7- (A) e (B) aspectos de campo do Gnaiss Triunfo no caso da foto forma de ocorrência em bloco e o bandamento gnáissico; (C) e (D) forma geral do gnaiss apresenta intercrescimento gráfico, textura mirmequítica, quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino e como máfico principal a biotita.

O **Gnaiss Rio Fortuna** aflora principalmente em lajedos e blocos, cor cinza esbranquiçada, granulação fina a média (Figura 8A e 8B), exibe contato tectônico com o Granito Tarumã e encontra-se em grande parte recoberto pelos sedimentos quaternários da Formação Pantanal. Opticamente, as rochas estudadas apresentam textura granolepidoblástica com bandamento gnáissico definido por leitos formados por quartzo e feldspatos, e níveis máficos milimétricos compostos por biotita, clorita e titanita (Figura 8C e 8D). Os minerais acessórios estão representados por titanita, rutilo, allanita, apatita e opacos; enquanto clorita, titanita, sericita, muscovita, epidoto/clinozoizita, argilominerais, calcita e opacos constituem a paragênese de alteração. Foram identificados xenólitos de anfibolito, porém não foram descritos petrograficamente.

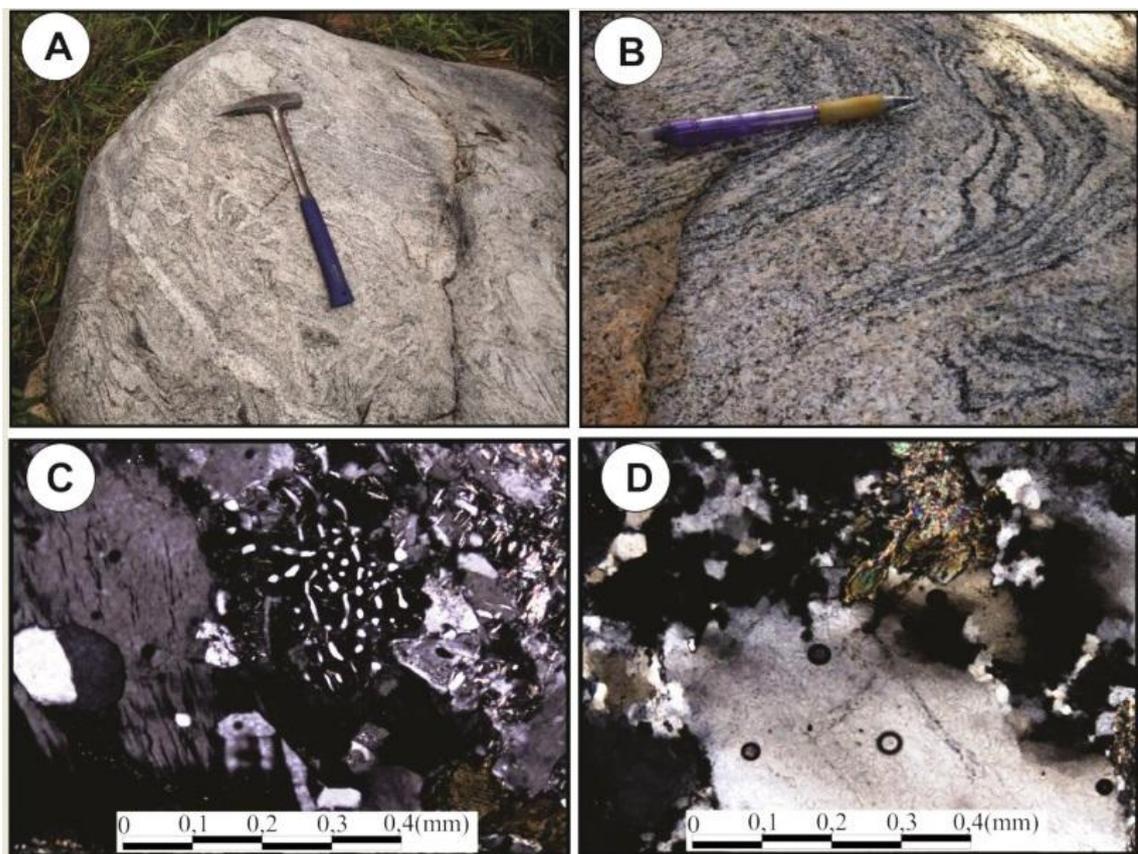


Figura 8- (A) e (B) forma de ocorrência, neste caso em bloco e destaque ao bandamento gnáissico; (C) detalhe de antipertita onde a fase hóspede corresponde à microclina; e (D) subgrão recristalizados de quartzo.

Tabela1- *Resumo petrográfico dos gnaisses ortoderivados do Complexo Metamórfico Serra do Baú, Terreno Paraguá, sudoeste de Mato Grosso.*

Gnaisses	Textura	Granulação	Cor	Mineralogia essencial	Minerais acessórios	Minerais de alteração
Shangri-la	granolepidoblástica	fina a média	cinza a cinza escuro	quartzo, feldspatos alcalinos, plagioclásio, biotita, anfibólio, localmente granada	zircão, rutilo, apatita, allanita e opacos	clorita, sericita, muscovita, epidoto
Turvo	granoblástica, lepidoblástica e nematoblástica	fina a média	cinza esbranquiçada	Quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, anfibólio e biotita ± granada	titanita, zircão, rutilo, apatita, allanita e opacos	clorita, sericita, muscovita, argilominerais, epidoto
Matão	granoblástica, lepidoblástica e nematoblástica	fina a média	cinza	hornblenda, biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo	zircão, apatita e minerais opacos	sericita, clorita, prehnita e titanita
Retiro	granolepidoblástica	média a grossa	cinza rosado a castanho	quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e anfibólio	apatita, zircão, titanita e opacos	muscovita, epidoto e clorita
Triunfo	granolepidoblástica	média	cinza esbranquiçada	plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita	zircão, apatita, allanita e granada	muscovita, prehnita, epidoto e clorita
Rio Forturna	granolepidoblástica	fina a média	cinza esbranquiçada	Quartzo, feldspato alcalino, Plagioclásio e biotita	titanita, rutilo, allanita, apatita e opacos	clorita, titanita, sericita, muscovita, epidoto/clinozoizita, argilominerais, calcita e opacos

ASPECTOS DEFORMACIONAIS

No Terreno Paraguá, em território brasileiro são reconhecidas três fases de deformação, de caráter dúctil e dúctil-rúptil, porém a área de ocorrência do Gnaiss Turvo permanece isento da terceira fase de deformação refletindo apenas os dois primeiros eventos metamórficos que afetaram todo o terreno. A primeira fase de deformação (F_1), formada por eventos compressivos e de caráter dúctil, sob condições de metamorfismo da fácies anfibolito a anfibolitoalto, é reconhecida nas rochas do embasamento paleoproterozoico e ausente nas rochas do meso-neoproterozoico, afetando assim os corpos gnáissicos de todo terreno como

indica o estereograma da Figura 9A foliação S_1 é caracterizada como um bandamento gnáissico (Figura 11A), identificada pela orientação planar de bandas félsicas e máficas e paragênese de médio a alto grau metamórfico, representados em forma de estruturas reliquiare conhecidas como dobras sem raiz, gerada na segunda fase de deformação (F_2), através da transposição das dobras. As estruturas encontradas referentes a essa primeira fase de deformação nos mostram que houve uma forte interferência das estruturas geradas na segunda e terceira fase de deformação, o que dificultou a coleta precisa de medidas de foliação, bem como identificação de lineações e indicadores cinemáticos.

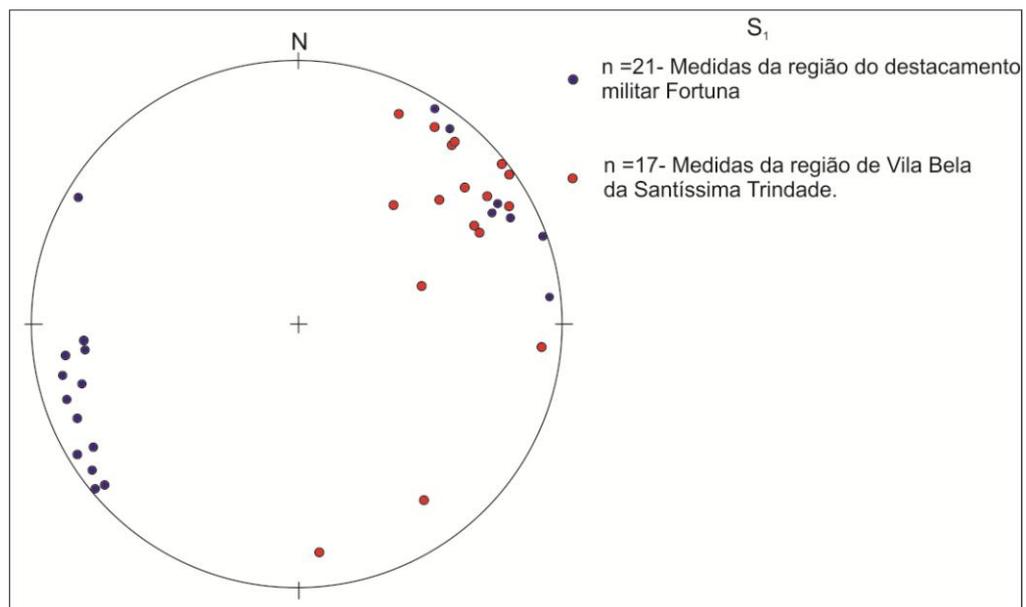


Figura 9- Estereograma de polos evidenciando uma correlação estrutural, tanto na região de Vila Bela da Santíssima Trindade (Serra de Ricardo Franco), quanto nas proximidades do destacamento militar Fortuna (Serra de Santa Barbara).

A segunda fase de deformação (F_2) é a principal responsável pelas estruturas que afetam significativamente aquelas estruturas formadas na primeira fase em todo Terreno Paraguá, como indica o estereograma da Figura 10, identificadas em quase todas as unidades da área pelo dobramento do bandamento gnáissico S_1 , formando zonas de cisalhamento centimétricas apresentando indicação de movimento preferencialmente sinistral é caracterizada como proveniente de compressão em um sistema dúctil, em condições metamórficas de grau médio a alto e formam a dobras (D_2) e a segunda foliação (S_2 ; Figura 11B).

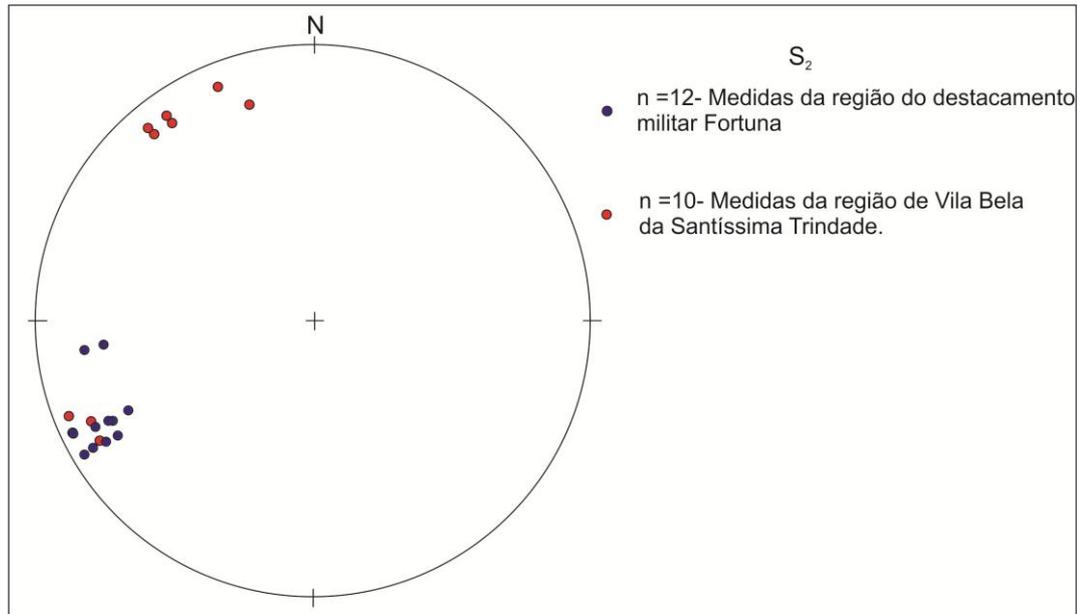


Figura 10- Estereograma de polos evidenciando uma correlação estrutural com a segunda fase de deformação, tanto na região de Vila Bela da Santíssima Trindade (Serra de Ricardo Franco), quanto nas proximidades do destacamento militar Fortuna (Serra de Santa Barbara).

A terceira fase de deformação (F_3), ausente no Gnaiss Turvo, evidenciam um sistema compressivo com fatores de movimentos laterais e oblíquos, podendo estar associado com fraturas de resfriamento, podem ser encontradas nas rochas do embasamento variando de suave a horizontais (Figura 11C), ou até mesmo reativações e crenulações (Figura 11D), as dobras (D_3),

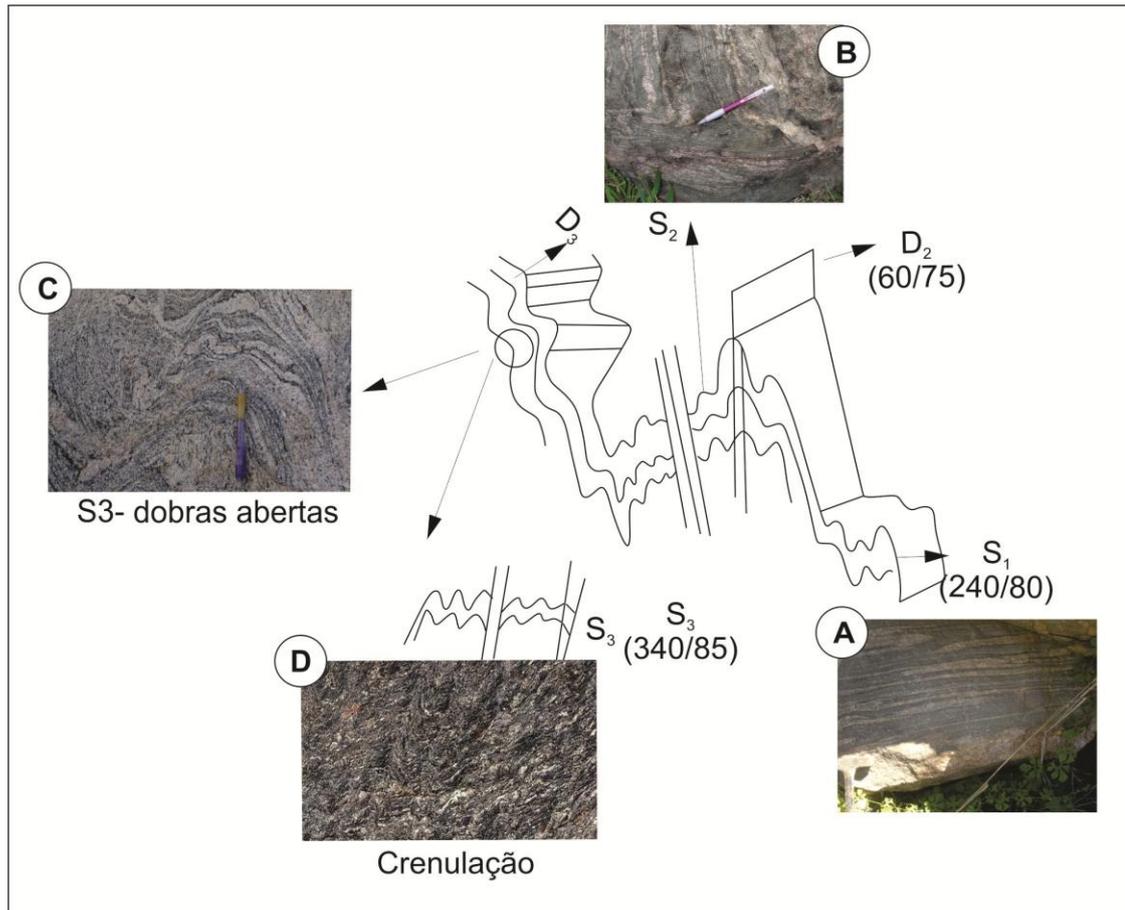


Figura 11- Desenho esquemático representando as três fases deformacionais evidenciadas no terreno Paraguá, (A) bandamento gnássico, no caso representado do Gnaiss Matão; (B) dobras formadas durante a segunda fase de deformação e dão origem a S₂ (aqui representado pelo Gnaiss Rio Fortuna); (C) e (D) representam os efeitos da terceira fase de deformação marcada por dobras abertas e suaves e clivagens de crenulação.

GEOQUÍMICA

Compilando dados geoquímicos existentes dos Gnaisses Rio Fortuna, Triunfo e Tuvo (com sua porção rica em granada), vinte e sete dados das diferentes amostras são plotados e seus dados analíticos representados na Tabela 2. Inicialmente, estes foram serrados, britados e pulverizados no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais da UFMT. Em seguida foram enviadas a *Acme Analytical Laboratories (Acmelab)*-Vancouver/Canadá para determinações através dos métodos ICP (*Inductively Couple Plasma*) e ICP-MS (*Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry*) para elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras (ETR).

As rochas dessa unidade caracterizam uma natureza ácida, com valores de SiO₂ entre 63,9 e 75,8 %, os diagramas de Harker (Figura 12) mostram tendências de variação com

correlações lineares negativas entre SiO_2 e os elementos maiores, expressos em óxidos (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 e MnO) e dos traços Sr e V (em ppm) típico de cristalização fracionada e refletem o empobrecimento em plagioclásio e minerais máficos primários, tais como, a biotita, hornblenda, titanita, apatita, entre outros, durante a evolução magmática. Não foi possível uma correlação considerável entre os álcalis, por isso os gráficos não são exibidos, mas é possível verificar uma correspondência positiva do K_2O apresenta com a sílica refletindo o aumento de feldspato potássico na diferenciação, enquanto os pontos representativos dos teores de Na_2O das rochas estudadas plotam de forma dispersa resultante da maior mobilidade desse elemento durante a atuação de processos pós-magmáticos.

