



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

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 506**

**GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DO EMBASAMENTO  
ÍGNEO-METAMÓRFICO ARQUEANO DA VILA TANCREDO  
NEVES, NE DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA  
MINERAL DE CARAJÁS**

**Dissertação apresentada por:**

**RODRIGO CÉSAR TEIXEIRA DE GOUVÊA**

**Orientador: Prof. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)**

**Coorientador: Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA)**

---

**BELÉM  
2017**

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

---

Gouvêa, Rodrigo César Teixeira de, 1989-

Geocronologia e petrogênese do embasamento ígneo- metamórfico arqueano da vila Tancredo Neves, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás / Rodrigo César Teixeira de Gouvêa. – 2017.

xiv, 86 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marco Antonio Galarza Toro  
Coorientador:  
Carlos Marcello Dias Fernandes

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Metamorfismo (Geologia) - São Félix do Xingu (PA). 2. Geologia estratigráfica – Arqueano. 3. Crátons (PA).  
I. Título.

CDD 22. ed. 552.4098115

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DO EMBASAMENTO  
ÍGNEO-METAMÓRFICO ARQUEANO DA VILA TANCREDO  
NEVES, NE DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA  
MINERAL DE CARAJÁS**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**  
**RODRIGO CÉSAR TEIXEIRA DE GOUVÊA**

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

**Data de Aprovação: 03/08/2017**

**Banca Examinadora:**

Prof. Marco Antonio Galarza Torto  
Orientador-UFPA

*Gilmara Regina Lima Feio*  
Prof.<sup>a</sup> Gilmara Regina Lima Feio  
Membro-UNIFESSPA

*Fabio Henrique G. Domingos*  
Prof. Fabio Henrique Garcia Domingos  
Membro-UFPA

*Aos meus pais: Maria Aparecida de Gouvêa e  
Benedito Teixeira de Gouvêa.*

## AGRADECIMENTOS

- *Registro meus sinceros agradecimentos à todas as pessoas que me ajudaram nesses anos todos, de forma direta e indireta. Não se alcança um objetivo na vida sem ajuda.*
- *À minha família, em especial meus pais, por apesar de não entenderem no começo, nunca deixar de me apoiar e incentivar nessas empreitadas.*
- *Meus irmãos, em especial o Nêne, por sempre se preocuparem, muito mais do que financeiramente e nunca deixarem de me apoiar.*
- *Aos meus orientadores Carlos Marcello e Marco Galarza por toda a paciência e ajuda em todas as etapas desse trabalho.*
- *À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências ao Laboratório Para-Iso e ao Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, pela infraestrutura disponibilizada.*
- *Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos concedida a esse mestrado, sem a qual nada disso seria possível.*
- *Às instituições PRONEX/CNPq (Grant 103/98 Proc. 66.2103/1998-0), CAPES (Grant 0096/05-9), e CNPq (Grants 555066/2006-1, 306130/2007-6, 475164/2011-3 e 550342/2011-7) que forneceram fundos para essa pesquisa.*
- *Ao SIPAM/SIVAM pela conceção das imagens de radar R99B.*
- *Ao geólogo Marcelo Lacerda Vasquez e a CPRM-Belém pela ajuda e por disponibilizarem o laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) para as imagens captadas nesse trabalho.*
- *Às minhas amigas/irmãs: Juliana, Déborah, Jackeline, Bárbara, Jaqueline, Marcela, Luiza e em especial a minha afilhada Heleninha que vou conhecer em breve, nem o tempo nem a distância consegue nos separar.*
- *Agradecimento especial ao John por estar do meu lado em todos esses momentos e ter me ajudado muito mais do que eu posso retribuir.*

*“I spread confident wings to space and soared toward the infinite, leaving far behind me what others strained to see from a distance. Here, there was no up, no down, no edge, no center. I saw that the Sun was just another star, and the stars were other Suns, each escorted by other Earths like our own. The revelation of this immensity was like falling in love.”*

*Giordano Bruno*

## RESUMO

Na região de Vila Tancredo Neves, nordeste da cidade de São Félix do Xingu, no Cráton Amazônico, na Província Mineral de Carajás (Brasil), o embasamento Arqueano é deformado regionalmente de fácies Xisto-Verde a Anfibolito, assim como afetado por zonas de cisalhamento dúcteis. Essas rochas são ortognaisses, migmatitos, e granitoides foliados (composicionalmente biotita monzogranitos, biotita granodioritos, leucogranitos potássicos, hornblenda-biotita monzogranitos e biotita trondhjemitos). O metamorfismo regional está relacionado com uma microtectônica que evolui de um comportamento rúptil das fases mais resistentes, associado com fácies xisto-verde, até a segregação de minerais máficos e formação de bandejamento gnáissico, assim como comportamento mais dúctil das fases minerais, associados ao pico da força elástica dos minerais em condições de fácies anfibolito de médio a alto. Localmente essas rochas gradam de protomilonitos a milonitos. Dados geoquímicos mostraram 4 grupos: (G1) trondhjemito, peraluminoso, afinidade tholeítica, magnesiano, pouco fracionado e enriquecido em ETRP, com idades U-Pb de  $2841 \pm 19$  [ $\pm 20$ ] Ma (MSWD = 0.6). (G2) granitos, metaluminosos, afinidade alkaline a fracamente tholeítica, férrico, com alto Zr, Y, Nd e ETRP, fracionamento intermediário com afinidade com granitos o tipo A. Idade U-Pb de  $2745 \pm 8$  Ma (MSWD=0,62),  $T_{DM}$  3.25 Ga e  $\epsilon_{Nd}(t)$  -4,11. (G3) alto La/Yb<sub>(N)</sub>; (G4) baixo La/Yb<sub>(N)</sub>. G3 e G4: granitos, peraluminosos, cálcio-alcálicos a alcali-cálcicos, ferricos, mais fracionados (grande variação de La/Yb e Sr/Y) e assinatura tectônica intermediárias entre anorogenic e fracionado, idade U-Pb de  $2854 \pm 32$  Ma (MSWD=0,074),  $T_{DM}$  3.10-3.37 Ga e  $\epsilon_{Nd}(t)$  negativo entre -0,75 e -5,69. Estes dados sugerem grande conformidade com a assinatura de granitos de Subdomínio Canaã dos Carajás, indicando extração de manto de pelo menos 3,2 Ga, com isótopos Nd sugerindo contribuição de crosta antiga e formação de granitoide intensa em 2,96-2,83 Ga e retrabalhamento em 2,75-2,70 Ga. No entanto, os dados de idade do modelo mostram uma extração mais antiga do manto e um parâmetro negativo  $\epsilon_{Nd}(t)$ , sugerindo que esta região está relacionada com os primeiros estágios de evolução deste domínio.

### Palavras-Chave

Metamorfismo Arqueano, Cráton Amazônico, São Felix do Xingu, Domínio Carajás, Complexo Xingu.

## ABSTRACT

In the Vila Tancredo Neves region, northeast of the São Félix do Xingu city, Amazonian Craton, Carajás Mineral Province (Brazil), the Archean basement is regionally deformed in greenschist to upper amphibolite facies, as well as affected by ductile shear zones. These rocks are orthogneisses, migmatites, and foliated granitoids (compositionally biotite monzogranites, biotite granodiorites, potassic leucogranites, hornblende-biotite monzogranites and biotite trondhjemites). Regional metamorphism is related to deformational microtectonics evolving from brittle behavior of resistant phases, associated with greenschist facies, to mafic minerals segregation and gneissic banding formation and ductile behavior related to reaching the elastic force peak of minerals at medium to upper amphibolite facies. Locally these rocks are protomylonites to mylonites. Geochemical data revealed: (G1) trondhjemite, peraluminous, tholeiitic affinity, magnesian, weakly fractionated and enriched in HREE, and U-Pb dating yielded  $2841 \pm 19$  [ $\pm 20$ ] Ma (MSWD = 0.6). (G2) granites, metaluminous, alkaline to slightly tholeiitic affinity, ferric, high Zr, Y, Nd, and HREE, intermediate fractionation and A-type granites affinity, with U-Pb age of  $2745 \pm 8$  Ma (MSWD=0,62),  $T_{DM}$  3.25 Ga and negative  $\epsilon_{Nd(t)}$  -4,11. (G3) high La/Yb<sub>(N)</sub> index; (G4) low La/Yb<sub>(N)</sub> index. G3 and G4: granites, peraluminous, calc-alkaline to alkali-calcic affinity, ferric, more fractionated (varying La/Yb and Sr/Y) and mixed tectonic signature, between anorogenic and fractionated, zircon U-Pb of these groups yielded the age of  $2854 \pm 32$  Ma (MSWD=0,074),  $T_{DM}$  3.10-3.37 Ga and negative  $\epsilon_{Nd(t)}$  between -0,75 and -5,69. These data suggests great conformity to the Canaã dos Carajás subdomain granites signature, indicating mantle extraction of at least 3.2 Ga, with Nd isotopes suggesting old crust contribution, and intense granitoid formation at 2.96–2.83 Ga and reworking at 2.75–2.70 Ga. However, the model age data show older mantle extraction and more negative  $\epsilon_{Nd(t)}$  parameter, suggesting this region is related to the first stages of evolution of this domain.

### Keywords

Archean metamorphism, Amazon Craton, São Felix do Xingu, Carajás domain, Xingu Complex.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### Revisão

- Figura 1 - Mapa geológico de parte da Província Mineral de Carajás e adjacências (Modificado de Vasquez et al., 2008) ..... 3
- Figura 2 - Mapa do Estado do Pará mostrando a localização da área de estudo, bem como as principais vias de acesso (FONTE: Google Maps). ..... 4
- Figura 3 - Mapa geológico da região de Vila Tancredo Neves (Jesus et al., 2015) e Lagler (2011). ..... 6

### Artigo

- Figure 1- Geologic framework of the Archean portion of the Amazonian Craton and localization of the studied area. Rio Maria and Carajás domains are from Vasquez et al. (2008), Dall'agnol et al. (2013), and Feio et al. (2013). ..... 28
- Figure 2 - Geologic map of the Vila Tancredo Neves region (Jesus et al., 2015; Lagler, 2011). ..... 33
- Figure 3 - Representative field photographs of Vila Tancredo Neves rocks: a- Deformation and foliation planes formation (Marc-45); b- Deformation and foliation, with formation anastomosed domains (Marc-40); c- Gneissification and mafic minerals segregation (Marc-43); d- Porphyritic texture in Trondhjemite, with plagioclase porphyroclasts oriented and revealing magmatic flux direction (Marc-43); e- Monzogranitic gneiss milonitized with sigmoidal feldspar porphyroclasts surrounded by quartz ribbons in an anastomosed milonitic fabric (Marc-50); f- Different domains of mafic concentration, indicating gneissification process (Marc-50). ..... 35
- Figure 4 - Modal composition diagram for the Vila Tancredo Neves rocks. T=Tholeiitic Suite; A=Alkaline Suite; and a=low-K, b=medium-K, and c=high-K Calc-alkaline suites. Fields of Feio et al. (2012, 2013). ..... 39
- Figure 5 - Representative microscopic features of the studied rocks: a) quartz aggregates preferentially orientated (Marc-37); incipient sericitic and potassic alterations (Marc 13); b) gneissic banding (Marc-54); c)  $\alpha$ -type pressure shadow (Marc-60); d) mica fish and gneissic banding (Marc-60); e) oriented sector extinction on quartz (Marc-38); f) chloritized biotite (Marc-10); g) plagioclase porphyroclasts fracturing and Qtz+Plg+Mc groundmass (Marc-37); h) perthite with host grain of K-Feldspar with irregular intergrowths of sodic alkali feldspar

(Marc-37); and i) plagioclase porphyroclasts granophyric boundaries (Marc-52).  
.....41

Figure 6 - Classification and magmatic series diagrams of the Tancredo Neves granitoid rocks: a- Normative feldspar triangle; b- K–Na–Ca plot with trends for calc-alkaline (CA) and trondhjemite (Tdh) series (Barker and Arth, 1976) and gray field of Archean TTG (Martin, 1994); c- P-Q diagram (Debon and Le Fort, 1988); d- B-A diagram (Debon and Le Fort, 1988); e-  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  plot (Frost et al., 2001); f-  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]\text{mol} \times [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]\text{mol}$  diagram (Shand, 1950). Calc-alkaline granites fields of Feio et al. (2012, 2013).

..... 46

Figure 7 - Variations of selected major elements vs. silica for the studied rocks associations. Symbols as in Fig. 6.

..... 47

Figure 8 - REE Patterns for the rocks of Vila Tancredo Neves rocks normalized after Nakamura (1974): a- Group 1; b- Group 2; c- Group 3; d- Group 4. ALK 3, ALK 4, CA1, CA2 gneisses types from Sylvester (1994), Rio Verde Trondhjemite (Feio and Dall'Agnol, 2012), TTG average (Laurent et al., 2014) and Cruzadão Granite (high La/Yb) (Feio et al., 2013). Symbols as in Fig. 6.

..... 48

Figure 9 - Trace element diagrams for the Tancredo Neves rock: a- )  $\text{La}/\text{Yb}_{(n)} \times \text{Eu}/\text{Eu}^*$  diagram; b-  $\text{La}/\text{Yb}_{(n)} \times \text{Sr}/\text{Y}$  diagram; c-  $\text{Zr} \times \text{Rb}/\text{Sr}$  diagram. Calc-alkaline granites fields of Feio et al. (2012, 2013)

..... 49

Figure 10 - Petrogenetic diagrams:  $(\text{La}/\text{Yb})_N \times (\text{Dy}/\text{Yb})_N$  diagram with fractioning trends (He et al., 2011) of garnet (Grt) and amphibole (Anf); b-  $(\text{Ba} + \text{Sr})/100 - 1/\text{Er} - \text{Er}$  diagram. Calc-alkaline granites fields of Feio et al. (2012, 2013)

..... 50

Figure 11 - Multielemental spidergrams normalized with the upper continental crust composition after Taylor and McLennan (1995): a- Group 1; b- Group 2; c- Group 3; d- Group 4. ALK 3, ALK 4, CA1, CA2 gneisses types from Sylvester (1994), Rio Verde Trondhjemite (Feio and Dall'Agnol, 2012), TTG average (Laurent et al., 2014) and Cruzadão Granite (high La/Yb) (Feio et al., 2013).

..... 51

Figure 12 - Tectonic diagrams for the Vila Tancredo Neves rocks: a-  $2 * \text{A}/\text{CNK}; \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}; 2 * (\text{FeO} + \text{MgO})\% * (\text{Sr} + \text{Ba})\%$  (=FMSB) archean granitoids discrimination ternary diagram proposed by Laurent et al. (2014) with archean granitoids fields from Moyen and Martin (2012); b-  $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} \times \text{FeO}/\text{MgO}$  tectonic discrimination diagram of Whalen et al. (1987). Calc-alkaline granites fields of Feio et al. (2012, 2013)

..... 52

Figure 13 - U-Pb diagrams for the samples of granitoids of the Vila Tancredo Neves area: a- Marc-36 concordia diagram; b- Marc-50 mean zircon ages diagram.

..... 53

Figure 14 - Nd vs Age diagram to the Vila Tancredo Neves samples. Grey field: Carajás Basin and Canaã dos Carajás domain results. DM (Depleted Mantle) curve: DePaolo (1981); CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) line: DePaolo and Wasserburg (1976)

..... 57

Figure 15 - Strength vs Metamorphic grade diagram to quartz and feldspar (Passchier and Trouw, 2005)

..... 59

Figure 16 - Progressive deformation evolution in a coarse grained rock and dynamic recrystallization action model (Passchier and Trouw, 2005) in comparison to the observed evolution of the Vila Tancredo Neves rocks.

..... 60

Figure 17 -  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$ ;  $3*\text{CaO}$ ;  $5*(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  plotted with Tancredo Neves rocks chemical compositions. The fields are representative of melts derived from a variety of sources (tonalites, metasediments and high and low K mafic rocks) which was determined over a series of experimental studies). (Source: Laurent et al. (2014)

..... 61

**LISTA DE TABELAS**

Table 1 - Summary of the relevant geochronological data of the Canaã dos Carajás subdomain, Carajás Province .....	32
Table 2 - Modal analysis to the rocks of Vila Tancredo Neves.....	38
Table 3 –Representative chemical compositions and relevant chemical ratios of the Vila Tancredo Neves granitoids. Abbreviations on Table 2. ....	45
Table 4 - U-Pb zircon in situ data from samples obtained by LA-MC-ICP-MS.....	54
Table 5 - Sm-Nd data to the Vila Tancredo Neves granitoids.....	56
Table 6 - Rb-Sr data for the Vila Tancredo Neves granitoids .....	57
Table 7 - Canaã dos Carajás and Vila Tancredo Neves granitoids comparative table. Abbreviations on Table 2 .....	65

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO 1	
1.1.	APRESENTAÇÃO.....	1
1.2.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO.....	4
1.3.	CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	4
1.4.	TRABALHOS ANTERIORES.....	7
2.	JUSTIFICATIVA.....	8
3.	OBJETIVOS.....	9
4.	MATERIAS E MÉTODOS.....	10
4.1.	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	10
4.2.	AMOSTRAGEM.....	10
4.3.	PETROGRAFIA.....	10
4.4.	GEOQUÍMICA.....	10
4.5.	GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	11
5.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	15
5.1.	PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL E DOMÍNIO CARAJÁS.....	15
5.2.	GRANITÓIDES DO DOMÍNIO CARAJÁS.....	17
5.3.	EVOLUÇÃO TECTONICA E ESTRUTURAL.....	18
6.	LITOESTRATIGRAFIA.....	20
6.1.	ARQUEANO.....	20
6.2.	PALEOPROTEROZÓICO.....	22
7.	ARTIGO CIENTÍFICO: Contribution to the Archean metamorphic events at the Vila Tancredo Neves region, São Félix do Xingu (PA), Carajás Mineral Province, North of Brazil.....	26
	<i>Abstract</i> .....	26
	<b>Introduction</b> .....	27
	<b>Tectonic setting of the Amazonian Craton and Carajás Mineral Province</b> .....	29

<b>Geology of the Vila Tancredo Neves region</b> .....	31
<b>Methods and analytical procedures</b> .....	36
<b>Petrography and textures</b> .....	37
<i>Monzogranite gneiss mylonitized and foliated rocks</i> .....	39
<i>Hornblende-biotite monzogranite gneiss mylonite</i> .....	42
<i>Granodiorite gneiss mylonite and foliated rocks</i> .....	42
<i>Trondhjemite gneiss mylonite and foliated rocks</i> .....	43
<b>Geochemistry</b> .....	44
<i>Geochemical classification and comparison with Archean units of the Carajás Province</i> .....	44
<i>Major and trace elements variations</i> .....	46
<i>Tectonic affinity</i> .....	51
<b>Geochronology and Isotopic Data</b> .....	52
<i>LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology</i> .....	52
<i>Nd and Sr isotopes</i> .....	56
<b>Discussion</b> .....	58
<i>Metamorphism and deformation</i> .....	58
<i>Petrogenetic signatures of the Vila Tancredo Neves region</i> .....	60
<i>Isotopic and geochronological discussion</i> .....	64
<i>Crustal evolution constraints and prospective work</i> .....	66
<b>Conclusions</b> .....	67
<b>References</b> .....	68
8. CONCLUSÕES .....	80
REFERÊNCIAS .....	82



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. APRESENTAÇÃO

Na região do distrito de Vila Tancredo Neves (Figura 1), NE do município de São Félix do Xingu (PA), SE do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), ocorre extenso magmatismo máfico– ultramáfico associado à granitoides afetados por, ao menos, dois eventos tectono-metamórficos arqueanos em diferentes graus recentemente caracterizados (Jesus *et al.*, 2015). Essas rochas são agrupadas genericamente em unidades denominadas de Grupo São Félix, Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria (Macambira e Vale 1997, Vasquez *et al.*, 2008).

Apesar da evolução substancial do conhecimento sobre a estratigrafia, cartografia e metamorfismo dessas rochas arqueanas nos últimos três anos, raros trabalhos de detalhe focaram a geocronologia, interpretações petrogenéticas e microtectônicas. Buscando preencher essas lacunas, pretendeu-se com esta dissertação contribuir com o conhecimento geológico da região de São Félix do Xingu (PA) com estudos de geoquímica elementar e isotópica em rocha total, bem como análises geocronológicas pontuais em zircão, objetivando-se compreender mais claramente sua evolução petrogenética como um todo e posicionar estes litotipos no quadro geodinâmico regional. Além disso, os resultados agora obtidos fornecem importantes subsídios para o estudo da evolução das unidades paleoproterozoicas que ocorrem na região.

O presente trabalho representa um esforço conjunto entre os *Grupos de Metalogênese e Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA* e do *Grupo de Pesquisa Interação fluido-rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos*, liderado e coordenado pelo Prof. Caetano Juliani do Instituto de Geociências da USP e do qual também faz parte o Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes.

A dissertação foi elaborada de acordo com o modelo de integração de artigo científico. O documento é composto por 9 capítulos. O capítulo 1 apresenta um texto introdutório, que aborda o local e acesso à área de estudo, contexto geotectônico regional da Província Mineral de Carajás e sintetização de trabalhos anteriores da região de estudo.

Os capítulos 2, 3 e 4 compreendem a justificativa, objetivos, materiais e métodos aplicados neste trabalho. Os capítulos 5 e 6 abordam o contexto geológico regional e litoestratigrafia da Província Carajás e da região de estudo.

O capítulo 7 constitui o corpo central da dissertação. Inclui artigo a ser submetido, intitulado “*Contribution to the Archean metamorphic events at the Vila Tancredo Neves region, São Félix do Xingu (PA), Carajás Mineral Province, North of Brazil*”. Nesse artigo

foram abordados a petrologia, geoquímica e geocronologia e geoquímica isotópica das rochas granitóides da região de estudo. Além de discutir o metamorfismo, a deformação e a evolução crustal das rochas da região de Vila Tancredo Neves. Apresenta também as referências bibliográficas referentes ao artigo.

O capítulo 8 compreende as considerações finais, contendo um texto conclusivo dos resultados alcançados durante o desenvolvimento da dissertação e o capítulo 9 apresenta as referências bibliográficas do corpo da dissertação.

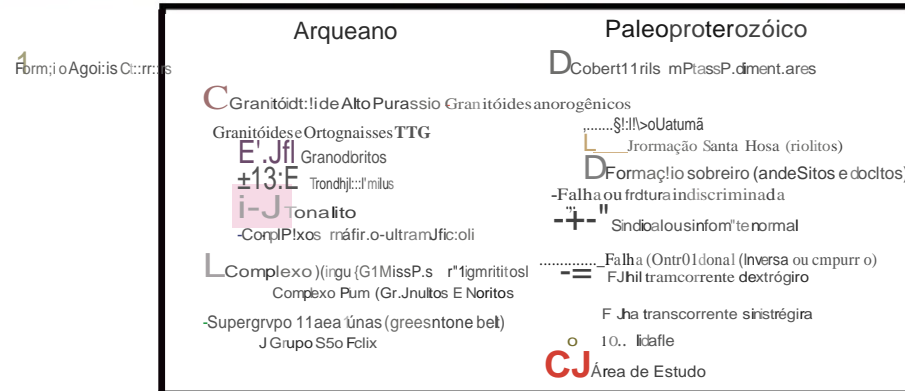
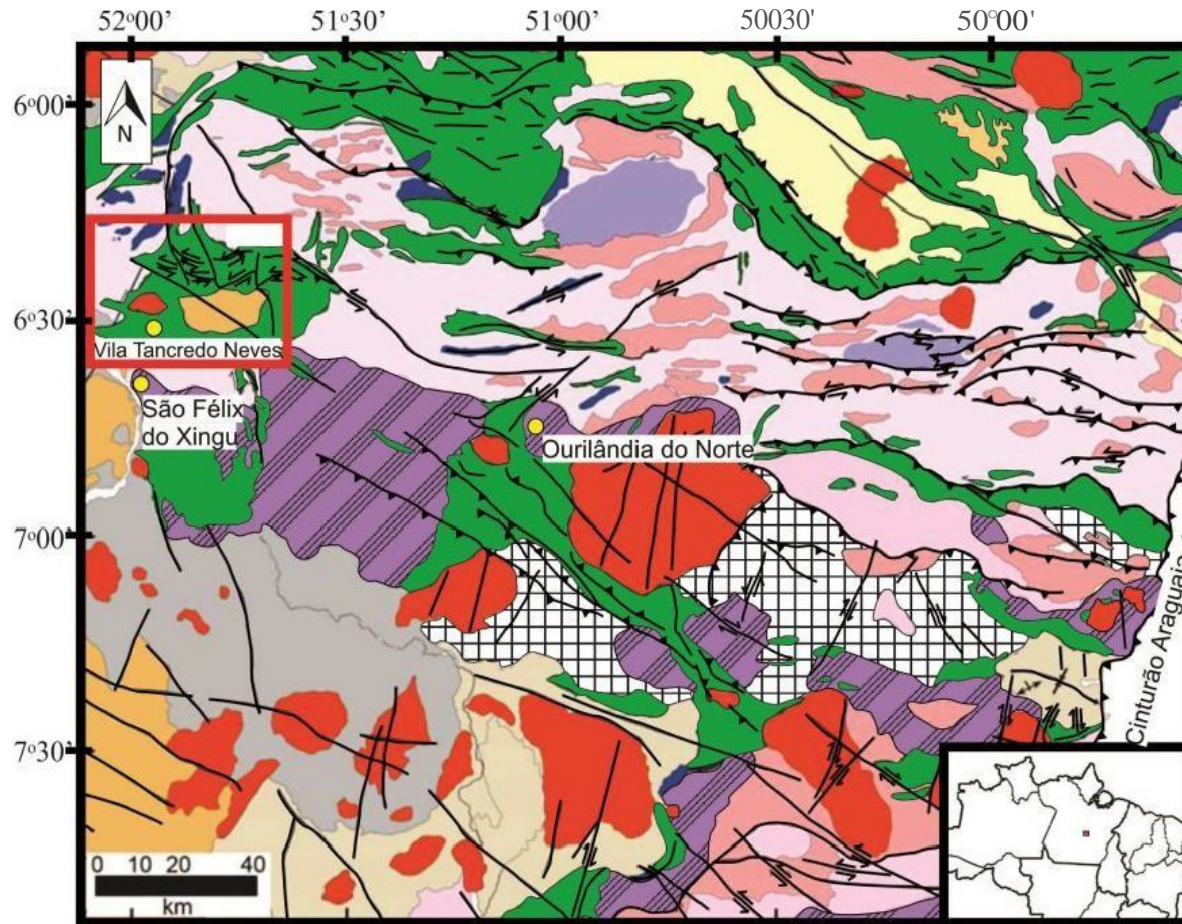


Figura 1- Mapa geológico de parte da Província Mineral de Carajás e adjacências (Modificado de Vasquez *et al.*, 2008).



litológicas abrangem o Terreno Granito–Greenstone do Sul do Pará e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988, Macambira e Vale 1997), redenominados, como Domínio Rio Maria e Domínio Carajás, respectivamente (Vasquez *et al.*, 2008). A individualização desses dois domínios tectônicos principais (Gibbs *et al.*, 1986, Santos *et al.*, 2000, Tassinari e Macambira 2004, Vasquez *et al.*, 2008, Feio *et al.*, 2013) foi possível a partir da identificação de anomalias magnetométricas não coincidentes com os contatos geológicos mapeados (Dall’Agnol *et al.*, 2013).