Tabela 2. *Composição química de elementos maiores, menores (% em peso) e traço incluindo ETR (ppm) dos ortognaissies.*

Amostras	FC 138A	DAF4C	AT50	AT50A	DF-38A	FC 93B	DF-38	KF06A	DAF01G	KF07A	AT41	DF-33
SiO2	63,9	65,1	66,7	67,0	67,2	67,7	68,3	68,4	68,5	69,3	69,3	69,5
TiO2	0,8	0,7	0,7	0,9	0,4	0,4	0,6	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4
Al2O3	15,3	15,5	15,1	13,7	14,6	15,4	14,5	14,6	15,5	14,2	14,9	15,0
Fe2O3	5,8	5,3	5,9	7,7	3,7	4,3	3,8	4,6	3,2	3,8	3,6	2,9
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
MgO	2,1	1,8	1,5	1,8	1,9	1,3	1,1	1,0	1,5	1,3	0,7	0,6
CaO	2,6	3,5	3,0	2,4	3,1	2,6	2,6	3,4	2,8	2,5	2,8	2,1
Na2O	3,5	3,3	2,9	2,4	3,5	3,2	3,4	4,7	4,0	3,0	3,8	3,9
K2O	3,7	3,0	3,3	3,5	3,8	3,7	3,8	1,1	2,5	3,7	3,4	4,1
P2O5	0,4	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1
FeOt	5,2	4,8	5,3	6,9	3,3	3,9	3,4	4,1	2,9	3,4	3,3	2,6
Ba	1166,0	913,0	778,0	734,0	994,0	1553,0	1958,0	339,0	618,0	1163,0	2189,0	1311,0
Sr	348,4	291,7	149,8	118,8	321,4	300,5	471,5	264,6	243,2	362,6	307,2	257,7
Rb	173,6	128,4	161,7	178,5	136,6	133,1	140,7	34,5	135,6	119,3	92,1	116,6
Zr	369,9	338,8	255,6	176,7	192,5	120,9	211,9	484,3	229,5	332,2	314,0	305,0
Y	19,5	22,0	51,2	41,4	37,8	10,7	22,8	84,0	4,7	4,9	26,0	6,7
Nb	11,2	10,9	13,50	17,20	8,9	9,7	10,4	7,0	12,6	5,9	5,9	5,4
Th	38,7	14,3	20,7	10,5	10,7	28,9	24,4	1,0	9,2	8,7	6,5	11,5
Ga	0,2	19,8	19,9	16,8	16,4	0,1	16,5	16,2	17,1	14,6	16,1	15,6
La	199,6	53,5	53,2	33,9	44,0	51,0	41,1	18,9	33,7	45,5	49,4	61,4
Ce	378,1	104,7	115,1	78,0	86,7	100,1	106,7	37,4	59,0	82,0	102,5	114,0
Pr	36,1	11,7	13,1	7,3	9,8	10,3	9,8	6,2	6,0	9,0	11,0	11,5
Nd	118,7	41,6	13,5	17,2	37,5	33,9	36,2	29,9	19,6	28,5	5,9	39,2
Sm	15,2	7,2	9,6	4,5	6,4	6,0	5,8	9,9	2,4	3,8	7,8	4,9
Eu	1,6	1,4	1,6	1,1	1,1	1,3	1,3	2,3	1,0	0,9	2,2	1,2
Gd	10,8	5,8	8,6	4,3	6,3	4,8	4,6	13,2	2,0	2,0	6,9	2,8
Tb	1,1	0,8	1,4	0,9	1,0	0,6	0,7	2,5	0,2	0,3	1,0	0,3
Dy	4,5	4,6	7,9	5,7	6,1	2,9	3,6	15,6	1,1	1,0	5,4	1,3
Ho	0,9	0,8	1,7	1,4	1,2	0,5	0,8	3,2	0,2	0,2	1,2	0,2
Er	1,8	2,1	5,0	4,2	3,8	1,0	2,3	9,4	0,4	0,5	3,2	0,7
Tm	0,2	0,3	0,8	0,7	0,6	0,1	0,4	1,3	0,1	0,1	0,5	0,1
Yb	1,3	1,9	4,9	4,3	3,4	0,6	2,5	7,3	0,5	0,5	2,8	0,7
Lu	0,2	0,3	0,7	0,6	0,5	0,1	0,4	1,0	0,1	0,1	0,4	0,1
Ta	0,4	0,6	0,9	1,1	0,7	0,5	1,3	0,5	0,8	0,5	0,3	0,5
Hf	8,9	8,9	6,7	5,3	5,1	3,8	5,9	11,5	5,6	9,2	8,1	7,9
U	1,5	1,1	2,0	1,1	1,4	0,6	3,8	0,4	0,8	0,6	0,6	0,7
V	98,0	59,0	96,0	106,0	60,0	48,0	70,0	26,0	38,0	42,0	26,0	33,0
W	<0,5	541,8	472,8	469,5	558,1	<0,5	545,1	748,2	602,1	726,2	218,2	763,4
Eu/Eu*	185,5	57,4	70,8	33,4	78,8	88,3	45,6	34,1	39,0	42,3	53,0	81,7
La/Yb	102,2	19,5	7,4	5,4	8,7	57,4	11,3	1,7	48,5	61,5	11,8	58,4

Amostras	DF-33'	DF-33B'	DF-33C	DF-33B	DF-33A'	PA03	PA03A	FL91	KF03	AT43	AT40	FL83	DF-21	GJ-19
SiO2	69,5	70,4	70,7	71,5	71,6	72,8	72,8	72,6	72,8	73,8	74,1	75,1	75,1	75,8
TiO2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1
Al2O3	15,1	14,2	14,3	13,9	14,2	13,9	14,0	13,7	12,3	12,9	13,4	12,9	13,1	13,8
Fe2O3	2,9	2,8	2,6	2,3	2,0	1,9	1,4	2,1	3,4	2,6	2,0	1,2	1,0	0,7
MnO	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
MgO	0,6	0,8	0,7	0,6	0,4	0,4	0,3	0,5	0,7	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3
CaO	2,1	2,1	2,1	1,8	1,4	2,0	1,9	1,8	1,5	1,6	1,5	1,0	1,2	2,7
Na2O	3,9	3,2	3,4	3,1	3,1	3,5	3,5	3,3	2,6	3,2	3,9	2,7	3,0	4,5
K2O	4,1	4,5	4,2	4,6	5,6	4,2	4,3	4,5	4,4	4,4	3,8	5,5	4,8	1,4
P2O5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1
FeOt	2,6	2,5	2,4	2,1	1,8	1,7	1,3	1,9	3,1	2,4	1,8	1,1	0,9	0,6
Ba	1422,0	1578,0	1215,0	1515,0	2240,0	1184,0	1225,0	759,0	951,0	1271,0	1849,0	830,0	660,0	462,7
Sr	292,7	323,9	262,8	290,3	247,0	217,5	218,3	196,4	211,6	177,6	162,9	202,4	129,7	270,2
Rb	124,2	135,0	139,4	133,1	155,8	120,0	110,7	132,9	180,6	131,0	101,6	181,1	181,0	41,8
Zr	332,1	228,4	190,2	171,5	246,1	131,4	135,2	171,0	345,8	217,8	238,5	151,3	132,8	79,5
Y	8,8	33,2	16,5	17,9	27,9	20,0	17,5	22,3	22,1	32,6	31,3	19,2	35,6	13,1
Nb	5,4	9,5	6,0	6,6	8,4	4,40	4,40	7,60	14,2	7,80	9,90	7,70	9,4	3,0
Th	13,8	14,7	12,9	10,1	9,2	10,2	9,2	18,6	39,0	18,5	19,6	13,5	21,3	15,9
Ga	14,7	13,0	13,2	12,9	12,7	12,3	12,9	12,8	16,4	13,7	14,3	11,4	12,8	13,0
La	62,5	43,0	45,6	34,1	41,2	36,9	29,1	42,3	90,3	71,9	92,0	51,7	54,8	48,2
Ce	126,4	103,7	90,1	71,8	86,3	71,2	55,0	86,7	176,2	147,4	189,2	97,9	128,2	94,9
Pr	12,4	10,3	9,4	7,7	9,3	6,8	5,4	9,0	20,4	15,2	17,9	10,0	12,8	9,0
Nd	44,2	40,4	32,1	26,4	36,1	4,4	4,4	7,6	69,8	7,8	9,9	7,7	46,0	30,9
Sm	5,3	7,3	4,9	4,9	5,9	3,7	3,2	5,1	10,6	8,5	8,0	4,0	7,8	3,7
Eu	1,4	1,4	1,2	1,1	1,4	0,9	0,9	0,9	1,4	1,4	2,0	0,8	1,2	0,8
Gd	2,9	6,2	3,7	3,8	4,8	3,5	2,7	4,4	7,4	7,0	6,4	3,0	6,1	2,2
Tb	0,4	1,1	0,6	0,6	0,8	0,6	0,5	0,7	1,0	1,1	0,9	0,5	1,1	0,4
Dy	1,6	6,0	2,9	3,2	4,4	3,0	2,7	3,9	4,8	5,5	5,1	2,5	6,3	1,8
Ho	0,3	1,2	0,6	0,6	0,9	0,7	0,6	0,8	0,7	1,1	1,0	0,5	1,3	0,3
Er	0,8	3,4	1,8	1,7	2,7	2,1	1,8	2,2	2,0	3,0	3,2	1,6	3,6	0,9
Tm	0,1	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,3	0,5	0,9
Yb	0,9	3,2	1,5	1,5	2,9	2,0	1,7	1,8	1,4	2,6	3,0	1,7	3,5	0,9
Lu	0,2	0,4	0,2	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,5	0,3	0,5	0,1
Ta	0,5	1,5	0,7	1,1	1,5	0,5	0,6	0,6	0,8	0,6	0,8	0,8	1,1	0,8
Hf	8,7	6,1	5,3	4,4	6,0	3,3	3,8	4,9	11,1	6,0	6,7	4,7	4,3	2,2
U	0,8	1,3	0,7	0,7	1,4	0,9	0,7	0,6	2,1	0,6	0,9	1,6	2,0	0,8
V	19,0	34,0	38,0	39,0	34,0	16,0	135,2	26,0	47,0	15,0	16,0	15,0	-	5,0
W	690,8	964,0	660,4	834,3	827,3	427,4	801,9	487,3	860,0	485,5	225,6	489,4	968,6	410,5
Eu/Eu*	61,6	77,0	78,9	37,8	74,4	42,7	27,0	45,3	120,1	70,8	164,7	89,5	60,8	87,0
La/Yb	49,7	9,0	21,0	15,5	9,6	12,3	11,8	16,3	44,2	18,5	20,9	20,1	10,6	36,6

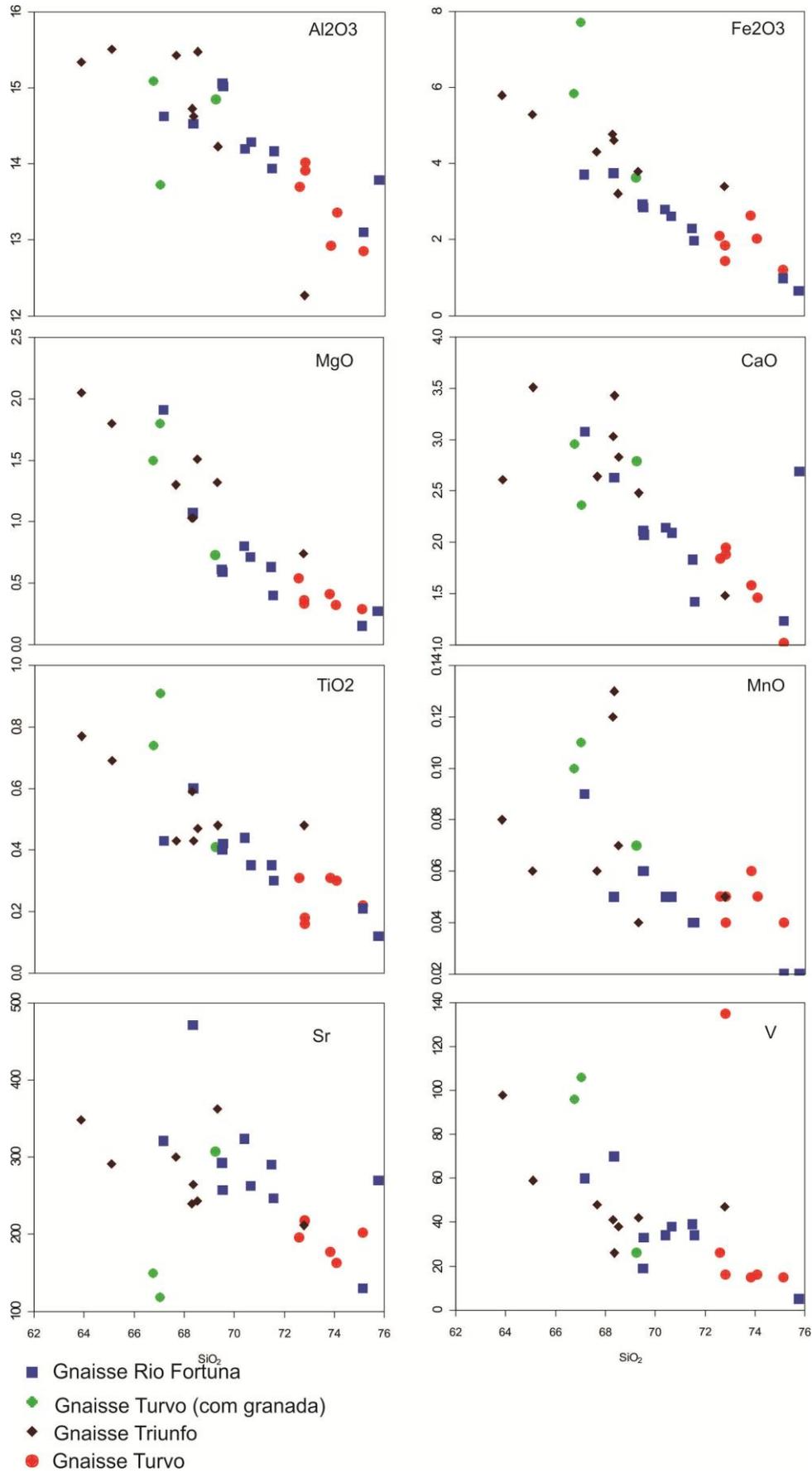


Figura 12- Diagramas de variação de SiO_2 versus óxidos, e traços dos ortogneisses.

Geoquimicamente, as rochas pertencentes aos Gnaisses Turvo e Rio Fortuna possuem uma tendência no campo dos granitos enquanto o Gnaiss Turvo (com granada) e o Triunfo possuem correspondência maior com os granodioritos, classificados em $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 , todas com composição sub-alcálica (Figura 13A; Cox *et al.* 1979) e concentram-se em maior proporção no campo dos monzogranito, segundo o diagrama Q-P (Debon & Le Fort 1983; Figura 13B), sua correspondência granítica a granodiorítica é reforçada na proposta de La Roche (1980; Figura 13C) que considera a maioria dos elementos maiores ($R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ e $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$), de forma semelhante.

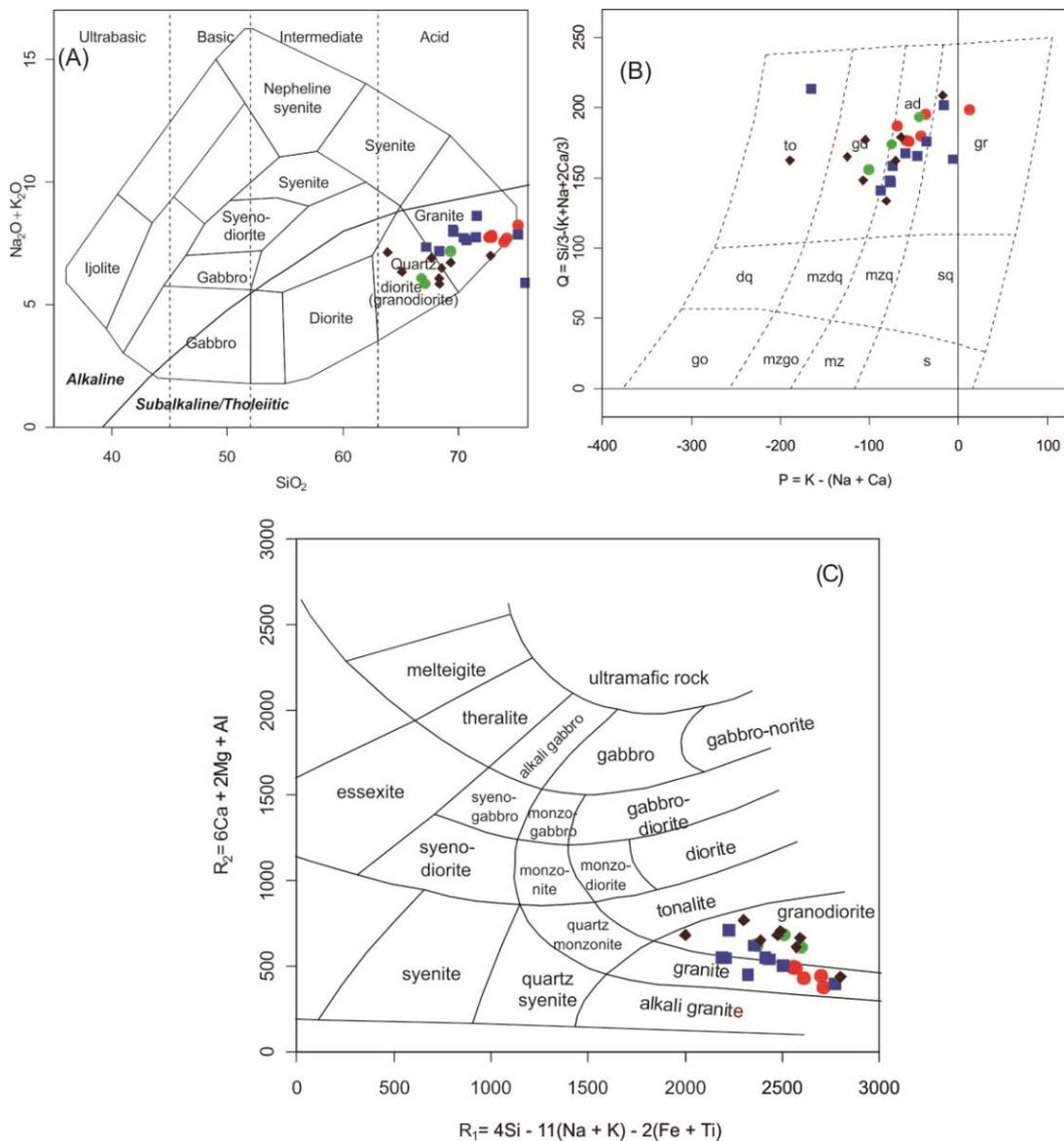


Figura 13- classificatórios para as rochas otognáissicas: (A) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Cox *et al.* 1979); (B) Q-P [$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})/3$ e $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$]; Debon & Le Fort, 1983]; (C) R_1/R_2 [$R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ e $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$]; La Roche, 1980].

Os resultados sugerem que o magmatismo que originou os protólitos dos ortognaisses da área estudada possui afinidade essencialmente cálcio-alcálico, definido nos diagramas AFM (Figura 14A), com leve tendência de alcalina- cálcica e calcítica segundo $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 (Figura 14B; Frost *et al.* 2001), com variação para alto potássio K_2O versus SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976; Figura 14C), afinidade metaluminosa a peraluminosa, mostrada no diagrama A/CNK versus A/NK de Maniar & Piccoli (1989; Figura 14D).

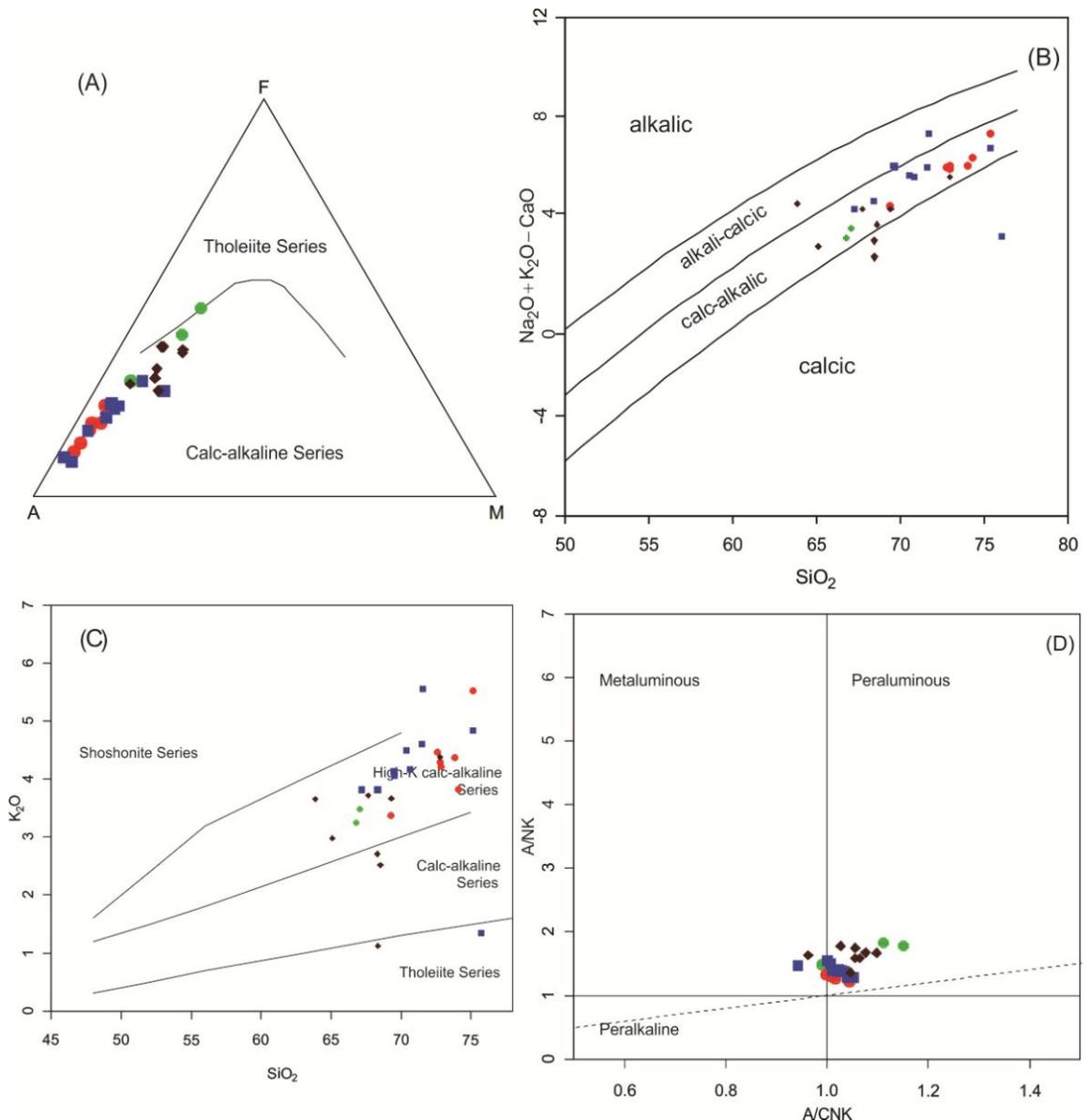


Figura 14- Diagramas classificatórios de séries magmáticas para as ortoderivadas: (A) AFM (Irvine & Baragar, 1971); (B) total de álcalis e CaO versus sílica (Peacock, 1931); (C) K_2O versus SiO_2 (Le Maitre, 2002) e (D) A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli 1989).

Para caracterização da ambiência tectônica foram utilizados os diagramas Rb versus

Y+Nb e Hf–Rb–Ta propostos, respectivamente, por Pearce *et al.* (1984; Figura 15A) e Harris *et al.* (1986; Figura 15B) que sugerem um magmatismo gerado em arco magmático. Os teores dos Elementos Terras Raras (ETR) desses litotipos, normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1977; Figura 15C) mostram, que os Gnaisses Triunfo e Rio Fortuna apresentam similaridades principalmente para ETR leves, com certa diferença do comportamento apresentados pelo Gnaiss Turvo. Apesar da mobilidade de Elementos Terras Raras (ETR) em eventos metassomáticos, é comum a pouca modificação nos padrões de distribuição desses elementos no Alguns elementos traços, estudados em base a normalização de seus teores, associados aos dados de K_2O , contra os valores dos granitos de cordilheira meso-ocêânica (Pearce *et al.* 1984; Figura 15D) evidenciam, para ambas as fácies, um enriquecimento dos elementos litófilos de íons grandes (LILE) principalmente Rb, Ba e Th em relação aos de alta carga (HFSE) Ta, Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y e Yb. Observa-se também que, excetuando-se esse elemento, os HFSE apresentam valores normalizados baixos, sempre inferiores a um, que corresponde a uma feição típica de magmatismo cálcio-alcálico de alto-K (Scheepers 1995).

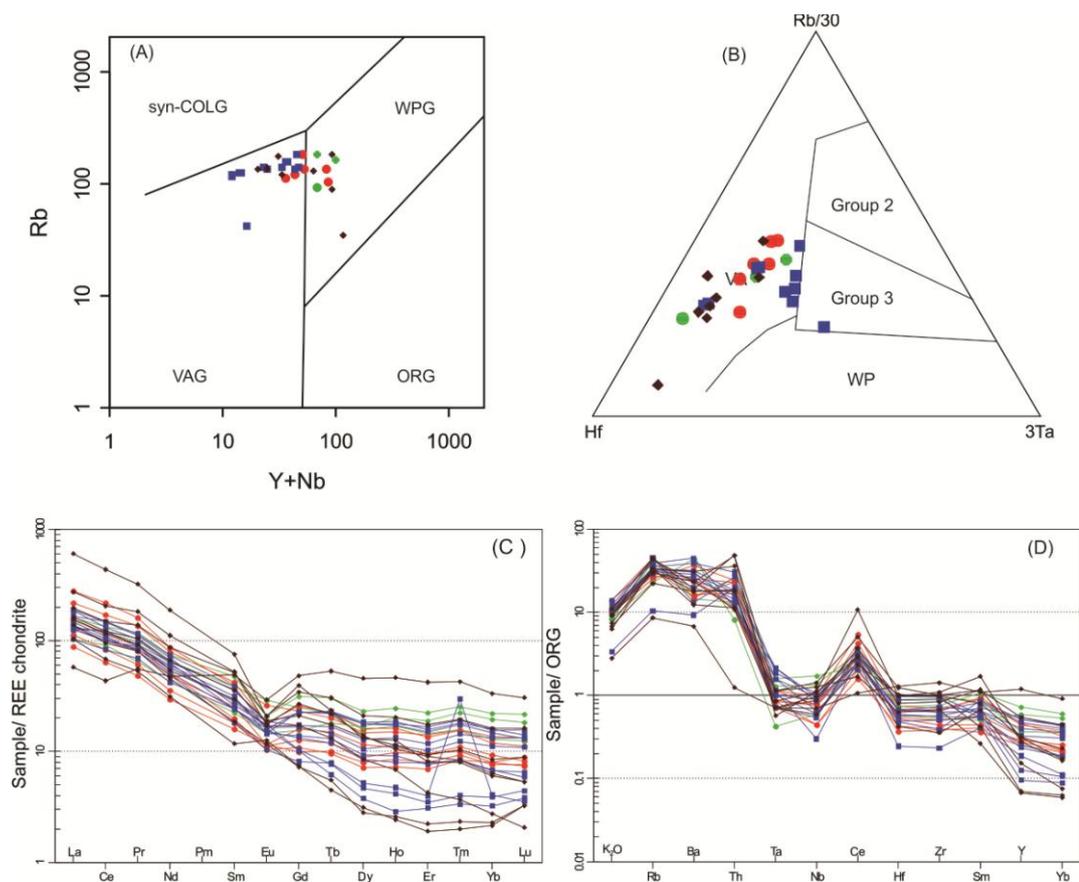


Figura 15- Diagramas dos ortognaisses: (A) e (B) de ambiente tectônico – respectivamente, Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) e Hf-Rb-Ta Harris et al. (1986); (C) padrões de distribuição de ETR, normalizados pelos valores condríticos (Nakamura 1977); (D) elementos traço e K_2O , normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984).

GEOCROLOGIA

Alguns dos ortognaisses do Terreno Paraguá possuem idades de cristalização, metamorfismo por diferentes métodos, sumarizados na tabela 3. Dentre as idades existentes está uma idade do Gnaisse Turvo pelo método Pb-Pb, Figueiredo *et al.* (2013), e neste trabalho apresenta um resultado pelo método U-Pb em cristais de zircão de uma amostra do Gnaisse Turvo em SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc/USP).

Tabela 3. Dados geocronológicos para as rochas ortoderivadas do embasamento do Terreno Paraguá, sudoeste de Mato Grosso. Modificada de Nascimento (2015).

MÉTODOS TOPONÍMIA	U-Pb (Ma)		Pb-Pb (Ma)	Sm-Nd		REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS
	magmatismo	metamorfismo	magmatismo	T _(DM)	ε _{Nd(t)}	
Gnaisse Triunfo	1722± 68					Faria <i>et al.</i> (no prep.)
Gnaisse Turvo			1651 ± 4			Figueiredo <i>et al.</i> (2013)
Gnaisse Rio Fortuna	1711 ± 13					Faria <i>et al.</i> (2014)
Gnaisse Rio Fortuna	1772-1734	1336 ± 3		2,06	-3,86	Santos <i>et al.</i> (2008)

O Complexo Serra do Baú apresenta um intervalo de idades de cristalização de seus protólitos ígneos entre 1,6 a 1,7 Ga, sugerindo que a intrusão foi gerada em um episódio magmático paleoproterozoico, provavelmente em um ambiente tectônico convergente, do tipo arco magmático continental, desenvolvido no proto-Terreno Paraguá, durante a Orogenia Lomas Manechi (1,7 a 1,6 Ga). Santos *et al.* (2008) fornece um valor de ε_{Nd(t)} -3,86 para o gnaisse Rio Fortuna na Bolívia indicando uma fonte crustal e idade U-Pb 1772 a 1734 Ma, correlacionáveis a idade U-Pb descrita por Faria *et al.* (2014) em 1711±13 Ma.

A amostra AA41 foi inicialmente processada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais da UFMT seguindo as técnicas convencionais como britagem, moagem e peneiramento nas frações entre 63-250 *mesh*, sendo a usada a do intervalo de 90 a 150 *mesh*. Em seguida, a amostra foi passada em líquido denso (Bromofórmio), para obtenção de um concentrado de minerais pesados contendo cristais de zircão e, posteriormente, levada ao separador magnético Frantz para a obtenção da fração menos magnética. Com o auxílio de uma lupa binocular, foram selecionados cerca de 100 (cem) cristais de zircão, que foram conduzidos para a análise. Os resultados das análises U-Pb (SHRIMP II) estão apresentados na Tabela 4 e no diagrama Concórdia (Figura 16) que forneceram uma idade concordante de 1694 ± 9.2 Ma, Figueiredo *et al.* (2013), apresenta dados de idades aparentes

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1649 ± 3 Ma e 1657 ± 5 Ma sendo a idade média de 1651 ± 4 Ma calculada para estes cristais. Interpreta-se que a idade obtida refere-se ao período de formação do protólito ígneo do Gnaiss Turvo.

Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb para cristais de zircão da amostra AA41 do Gnaiss Turvo.

Amostras	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_c$ %	$^{206}\text{Pb}^o$ ppm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1)	\pm %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	\pm %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1)	\pm %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma)(1)	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma)(1)	$\pm 1s$	disc %	Err. Corr
AA41-1.1	316	156	0,51	0,43	82,3	4,42	4,1	,3010	3,8	,1066	1,5	1701,1	61,5	1742	28	3	,931
AA41-2.1	608	345	0,59	0,28	155,6	4,24	4,0	,2968	3,9	,1035	1,1	1679,4	61,9	1688	20	1	,964
AA41-3.1	170	93	0,57	0,94	44,1	4,28	4,7	,2995	3,9	,1037	2,5	1701,2	63,5	1691	47	0	,840
AA41-4.1	175	83	0,49	0,56	46,4	4,41	4,4	,3058	3,9	,1046	2,0	1726,1	63,3	1707	38	-1	,883
AA41-5.1	318	162	0,53	0,26	79,1	4,09	4,1	,2884	3,8	,1028	1,3	1638,1	59,7	1674	25	3	,944
AA41-6.1	392	253	0,67	0,32	101,8	4,43	4,2	,3013	3,8	,1065	1,7	1706,6	63,1	1741	31	3	,913
AA41-7.1	314	120	0,40	0,37	76,3	4,01	4,1	,2817	3,8	,1033	1,5	1602,2	57,8	1684	28	5	,931
AA41-7.1	303	151	0,52	0,52	81,5	4,43	4,4	,3113	3,9	,1033	2,0	1754,4	63,8	1684	37	-4	,888

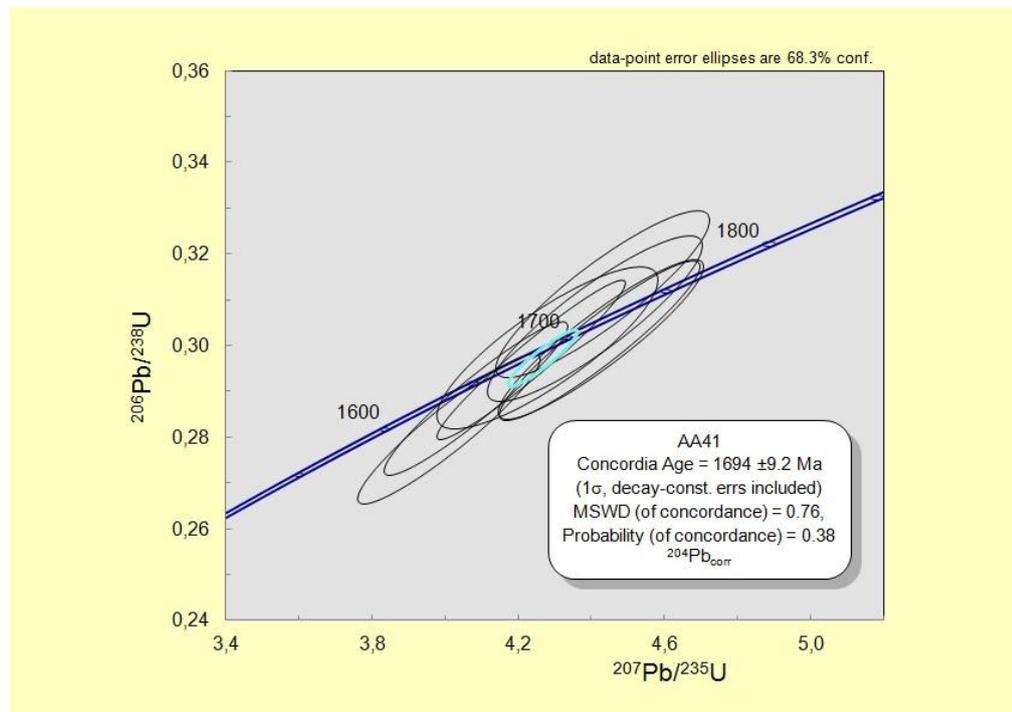


Figura 16- Diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) para cristais de zircão da amostra AA41, do Gnaiss Turvo.

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os gnaisses ortoderivados desta região foram agrupados na Suíte Intrusiva Serra do Baú

por Ruiz (2005), considerando a composição do terreno da fácies de médio a alto grau metamórfico optou-se pela denominação Complexo Metamórfico Serra do Baú, em substituição ao termo inicial de suíte. Os gnaisses apresentam mineralogia essencial semelhante, constituem-se por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita e hornblenda, podendo em certas porções apresentar a formação de granada em sua composição. Na Bolívia esse complexo metamórfico é descrito por Litherland *et al.* (1986) como um biotita gnaisses de cor de rosa pálido a cinza, granulção média a grossa. Rutilo é comum nos gnaisses como interseção nas biotita dando a semelhança de uma clivagem anfibólio à mica, denominada textura sagenítica. Hornblenda-biotita gnaisses, equivalente a diorito ou monzogranitos. Essas rochas possuem uma sequência félsica formada em um magma subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, meta a peraluminoso, e segundo o diagrama AFM com um conteúdo na série cálcio-alcalina, composição variando de granito a monzogranito, esses fatores podem ser evidências de mecanismos de cristalização fracionada associado à contaminação crustal.