O Domínio Rio Maria (3,04 a 2,86 Ga) é composto de associações tectônicas mesoarqueanas de *greenstone belts*, ortognaisses do tipo TTG, complexos máficos ultramáficos do Supergrupo Andorinhas (2,97 Ga) e leucogranitos potássicos cálcio-alcalinos do mesoarqueano tardio, da mesma forma que associações de bacias sedimentares paleoproterozoicas e diques félsicos e máficos relacionados ao magmatismo anorogênico do Orosiriano. Por sua vez, o Domínio Carajás (3,00 a 2,55 Ga) é representado principalmente pela Bacia de Carajás, composta por formações ferríferas bandadas e suítes vulcânicas bimodais metamorfisadas nas fácies xisto verde à anfíbolito; por sequências metassedimentares e granitos subalcalinos a potássicos do Neoarqueano.

O limite entre os dois domínios é interpretado como sendo uma zona de transição, uma vez que os *greenstone belts* mesoarqueanos pertencentes ao Domínio Rio Maria também ocorrem no Domínio Carajás (Dall’Agnol *et al.*, 2006). São identificados dois subdomínios dentro da zona de transição, a norte, o domínio Canaã dos Carajás (Feio *et al.*, 2013) e ao sul o domínio Sapucaia. Plútons graníticos do tipo-A do Paleoproterozoico (1,88 Ga) são reconhecidos em toda a província.



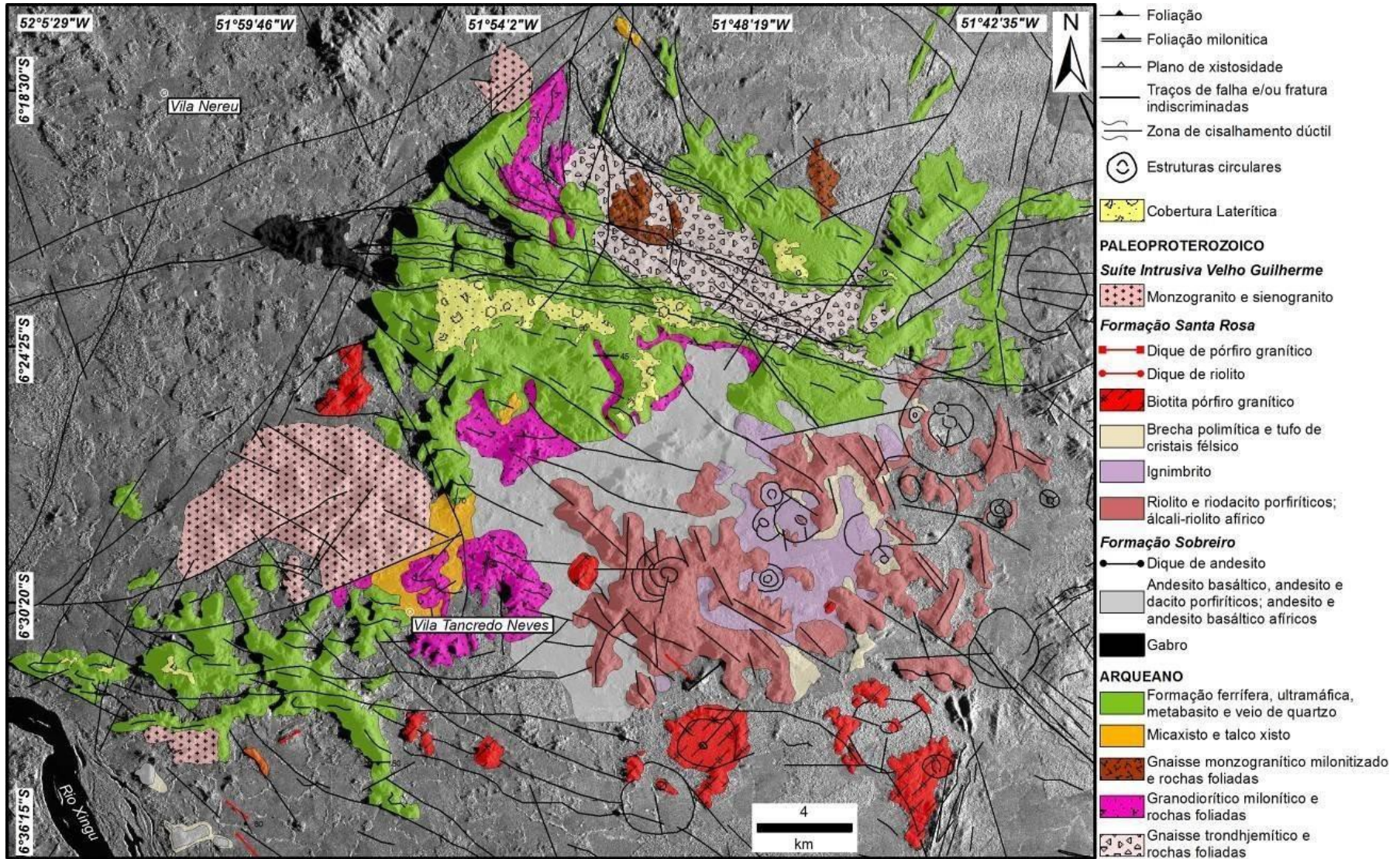


Figura 3 - Mapa geológico da região de Vila Tancredo Neves (Jesus et al., 2015) e Lagler (2011).

#### 1.4. TRABALHOS ANTERIORES

Os conjuntos litológicos associados a região de Vila Tancredo Neves (Figura 3) tem sido descritos como cobertura vulcanossedimentares, *greenstone belts* e rochas granitoides com afinidade TGG e são agrupadas de forma genérica em unidades arqueanas denominadas Grupo São Félix, Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria (Macambira e Vale, 1997; Avelar *et al.*, 1999, Vasquez *et al.*, 2008).

A evolução do conhecimento da área historicamente a conecta geologicamente a Província Mineral de Carajás devido as semelhanças geológicas e estruturais, entretanto poucos trabalhos de maior detalhe foram desenvolvidos. Se destacam os estudos do vulcanismo–plutonismo paleoproterozoico com as formações Sobreiro e Santa Rosa (Juliani e Fernandes, 2010; Fernandes *et al.*, 2011; Lagler, 2011; da Cruz *et al.*, 2015; da Cruz *et al.*, 2016), dos granitoides do tipo-A da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.*, 2002; Pinho *et al.*, 2006) e da Suíte Máfica-ultramáfica Cateté (Macambira, 1997; Macambira e Vale, 1997; Macambira e Ferreira Filho, 2002).

Jesus *et al.* (2015) apresentaram um estudo detalhado acerca dos eventos tectono-metamórficos que afetaram essas rochas e uma redefinição de sua geologia local, com mapeamento e microtectônica. Foram identificados e caracterizados, ao menos, dois importantes eventos tectono-metamórficos, onde o primeiro e mais antigo é um metamorfismo regional de diferentes graus: a) rochas metavulcanosedimentares e granitoides foliados em fácies xisto verde (zona da granada); b) gnaisses e metabásicas em fácies anfibolito médio; c) gnaisses migmatizados da fácies anfibolito alto. O que é indicativo de níveis crustais variados aflorantes nessa região. O segundo evento é materializado por zonas de cisalhamento dúcteis de direção NWW–SEE com formação de milonitos e ultramilonitos. Os autores atribuíram idade arqueana a esses eventos, uma vez que esses gnaisses são afetados pela continuidade do Sistema Transcorrente Carajás (Pinheiro e Holsdsworth, 1997) no Mesoarqueano e a ausência dessa deformação em unidades Proterozoicas.

## 2. JUSTIFICATIVA

Grande parte dos trabalhos desenvolvidos no embasamento arqueano da região de São Félix do Xingu e adjacências são apenas de escala regional (1:250.000), possibilitando somente a individualização do Grupo São Félix; Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria (Macambira e Vale, 1997). No geral, estas rochas ainda são pouco conhecidas, necessitando-se de estudos mais detalhados que permitam identificar as diferentes variedades litológicas; a sua distribuição espacial; suas relações de contato; suas características petrográficas, além de elucidar os processos tectono-termiais que afetaram grande parte dessas unidades.

O detalhamento realizado por Jesus *et al.* (2015) mostrou que o quadro geológico da região é complexo em função da diversidade de rochas granitoides, máficas e sedimentares identificadas, nas quais ocorre superposição de eventos metamórficos e deformacionais até então desconhecidas ou negligenciadas. Complementarmente, foi discutido o potencial metalogenético para depósitos auríferos do tipo lode orogênico e de metais de base geneticamente relacionados a zonas de alterações hidrotermais de fundo oceânico que ocorrem associadas.

A caracterização de parte dos processos geológicos que governaram a evolução dos litotipos fornece subsídios importantes para o entendimento do núcleo arqueano do Cráton Amazônico como um todo, sobretudo em relação ao metamorfismo, tema raramente difundido e estudado em toda a Província Mineral de Carajás e adjacências, haja vista que a presença de rochas miloníticas e, possível existência de migmatização, pode indicar fases de compressão e descompressão em ambiente orogênico (Hopgood, 1984; Goldfarb, 2005). Neste sentido, a caracterização metamórfico-estrutural permite a diferenciação de grupos litológicos e um melhor entendimento do empilhamento litoestratigráfico, permitindo o refinamento da classificação das rochas, abandonando ao longo do tempo a denominações inadequadas como o Complexo Xingu, bem como direciona os estudos geocronológicos, haja vista que muitas vezes são realizados pontualmente.

Assim, a investigação litogeoquímica e de geoquímica isotópica fornece importantes subsídios para a diferenciação e/ou aglutinação de litotipos petrograficamente distintos ou similares, devido a ação diferenciada das fases de deformação e metassomatismo sobre rochas de variadas características geológicas e reológicas. Esses resultados permitem a correlação dos litotipos estudados com o restante da Província Mineral de Carajás, bem como a sua importância dentro do Cráton Amazônico e também e para outros terrenos Granito-*Greenstone*.



### 3. OBJETIVOS

Com base no que foi exposto, pretendeu-se com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico da região de São Félix do Xingu (PA), Vila Tancredo Neves e adjacências, especificamente em relação aos litotipos do embasamento arqueano. Em razão disso, os objetivos específicos desta pesquisa foram:

- ✓ Estudo litogeoquímico, com intuito de melhor caracterizar a tipologia, natureza, afinidade tectono–magmática e as séries magmáticas, bem como compreender mais claramente sua evolução petrogenética;
- ✓ Estudo isotópico das assinaturas de Sr, Pb e Nd, bem como de evolução crustal, objetivando-se apontar as possíveis fontes magmáticas para as rochas estudadas; discutir a influência dos processos metamórficos regional e dinâmico, bem como discutir as implicações para a evolução do núcleo arqueano da Província Mineral de Carajás;
- ✓ Comparar os resultados com aqueles descritos em outras áreas de ocorrência do núcleo arqueano do Cráton Amazônico, especificamente nas regiões de Xinguara e Canaã dos Carajás.

## 4. MATERIAS E MÉTODOS

### 4.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Foi realizado o levantamento bibliográfico sobre o contexto geológico regional e geocronológico, principalmente do núcleo arqueano da Província Mineral de Carajás, na qual a área de interesse se integra. A pesquisa foi estendida ao levantamento bibliográfico de paralelos geológicos registrados em outros terrenos Neoarqueano e Paleoproterozoicos do Brasil e do Mundo, como os leucogranitos do Domínio Rio Maria.

### 4.2. AMOSTRAGEM

Foram utilizadas as amostras, dados estruturais, petrográficos e de mapeamento geológico obtidos na área pelo co-orientador deste trabalho em projetos desenvolvidos ao longo dos últimos três anos, parte dos quais já foram processados em trabalho de conclusão de curso e publicados em eventos e periódicos nacionais (Jesus *et al.*, 2013, 2015; Pereira, 2013).

### 4.3. PETROGRAFIA

A petrografia de luz transmitida e refletida foram desenvolvidas em cerca de 25 seções delgadas confeccionadas na Universidade de Federal do Pará. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, objetivando à caracterização de associações minerais, paragênese e suas relações de blastese com as microestruturas, assim como aspectos texturais e evidências de deformação cataclástica e reações metamórficas progressivas e/ou regressivas.

### 4.4. GEOQUÍMICA

Análises químicas representativas de 14 amostras, incluindo elementos maiores (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ti, Ta, U, K, P e Ni), terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) e metais (Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Ti, Zn). Essas análises foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd (Vancouver, Canadá). Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES, e os traço por ICP-MS. O FeO foi analisado por titração.

As análises foram utilizadas para a caracterização petrogenética e classificação litogeoquímica dos litotipos estudados em conjunto com a petrografia e dados de metamorfismo.

#### 4.5. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

As análises isotópicas de U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, Sm-Nd e Sr-Sr em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) seguindo a rotina do laboratório (Bordalo *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2008; Milhomem Neto *et al.*, 2017).

##### **4.5.1. Preparação, abertura e dissolução das amostras para análise de Sr e Nd (rocha total)**

As amostras foram processadas segundo o procedimento padrão do Pará-Iso que inclui trituração, pulverização, quarteamento e peneiramento a uma granulometria de 80 a 200 mesh.

A abertura e dissolução de 300 mg de amostra de rocha pulverizada é introduzida no cadinho de dissolução junto com 100 mg de uma solução de traçador misto  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ . A primeira etapa de dissolução é realizada com 3mL de água régia invertida, 3mL de  $\text{HNO}_3^{**}$  (bidestilado) concentrado e 1 mL de  $\text{HCl}^{**}$  concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos. O cadinho tampado é deixado na chapa à 100°C por 24 horas. Posteriormente a solução é evaporada e uma nova etapa de dissolução é realizada com 0,5 mL de  $\text{HNO}_3^{**}$  concentrado e 4 mL de  $\text{HF}^{**}$  concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos, posteriormente o cadinho tampado é deixado na chapa à 100°C por 24 horas.

Após esta etapa, o cadinho é destampado para a evaporação da solução em chapa aquecedora à 100°C até secura. Novamente é adicionado 0,5 mL de  $\text{HNO}_3^{**}$  concentrado e 4 mL de  $\text{HF}^{**}$  concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos e deixado na chapa à 100°C por 96 horas. Passado esta etapa o cadinho é destampado para a evaporação da solução, posteriormente a seco é adicionado 2 mL de  $\text{HCl}^{**}$  6,2N e deixado na chapa até a secura novamente, o resíduo é dissolvido com 1 mL de  $\text{HCl}^{**}$  2N e a solução é centrifugada por 20 minutos. Uma alíquota de 500 mL desta solução é retirada e evaporada a 100°C e novamente dissolvida com 100 mL de  $\text{HCl}^{**}$  2N para ser em seguida introduzida na coluna de separação.

##### **4.5.2. Separação química e purificação do Sr e Elementos Terras Raras (ETR)**

A separação e purificação dos elementos Sr e Nd é realizada em colunas de teflon de 5 mm de diâmetro e 25 cm de altura, preenchida com 2 mL de resina Biorad Dowex AG 50W-X8. A resina passa por uma etapa de limpeza com a introdução de 15 mL de  $\text{HCl}^{**}$

6,2N e posteriormente uma etapa de retrolavagem com 10 mL de HCl\*\* 2N, logo é realizado o acondicionamento da resina com 5 mL de HCl\*\* 2N. Adiciona-se 0,5 mL da amostra e diluída em 100 µL de HCl\*\* 2N. Após esta etapa, coleta-se o elemento Pb com 3 mL de HCl\*\* 2N.

Em seguida adiciona-se e descarta-se 4 mL de HCl\*\* 2N, logo coleta-se o elemento Rb com 5 mL de HCl\*\* 2N. Logo se adiciona e descarta-se 5 mL de HCl\*\* 2N para posterior coleta do elemento Sr com 9 mL de HCl\*\* 2N. Após esta etapa adiciona-se e descarta-se 2 mL de HCl\*\* 2N e em seguida adiciona-se e descarta-se 5 mL de HCl\*\* 2N para posterior coleta dos elementos terras raras com 7 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3N, depois as frações coletadas Sr e ETRs são evaporadas na chapa a 100°C.

#### **4.5.3. Separação química e purificação do Sr**

A separação e purificação do Sr é efetuada em coluna de teflon e preenchida com resina de troca iônica específica (Eichrom) para Sr, a qual é limpa com a introdução de 1 mL de água ultra pura. Após esta etapa é realizado o condicionamento da resina com 500mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3,5N. E adicionado 500 mL da solução amostra, posteriormente é adicionado 2 mL de água ultra pura. Após esta etapa é realizada a coleta do Sr adicionando 1 mL de água ultra pura e finalmente a solução coletada em cadinho de teflon é deixada na chapa à 100°C, para posterior análise no espectrômetro de massa ICP-MS.

#### **4.5.4. Separação química e purificação do Sm e Nd**

A separação e purificação do Nd e Sm é realizada em colunas de teflon com 0,4 mm de diâmetro e 12,3 cm de altura preenchida com resina Ln (50 – 100 µm, Eichrom), passando pela limpeza da resina com 2mL de HCl\*\* 6N e acondicionamento da mesma com 1,5 mL de HCl\*\* 0,2N. A introdução da amostra seca dos ETRs é dissolvida com 300 µL de HCl\*\* 0,2N, em seguida se adiciona e descarta 6 mL de HCl\*\* 0,2N, para logo coletar o elemento Nd com 5 mL de HCl\*\* 0,2N. Após esta etapa adiciona-se e descarta-se 3 mL de HCl\*\* 0,2N e em seguida adiciona-se e descarta-se 5 mL de HCl\*\* 0,3N para logo em seguida coletar o elemento Sm com 5 mL de HCl\*\* 0,3N. Depois as frações coletadas de Nd e Sm são evaporadas na chapa a 100°C, posterior análise no espectrômetro de massa ICP-MS.

#### 4.5.5. Análises Espectrométricas

As análises isotópicas de Sr, Nd e Sm foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA utilizando um espectrômetro de massa com fonte de plasma acoplado indutivamente (Thermo-Finnigan Neptune, ICP-MS) com 9 coletores tipo Faraday.

O Sr purificado é dissolvido em 1,5 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* (3%) e então realizado uma leitura de 10 blocos para cada amostra no ICP-MS. As razões isotópicas de Sr foram normalizadas no modo exponencial utilizando o valor de referência da razão  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375253$ . As interferências isobáricas de Kr (Criptônio) sobre as massas de  $^{84}\text{Sr}$  e  $^{86}\text{Sr}$  foram corrigidas com o monitoramento das razões  $^{82}\text{Kr}$  e  $^{83}\text{Kr}$  e assumindo suas abundâncias isotópicas naturais.

O Nd e o Sm purificado é dissolvido em 1,5 mL e 1 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* (3%), respectivamente, e levadas ao espectrômetro ICP-MS para leitura de suas razões isotópicas em média de 10 blocos para Nd e 6 blocos para Sm, respectivamente.

#### 4.5.6. Concentração e Separação de Zircão

As amostras foram pulverizadas e peneiradas nas frações granulométricas de >180, 180-75 e <75  $\mu\text{m}$ . A fração 180-75  $\mu\text{m}$  foi então concentrada utilizando batéia e o concentrado passou então pela primeira separação magnética utilizando um imã de mão. Em seguida, a fração não magnética os minerais ferromagnéticos foram extraídos com auxílio de um separador Frantz Isodynamic. Nessa etapa, o separador magnético foi ajustado para um ângulo de 25° de inclinação longitudinal, 10° de inclinação lateral e amperagem variando entre 0,5 e 1,5A.

Para a obtenção de um concentrado mais rico em zircão, a fração não magnética obtida no separador Frantz foi então reconcentrada utilizando microbateamento utilizando emersão em álcool 98% em placa de petri, em seguida, os cristais de zircão foram selecionados por triagem manual sob lupa binocular. Os cristais selecionados para análise foram preferencialmente aqueles sem evidências de metamictização, sem inclusões ou fraturas. Por fim, os cristais selecionados foram aprisionados em resina epoxy a frio e polidos utilizando pó de pirita.

#### 4.5.7. Microscopia Eletronica de Varredura (MEV)

A análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi feita em um microscópio modelo LS15 da Zeiss no laboratório da Superintendência Regional de Belém da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Após o desbaste e polimento dos grãos as seções foram cobertas por uma película de ouro de 5  $\mu\text{m}$  de espessura.

Para o procedimento foi utilizado o modo de Alto Vácuo ( $3,0 - 1,5 \cdot 10^{-5}$  mPa) e filamento de Tungstênio. As imagens de elétron catololuminescência dos cristais zircão foram obtidas com um detector EVO15RHS- CL, voltagem de 13 a 14 kV, corrente de chegada de 45 nA, distância de trabalho de 11,5 a 13 mm e ampliação entre 150 e 250 vezes.

#### 4.5.8. Datação U-Pb em LA-ICP-MS

As datações U-Pb foram realizadas por espectrometria de massa ICP-MS com ablação a laser (LA-ICP-MS) no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) visando obter a idade de cristalização das rochas granitóides desse trabalho, seguindo o princípio da curva de referência Concórdia no diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Wetherill, 1956).

Esse método se baseia em análises multi-coletor com ionização por plasma acoplado com obtenção por ablação a laser, de 25  $\mu\text{m}$  de diâmetro (*Spot size*) por ionização da superfície da amostra. A análise de padrões em paralelo controla a precisão analítica, nesse caso o zircão GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) foi utilizado, afim de evitar fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental da massa.

A interferência de chumbo comum ( $^{204}\text{Pb}$ ) foi corrigida pelo monitoramento das massas de  $^{202}\text{Hg}$  e  $^{204}\text{Pb}$  ( $^{204}\text{Hg} + ^{204}\text{Pb}$ ) durante as análises, usando o modelo de composição do Pb (Stacey e Kramers 1975), sendo necessário assumir uma idade estimada (t) durante o tratamento de dados.

Para minimizar as incertezas decorrentes da correção aproximativa do Pb comum, prefere-se excluir do cálculo da idade valores médios da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  abaixo de 2500 (Milhomen *et al.*, 2017). As correções dos dados analíticos são processadas em macro *Microsoft Excel* (adaptada de Chemale Jr. *et al.*, 2012) e os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos no diagrama Concórdia são realizados com auxílio do programa Isoplot/EX de Ludwig (2011).

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O norte do Brasil possui uma das maiores áreas cratônicas do mundo, o Cráton Amazônico. Sendo constituído basicamente de dois escudos cristalinos, o das Guianas e do Brasil Central, e cortado pelas bacias paleozoicas do Rio Amazonas e Solimões (Tassinari e Macambira, 2004).

Diversas teorias de evolução crustal foram propostas para essa região cratônica, que podem ser subdivididas em duas grandes correntes de pensamento, de acordo com Tassinari e Macambira (2004), ou uma corrente mais antiga e outra mais moderna, de acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008).

A primeira linha de evolução é proposta nos trabalhos de Amaral (1974), Almeida (1978), Hasui *et al.* (1984) e Costa e Hasui (1997) e propõe o formato de estruturação, com formação de blocos continentais e de paleoplacas com a crosta do Arqueano e Paleoproterozóico, e retrabalhamento e reativação no Mesoproterozóico. O que sugere a existência de tectonismo restrito ao Arqueano-Paleoproterozóico, uma afirmação que não é mais sustentável em face aos dados isotópicos disponíveis para todo o Cráton Amazônico.

Portanto, com o suporte principal do adensamento de dados geocronológicos e aplicação de novas técnicas de datação no Cráton Amazônico, os trabalhos de Cordani e Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari (1996) apontam então uma proposta de evolução na qual teria havido a sucessão acrescionária de arcos magmáticos com retrabalhamento crustal e formação de material juvenil mantélico, durante o Arqueano, Paleo e Mesoproterozóico.

### 5.1. PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL E DOMÍNIO CARAJÁS

Segundo Tassinari e Macambira (1999) o Cráton Amazônico é subdividido em 6 províncias geocronológicas: Província Amazônia Central (2,50 Ga), Província Maroni-Itacaúnas (2,25-2,00 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga) e Província Sunsás (1,30-1,00 Ga). Tais províncias são definidas pelo evento tectono-metamórfico de maior expressão, que podem ou não englobar eventos metamórficos locais.

Dentro desse contexto, a área de interesse a essa dissertação, se insere na Província Amazônia Central que é composta pela porção da crosta de idade mais antiga do cráton não afetada pelo evento transamazônico, cujo núcleo arqueano de melhor expressão se encontra na região de Carajás.

Por sua vez Santos *et al.* (2000) e Santos (2003) subdivide o cráton em 7 províncias geocronológicas. As diferenças principais com relação ao modelo supracitado é a criação da

Província Carajás, área de interesse deste trabalho, a redefinição da Província Tapajós-Parima, a subdivisão da Província Rio Negro- Juruena em Províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena e a ampliação da Província Sunsas, além de mudanças significativas nos limites das mesmas.

Santos (2003) divide a Província Carajás em dois domínios, Rio Maria e Carajás, com o limite definido por anomalias magnetométricas, não acompanhando os contatos geológicos (Gibbs *et al.*, 1986; Santos *et al.*, 2000; Tassinari e Macambira, 2004; Vasquez *et al.*, 2008). Nesse contexto, Dall'Agnol *et al.* (2006) propõe uma zona de transição devido a presença de rochas do Grupo Sapucaia, greenstone mesoarqueano do Domínio Rio Maria, dentro do Domínio Carajás.

O Domínio Rio Maria, que se correlaciona ao sul do Bloco Carajás-Iricoumé de Tassinari e Macambira (1999), é caracterizado por associações tectônicas mesoarqueanas de greenstone belts, ortognaisses do tipo TTG, complexos máficos ultramáficos do Supergrupo Andorinhas (2,97 Ga) e leucogranitos potássicos cálcio-alcálicos do mesoarqueano tardio, da mesma forma que associações de bacias sedimentares paleoproterozóicas e diques félsicos e máficos relacionados ao magmatismo anorogênico do Osíriano. (Tassinari e Macambira, 2004)

O Domínio Carajás, que se relaciona ao Bloco Carajás-Iricoumé de Tassinari e Macambira (1999), no qual se encontra a região de interesse, se caracteriza como uma região de crosta neoarqueana, com granitoides de alto K e sequências metavulcanosedimentares (greenstone belts, sensu lato), com complexos máficos e ultramáficos associados. Presença de associações de granitos neoarqueanos contemporâneos as formações supracitadas. Os greenstone belts são recobertos por sedimentos de plataforma continental neoarqueanos, a Formação Águas Claras (Nogueira *et al.*, 1995). As associações paleoproterozóicas são corpos máficos ultramáficos siderianos e granitos tipo A orosírianos. (Tassinari e Macambira, 2004)

O Domínio Carajás é delimitado espacialmente a Norte pelo Domínio Bacajá ou Província Transamazonas, a sul pelo Domínio Rio Maria, a Leste pela Província Tocantins, com o cavalgamento do Cinturão Neoproterozóico Araguaia e a Oeste pelas rochas ígneas e sedimentares paleoproterozóicas da Província Amazônia Central que recobrem e cortam a Província Carajás.