O Complexo Serra do Baú apresenta um intervalo de idades de cristalização de seus protólitos ígneos entre 1,72 a 1,69 Ga, sugerindo que a intrusão foi gerada em um episódio magmático paleoproterozoico, provavelmente em um ambiente tectônico convergente, do tipo arco magmático continental, desenvolvido no proto-Terreno Paraguá, durante a Orogenia Lomas Manechi (1,7 a 1,6 Ga) e possivelmente seria responsável pela primeira fase de deformação F_1 , caracterizada pela geração do bandamento gnáissico (S_1) em nível crustal profundo, mostra-se intensamente afetada pela segunda fase de deformação F_2 , a qual provoca a transposição do bandamento S_1 , gerando outra foliação denominada S_2 , disposta segundo a superfície axial das dobras D_2 , a terceira fase de deformação F_3 é marcada pelo aparecimento da foliação S_3 , que se caracteriza por transpor localmente as foliações S_1 e S_2 , não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves (D_3). Esse comportamento deformacional é identificado em todo o Terreno Paraguá em território brasileiro, no Gnaiss Turvo são registrada apenas as duas fases deformacionais mais antigas. associados às três orogenias que afetaram o Terreno Paraguá.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé, ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia), a Universidade Federal do Pará (UFPA), a Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT), ao Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc/USP) pelo apoio prestado e a primeira autora agradece o CNPq pelo

período de concessão de bolsa.

Referências

- Araújo H.J.T., Santos Neto A., Trindade C.A.H., Pinto J.C.A., Montalvão R.M.G. Dourado T.D.C., Palmeira R.C.B., Tassinari C.C.G. 1982. Folha SF. 21 - Campo Grande. *Projeto RadamBrasil, Geologia*. Rio de Janeiro, Min. das Minas e Energia; Secretaria Geral. v. 28, p. 23- 124.
- Barros A.M., Silva R.H., Cardoso O.R.F.A., Freire F.A., Sousa Júnior J.J., Rivetti M., Luz D.S., Palmeira R.C.B., Tassinari C.C.G. 1982. *Projeto RadamBrasil, Levantamento dos Recursos Naturais*. Folha SD. 21– CUIABÁ. Rio de Janeiro, v. 26, p. 25-192.
- Bettencourt J. S., Leite Jr W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010. *The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview*. Journal of South American Earth Sciences, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.
- Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paraguá Block. *Precambrian Research*, 139: 121-146.
- Cox K.G., Bell, J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen e Unwin, London.
- Debon F. e Le Fort P. (1983): *A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Science*, **73**: 135-149.
- Faria D.A., Macambira M.J.B., Ruiz A.S., Lima G.A., Matos J.B. e Nascimento N.DC. *No Prelo*. Geologia, Geoquímica e Geocronologia (U-Pb) do Gnaiss Triunfo, Complexo Metamórfico Serra do Baú, Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*.
- Faria D.A., Ruiz A.S., Matos J.B., Sousa M.Z.A., Lima G.A., Moacir J.B.M. 2014 Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss – Serra do Baú Intrusive Suite – Paraguá Terrane – SW Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 139-154.
- Figueiredo F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Macambira, M.J.B. 2013. Ortognaiss Turvo – registro de magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2):401-422.
- França O., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., Batata E.F., Lafon J.M., 2014. Geology petrology, U-Pb (shirimp) geochronology of the Morrinhos granite – Paraguá terrane, SW Amazonian craton: implications for the magmatic evolution of the San Ignácio orogeny. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):415-432.
- Frost B. R., Barnes, C. G, Collins W. J., Arculus R. J., Ellis, D. J., Frost C., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Harris N.B.W., Pearce J.A, Tindal A.G. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: M.P. Coward & A.C. RIES (ed.) *Collision Tectonics*. London The Geol. Soc. Spec. Bull., 19:67-81.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Jesus G.C. Sousa M.Z.A. Ruiz A.S., Matos J.B. 2010. Petrologia e geocronologia (U/Pb -Sm/Nd) do Granito Passagem, Complexo Granitóide Pensamiento, SW do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3): 392-408.

- La Roche (de) H. 1980. Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, **13**:65-88.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236 p.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. E Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. *Tectonic discrimination of granitoids*. Geol. Soc. Amer. Bull., 101:635-643.
- Matos J. B., Juliani C., Tokashiki C.C., Oliveira R.F., Ruiz A.S. 2013. Granulitos Ortoderivados da Suíte Lomas Manechis, Fronteira Brasil-Bolívia - Geoquímica e Geocronologia. In: 13° Simp. Geolo. da Amazônia. Belém, 305p.
- Nakamura K. 1977. *Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2:1-16.
- Nalon P. A., Sousa M. Z. A., Ruiz A. S., Macambira M. J. B. 2013. Batólito Guaporé: uma extensão do Complexo Granitóide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):85-100.
- Nascimento N.D.C. 2015. *Geologia, Geocronologia U-Pb e Sm-Nd e Petrologia do Migmatito Furna Azul: Implicações sobre a Evolução Crustal Mesoproterozoico da Orogenia San Ignácio-SW do Cráton Amazônico*. Dissertação do Programa de Pós-Graduação em Geociências- UFMT.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, 39:54-67.
- Pearce J.A. 1996. *Sources and setting of granitic rocks*. Episodes, 19:120-125.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *J. Petrol.*, 25(4):956-983.
- Rizzotto G.J., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Tohver E., Pimentel M.M., Mc Naughton N.J. 2013. The Mesoproterozoic Guaporé Suture in the SW Amazonian Craton: Geotectonic Implications Based on Field Geology, Zircon Geochronology and Nd-Sr Isotope Geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 48(1): 271-295, doi:10.1016/j.jsames.2013.10.001.
- Ruiz A. S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso - Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, *Anais*.
- Ruiz A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., McNaughton N. J., Fletcher I. R. A. 2000. 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 R.O.B., Pitthan J.H.L., Barbosa E.S., Fernandes C.A.C., Tassinari C.C.G., Campos D. A. 1979. *Projeto RadamBrasil*. Folha SD.20 Guaporé, Rio de Janeiro. (Levantamentos de Recursos Naturais, 19).

p. 21-123.

Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Mato R.S., Hartmann L.A., Chemale JR F. & Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*.

Silva J.N., Seixas S.R.M., Pimentel G.B., Coutinho M.G.M. 1978. *Projeto Mantiqueira-Furnas*. Rel. Interno. CPRM/DNPM. Belo Horizonte

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. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 41–95.*

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. *Geochronological provinces of the Amazonian Craton*. Episodes 22, 174–182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. *A evolução tectônica do Cráton Amazônico*. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, p. 471-485.

Teixeira W, Geraldes M.C., Matos R., Ruiz A.S., Saes G., Mattos G.V., 2010. A Review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 47-60p.

CAPÍTULO V

1. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A complexa evolução geológica e tectônica da Província Rondoniana-San Ignacio é caracterizada pela amalgamação de diversos blocos crustais durante eventos orogênicos ocorridos durante o Mesoproterozoico no SW do Cráton Amazônico. Tais fragmentos crustais ou terrenos exibem evidências litoestratigráficas, tectono-metamórficas, magmáticas e geocronológicas que atestam o caráter alóctone dos mesmos. Considerando a região entre o SW de Mato Grosso e oriente da Bolívia, são atualmente reconhecidos os seguintes terrenos: Alto Guaporé, Paraguá, Rio Alegre e Jauru (Ruiz 2009 e Bettencourt *et al.* 2010), sendo que a área investigada encontra-se inserida no Terreno Paraguá, mais especificamente, no setor reativado pela Faixa Móvel Aguapeí.

O conjunto de dados de campo acompanhado pelas análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas (U-Pb em zircão) demonstraram que o Terreno Paraguá, na concepção de Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010), estende-se em território brasileiro. Os gnaisses ortoderivados tipo Chiquitania, correspondem ao Complexo Serra do Baú, enquanto os anfibolitos, granulíticos e gnaisses paraderivados do Complexo Granulítico Lomas Manechis correspondem ao Complexo Metamórfico Ricardo Franco, no Brasil. Todo esse conjunto é intrudido granitos enquadrados no Complexo Granitoide Pensamiento, denominado no Brasil de Suíte Intrusiva Pensamiento.

O embasamento paleoproterozoico do Terreno Paraguá em território brasileiro, objeto deste trabalho, é composto por granulitos, anfibolitos (xenólitos) e gnaisses paraderivados, remanentes de rochas supra crustais (Complexo Metamórfico Ricardo Franco), mais jovens que 1,7 Ga (idade fornecida pelo zircão detrítico mais jovem encontrado nessas rochas). O Complexo Metamórfico Ricardo Franco serviu de encaixante para os protólitos ígneos que deram origem aos gnaisses cálcio-alcálicos de composição ácida a intermediária englobados no Complexo Serra do Baú (1,7 a 1,6 Ga).

O gnaiss paraderivado (Sillimanita-Cordierita-Hornblenda Gnaiss com presença de rara de granada) pertencente ao Complexo Metamórfico Ricardo Franco, encontrado na área de estudo, foi afetado por metamorfismo na fácies anfibolito alto a granulito. Já os gnaisses ortoderivados do Complexo Serra do Baú, apresentam mineralogia essencial bem semelhante: quartzo, feldspatos alcalinos, plagioclásio, biotita como principal mineral máfico, hornblenda e alguns com presença de granada. Os minerais acessórios estão representados por titanita, rutilo,

allanita, apatita e opacos; enquanto clorita, titanita, sericita, muscovita, epidoto/clinozoizita, argilominerais, calcita e opacos constituem a paragênese de alteração.

Os dados sugerem que quase toda área foi afetada por três fases deformacionais, sendo que a primeira corresponderia ao metamorfismo regional de fácies granulito a anfibolito de alto grau, com atuação, possivelmente durante a Orogenia Lomas Manechis (1,7 a 1,6 Ga) e que gerou o bandamento gnássico nesses complexos metamórficos. A segunda fase de deformação é caracterizada por um metamorfismo regional de fácies anfibolito, responsável pelo dobramento do bandamento gnássico, possivelmente associado à Orogenia San Ignacio (1,4 a 1,3 Ga), que deve ter aglutinado o próton cráton Paraguá ao SW do Cráton Amazônico, deformando as rochas do Complexo Granitoide Pensamiento e Suíte Intrusiva Pensamiento. O terceiro evento deformacional, parcialmente representado na área de estudo, é representado pelas paragêneses de fácies xistos verdes indicando um evidente processo de retrometamorfismo associado à clivagem de crenulação em ambos os complexos e pela deformação da cobertura Aguapeí.

Geoquimicamente, as rochas do Complexo Metamórfico Ricardo Franco, estudadas neste trabalho, correspondem ao campo de rochas sedimentares e metassedimentares, sugerindo que essas rochas possuem como protólito, grauvacas ou arcossias. As rochas do Complexo Serra do Baú, por sua vez, constituem uma sequência felsica formada a partir de um magma subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, peraluminoso a metaluminoso. As rochas se formaram através de mecanismos de cristalização fracionada envolvendo contaminação crustal, indicada pelo fracionamento negativo de Nb, assim como pelo $\epsilon_{Nd(t)}$ -3,86 para o Gnaiss Rio Fortuna, na Bolívia.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, *Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia*, p 36. (Boletim 241).
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Craton do Guaporé. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 28. *Anais, Porto Alegre*, v. 6, p. 7-17.
- Almeida F.F.M. 1978. Tectonic map of south América 1:5.000.000. Explanatory note Brasília DNPM/DGMW/UNESCO, 23p.
- Barros A.M., Silva R.H. da, Cardoso O.R.F.A., Freire F.A., Souza Jr. J.J., Rivetti M., Luz, D.S., Palmeira R.C., Tassinari C.C.G., 1982. *Folha SD. 21, Cuiabá*. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia, Projeto RADAMBRASIL - Geologia, (26): 25-192.
- Bettencourt J.S, Leite Jr W. B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R. M. 2010. *The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview*. Journal of South American Earth Sciences, Volume 29, Issue 1, Pags.28-46.
- Brito Neves B.B.& Fuck R. A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. 2013. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v.47, p.72-89.
- Campos F.A.P. & Nascimento N.D.C. 2013. *Análise Estrutural e Metamórfica do Terreno Paraguá, Porção Norte da Folha São João do Guaporé - SW do Cráton Amazônico (MT)*. Instituto de Ciências Exatas e da Terra - UFMT, Monografia de Graduação. 116 p.
- Cordani U.G., Tassinari C.G.C., Teixeira W, Basei M.A.S, Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno 2, Arica, Anais*, pp. 137–138.
- Faria D.A. 2011. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no Gnaisse Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico-Brasil*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, 92p.
- Figueiredo F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Macambira, M.J.B. 2013. Ortognaisse Turvo - registro de magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(2):401-422.
- França O., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., Batata E.F., Lafon J.M., 2014. Geology petrology, U-Pb (shirimp) geochronology of the Morrinhos granite – Paraguá terrane, SW Amazonian craton: implications for the magmatic evolution of the San Ignácio orogeny. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(3):415-432.
- Fuck R.A., Neves B.B.B., Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research* 160, 108–126.
- Jesus G.C., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S., Matos J.B. 2010. Petrologia e geocronologia (U/Pb -

Sm/Nd) do Granito Passagem, Complexo Granitóide Pensamiento, SW do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3): 392-408.

Klick B.A. & Litherland, M. 1982. *A model for the Proterozoic structural history of eastern Bolivia*. Rep. East. Bolivia Miner. Expl. Proj. Santa Cruz, BAK/15 (inédito).

Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. E Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.

Matos J.B., Assis M.M.C., Jesus G.C., Sousa M. Z. A, Costa P.C.C., Silva C.H., Ruiz A.S. 2006. Rochas Granulíticas Félsicas da Fronteira Brasil-Bolívia: aspectos petrográficos preliminares. *In: XVII Congresso Geológico Boliviano, Sucre. Colegio de ingenieros geólogos de Chuquisaca. Sucre: Colegio de Geólogos de Bolivia, v. único. p. 126-128.*

Matos J.B., Schorscher J.H.D., Geraldés M.C., Souza M.Z.A., Ruiz, A.S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica Mesoproterozoica no SW do Craton Amazônico. *Geologia USP. Série Científica*, 4:75- 90.

Monteiro H., Macedo P.M., Silva M.D., Moraes A.A., Marchetto, C.M.L. 1986. O 'Greenstone Belt' do Alto Jauru. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Anais, Goiânia 2: 630-647.*

Nalon P.A., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S., Macambira M. J. B. 2013. Batólito Guaporeí: uma extensão do Complexo Granitóide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):85-100.

Queiroz T.T.N. 2006. *Caracterização Geológica das Imediações de Vila Bela da Santíssima Trindade, Mato Grosso - Região da Fazenda Guará - Com Enfoque na Petrografia e Geoquímica da Suíte Intrusiva Guará*. Trabalho de Conclusão de Curso.

Ruiz A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.

Ruiz A. S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Craton Amazônico: ênfase em Mato Grosso - Brasil. *In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais.*

Ruiz A.S., Matos J. B., Sousa M. Z. A., Lima G. A., Macambira M. B., Matos, G. R., Faria D.A., Faça O., Costa P.C.C. 2012. Granites of Pensamiento Intrusive Suite: Records of Continental Magmatic Arc San Ignacio in Brazil. *In: VIII South American Symposium on Isotope Geology Medellín. 2012. v. único.*

Saes G.S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2 – 1.0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Instituto de Geociências,

Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 135p.

Saes G.S. & Fragoso César, A.R.S. 1996. Acresção de terrenos mesoproteróicos no SW da Amazônia. *In: SBG, Cong. Bras.Geol.*, 39, *Salvador*, Boletim de Resumos Expandidos, (1) 348p.

Santos J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Orgs.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – CPRM, Brasília IV (II)*, pp. 169–226.

Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H.E. Groves D.I., Mcnaughton, N. J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pband Sm-Nd Geochronology, *Gondwana Research*, 3:453-488.

Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Mato R.S., Hartmann L.A., Chemale JR F. & Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*.

Sato k., Basei M. A. S., Siga O. J., 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP Série Científica*, 8: 77-99.

Stern R. A. 1998. High-resolution sims determination of radiogenic trace-isotopic ratios in minerals. Mineralogical association of Canada. *Short Course Series*, (27): 241-268.

Streckeisen, A. 1976. *To each plutonic rock, its proper name*. *Earth Science Review*, Amsterdam, v. 12, p. 1-33.

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 139 p.

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*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41–95.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. *Geochronological provinces of the Amazonian Craton*. *Episodes* 22, 174–182.

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

Teixeira W., Geraldés M.C., Matos R., Ruiz A.S., Saes G.S., Mattos G.V., 2010. A Review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American*

Earth Sciences 47-60p.

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

Williams I. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, *In*: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I., (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, (7): 1-35.

ANEXO

ARTICLE

Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss – Serra do Baú Intrusive Suite – Paraguá Terrane – SW Amazonian Craton

Geologia, Geoquímica e Geocronologia (U-Pb) do Gnaiss Rio Fortuna – Suíte Intrusiva Serra do Baú – Terreno Paraguá – SO do Cráton Amazônico

Débora Almeida Faria^{1,2*}, Amarildo Salina Ruiz^{1,2,3}, João Batista Matos^{1,2,4}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{1,2,4}, Gabrielle Aparecida de Lima^{1,2}, Moacir José Buenano Macambira^{1,5}

RESUMO: O Gnaiss Rio Fortuna aflora na região da serra Santa Bárbara, nas imediações do Destacamento Militar Fortuna, na fronteira Brasil–Bolívia. Estes ortogneisses estão inseridos no Terreno Paraguá, em um setor afetado pela Orogenia Sunsás (1.0 a 0.9 Ga.). São classificados como ortogneisses de composição monzo a granodiorítica, com registros de, no mínimo, três fases de deformação. Idade U-Pb em zircão de 1.711 ± 13 Ma obtida por ablação a laser MC-ICP-MS, é considerada como correspondendo à idade de cristalização do protólito ígneo. Geoquimicamente, essas rochas constituem uma sequência ácida formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, metaluminoso a peraluminoso.