O núcleo arqueano de Carajás, representado principalmente por um magmatismo granítico (as unidades graníticas cobrem 60% da área de Canaã) agrupados, dentro da Bacia Carajás a norte e do Domínio de Transição a sul, no Complexo Xingu e nos granulitos do



Complexo Pium (Pidgeon *et al.*, 2000). A litoestratigrafia regional mostra também o tonalitos e trondjemitos Bacaba, o complexo Ultramáfico Vermelho, Suite Pedra Branca, rochas charnockíticas neoarqueanas e gabros indiferenciados (Feio *et al.*, 2013).

Dentro do Subdomínio de Transição são identificados dois novos domínios, devido as diferenças com relação à evolução geotectônica. O limite é ainda muito discutido e recentemente a subdivisão do Domínio Carajás em Bacia de Carajás, subdomínio Canaã dos Carajás e subdomínio Sapucaia foi proposto (Dall'agnol *et al.*, 2013).

O subdomínio Sapucaia tem características petrográficas e geoquímicas similares aos granitoides do Domínio Rio Maria, enquanto o subdomínio Canaã dos Carajás tem um evento de retrabalhamento de crosta antiga bem marcado em 3,2-3,0 Ga e um evento charnockítico Neoarqueano (Feio *et al.*, 2013), com as rochas com anfibólio modal da Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012). Esse subdomínio representa o embasamento da Bacia Carajás.

## 5.2. GRANITÓIDES DO DOMÍNIO CARAJÁS

Os trabalhos de Feio *et al.* (2013) e Moreto (2013) propõem a definição de grupos granitoides de acordo com as informações geocronológicas, redefinindo os diferentes granitoides e gnaisses arqueanos anteriormente englobados indistintamente no Complexo Xingu. Individualizando as unidades granitóides e as relacionando a três eventos magmáticos e/ou tectono-metamórficos.

Primeiro os protólitos dos granulitos e enderbitos do Complexo Pium (ca. 3,0 Ga, Pidgeon *et al.*, 2000), também denominado de Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.*, 2008), o Tonalito Bacaba (ca. 3,0 Ga Moreto *et al.*, 2011) e Granito Sequeirinho (3,0 Ga, Moreto *et al.*, 2013).

O segundo com a cristalização das primeiras idades do Trondhjemitos Rio Verde (2,93 Ga, Feio *et al.*, 2013) e granitos Canaã dos Carajás (2,95-2,92 Ga, Feio *et al.*, 2013) (Faixa de 2,96-2,93).

O terceiro grande evento foi marcado pela formação do Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87-2,85 Ga, Feio *et al.*, 2013), das rochas mais jovens do Trondhjemitos Rio Verde (2,87-2,85 Ga, Feio *et al.*, 2013) e os granitos Cruzadão, Bom Jesus e Serra Dourada (Campinas Verde, Rio Verde e Serra Dourada: 2,87-2,83 Ga) e por fim a formação das suítes Pedra Branca e Planalto (2,75-2,73 Ga). Nesse evento também estão registrados o metamorfismo de médio a alto grau em migmatitos e gnaisses de Curianópolis (2,86 Ga, Machado *et al.*, 1991) e de alto grau no Ortogranulito Chicrim-Cateté (2,86 Ga, Pidgeon *et al.*, 2000).

A escassez de assembleias TTG é o que difere Carajás das outras áreas de Granito Greenstone, com dominância de granitos e ausência de sanukitoides e apresenta um retrabalhamento expressivo no neoarqueano (2,75-2,70 Ga), ausente no Domínio Rio Maria. Com características distintas da maioria dos terrenos Granito Greenstone, Carajás se aproxima, como apontado por Feio *et al.* (2013) das características do Cinturão Limpopo na África do Sul, que também apresenta um forte retrabalhamento Neoarqueano.

### 5.3. EVOLUÇÃO TECTONICA E ESTRUTURAL

Estruturalmente localizado no Cinturão Itacaúnas, dentro do Domínio Tectônico dos Sistemas Transcorrentes Cinzento e Carajás. Conjunto de lineamentos descontínuos, anostomóticos, com direção EW, a sul do Sistema Transcorrente Cinzento (Araújo e Maia, 1991; Pinheiro, 1997).

Dois modelos são propostos para a evolução tectônica desse domínio, o primeiro por Araújo e Maia (1991) que propõe a formação do Cinturão Itacaiúnas em regime tectônico compressivo oblíquo no fim do Arqueano. Evento que envolve o retrabalhamento das rochas presentes nos terrenos granito-greenstone e formação de bacias supracrustais (Formação Paraupébas, Formação Carajás, Formação Águas Claras) ao longo dos sistemas transcorrentes. Granitogênese proterozóica inferior e colocação de corpos ultramáficos (Suíte Cateté) e granitóides (Suíte Velho Guilherme) devido a atuação de componente extensional NE-SW, com instalação de bacias transtensivas.

O segundo é proposto por Pinheiro (1997) e Pinheiro e Holdsworth (2000) que definem uma transpressão sinistral dúctil, com sistemas de transcorrência e zonas de cisalhamento com cavalgamentos oblíquos, como primeiro estágio evolutivo (Arqueano, aproximadamente 2,8 Ga) afetando o embasamento na chamada Zona de Cisalhamento Itacaiúnas. Se segue a deformação dúctil de baixa temperatura causada por um evento transpressivo sinistral que afeta as rochas do Grupo Igarapé Pojuca. No neoarqueano (2,7 Ga) um evento de extensão cria amplas bacias intracratônicas que se acompanham da deposição e dos derrames de rochas vulcânicas e ferríferas do Grupo Grão Pará. Em 2,6 Ga um evento de reativação regional com movimentação transtensional dextral ocasionou o aparecimento de dois feixes EW maiores de falhas, os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, assim com o aparecimento de uma estrutura de 130 km, a Falha Carajás. No Proterozóico são identificados três outros eventos tardios, um de transpressão sinistral, relacionada a uma inversão tectônica e reativação da Falha Carajás, um extensional, responsável pela intrusão dos plútons

graníticos e diques (Suítes Cateté e Velho Guilherme) e por fim um extensional responsável pela formação da Bacia do Parnaíba.

## 6. LITOESTRATIGRAFIA

De acordo com Macambira e Vale (1997) e Vasquez e Rosa (2008) as associações tectônicas presentes nos arredores de Tancredo Neves, região de interesse ao presente estudo são do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI): Associação granito-gnáissico-migmatítica Mesoarqueana, Complexo Máfico-Ultramáfico Neoarqueano, *Greenstone Belts* Neoarqueanos e Magmatismo Máfico-Ultramáfico Sideriano.

### 6.1. ARQUEANO

É marcado pela formação das assembleias litológicas do embasamento granito *greenstone* da região com magmatismo granítico TTG (*sensu lato*) e vulcanismo basáltico cálcio-alcalino e formação de complexos máficos e ultramáficos estratificados (Machado *et al.*, 1991; Tassinari, 1996; Feio *et al.*, 2012, 2013; Dall'Agnol, 2013).

#### 6.1.1. Associação granito-gnaissico-migmatítica Mesoarqueana (Complexo Xingu)

Se configura como ortognaisses migmatíticos do embasamento mesoarqueano, que pode ser indicativo de retrabalhamento de granitoides mesoarqueanos, como os encontrados no Domínio Rio Maria (Silva *et al.*, 1974).

O Complexo Xingu é a unidade de maior expressão na Folha São Félix do Xingu e também na região de Vila Tancredo Neves. Está em contato com as rochas do Terreno Granito-*Greenstone* por transcorrência dextrógira, e em contatos cavalgantes com as outras rochas do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Macambira e Vale, 1997).

Quando definido, esse complexo delimitava rochas granulíticas e granitoides, além de supracrustais, por uma grande área desde o Rio Xingu ao Sudeste do Pará. Os dados K-Ar e Rb-Sr propunham rochas formadas do Arqueano e retrabalhadas no Transamazônico, na tentativa de explicar as variações de idade de 3,28 – 1,92 Ga (Tassinari *et al.*, 1982).

Entretanto, de acordo com Vasquez e Rosa Costa (2008) o Complexo Xingu atualmente engloba somente o embasamento mesoarqueano, o qual é composto por ortognaisses e migmatitos associados, fortemente bimodais que funcionam como embasamento ou encaixante aos *greenstone belts* e granitoides neoarqueanos do Domínio Carajás.

Isso porque os trabalhos de geocronologia K-Ar e Rb-Sr apresentados por Cordiani *et al.* (1984) permitiram individualizar corpos nas regiões de Carajás e Domínio Rio Maria por demonstrarem que essas rochas se preservaram no evento transamazônico, com idades ainda

Arqueanas (U-Pb e Pb-Pb de Machado *et al.*, 1991; Pimentel e Machado, 1994; Avelar, 1996; Huhn *et al.*, 1999). Também nos domínios Bacajá e Santana do Araguaia dados Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd (Macambira *et al.*, 2003; Vasquez e Rosa Costa, 2008) individualizam novas unidades de idade transamazônica e abandonam a denominação Complexo Xingu. Os trabalhos mais recentes de Feio e Dall'Agnoll (2012); Feio *et al.* (2012, 2013), Dall'Agnoll *et al.* (2013), Moreto *et al.* (2011, 2013) e Delinardo da Silva *et al.* (2015) definiram a história geológica e o mapeamento desses granitóides meso- a neoarqueanos na região de Carajás.

As regiões em que a denominação Complexo Xingu se sustenta refletem apenas conhecimentos insuficientes uma vez que a unidade representa rochas desde o mesoarqueano ao mesoproterozóico. Sendo colocados nesse complexo os granitoides, metagranitoides ou conjuntos de granitoides incipientemente caracterizados ou sem posição estratigráfica (Santos, 2003).

Possuem idades U-Pb em zircão de  $2859 \pm 2$  e  $2851 \pm 4$  Ma (Machado *et al.*, 1991) interpretada como evento de migmatização do Complexo, uma idade U-Pb em titanita de  $2519 \pm 5$  Ma, interpretada como último evento de migmatização do Complexo por um evento Arqueano tardio bem definido na área de Salobo (Machado *et al.*, 1991) e por fim uma idade Pb-Pb em zircão de  $2974 \pm 15$  Ma (Avelar *et al.*, 1999) interpretada como idade de geração do protólito do gnaiss analisado.

Um evento anatético de ca. 2,85 Ga (U-Pb) foi identificado (Machado *et al.*, 1991) na região de Curianópolis e a geocronologia U-Pb em zircão de um gnaiss migmatítico (ca. 3,06 Ga) na região de Canaã dos Carajás com idade do leucossoma de ca. 2,95 Ga (Delinardo da Silva *et al.*, 2015). Esses autores interpretam os dados estruturais, petrologicos e geocronológicos de metamorfismo dinâmico e regional no Mesoarqueano como produto de sistemas acrescionários migrando para orógenos collisionais.

Esse mesmo evento Mesoarqueano foi registrado no trabalho de Jesus *et al.* (2015) em que é identificado dois importantes eventos tectono-metamórficos, na região deste trabalho. O primeiro e mais antigo é um metamorfismo regional de diferentes graus e o segundo evento é materializado por zonas de cisalhamento dúcteis de direção NWW–SEE com formação de milonitos e ultramilonitos.

### **6.1.2. Greenstone Belts Neoarqueanos**

Unidade composta por rochas de seqüências metavulcanossedimentares neoarqueanas, classificadas nos Grupos Rio Novo, São Félix, São Sebastião, Aquiri, Grão Pará, Igarapé Bahia, Igarapé, Pajuca e Igarapé Salobo. De forma geral compostos por metabasaltos, BIFs e

metassedimentares clásticas. De acordo com Vasquez e Rosa Costa (2008) se diferem das rochas similares no Domínio Rio Maria por serem mais jovens (Machado *et al.*, 1991) e não possuem Komatítos nas assembleias.

#### 6.1.2.1. Grupo São Felix

Inicialmente as rochas do Grupo São Félix foram relacionadas ao Grupo Grão Pará (Silva *et al.*, 1974). Trata-se de sequências metavulcanossedimentares que ocorrem a sudoeste do Domínio Carajás nas Serras São Félix e Eldorado. De acordo com Macambira e Vale (1997) se constitui de metaultramáficas, metamáficas, metavulcanicas ácidas e metassedimentares com deformação bastante heterogênea.

As rochas metaultramáficas e metamáficas são compostas por clorita xistos, metabasaltos, anfíbolitos e serpentinitos, com ocorrência secundária de metavulcânicas ácidas. Os metassedimentos são compostos por metarcóseos, metarenitos, filitos ferruginosos, xistos micáceos, quartzitos, metagrauvas e BIFs. O metamorfismo ao qual essas rochas foram submetidas é de fácies xisto verde (Macambira e Vale, 1997). Macambira e Vale (1997) apontam uma idade inferida no arqueano superior, devido a correlação estrutural ao Grupo Grão Pará ( $2759 \pm 2$ Ma; Machado *et al.*, 1991).

## 6.2. PALEOPROTEROZÓICO

### 6.2.1. Magmatismo Máfico-Ultramáfico Sideriano

#### 6.2.1.1. Suite Intrusiva Cateté

Essa unidade foi primeiro nomeada por Macambira e Vale (1997) que agruparam um conjunto de corpos máficos e ultramáficos, previamente estudados com maior ou menor detalhe (Macambira e Ferreira Filho, 2002, 2005a, 2005b), com disposição espacial alinhada em EW e NS, entre esses corpos estão inclusos: Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho.

De forma geral são constituídos por noritos, serpentinitos, peridotitos, noritos e gabros equigranulares médios, com ausência de deformação ou metamorfismo (Macambira e Vale, 1997).

Ocorrem duas zonas de corpos máficos, uma superior rica em gabronoritos e uma inferior rica em dunitos variavelmente serpentinizados (Macambira e Ferreira Filho, 2002). São intrusivos em diferentes unidades arqueanas como o Complexo Xingu, Granito Plaqué e Grupo São Félix.

De acordo com Macambira (1997) se formam em regime distensivo de grande profundidade, permitindo o alojamento na crosta sílica gerando o acamadamento em conjunto ao processo de fracionamento magmático. A idade do grupo é apontada como paleoproterozoica com uma isócrona Sm-Nd em rocha total por Macambira e Tassinari (1998) de  $2378 \pm 56$  Ma que é admitida como idade mínima de cristalização. Entretanto essa idade é controversa com a obtenção de uma idade neoarqueana por Lafon *et al.* (2000) em U-Pb SHRIMP ( $2766 \pm 6$  Ma). Ambas datações em rochas do corpo Serra da Onça.

#### 6.2.1.2. Suíte Intrusiva Velho Guilherme

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Macambira *et al.*, 1997) engloba os granitos Velho Guilherme, Antônio Vicente, Benedita, Bom Jardim, Serra da Queimada, Ubim, Rio Xingu, Mocambo e São José.

Ocorrem na forma de batólitos e *stocks* arredondados intrusivos das rochas arqueanas do Cinturão de Cisalhamento Itacaúnas (Complexo Xingu e Grupo São Félix e Tucumã) e do Terreno Granito-*Greenstone*, além das rochas paleoproterozoicas da Formação Sobreiro e do Grupo Iriri.

São rochas metaluminosas a peraluminosas, com composições variando de sienogranítica a álcali-feldspato granítica, sendo interpretadas como granitoides anorogênicos intraplaca tipo A (Teixeira *et al.*, 2005).

As idades Pb-Pb em zircão colocam as idades de cristalização entre  $1887 \pm 5$  e  $1862 \pm 16$  Ma (Teixeira *et al.*, 2002; Pinho *et al.*, 2006) e  $1873 \pm 13$  Ma em zircão e rocha total no Granito Velho Guilherme (Rodrigues *et al.*, 1992) e os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  variando de -12 a -8, de idade  $T_{DM}$  3.25-2.98 Ga, indicam forte componente crustal arqueana.

#### 6.2.2. Grupo Uatumã

O Grupo Uatumã (Macambira e Vale, 1997) compreende as rochas vulcânicas pertencentes à Bacia do Médio Xingu, em conjunto com as rochas sedimentares da Formação Triunfo. São representadas espacialmente pelos conjuntos litológicos das Formações Sobreiro e Santa Rosa (Macambira e Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2008; Lagler *et al.*, 2008; Juliani e Fernandes, 2010; Lagler *et al.*, 2010; Fernandes *et al.*, 2011).

##### 6.2.2.1. Formação Sobreiro

Identificada por Silva *et al.* (1974), ocorre na forma de derrames sobre as rochas do Domínio Carajás e diques que as cortam. São intrudidas pelos granitos da Suíte Velho

Guilherme. Composta por derrames de andesitos, dacitos e traquitos, com presença ou não de amigdalas, com associação de tufas.

Apresenta características de rocha cálcio-alkalina de alto K de zona de subducção com afinidade xoxonítica (Fernandes *et al.*, 2006) e com presença de alteração hidrotermal, com propilitização e seritização (Lagler *et al.*, 2009)

Foi datada por Amaral (1974) com o método K-Ar em RT de andesitos com os resultados de 1045 Ma,  $1213 \pm 57$  Ma,  $1403 \pm 15$  Ma e  $866 \pm 35$  Ma. A isócrona Rb-Sr em andesitos de Basei (1978) demonstrou idade 1720 Ma, com razão inicial 0.708. Já Teixeira *et al.* (1998) fizeram uma datação Pb-Pb em RT andesitos com o resultado  $1875 \pm 75$  Ma (MSWD= 5,75), interpretado como a idade do vulcanismo na região e uma possível contemporaneidade com as rochas da Suíte Velho Guilherme. Por fim Pinho *et al.* (2006) faz Pb-Pb em zircão de dacito porfirítico próximo a São Felix do Xingu, com idade de  $1880 \pm 6$  Ma (MSWD= 3.9), interpretada como idade mínima de cristalização.

A geologia isotópica da assinatura de Nd em andesito aponta um  $\epsilon_{Nd}(t)$  de -10.1 e  $T_{DM}$  de 3.11 Ga, que indica significativa participação de crosta arqueana (Teixeira *et al.*, 2002). As idades modelo de Nd (3,0-2,5 Ga) para a Formação Sobreiro sugerem fortemente sua geração por mistura de magmas cálcio-alkalinos derivados do manto e fundidos anatóricos, de fonte archeana sob as seqüências vulcânicas na região de São Félix do Xingu (Cruz *et al.*, 2015).

#### 6.2.2.2. Formação Santa Rosa

Esta formação é redefinida por Fernandes *et al.* (2008) a partir da antiga Formação Iriri da Província Tapajós, devido as diferenças geoquímicas. É constituída de rochas vulcânicas de caráter ácido composta por riolitos e dacitos, assim como tufas e brechas vulcânicas (Macambira e Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002; Fernandes *et al.*, 2006). As rochas são cálcio-alkalinas de alto K, com possível ambiente de intraplaca continental (Teixeira *et al.*, 2002)

Identificam-se 4 fácies com mineralogia similar, a primeira de derrames riolíticos e diques de riolitos bandados, seguido de ignimbritos, tufas felsicas, lapilli e brechas. Cobertos por stocks e diques graníticos com intrusões subordinadas. Propõe-se a formação por magmatismo fissural com padrão de derrame NE-SW. (Juliani e Fernandes, 2010). Essa rocha tem assinatura geoquímica do tipo A intraplaca, peraluminosa e composição transicional de sub-alkalina a alcalina (Fernandes *et al.*, 2011).

Os dados geocronológicos são de Silva *et al.* (1974) com uma datação K-Ar e Rb-Sr em RT com idades de 650 e 1450 Ma, Cunha *et al.* (1981) com datações Rb-Sr em rocha total



com idade de  $1850 \pm 29$  Ma e Teixeira *et al.* (2002) com Pb-Pb em zircão de riolito  $1875 \pm 3$  Ma.

Na região de São Felix do Xingu a formação de Santa Rosa poderia ter sido formada por magmas (tipo A) originários de fontes crustais arqueanos, com idade modelo Nd entre 3,12-2,56 Ga, magmas esses alimentados repetidamente por magmatismo fissural (Cruz *et al.*, 2015).

Cruz *et al.* (2015) sugerem que na Região de São Felix do Xingu se pode considerar uma transição de ambientes tectônicos, transicionando de uma subducção do tipo Andina para um ajuste extensional.

## 7. ARTIGO CIENTÍFICO: Contribution to the Archean metamorphic events at the Vila Tancredo Neves region, São Félix do Xingu (PA), Carajás Mineral Province, North of Brazil

Rodrigo César Teixeira de Gouvêa<sup>1,\*</sup>, Marco Antonio Galarza<sup>1,2</sup>, Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>1</sup>, Caetano Juliani<sup>3</sup>, Raquel Souza da Cruz<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, UFPA, Belém, Brasil

<sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, UFPA, Belém, Brazil

<sup>3</sup>Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, USP, São Paulo, Brazil

### Abstract

In the Vila Tancredo Neves region, northeast of the São Félix do Xingu city, Carajás Mineral Province (Brazil), Amazonian Craton, the Archean basement is regionally deformed in greenschist to upper amphibolite facies, as well as affected by ductile shear zones. These rocks are orthogneisses, migmatites, and foliated granitoids. Regional metamorphism is related to deformational microtectonics evolving brittle behavior of resistant phases, associated with greenschist facies; mafic minerals segregation and gneissic banding formation; and ductile behavior related to peak of elastic force of minerals at medium to upper amphibolite facies. Locally these rocks are protomylonites to mylonites. Geochemical data revealed: (G1) compositionally a trondhjemitic, peraluminous, tholeiitic affinity, magnesian, weakly fractionated and enriched in HREE, and yielded a U-Pb zircon age of  $2841 \pm 19$  Ma. (G2) granites, metaluminous, alkaline to slightly tholeiitic affinity, ferric, with high Zr, Y, Nd, and HREE, intermediate fractionation and A-type granites affinity, with U-Pb zircon age of  $2745 \pm 8$  Ma,  $T_{DM}$  3.25 Ga and negative  $\epsilon_{Nd}(t)$  -4,11. (G3) high La/Yb<sub>(N)</sub> index; (G4) low La/Yb<sub>(N)</sub> index. G3 and G4: compositionally granites, peraluminous, calc-alkaline to alkali-calcic affinity, ferric, more fractionated (varying La/Yb and Sr/Y) and mixed tectonic signature, between anorogenic and fractionated, U-Pb zircon age yielded  $^{207}Pb/^{206}Pb$  of  $2854 \pm 32$  Ma (MSWD=0,074),  $T_{DM}$  3.10-3.37 Ga and negative  $\epsilon_{Nd}(t)$  between -0,75 and -5,69. These data suggest great conformity to the Canaã dos Carajás subdomain granites signature, indicating mantle extraction of at least 3.2 Ga, with Nd isotopes suggesting old crust

contribution, and intense granitoid formation at 2.96–2.83 Ga and reworking at 2.75–2.70 Ga. However, the model age data show older mantle extraction and more negative  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  parameter, suggesting this region has a slightly older crustal evolution history.

### **Keywords**

Granitoids, Archean metamorphism, Amazon Craton, São Felix do Xingu, Carajás domain.

### **Introduction**

The Vila Tancredo Neves region, NE of the São Félix do Xingu city, Pará State, North of Brazil (Fig. 1), host several granitoid and mafic-ultramafic rocks commonly related to the Carajás Mineral Province (DOCEGEO, 1988; Teixeira *et al.*, 2002; Monteiro *et al.*, 2008; Moreto *et al.*, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016) basement, the Archean nuclei and best studied part of the Amazonian Craton (Almeida *et al.*, 1981; Dall’Agnol *et al.*, 2006). This rocks association is generically grouped in the São Félix Group, Xingu Complex, and Rio Maria Granodiorite units (Macambira and Vale, 1997; Vasquez *et al.*, 2008).

Previous works connect this region to the Carajás Mineral Province due structural and geological similarities (Macambira and Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002; Fernandes *et al.*, 2011), but few detailed and focused works have been developed in the last years and this association is a challenge. The relatively detailed geology and petrography of Jesus *et al.* (2015) for the Vila Tancredo Neves region show predominance of metamorphic and deformed igneous and sedimentary rocks, such as gneisses, metamafic dikes, mica schists, banded iron formations, and migmatites as product of regional and latter dynamic greenschist to amphibolite facies tectono-metamorphic events that are outstanding in the Archean rocks of the Amazonian Craton.