PALAVRAS-CHAVE: *Cráton Amazônico; geologia estrutural; geoquímica; geocronologia U-Pb.*

ABSTRACT: *The Rio Fortuna Gneiss crops out in the Serra Santa Bárbara, near the Fortuna military headquarters, on the Brazil–Bolivia border. These orthogneisses are located in a portion of the Paraguá terrain affected by the Sunsás Orogeny (1.0–0.9 Ga.). They are classified as monzo to granodiorite orthogneisses and underwent at least three episodes of deformation. The U-Pb zircon age of 1.711 ± 13 Ma obtained by laser ablation MC-ICP-MS is interpreted as the crystallization age of this orthogneiss. Geochemically, these rocks form a sequence comprising acidic subalkaline magmatism, calc-alkalic-type high-K, and metaluminous to peraluminous.*

KEYWORDS: *Amazonian Craton; structural geology; geochemistry; U-Pb geochronology.*

INTRODUCTION

The SW portion of the Amazonian Craton that crops out in Mato Grosso is part of the Rondonian-San Ignácio Geochronological Province. It holds geological and tectonic records of successive continental accretions, from the paleo- to the neoproterozoic. These successive accretion processes resulted in the juxtaposition of allochthonous terrains (Saes 1999;

Geraldes 2000; Boger *et al.* 2005; Ruiz 2005), which have been recently redefined by Ruiz (2009) and Bettencourt *et al.* (2010) as follows: Jauru Terrane (1.78 – 1.42 Ga.), Alto Guaporé Terrane (1.42 – 1.34 Ga.), Rio Alegre Terrane (1.51 – 1.38 Ga.), and Paraguá Terrane (1.82 – 1.32 Ga.).

Litherland *et al.* (1986) recognized three lithostratigraphic units that were formed prior to the onset of the San Ignácio and Sunsás orogenies. These units make up the Bolivian

¹Research Group on Crustal and Tectonic Evolution, Guaporé (RS), Brazil. E-mail: defaal.debora@gmail.com; gabilimagel@gmail.com; asruiz@gmail.com; jmatos@ufmt.br; prof.mzaguiar@gmail.com; moamac@ufpa.br

²Post-Graduate Program in Geosciences, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - ICET, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brazil. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM, Belém (PA), Brazil.

³Department of General Geology, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - ICET, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brazil.

⁴Department of Mineral Resources, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - ICET, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brazil.

⁵Pará-Iso Laboratory of Geochronology, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém (PA), Brazil.

*Corresponding author

Manuscript ID: 30024. Recebido em: 27/08/2013. Aprovado em: 03/02/2014

paleoproterozoic basement and have the following characteristics: the Lomas Manechis Granulitic Complex, which is composed of enderbite charnockites and feldspathic quartz-banded gneiss; the Chiquitania Gneiss Complex, which consists mainly of orthogneiss (Division B) and paragneiss (Division A), and the San Ignacio Schist Supergroup, which consists of an association of sedimentary metavolcanic rocks.

In Brazil, narrow granulitic bands (most likely associated with the Lomas Manechis Granulitic Complex) were found (Matos *et al.* 2006), in addition to several banded orthogneiss bodies, which were grouped by Ruiz (2005) in the Serra do Baú Intrusive Suite (SBIS) and correlated to the gneisses in Division B of Litherland *et al.* (1986).

The Rio Fortuna Gneiss, which is this study's object, was defined as part of the Chiquitania Gneiss Complex by Litherland *et al.* (1986) and geochronologically studied by Santos *et al.* (2008), who published U-Pb zircon ages of approximately $1,336 \pm 3$ Ma as the crystallization age for the igneous protolith, whereas values between 1,772 and 1,734 Ma were interpreted as the inheritance.

Based on a lithostructural mapping, followed by geochemical and petrographic analyses and U-Pb zircon dating of the Rio Fortuna Gneiss, this study intends to elucidate the magmatic and tectono-metamorphic evolution of the orthogneiss units in the SBIS, Paraguá Terrane, Rondonian-San Ignacio Province.

REGIONAL GEOLOGICAL CONTEXT

The Amazonian Craton is surrounded by neoproterozoic orogenic belts and is divided into six large geochronological provinces: Central Amazonian (> 2.3 Ga.), Maroni-Itacaiúnas (2.2 – 1.95 Ga.), Ventuari-Tapajós (1.95 – 1.80 Ga.), Rio Negro-Juruena (1.8 – 1.55 Ga.), Rondoniana-San Ignacio (1.55 – 1.3 Ga.), and Sunsás (1.3 – 1.0 Ga.) (Teixeira *et al.* 1989; Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000). Ruiz (2005) further adds the Rio Apa Province (1.8 – 1.3 Ga.) to the partitioning proposed by Tassinari *et al.* (2000), thus extending the Amazonian Craton south from the Tucavaca Aulacogen (Fig. 1A). Santos *et al.* (2000 and 2008) propose a different craton partitioning, and according to these authors, the area studied herein is located within the Sunsás Province (1.45 – 1.10 Ga.).

The SW portion of the Amazonian Craton that crops out to the east of Bolivia and part of the states of Rondônia, Mato Grosso, and Mato Grosso do Sul is divided into terranes that, according to Bettencourt *et al.* (2010), are named as follows: Jauru Terrane, Alto Guaporé Terrane, Rio Alegre Terrane, and Paraguá Terrane (Fig. 1B).

The Paraguá Terrane (1.82 – 1.3 Ga.), where the unit under investigation is located, is characterized by a lithotectonic

framework formed over at least three orogenic events: Lomas Manechis Orogeny (1.74 – 1.69 Ga.), San Ignacio Orogeny (1.35 – 1.3 Ga.), and Sunsás Orogeny (1.30 – 1.00 Ga.) (Bettencourt *et al.* 2010).

Litherland *et al.* (1986) partitioned the Bolivian portion of the Paraguá Terrane into three lithostratigraphic units: the Lomas Manechis Complex (1.68 Ga.), the San Ignacio Schist Supergroup (< 1.76 Ga.), and the Chiquitania Gneiss Complex. Santos *et al.* (2008) reported the following ages for the Rio Fortuna Gneiss, obtained using the U-Pb zircon dating method: values in the range of 1,772 – 1,734 Ma for the core, which is interpreted as the inheritance, and the value $1,336 \pm 3$ Ma, found at the rim of the crystal, which is interpreted as the age of protolith formation.

The Brazilian portion of the Paraguá Terrane is characterized by the physical continuity of these main units described for the Bolivian portion. However, the vast occurrence of granulite terrains and the metasedimentary units belonging to the San Ignacio Schist Supergroup are not found in Brazil. In terms of the lithostratigraphic correlation of gneiss units, the Division A gneisses of the Chiquitania Gneiss Complex (Litherland *et al.* 1986) have been correlated to the SBIS bodies described by Ruiz (2005), Faria (2011), and Figueiredo *et al.* (2013).

The SBIS in the region of the Fortuna military headquarters consists of four gneissic bodies, which can be observed in Fig. 2 and are named as follows: Córrego Retiro Gneiss, Córrego Vermelho Gneiss, Córrego Retiro II Gneiss, and Rio Fortuna Gneiss (Faria 2011).

GEOLOGY AND PETROGRAPHY

The Rio Fortuna Gneiss crops out mainly in slabs and blocks, is in tectonic contact with the Tarumá Granite, and is mainly covered by quaternary sediments of the Pantanal Formation. The petrographic study allowed for characterizing the rocks in the Rio Fortuna Gneiss as Biotite Gneiss with titanite, which are classified as granodiorites and monzogranites in Streckeisen's (1976) QAP diagram. The gneiss displays a whitish-gray color, a fine-to-medium grain size, and alternating discontinuous mafic and felsic bands, which are folded or complexly refolded and display granulite xenoliths attributed to the Lomas Manechis Granulitic Complex (Fig. 3).

Optically, the rocks studied herein exhibit a granolepidoblastic texture with gneiss bands defined by beds of quartz and feldspar and millimeter-sized mafic levels composed of biotite, chlorite, and titanite. The accessory minerals are titanite, rutile, allanite, apatite, and opaques, whereas chlorite, titanite, sericite, muscovite, epidote/clinozoisite, clay minerals, calcite, and opaques constitute the alteration

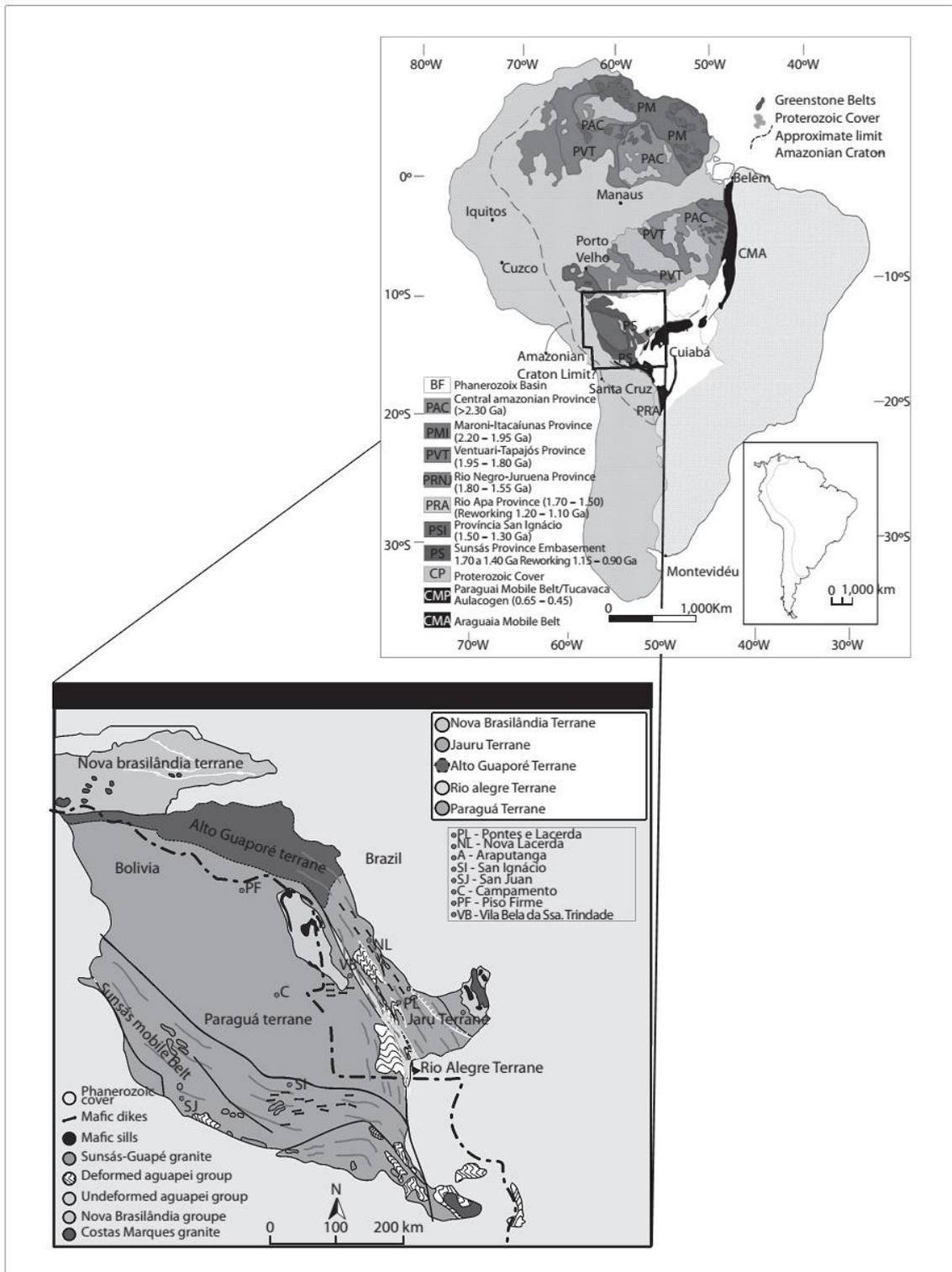


Figure 1. (A) presents a map with the geochronological partitioning of the Amazonian Craton, obtained from Ruiz (2005), and (B) shows the terrain-partitioning map for the SW portion of the Amazonian Craton, obtained from Ruiz (2009).

Geology of the Rio Fortuna Gneiss – Paraguá Terrane

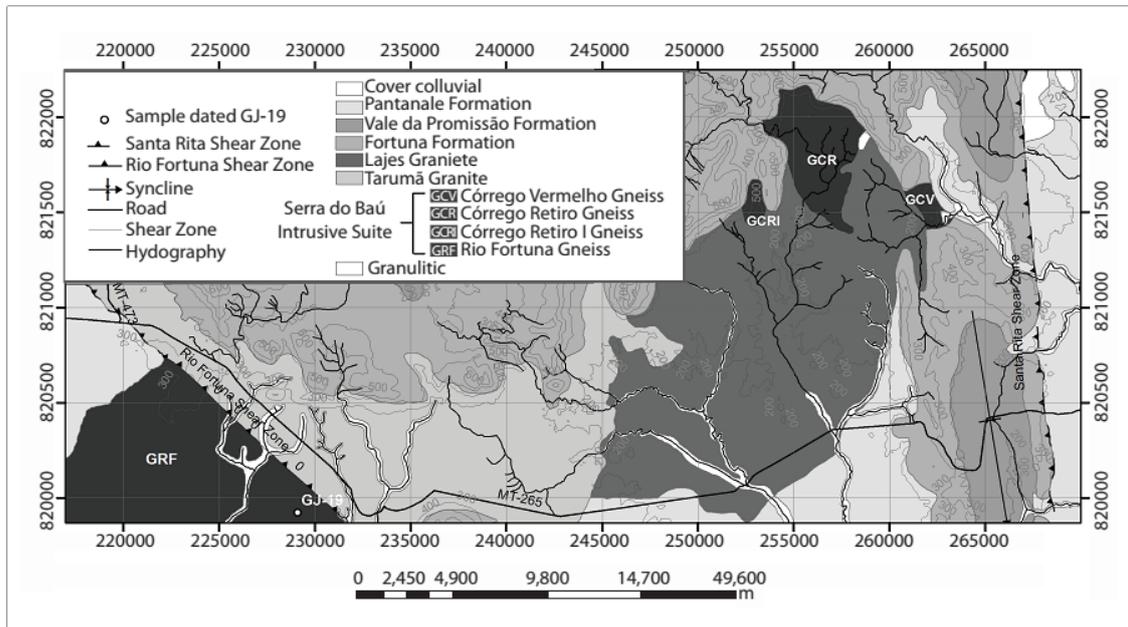


Figure 2. Geological map of Santa Rita region, Brazil-Bolivia border. Highlighting the Gneiss Intrusive Suite Serra do Baú and adjacent units.



Figure 3. Features of the Rio Fortuna Gneiss: mode of occurrence and field aspect, hand specimen with details of the gneissic banding.

paragenesis. The plagioclase exhibits anhedral and subhedral grains (sometimes shattered, with albite and/or pericline polysynthetic twins) and is classified as oligoclase by the Michel-Levy statistical method. It is locally intergrown with quartz of a vermicular aspect and alkaline feldspar, forming myrmekitic (Fig. 4A) and anti-perthitic textures, respectively, in which the host phase (microcline) is arranged in either a porphyritic form or in lamellae and grains (Fig. 4B). In some samples, it is intensely cloudy due to post-magmatic processes such as sericitization and saussuritization, with large

amounts of epidote/clinozoisite and sericite. The alkaline feldspars occur in anhedral porphyroclasts with shattered edges, found both in microcline and in orthoclase with grid (combined albite + pericline) and Carlsbad twinning, respectively. Commonly, they exhibit intergrowths with quartz that characterize a graphic texture and alteration to sericite and clay minerals. Quartz is found in anhedral grains (sometimes vermicular) in polygonal crystals, creating a mosaic texture and displaying undulatory extinction, dynamic recrystallization, and deformation bands and lamellae (Fig. 4C). Two varieties of primary biotite are found: one in millimeter-sized subhedral needles, with light-brown and greenish-yellow pleochroism, sometimes in a *kink band*, from partially to fully altered to chlorite, and others in thicker lamellae of reddish-brown to dark-green pleochroism, with rutile inclusions characterizing a sagenitic texture (Fig. 4D). Titanite is the most common accessory mineral in these rocks, but it also occurs as a secondary phase. In the first case, it is found in isolation or associated with biotite in the mafic levels or, more rarely, in the felsic bands, where it forms small prismatic crystals (Fig. 4E). As the secondary phase, titanite occurs in anhedral poikiloblasts, constituting a corona that results from an opaque mineral alteration process (possibly from ilmenite). Allanite is another primary episode, sometimes found metamictized with an epidote corona (Fig. 4F). Other accessory minerals are rutile and apatite, both of acicular habit, embedded in biotite and feldspars, respectively; there is also zircon, which

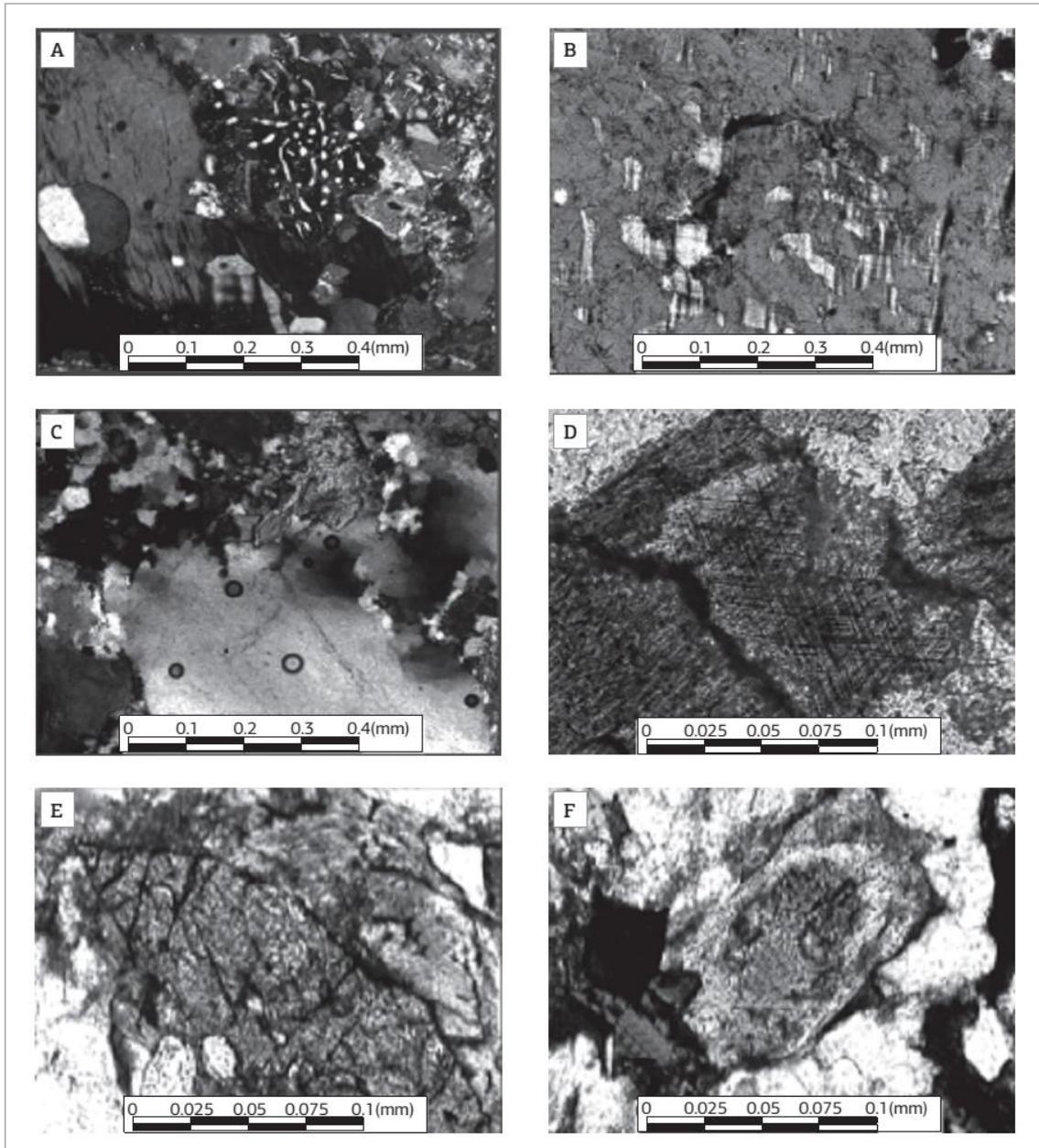


Figure 4. Photomicrograph of the Rio Fortuna Gneiss: (A) myrmekitic intergrowth; (B) anti-perthite detail in which the host phase corresponds to the microcline; (C) recrystallized quartz; (D) biotite with rutile inclusions characterizing a sagenitic texture; (E) primary prismatic titanite crystal associated with biotite; and (F) detail of metamictic allanite with epidote corona.

occurs as tiny crystals dispersed among the felsics or associated with biotite, where the crystals develop pleochroic halos. The opaques constitute primary or alteration phases and are found in crystals ranging from euhedral to anhedral, black or reddish in color, and can be observed interleaved with the mafics, in a symplectitic texture, or with opaques,

partially altered — thus originating titanite, rutile, biotite, or chlorite. The most common alteration phases comprise chlorite, clay minerals, sericite, sometimes muscovite, calcite, and minerals of the epidote group that generally occur at the plagioclase edges or in tiny grains dispersed inside this mineral or associated with the mafics.

GEOCHEMISTRY

Ten rock samples were selected for the chemical analyses, which were most representative of the Rio Fortuna Gneiss in their spatial distribution and texture diversity. First, these samples were cut, crushed, and pulverized in the Sample Preparation Laboratory of the Mineral Resources Department of the UFMT. Next, the samples were sent to *Acme Analytical Laboratories (Acmelab)* Vancouver/Canada for quantifications using ICP (inductively coupled plasma) and ICP-MS (ICP mass spectrometry) methods for major, minor, and trace elements, including rare earth elements (REEs), the results of which are shown in Table 1.

The rocks in this unit are of a slightly expanded acidic nature, with SiO₂ values between 67.17 and 75.76%. The Harker diagrams (Fig. 5) show coherent variation trends, with negative linear correlations between silica and Al₂O₃, (Fe₂O₃)_T, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, and MnO. These characteristics reflect the depletion of calcic plagioclase and primary mafic minerals — such as biotite, titanite, rutile, and apatite — during magmatic evolution. K₂O displays a positive correlation with silica, reflecting the increase in potassic feldspar in the differentiation, whereas the representative points for Na₂O contents in the analyzed rocks yield scattered plots, a result of this element's greater mobility during the action of post-magmatic processes. Among the trace elements, differentiation trends are observed in Sr, V, and Zr, whose distributions and negative correlations with silica are relatively similar, most likely due to the fractionation of plagioclase, titanite, rutile, and zircon.

Geochemically, the rocks studied herein are classified as rhyodacites-dacites and rhyolites in the SiO₂ versus Zr/TiO₂ (Fig. 6A; Winchester & Floyd 1977) and alkalis versus silica (Fig. 6B; Le Maitre 1989) diagrams and are essentially classified as granodiorites in the diagram proposed by La Roche (1980; Fig. 6C), which considers most major elements (R1 = 4 Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti) and R2 = 6 Ca + 2 Mg + Al).

The Na₂O + K₂O versus SiO₂ diagram of Irvine and Baragar (1971; Fig. 7B) suggests that the magmatism that created the protoliths of the Rio Fortuna Gneiss is of subalkaline affinity, while its calc-alkaline character is made evident in the AFM (Fig. 7A), Na₂O + K₂O, and CaO versus SiO₂ (Fig. 7B), and La versus Yb (Fig. 7C) diagrams proposed by Irvine and Baragar (1971), Peacock (1931), and Barret and MacLean (1999), respectively. The high-K calc-alkaline character of this magmatism is illustrated in Fig. 7D, K₂O versus SiO₂ (Le Maitre 2002), and its metaluminous-to-peraluminous affinity is shown in Maniar and Piccoli's A/CNK versus A/NK diagram (1989; Fig. 7E).

The tectonic environment was characterized using the Rb versus Y + Nb and Hf-Rb-Ta diagrams proposed by

Pearce *et al.* (1984; Fig. 8A) and Harris *et al.* (1986; Fig. 8B), respectively. These authors suggest magmatism generated in a magmatic arc. The REE contents of these lithotypes, normalized by Nakamura's chondrite values (1977; Fig. 8C), show similar distributions for most samples, especially for the Light REEs. They also show medium-to-strong fractionation of Heavy REEs in relation to Light REEs, with La/Lu_N values ranging from 8.90 to 50.62 and Eu/Eu* ratios between 0.53 and 1.06. These values correspond to a pattern ranging from moderate to no anomaly. Taken together with the negative Ta and Nb anomalies, this finding reinforces the interpretation that these rocks' origins are related to a magmatic arc environment. Some trace elements other than K₂O in the spidergram shown in Fig. 8D, normalized by the granite values for the Mid-Ocean Ridge by Pearce *et al.* (1984), indicate the enrichment of large-ion lithophile el, especially Rb, Ba, and Th, in relation to the high-field strength elements Ta, Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y, and Yb. In particular, the existence of a large positive Ce anomaly suggests a likely interaction with seawater (Munhá & Kerrich 1980). Furthermore, except for the Ce element, all high field strength elements display low normalized values (always below 1), which is a typical feature of high-K calc-alkaline magmatism (Scheepers 1995).

STRUCTURAL FRAMEWORK

Studies conducted on the Paraguá Terrane have revealed a complex deformational history for the gneiss and granulite units in Bolivia (Litherland *et al.* 1986; Boger *et al.* 2005) and Brazil (Matos & Ruiz 1991; Ruiz 2005; Figueiredo *et al.*, 2013). The gneiss units in the SBIS are evidence of ductile and ductile-brittle deformation processes and the superposition of at least three deformation phases, which attest to the complex metamorphic and deformational history that affected this unit.

The structural analysis of the Rio Fortuna Gneiss allowed the identification of three deformational phases, from here on denoted as P₁, P₂, and P₃, and their structural elements — folds, foliations, and lineations — which will be, respectively, denoted as Fd, Fl, and L, subscripted with the number of the deformational phase in which they were generated. For example, foliation Fl₁ is generated in the first deformational phase.

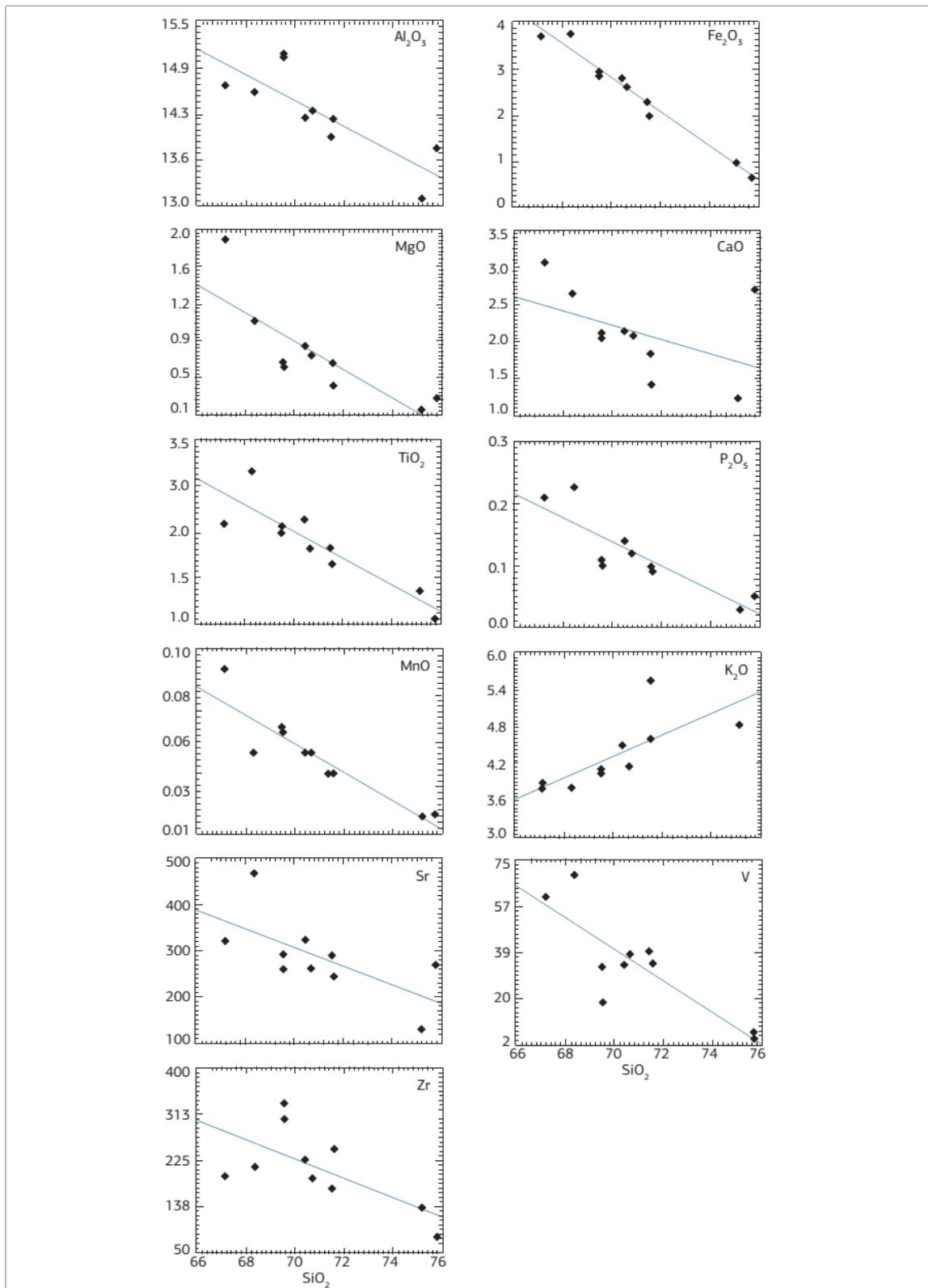
First deformational phase (P₁)

The P₁ deformational phase, created by the oldest compressive tectonic effort, was responsible for forming the Fl₁ gneissic banding (Figs. 9A and 11A) defined by the compositional segregation and orientation of the mafic and felsic minerals. The bands range from centimeter to millimeter

Table 1. Chemical composition of major, minor (weight %), and trace elements including REE (ppm) of the Rio Fortuna Gneiss

Samples	DF-33	DF-33B	DF-33C	DF-38	DF-38A	GJ-19	DF-21	DF-33'	DF-33A'	DF-33B'
Elements										
SiO ₂	69.53	71.48	70.66	68.34	67.17	75.76	75.13	69.51	71.57	70.41
Al ₂ O ₃	15.02	13.94	14.29	14.53	14.63	13.79	13.10	15.06	14.17	14.20
MnO	0.06	0.04	0.05	0.05	0.09	0.02	0.02	0.06	0.04	0.05
MgO	0.59	0.63	0.71	1.07	1.91	0.27	0.15	0.61	0.40	0.80
CaO	2.07	1.83	2.09	2.63	3.08	2.69	1.23	2.11	1.42	2.14
Na ₂ O	3.92	3.13	3.44	3.36	3.52	4.52	3.02	3.91	3.06	3.22
K ₂ O	4.06	4.61	4.17	3.82	3.82	1.35	4.84	4.13	5.56	4.50
TiO ₂	0.42	0.35	0.35	0.60	0.43	0.12	0.21	0.40	0.30	0.44
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.12	0.23	0.21	0.05	0.03	0.11	0.09	0.14
Fe ₂ O _{3t}	2.85	2.29	2.62	3.75	3.71	0.65	0.98	2.93	1.97	2.79
LOI	1.0	1.2	1.2	1.2	1.1	0.6	1.0	0.8	1.0	0.9
Total	99.66	99.65	99.70	99.58	99.70	99.82	99.74	99.64	99.56	99.98
Ba	1311	1515	1215	1958	994	462.7	660	1422	2240	1578
Nb	5.4	6.6	6.0	10.4	8.9	3.0	9.4	5.4	8.4	9.5
Pb	9.2	9.1	10.8	8.5	13.3	6.6	11.7	8.7	11.0	10.5
Rb	116.6	133.1	139.4	140.7	136.6	41.8	181	124.2	155.8	135.0
Sr	257.7	290.3	262.8	471.5	321.4	270.2	129.7	292.7	247.0	323.9
Th	11.5	10.1	12.9	24.4	10.7	15.9	21.3	13.8	9.2	14.7
U	0.7	0.7	0.7	3.8	1.4	0.8	2.0	0.8	1.4	1.3
V	33	39	38	70	60	5	-	19	34	34
Y	6.7	17.9	16.5	22.8	37.8	13.1	35.6	8.8	27.9	33.2
Zr	305.0	171.5	190.2	211.9	192.5	79.5	132.8	332.1	246.1	228.4
La	61.4	34.1	45.6	41.1	44.0	48.2	54.8	62.5	41.2	43.0
Ce	114.0	71.8	90.1	106.7	86.7	94.9	128.2	126.4	86.3	103.7
Pr	11.47	7.7	9.39	9.84	9.82	9.03	12.83	12.38	9.30	10.33
Nd	39.2	26.4	32.1	36.2	37.5	30.9	46	44.2	36.1	40.4
Sm	4.91	4.87	4.92	5.75	6.40	3.67	7.81	5.32	5.90	7.34
Eu	1.24	1.12	1.17	1.26	1.11	0.80	1.22	1.35	1.42	1.38
Gd	2.81	3.80	3.67	4.57	6.30	2.23	6.12	2.87	4.77	6.15
Tb	0.29	0.61	0.56	0.68	1.03	0.37	1.08	0.36	0.78	1.06
Dy	1.29	3.17	2.91	3.59	6.10	1.77	6.28	1.60	4.38	6.04
Ho	0.20	0.64	0.56	0.79	1.24	0.33	1.29	0.29	0.93	1.21
Er	0.69	1.72	1.77	2.30	3.76	0.89	3.55	0.78	2.65	3.38
Tm	0.10	0.25	0.25	0.37	0.57	0.89	0.54	0.12	0.43	0.52
Yb	0.71	1.49	1.47	2.45	3.41	0.89	3.49	0.85	2.89	3.22
Lu	0.13	0.20	0.22	0.37	0.53	0.12	0.48	0.15	0.45	0.44
Hf	7.9	4.4	5.3	5.9	5.1	2.2	4.3	8.7	6.0	6.1
Ta	0.5	1.1	0.7	1.3	0.7	0.4	1.1	0.5	1.5	1.5

Geology of the Rio Fortuna Gneiss – Paraguá Terrane

Figure 5. Variation diagrams of SiO_2 versus oxides, with traces for the Rio Fortuna Gneiss.

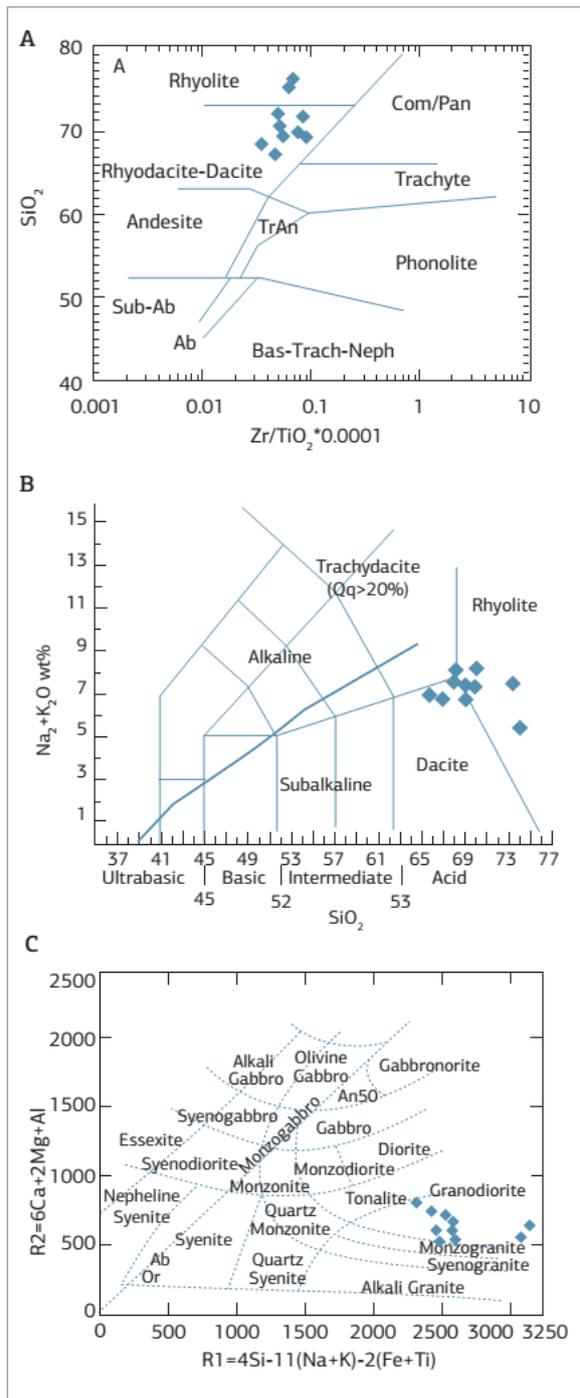


Figure 6. Classification diagrams for the Rio Fortuna Gneiss rocks: (A) SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977); (B) alkalis versus SiO_2 (Le Maitre 1989); (C) $R1$ versus $R2$ (Le Maitre 1989).

sizes and are discontinuous and irregular. Moreover, a paragenesis constituted by quartz + feldspars + biotites + chlorites + titanites is prominent, and the bands are often found parallel to the younger superimposed Fl_2 foliation.