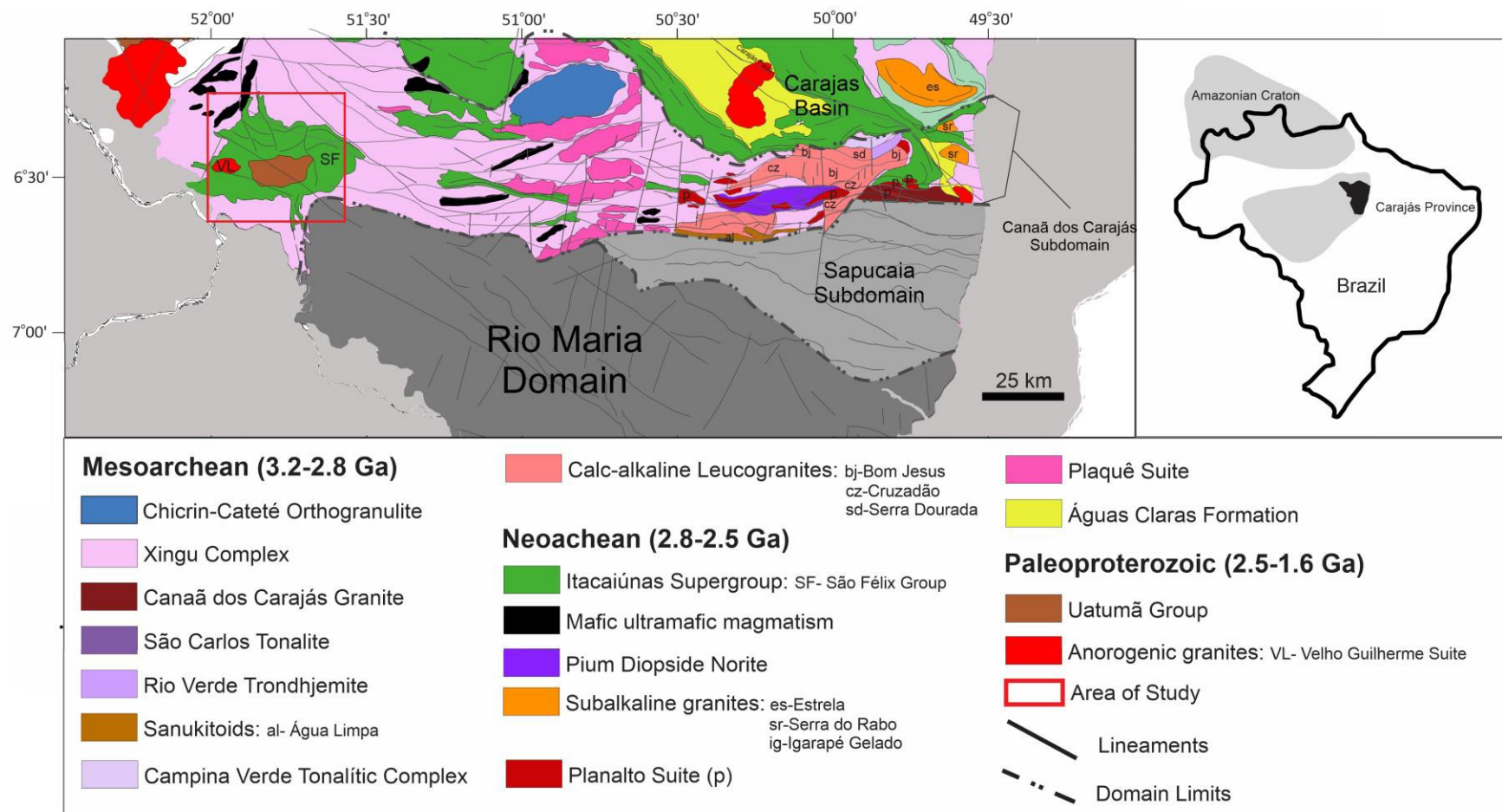


Figure 1- Geologic framework of the Archean portion of the Amazonian Craton and localization of the studied area. Rio Maria and Carajás domains are from Vasquez *et al.* (2008), Dall'agnol *et al.* (2013), and Feio *et al.* (2013).

The aim of this study is to integrate geological, petrographical, geochemical, and isotopic data and to compare with previous detailed studies developed in other portions of the Carajás Mineral Province in attempt to unravel petrogenetic and tectonic conclusions concerning Vila Tancredo Neves lithologies and its evolutionary importance. Moreover, this study to highlight the microtectonic and metamorphic features and possible attached changes in the geochemical signature, a scarcely discussed theme on the Carajás Mineral Province and adjacencies (Feio *et al.*, 2012, 2013).

### **Tectonic setting of the Amazonian Craton and Carajás Mineral Province**

The Amazonian Craton has been described as a large Archean platform (Amaral, 1974; Almeida *et al.*, 1977; Hasui *et al.*, 1984; Costa and Hasui, 1997) reworked and reactivated during 2.1 Ga Trans-Amazonian Cycle (Hurley *et al.*, 1967). However, based mainly on new geochronological and isotopic data, the recent understanding of the Amazonian Craton is based on Proterozoic island arcs accretionary systems with crustal reworking and juvenile mantle-related sources (Santos *et al.*, 2004; Tassinari and Macambira, 2004). According to the latter interpretation, the Vila Tancredo Neves region belongs to the Central Amazonian Geochronological Province, which comprises the reworked Archean basement of the Carajás Mineral Province and Paleo- to Mesoproterozoic cover.

The Carajás Mineral Province occurrence area was divided into Carajás and Rio Maria domains mainly based in magnetometric anomalies data (Gibbs *et al.*, 1986; Santos *et al.*, 2000; Tassinari and Macambira, 2004; Vasquez *et al.*, 2008). Further, (Dall'Agno *et al.*, 2006) proposed the existence of a transitional zone due occurrence of greenstone belt sequences on both domains. The limit is mightily discussed and recently the subdivision of the Carajás Domain in Carajás Basin, Canaã dos Carajás, and Sapucaia subdomains was proposed (Dall'agnol *et al.*, 2013). The Sapucaia Subdomain has petrographical and geochemical features similar to the Rio Maria Domain granitoids, while the Canaã dos Carajás Subdomain has a well-marked older crust reworking event (3.20 – 3.00 Ga) and a Neoproterozoic charnockitic event (Feio *et al.*, 2013), with amphibole-bearing rocks of the Planalto Suite (Feio *et al.*, 2012). This subdomain represents the basement of the Carajás Basin.

The Rio Maria Domain (3.00 – 2.90 Ga) is composed of Mesoarchean greenstone belts, TTG (tonalite–trondhjemite–granodiorite) series orthogneisses, mafic and ultramafic complexes, and calc-alkaline potassic leucogranites (Macambira and Lafon, 1995; Almeida *et*

*al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2011), as well as Paleoproterozoic sedimentary basins and mafic/felsic dikes related to Orosirian anorogenic magmatism (Tassinari and Macambira, 2004). The Sapucaia Subdomain comprises similar lithotypes of the Rio Maria Domain, except that in this domain they are strongly affected by the Neoproterozoic tectonic events observed on the entire transitional zone (Dall'agnol *et al.*, 2013).

The Vila Tancredo Neves region represents the westmost portion of the Canaã dos Carajás Subdomain (Jesus *et al.*, 2015). This subdomain presents a complex igneous-metamorphic evolution and it is composed mainly of migmatitic orthogneisses, granulites, and Mesoarchean greenstone belts and granitoids (Vasquez *et al.*, 2008; Feio *et al.*, 2013). A redefinition of the granitoids in the Canaã dos Carajás area, according to geochronological and geochemical constraints, revealed different granitoids and gneisses previously indistinctly classified as Xingu Complex (Moreto *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013; Moreto *et al.*, 2015). These authors individualized granitoid units and related it to four different magmatic or tectonic-metamorphic events: 1. (3.0 Ga) – formation of granulites and enderbites protholites of Pium Complex (ca. 3.00 Ga, Pidgeon *et al.*, 2000), also known as Chicrim-Cateté Orthogranulite (Vasquez *et al.*, 2008); the Bacaba Tonalite (ca. 3.00 Ga, Moreto *et al.*, 2011); and Sequerinho Granite (ca. 3.00 Ga, Moreto *et al.*, 2015); 2. (2.96 – 2.93 Ga) – Rio Verde Trondhjemite (ca. 2.93 Ga, Feio *et al.*, 2013) and Canaã dos Carajás Granite formation (ca. 2.95 – 2.92 Ga, Feio *et al.*, 2013); 3. (2.87 – 2.83 Ga) – Campina Verde Tonalitic Complex (ca. 2.87 – 2.85 Ga, Feio *et al.*, 2013); Younger Rio Verde Trondhjemite (2.87 – 2.85 Ga); and Cruzadão, Bom Jesus, and Serra Dourada granites crystallization (ca. 2.87 – 2.83 Ga, Feio *et al.*, 2013); and 4. Pedra Branca and Planalto suites formation (ca. 2.75 – 2.73 Ga, Feio *et al.*, 2012).

Although rare, the metamorphic characterization of the Archean block was previously detailed. An anatectic event of 2.85 Ga (U-Pb) was identified (Machado *et al.*, 1991) and U-Pb geochronology in zircon from high metamorphic grade migmatitic gneiss (ca. 3.06 Ga) and its leucosome (ca. 2.95 Ga) yielded close results (Delinardo da Silva *et al.*, 2015). These authors interpret the structural, petrological, and geochronological evidences of Mesoarchean regional and dynamic metamorphism as product of accretionary systems migrating to collisional orogens.

Recently, Tavares (2015) integrated structural, petrological, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data for the NE of the Carajás Province and identified 10 evolutionary stages between Mesoarchean and Mesozoic. Five of these are related to regional stretching with basin and/or magmatism/hydrothermal alterations, and another related to compression and orogenic

processes. The first highlighted event is the compressional 2.87 – 2.83 Ga Rio Maria – Carajás collision (Itacaiúnas Belt); the second is the rift related to the 2.76 – 2.68 Ga Carajás Basin formation; and the third is a compressive 2.68 – 2.63 Ga stage of the Carajás Basin inversion and Itacaiúnas Belt reactivation. A compilation of representative geochronological data for the studied area rocks and other portions of the Carajás Province are presented in Table 1.

### **Geology of the Vila Tancredo Neves region**

The Vila Tancredo Neves area is located in the context of the Amazonian Craton, encompassing Archean domains of the Carajás Province related to the Southern Pará Granite-Greenstone Terrain and the Itacaiúnas Shear Belt (Araújo *et al.*, 1988; Macambira and Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002; Jesus *et al.*, 2015). Recently, detailed mapping and petrographical data, revealed two important tectonic-metamorphic events in this region: the first is a regional metamorphism in three different phases: (1) metavolcanosedimentary rocks and foliated granitoids metamorphosed on greenschist facies (garnet zone); (2) gneisses and metamafics on medium amphibolite facies; and (3) migmatitic gneisses on medium to upper amphibolite facies (Fig. 2). The second event is related to NWW-SEE and E-W ductile shear zone, with mylonite and ultramylonite formation (Jesus *et al.*, 2015). Centimetric to metric quartz veins occur in a generalized manner, suggesting high silica remobilization during the regional metamorphism and at the development of the shear zones. Ferruginous covers on some of these units, which form typical lateritic plateaus, are common also.

Table 1 - Summary of the relevant geochronological data of the Canaã dos Carajás subdomain, Carajás Province.

<b>Era</b>	<b>Unit/Rock</b>	<b>Method</b>	<b>Material</b>	<b>Age (Ma)</b>	<b>Interpretation</b>	<b>Reference</b>
Paleoproterozoic	Velho Guilherme Intrusive Suite	Pb-Pb	WR,Kf	1873±13	Crystn	Rodrigues et al. (1992)
	Catete Intrusive Suite	Sm-Nd	WR	1378±56	Min. Crytn	Macambira and Tassinari (1998)
Neoproterozoic	Xingu Complex (Amphibolite)	U-Pb <sup>3</sup>	Zr	2519±5	Migm	Machado et al. (1991)
	Plaque Suite	Pb-Pb <sup>4</sup>	Zr	2729±29	Crystn	Avelar et al. (1999)
	Planalto Suite (Hbl-Bt monzogranite)	Pb-Pb <sup>4</sup>	Zr	2734±2	Crystn	Oliveira et al. (2010)
	Pedra Branca Suite (Trondhjemite)	U-Pb <sup>2</sup>	Zr	2750±5	Crystn	Feio et al. (2013)
	Grão Pará Group (Riodacite)	U-Pb <sup>3</sup>	Zr	2759±2	Crystn	Machado et al. (1991)
	Estrela Complex	Pb-Pb <sup>4</sup>	Zr	2763±2	Crystn	Barros et al (2009)
	Catete Intrusive Suite	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	2766±6	Crystn	Lafon et al. (2000)
Mesoarchean	Serra Dourada granite (Leucomonzogranite)	U-Pb <sup>2</sup>	Zr	2831±6	Crystn	Feio et al. (2013)
	Bom Jesus gneissic granite (Bt leucosyenogranite)	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	2833±6	Crystn	Feio et al. (2013)
	Campina Verde tonalitic Complex (Bt-Hbl tonalite)	U-Pb <sup>2</sup>	Zr	2850±7	Crystn	Feio et al. (2013)
	Xingu Complex (Gneiss)	U-Pb <sup>3</sup>	Zr	2851±4	Migm	Machado et al. (1991)
	Cruzadão granite (Bt syenogranite)	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	2857±8	Crystn	Feio et al. (2013)
	Chicrim-Catete orthogranulite (enderbite)	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	2859±9	Crystn	Pidgeon et al. (2000)
	Rio Verde trondhjemite	U-Pb <sup>2</sup>	Zr	2868±6	Crystn	Feio et al. (2013)
	Canaã dos Carajás granite	U-Pb <sup>2</sup>	Zr	2959±6	Crystn	Feio et al. (2013)
	Xingu Complex (Gneiss)	Pb-Pb <sup>4</sup>	Zr	2974±15	Prth Crystn	Avelar et al. (1999)
	Aguas Claras Formation	U-Pb <sup>3</sup>	DZr	2871±3 to 3048±2	Dep Age	Macambira et al. (2001)
	Rio Verde trondhjemite	U-Pb <sup>2</sup>	Zr	2923±15	Crystn	Feio et al. (2013)
	Sequeirinho Granite	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	2989±5.2	Crystn	Moreto et al. (2013)
	Bacaba Tonalite	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	2997±5	Crystn	Moreto et al. (2011)
	Chicrim-Catete orthogranulite	U-Pb <sup>1</sup>	Zr	3002±14	Prth Crystn	Pidgeon et al. (2000)

<sup>1</sup>-SHRIMP; <sup>2</sup>-LA-ICP-MS; <sup>3</sup>-ID-TIMS; <sup>4</sup>- Evaporation; WR- Whole Rock; Kf- K-feldspar; Zr- Zircon; DZr- Detritic Zircon; Crystn – Crystallization; Prth Crystn – Protolith Crystallization; Dep. Age – Deposition Age.