The gneissic banding's pole stereogram shows a predominant attitude of $40/080$ Az and, in a smaller proportion, values close to $250/070$ Az (Fig. 11A). The distribution of poles in Fl_1 (Fig. 10A) defines a great circle girdle, indicating the folding of the P_2 phase and the style of the Fd_2 folds, with a slight plunge of the axis towards the NW quadrant.

Second deformational phase (P_2)

Deformational phase P_2 is responsible for the transposition and obliteration of deformational records from the P_1 phase. It is characterized by the tight folds of the Fl_1 foliation and the development of the schistosity-type axial-plane Fl_2 foliation (Fig. 11B). The parageneses found in this metamorphism of the Rio Fortuna Gneiss are mainly composed of hornblende + diopside (rare) + oligoclase, which is indicative of the upper amphibolite facies conditions.

The Fd_2 folds range from centimeter to millimeter sizes, are commonly symmetrical, tight, and of a similar type. Due to the average orientation of the axial surface and the hinge line, the Fd_2 folds are classified as plunging normal folds. At the Fd_2 flanks, it is common to find a transposition of the Fl_1 banding, resulting in parallelism of the Fl_1 and Fl_2 foliations, which display attitudes between $40/080$ Az and $70/080$ Az (Fig. 10B), with a discrete value scattering. There is also a stretching lineation with an attitude of approximately $35/060$ Az associated with the Fl_2 foliation.

Third deformational phase (P_3)

Deformational phase P_3 is marked by the development of the Fl_3 foliation surface (Fig. 11C), which is characterized by the local transposition of the Fl_1 and Fl_2 foliations. Fl_3 is a non-penetrative structure, with a plane axial to the Fd_3 folds, which can be described as open and gentle folds that range from centimeter to millimeter sizes. Fl_3 is classified as an Fl_3 spaced cleavage, commonly associated with discrete zones of ductile shear, with transcurrent kinematics and attitudes varying between $320/085$ Az and $005/080$ Az.

The crustal reheating imposed on these rocks triggered chemical changes in the alkaline feldspar, plagioclase, and biotite, producing a mineralogical readjustment marked by the formation of the sericite + carbonate + epidote and chlorite paragenesis, representing a paragenesis of green schist facies associated with retrometamorphic features.

U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY (LA-MC-ICP-MS)

The dated sample from the Rio Fortuna Gneiss (GJ-19) is a leucocratic, light-gray rock that has a medium grain size, is banded, and has a granodioritic composition.

Geology of the Rio Fortuna Gneiss – Paraguá Terrane

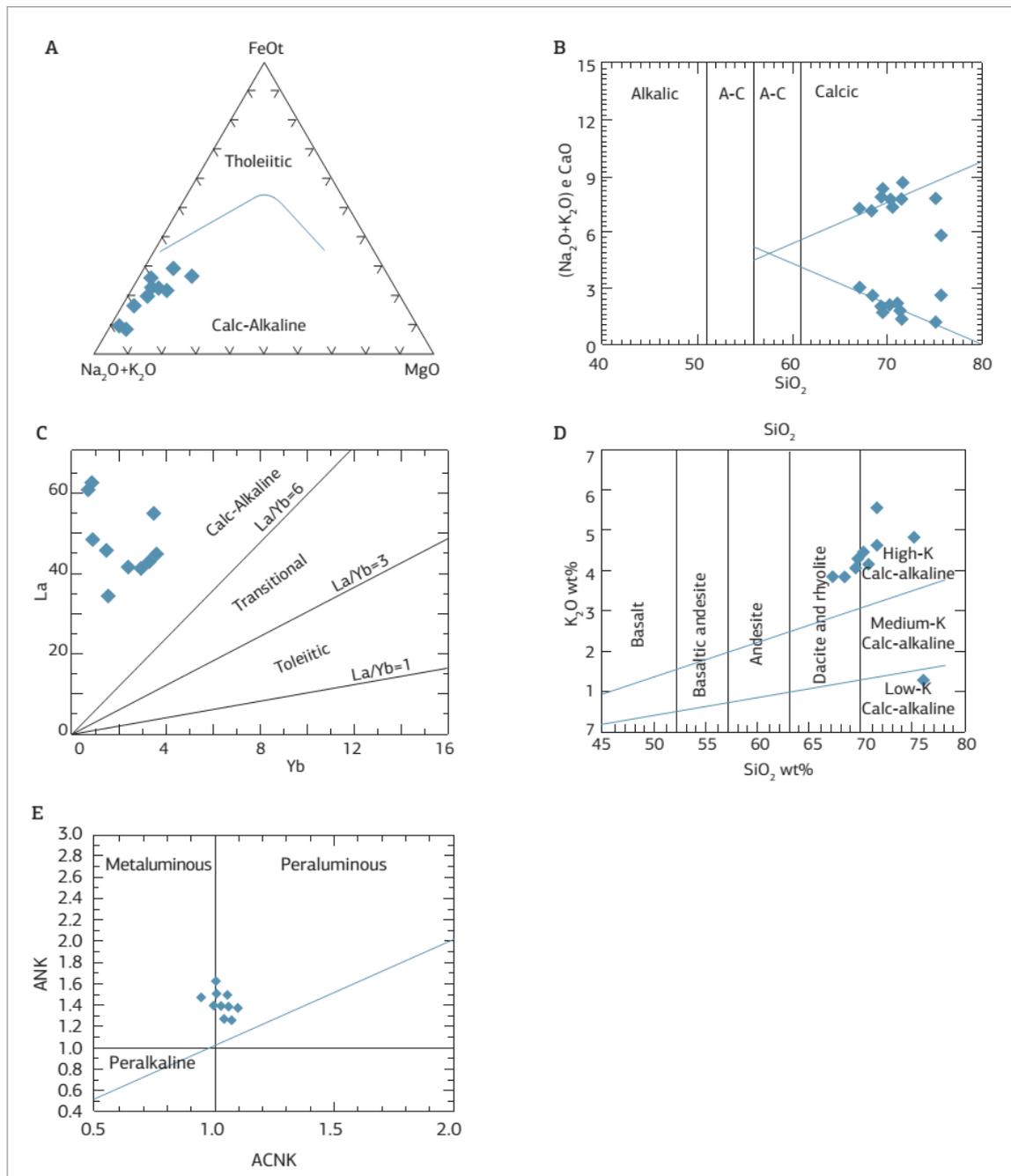


Figure 7. Classification diagrams of magmatic series for the Rio Fortuna Gneiss. (A) AFM (Irvine & Baragar 1971); (B) total alkalis and CaO versus silica (Peacock 1931); (C) La versus Yb (Barret & MacLean 1999); (D) K₂O% versus SiO₂% (Le Maitre 2002); and (E) A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli 1989).

The zircon crystals analyzed were concentrated in the Sample Preparation Laboratory of the Mineral Resources Department of UFMT. The sample was processed using conventional methods, such as crushing, milling, and

sieving. The non-magnetic fraction of the zircon population was separated using the Frantz magnetic separator, and zircon crystals were later manually selected using a binocular stereoscope.

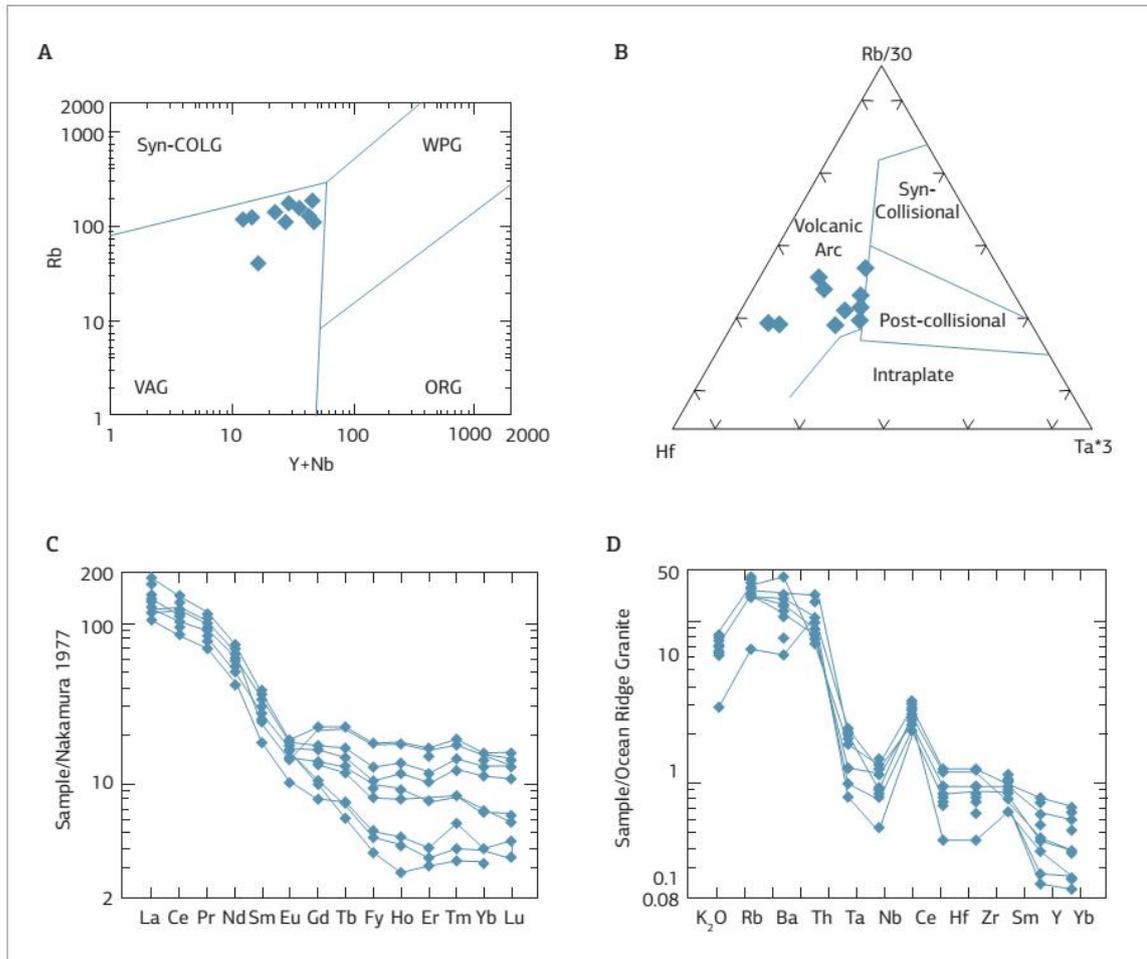


Figure 8. Rio Fortuna Gneiss diagrams: (A) and (B) tectonic environment diagrams, Rb versus Y + Nb by Pearce et al. (1984) and Hf-Rb-Ta by Harris et al. (1986), respectively; (C) REE distribution patterns, normalized by chondrite values (Nakamura 1977); (D) trace elements and K_2O , normalized by the granite values from the Mid-Ocean Ridge (Pearce et al. 1984).



Figure 9. Outcrop display the deformations imprinted on the Rio Fortuna Gneiss. Two foliations (F11/S1 and F12/S2) and the fold Fd2 transposition are prominent.

Crystals were mounted on a disk of epoxy resin, and the section was later polished. Finally, zircon crystals were photographed using scanning electron microscopy (SEM) and conventional optical microscopy (Fig. 13).

Approximately 50 zircon crystals were manually separated (using a binocular stereoscope), of which 14 grains were used to obtain the SEM images and the subsequent analysis. The analyzed zircon crystals were small, yellowish, and range from transparent to opaque; in addition, many of them were broken and fractured.

In the images obtained in the SEM, the zircon grains are characterized by pyramidal faces and terminations, and there are small fractures perpendicular to the faces in some of the grains (Fig. 12A, 12C, and 12E). Zircons A and E are rounder and have inclusions and fractures; in addition, clear zoning can be identified. The zircon crystal shown in Fig. 12C is more prismatic, and its zoning is not so evident.

Geology of the Rio Fortuna Gneiss – Paraguá Terrane

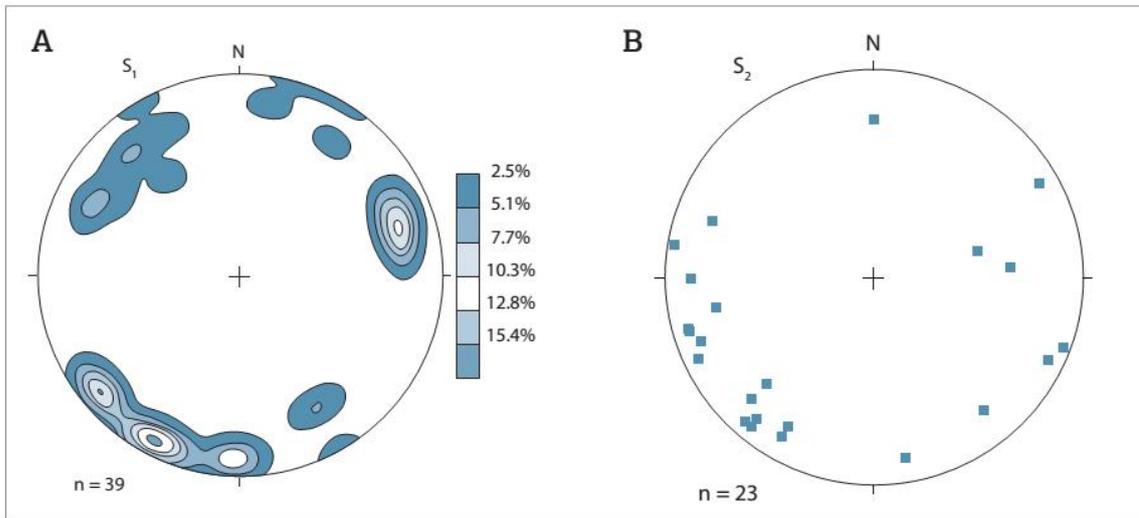


Figure 10. (A) Isofrequency stereogram for the F_1 gneiss banding's poles, illustrating the great circle girdle distribution caused by the folds of the P_2 phase, and (B) stereogram of the pole points of the F_2 schistosity.

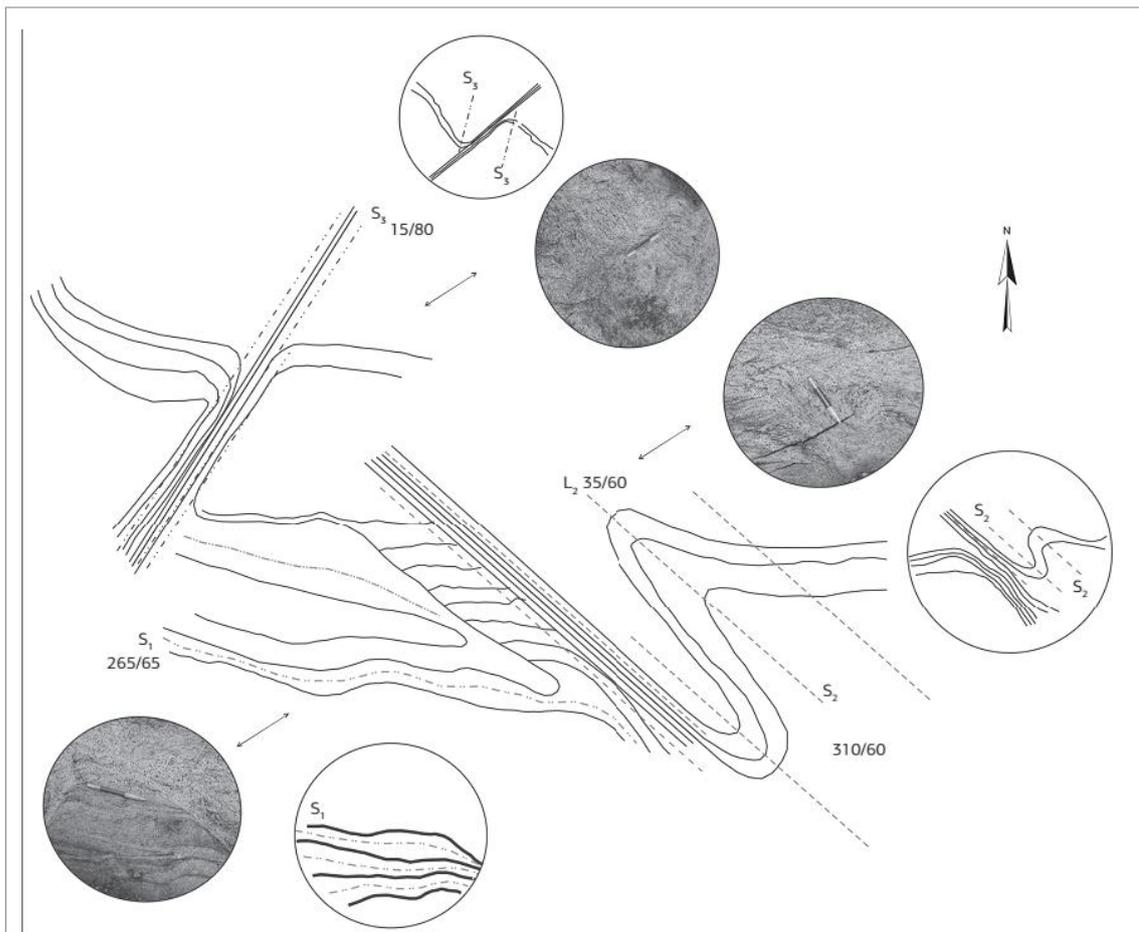


Figure 11. Illustrative schema for the deformational phases that affect the Rio Fortuna Gneiss. (A) Gneiss banding highlighting the non-transposed first foliation (F_1); (B) F_1 gneissic banding folded and partially transposed according to the direction of the F_2 foliation; and (C) transposition of the F_1 and F_2 foliations along the narrow shearing zones parallel to the F_1 foliation.

The analytical data with the isotopic ratios for the crystals dated using the U-Pb method are presented in Tab. 2. Isotope analyses were conducted in the Isotopic Geology Laboratory of the Federal University of Rio Grande do Sul (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) using a Thermo-Finnigan "Neptune" multicollector mass spectrometer with ICP and a "New Wave" laser ablation system (LA-MC-ICP-MS). After point analysis, the data were treated using proprietary software developed by Thermo-Fininning.

The concordia diagram obtained with the Isoplot v.3 software application (Ludwig 2001) shows that the zircon crystals analyzed herein provide an age for the upper intercept (forced through the origin) of $1,711 \pm 13$ Ma (Fig. 13). This result most likely corresponds to the crystallization age of the igneous protolith, and it is close to the youngest results published by Santos *et al.* (2008), between 1,772 and 1,734 Ma, obtained from the core portions of the zircon crystals of the same body studied herein.

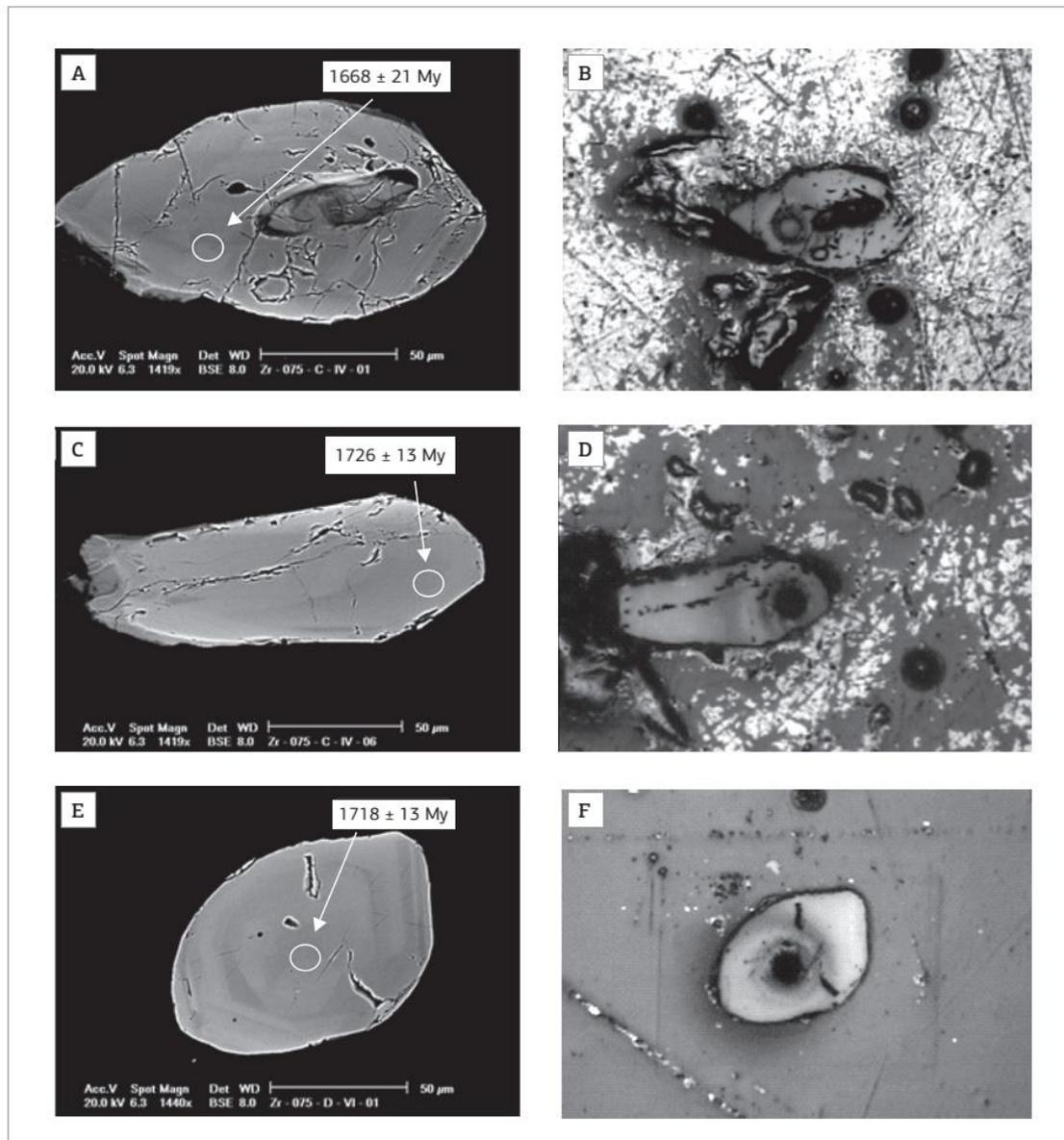


Figure 12. SEM images and optical microscopy photographs of the zircon crystals, with 25 µm spots produced by the laser microprobe, where A and B = Zr-075-C-IV-01, C and D = Zr-075-C-IV-06, and E and F = Zr-075-D-VI-01.

Geology of the Rio Fortuna Gneiss – Paraguá Terrane

Table 2. Synthesis of the data obtained from the U/Pb analysis on zircon using LA-MC-ICP-MS for the GJ-19 sample

N° Spot	Concórdia 1					Concórdia 2				
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	Rho	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	±	Rho
Zr-075-C-IV-01	4.1655	2.57	0.2936	2.01	0.78	3.4058	2.01	0.1028	1.61	1.25
Zr-075-C-IV-02	4.2951	2.02	0.2892	1.17	0.58	3.4578	1.17	0.1077	1.65	0.71
Zr-075-C-IV-05	4.5309	2.03	0.3153	0.94	0.46	3.1719	0.94	0.1042	1.80	0.52
Zr-075-C-IV-06	4.4780	1.51	0.3084	1.18	0.78	3.2427	1.18	0.1053	0.94	1.25
Zr-075-C-IV-10	4.7639	1.40	0.3045	1.05	0.75	3.0604	1.05	0.1057	0.92	1.14
Zr-075-C-IV-15	4.3726	2.22	0.3268	1.37	0.62	3.2838	1.37	0.1041	1.75	0.78
Zr-075-D-V-01	4.9488	1.52	0.3406	0.72	0.47	2.9360	0.72	0.1054	1.34	0.53
Zr-075-D-V-02	4.7954	1.37	0.3305	0.74	0.55	3.0254	0.74	0.1052	1.14	0.65
Zr-075-D-V-04	4.6649	1.21	0.3232	0.83	0.69	3.0938	0.83	0.1047	0.88	0.95
Zr-075-D-V-10	4.6879	1.59	0.3254	1.03	0.66	3.0731	1.04	0.1045	1.20	0.87
Zr-075-C-VI-01	4.3907	1.75	0.3072	1.01	0.58	3.2554	1.01	0.1037	1.43	0.71
Zr-075-C-VI-04	4.7747	1.60	0.3298	0.98	0.61	3.0320	0.98	0.1050	1.26	0.77
Zr-075-C-VI-06	4.5419	1.82	0.3142	1.30	0.71	3.1827	1.30	0.1048	1.27	1.02

N° Spot	Age (Ma)					$^{232}\text{Th}/^{235}\text{U}$	% Discor.	f206
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	±			
Zr-075-C-IV-01	1660	33	1667	1676	27	0.7219	1	0.0002
Zr-075-C-IV-02	1638	19	1692	1761	29	0.4752	7	0.0004
Zr-075-C-IV-05	1767	17	1737	1701	31	0.8895	-4	0.0018
Zr-075-C-IV-06	1733	21	1727	1720	16	0.5508	-1	0.0000
Zr-075-C-IV-10	1823	19	1779	1727	16	0.6541	-6	0.0002
Zr-075-C-IV-15	1714	24	1707	1699	30	0.7014	-1	0.0008
Zr-075-D-V-01	1890	14	1811	1721	23	0.8015	-10	0.0012
Zr-075-D-V-02	1841	14	1784	1718	20	0.4998	-7	0.0001
Zr-075-D-V-04	1805	15	1761	1709	15	0.9142	-6	0.0003
Zr-075-D-V-10	1816	19	1765	1705	20	0.5539	-6	0.0004
Zr-075-C-VI-01	1727	18	1711	1691	24	0.5148	-2	0.0030
Zr-075-C-VI-04	1937	18	1780	1714	22	0.7106	-7	0.0001
Zr-075-C-VI-06	1761	23	1739	1712	22	0.5699	-3	0.0002

DISCUSSION AND FINAL REMARKS

The SW portion of the Amazonian Craton developed by the successive joining of terranes, which culminated with the formation of the Rodinia Supercontinent (Boger *et al.* 2005; Bettencourt *et al.* 2010, among others). The Paraguá Terrane, considered within this study as an allochthonous continental block, exhibits geological records that indicate a polycyclic evolution history of long duration. The oldest geological units are paleoproterozoic and the youngest are neoproterozoic.

The Rio Fortuna Gneiss consists of ortho-derived, monzogranitic to granodioritic rocks of light-gray color and medium-to-fine grain size, and the formation exhibits a

prominent banded structure, a polydeformed pattern, and, quite often, partially assimilated and stretched amphibolite xenoliths. Felsic beds alternate with dark, discontinuous bands of millimeter size, whose predominant mafic mineral is biotite and which have a saogenitic texture. The accessory minerals are represented by titanite, rutile, allanite, apatite, and opaques, whereas chlorite, sericite, muscovite, epidote/clinozoisite, clay minerals, calcite, and another generation of titanite and opaques make up the alteration paragenesis.

Regarding the deformational history, the gneiss studied herein shows records of at least three deformational phases associated with the orogenies that affected the Paraguá Terrane. The P₁ deformational phase, characterized by the generation of the

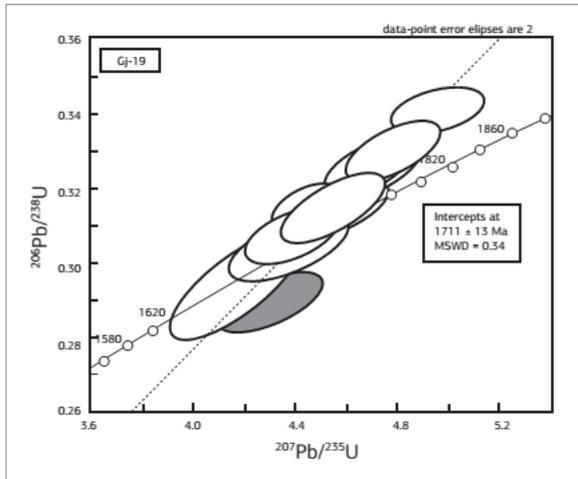


Figure 13. U-Pb concordia diagram for the GJ 19 sample from the Rio Fortuna Gneiss. The age obtained for the upper intercept is $1,711 \pm 13$ Ma.

gneissic banding (F_{l1}) at the deep crustal level, has been intensely affected by the P_2 deformational phase. This new phase triggers the transposition of the F_{l1} banding, which takes on a predominant attitude of $40/080$ Az or $250/80$ Az, and nucleates symmetric, closed, and similar-type folds with flank transposition. The F_{l2} foliation, arranged according to the axial surface of the F_{d2} folds, is characterized as a schistosity with an attitude between $40/080$ Az and $70/080$ Az. The P_3 deformational phase is marked by the appearance of the F_{l3} foliation, which is characterized by locally transposing the F_{l1} and F_{l2} foliations according to an average direction of $150/80$ Az. Furthermore, it is not penetrative and is associated with open and gentle folds (F_{d3}).

Tentatively, the structures formed in P_1 are related to the oldest orogenic event, most likely the Lomas Manechis Orogeny from Litherland *et al.* (1986) and Bettencourt *et al.* (2010). The P_2 phase creates tectonic structures that can be correlated with the structural elements described in the sin- to tardi-kinematic granitoids of the Pensamiento Intrusive Suite (1.36–1.30 Ga.), which allows this deformational phase to be associated with the San Ignacio Orogeny from Litherland *et al.* (1986). The last phase (P_3) occurred in a shallow crustal level, as indicated by the ductile-brittle structures described herein. However, it was not possible, based on the data obtained in this study, to propose their association to any of these orogenic events.

Geochemically, these rocks are an acidic sequence formed by subalkaline magmatism of the high-potassium calc-alkaline type, from peraluminous to metaluminous, which evolved through fractionated crystallization mechanisms associated with crustal contamination. The U/Pb zircon geochronological data indicate $1,711 \pm 13$ Ma to be the crystallization age of the lithotype studied here.

The geological, geochemical, and geochronological data obtained for the Rio Fortuna Gneiss are comparable to those of the Chiquitania Gneiss complex of Litherland *et al.* (1986) and, more exactly, to those from Unit B gneisses. From the tectonic environment perspective, the results in this study suggest that the igneous protolith was generated in a convergent tectonic environment, similar to the continental magmatic arc, of andine-type due to the consumption of the paleoproterozoic oceanic lithosphere. The polydeformed character of the Rio Fortuna Gneiss, in association with the U-Pb age of $1,336 \pm 6$ Ma obtained at the edge of a zoned zircon (Santos *et al.* 2008), suggests that it suffered the same metamorphic and deformational effects of the San Ignacio Orogeny, possibly the event marking the joining of the Paraguá Terrane to the Amazonian proto-craton. The last tectonic event, i.e., the Sunsás Orogeny, weakly reworks the Rio Fortuna Gneiss rocks, as well as those from other geological units in the paleo- to mesoproterozoic basement.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the Post-Graduate Program in Geosciences, Coordination for the Development of Graduate Education Personnel (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior CAPES, PROCAD 096/2007) and the National Counsel of Technological and Scientific Development (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, Proc. 479779/2011-2) for financially supporting this study's development, and are grateful to the Research Group in Crustal and Tectonic Evolution – Guaporé and the National Institute for Amazonian Sciences and Geosciences Technology (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia GEOCIAM) for their support. The first author thanks CAPES for granting her the Master's scholarship.

REFERENCES

- Barrett T.J. & MacLean W.H. 1999. Volcanic sequences, lithochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *Reviews in Economic Geology*, **8**:101-131.
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(1):28-46.
- Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsás region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, **139**: 121-146.

Geology of the Rio Fortuna Gneiss – Paraguá Terrane

- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen e Unwin, London.
- Faria D.A. 2011. Geologia, geoquímica e geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no gnaíse Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Craton Amazônico-Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, p. 92.
- Figueiredo F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A. de, Macambira, M.J.B. 2013. Ortognaíse Turvo – registro de magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(2):401-422.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindal A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward & A.C. Ries (ed.), *Collision Tectonics*, London. *The Geological Society Special Bulletin*, **19**:67-81.
- Geraldes M.C. 2000. Geocronologia e geoquímica do Plutonismo Mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Ph.D Thesis, p. 193.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- La Roche (de) H. 1980. Granites chemistry through multicaticonic diagrams. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, **13**:65-88.
- Le Maitre R.W.A. 1989. *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford, Blackwell, p. 193.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 236.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G.E., Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office, p. 140.
- Ludwig K.R. 2001. ISOPLOT/Ex. rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1A, p. 59.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American Bulletin*, **101**:635-643.
- Matos J.B. & Ruiz A.S. 1991. Contribuição à geologia da Folha Santa Rita [Contribution to the geology of the Santa Rita sheet] – Mato Grosso. In: III Simp. Geol. Centro Oeste, Proceedings, Cuiabá, p. 122-130.
- Matos J.B., Sousa M.Z.A., Silva C.H., Costa P.C.C., Ruiz A.S., Quadros A.P., Godoy A.M., Assis M.M.C., Jesus G.C. 2006. O Ortognaíse Tarumã do Domínio Paraguá: Caracterização petrogenética preliminar. In: IX Simp. Geol. Centro Oeste, Proceedings, Goiânia, p. 187-190.
- Matos R., Teixeira W., Geraldes M.C., Bettencourt J.S. 2009. *Geochemistry and Nd-Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, East Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting*. Geol. USP, Sér. Cient., São Paulo, **9**(2):89-117.
- Munhá J. & Kerrich R. 1980. Sea water-basalt interaction in spilites from the Iberian Pyrite Belt; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73, p. 191-200.
- Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **2**:1-16.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, **39**:54-67.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petroleum*, **25**(4):956-983.
- Ruiz A.S. 2005. Evolução geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. UNESP. Rio Claro, SP. Ph.D Thesis, p. 260.
- Ruiz A.S. 2009. Compartimentação tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosí, Proceedings.
- Saes G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacogeno Aguapeí (1.2 - 1.0 Ga) e dos Terrenos do seu embasamento na Porção Sul do Cráton Amazônico. Geosciences Institute, University of São Paulo, Ph.D Thesis, p. 135.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. 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., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Mato R.S., Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**:120-152.
- Scheepers R. 1995. Geology, geochemistry and petrogenesis of Late Precambrian S-, I- and A- type granitoids in the Saldania belt, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **21**(1):35-58.
- Streckeisen A. 1976. *To each plutonic rock, its proper name*. Earth Science Review, Amsterdam, v. 12, p. 1-33.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes **22**, 174-182.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., 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. 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, p. 41-95.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.

 Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de
DÉBORA ALMEIDA FARIA

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **DÉBORA ALMEIDA FARIA**, orientanda do Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA), composta pelos professores doutores Maria Zélia Aguiar de Sousa (UFMT), Jean Michel Lafon (UFPA), Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA), e Cláudio Nery Iamarão (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada “**PETROGRAFIA, ANÁLISE DEFORMACIONAL E GEOCRONOLOGIA (U-Pb) DOS GNAISSES DO TERRENO PARAGUÁ: PROVÁVEL ARCO VULCÂNICO OROSIRIANO – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.**”, emite o seguinte parecer:

A candidata apresentou seus resultados em tempo adequado, de modo claro, e abordou de modo seguro praticamente todo o conteúdo do trabalho.

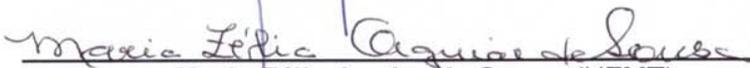
O documento apresentado, apesar de ter conteúdo compatível com as exigências do programa e representar importante contribuição ao conhecimento da geologia da região em foco, contém erros pontuais. A banca ressaltou vários itens específicos que podem ser implementados. Essas observações deverão ser aproveitadas positivamente para a melhoria dos artigos que compõem o documento final.

Com base no exposto, a banca examinadora decidiu pela aprovação da candidata.

Belém, 16 de abril de 2015.



Moacir José Buenano Macambira (Orientador - UFPA)



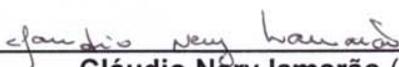
Maria Zélia Aguiar de Sousa (UFMT)



Jean Michel Lafon (UFPA)



Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA)



Cláudio Nery Iamarão (UFPA)