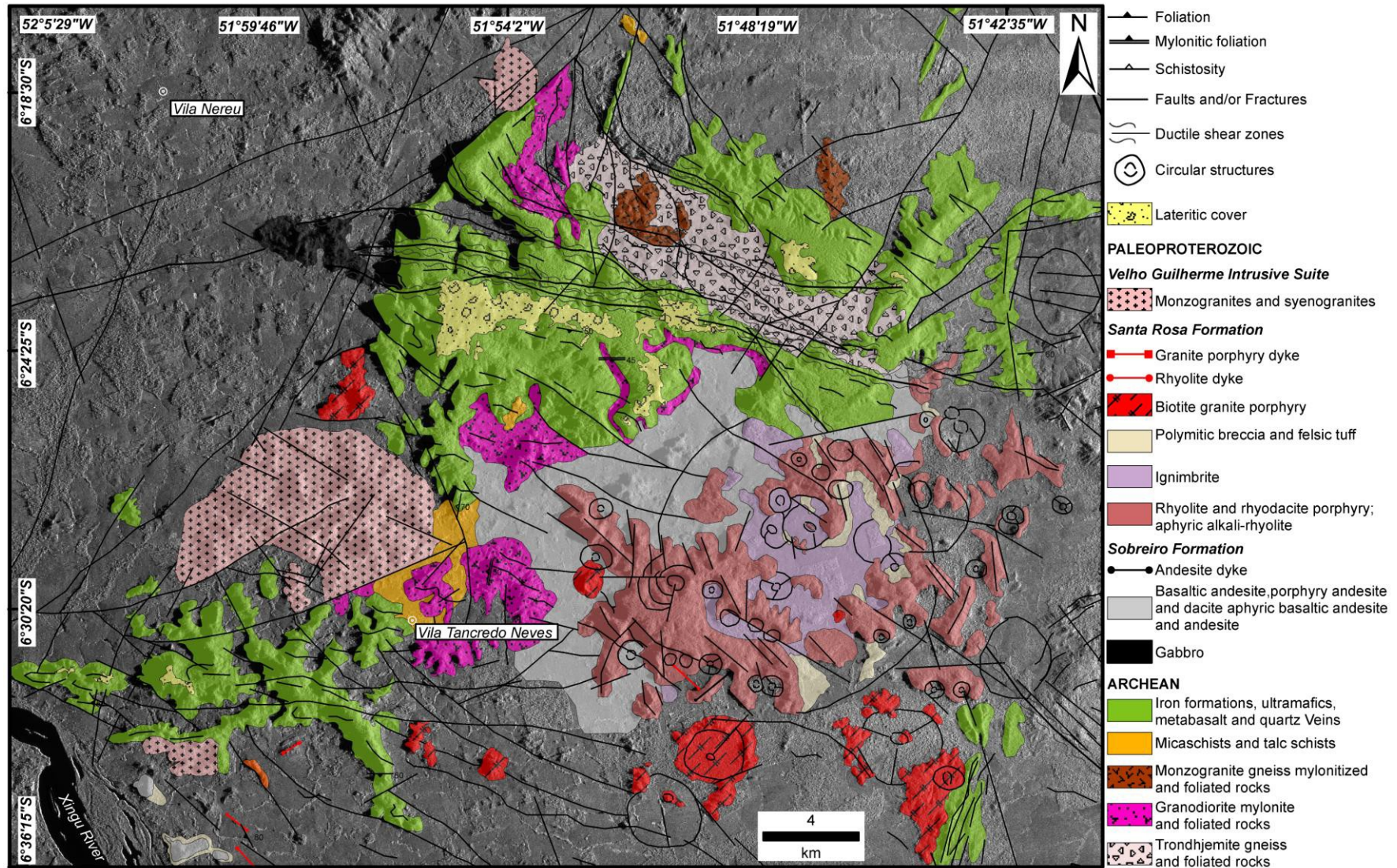


Figure 2 - Geologic map of the Vila Tancredo Neves region (Jesus *et al.*, 2015; Lagler, 2011).

The granitoids, the object of this paper, represent the basal unit and correspond to tonalites, trondhjemites, and granodiorites, common in a TTG suite (Jahn *et al.*, 1981). These rocks are distributed throughout the mapped region and occupy both flat topography and hills. In general, rocks are usually deformed and metamorphosed, represented by orthogneisses, although isotropic granitoids or with preserved magmatic structures are still present. There is gradual increases of the deformation toward the north portion of the area, where the mylonitic foliation is well developed with the transposition of the gneissic banding that has a variable direction between NW-SE and E-W. Additionally, folds linked to the implantation dextral ductile shear zones were identified. Locally, dikes and veins of lightly foliated leucocratic monzogranites intrude TTG granitoids, which may represent syn- to post-tectonic evolved magma pulses, and isotropic quartz-feldspathic pods closely associated with concentrations of biotite and amphibole interpreted as leucosomes, melanosomes, and restite possibly related to *in situ* anatexis (Fig. 3).

Related micaschists are composed essentially of muscovite, biotite, quartz, and garnet crystals; and associated talc schists are minor. They occur as bands in flat relief, generally presenting abrupt contact with the mafic and granitoid rocks and usually present a lateritic cover. These rocks represent, respectively, pelitic and ultramafic protoliths that to constitute part of the volcanosedimentary sequence.

Associated with the banded iron formations that occur intercalated in the micaschists, there are amphibolite and amphibole schist rocks with enriched zones in disseminated pyrite and chalcopyrite, concordant with metamorphic foliation and remobilized in fractures and venules. Although their contact relations with the micaschists have not been observed, the amphibolites may represent mafic volcanic protoliths of the volcanosedimentary sequence. In addition, the presence of deformed sulphides can be syn-depositional, suggesting metallogenetic potential for volcanic-hosted massive sulfide deposits (VHMS).



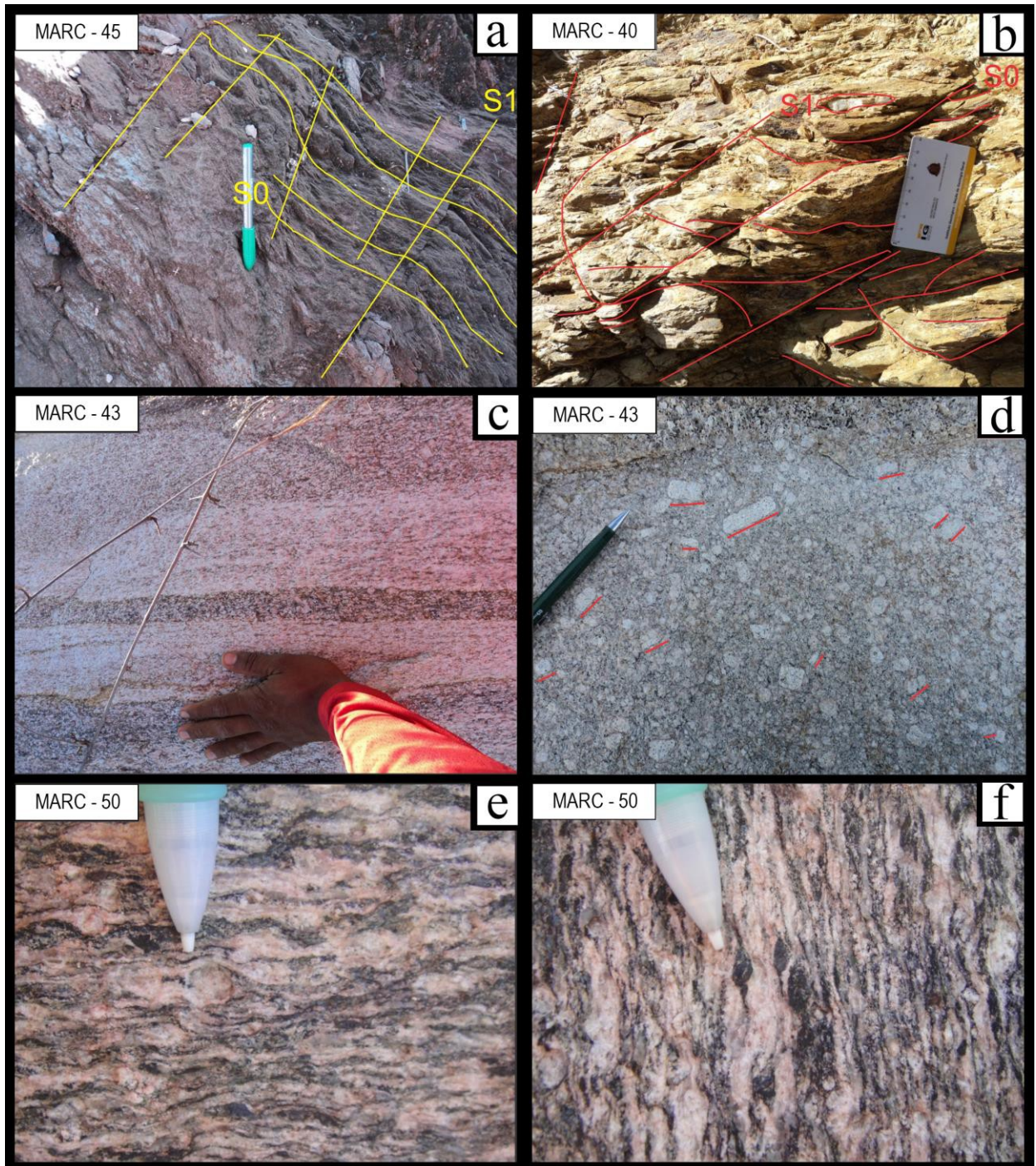


Figure 3 - Representative field photographs of Vila Tancredo Neves rocks: a- Deformation and foliation planes formation (Marc-45); b- Deformation and foliation, with formation anastomosed domains (Marc-40); c- Gneissification and mafic minerals segregation (Marc-43); d- Porphyritic texture in Trondhjemite, with plagioclase porphyroclasts oriented and revealing magmatic flux direction (Marc-43); e- Monzogranitic gneiss milonitized with sigmoidal feldspar porphyroclasts surrounded by quartz ribbons in a anastomosed milonitic fabric (Marc-50); f- Different domains of mafic concentration, indicating gneissification process (Marc-50).

Diabase and metadiabase dikes and isotropic gabbro stocks occur associated with the granitoid bodies and volcanosedimentary sequence. Usually, the metadiabase is deformed and may represent part of the older volcanic and subvolcanic components. Those associated with granitoids were more likely to be dikes.

The lateritic cover forms predominantly plateaus established on mafic, metamafic, and banded iron formations. Talus colluvium deposits are associated with the lateritic crusts, disposing discordantly over the micaschists. However, several blocks of laterite crust are identified in all geological units, suggesting that they are genetically related to the weathering of diverse lithotypes and dismantling of a more extensive lateritic crust.

## Methods and analytical procedures

For identification and interpretation of geological structures, digital TM7-LANDSAT images and digital R99B project (SIPAM-Amazon Protection System) radar images were used. Petrographic description and modal analyses of twenty thin sections were conducted on the Petrography Laboratory of the UFPA (Pará Federal University). The classification of the mylonites is according (Sibson, 1977).

Rock powders (90 % < 200 mesh) of twelve representative samples were prepared in a tungsten carbide ring mill and analyzed by means of the 4AB1 custom geochemical package at Acme Laboratory (Vancouver, Canada), after lithium metaborate/tetraborate fusion. ICP-ES was used for major elements and ICP-MS for trace elements, including rare earth elements. FeO data was obtained by titration.

Zircons U-Pb analyses were conducted with laser ablation ICP-MS. Cathodoluminescence images were made of the zircons before analyses on Scanning Electron Microscope (SEM) at the CPRM (Brazilian Geologic Survey). The U-Pb dating was obtained using ICP-MS mass spectrometry with laser ablation (LA-ICP-MS) at the Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso) of UFPA following the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  concordia diagram (Wetherill, 1956), according to the methodology of Millomem Neto *et al.* (2017) and the results are plotted and presented using Isoplot/Ex (Ludwig, 2011).

Nd and Sr isotopes analysis were also conducted at the Pará-Iso following the laboratory routines (Oliveira *et al.*, 2008; Bordalo *et al.*, 2007). The equipment used was a Thermo-Finnigan Neptune ICP-MS with 9 Faraday type collectors.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios were normalized to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  in exponential mode and the “La Jolla” and Neptune solution Nd standards provided  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  values of  $0.511834 \pm 0.000005$  and  $0.511735 \pm$

0.000009 ( $2\sigma$ , mean  $n=10$ ), respectively.  $T_{DM}$  ages and parameter values  $\epsilon_{Nd}(t)$  were calculated using DePaolo (1981) model. Sr isotopic ratios were normalized in the exponential mode using the reference value of the  $^{88}Sr/^{86}Sr=8.375253$  ratio. The isobaric interferences of Kr on the  $^{84}Sr$  and  $^{86}Sr$  masses were corrected with  $^{82}Kr$  and  $^{83}Kr$  ratios monitoring assuming their natural isotopic abundances. The Neptune solution (NBS-987) standard provided value of  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.710268$  ( $2\sigma$ , mean  $n=6$ )  $\epsilon_{Sr}(t)$  parameter were calculated using  $^{87}Rb/^{86}Sr$  and  $^{87}Sr/^{86}Sr$  bulk earth values (Taylor and McLennan, 1985).

## Petrography and textures

Table 2 shows the modal compositions of fourteen representative granitoid rocks of the Vila Tancredo Neves region. The petrography initially comprises compositional classification of the samples followed with a metamorphic and microtectonic study aiming to highlights internal variations related to post-magmatic deformation or metamorphism and its textural classification. Overall, these rocks are massive, greenschist to higher amphibolite facies deformational features, or mylonitized in different intensities according their structural patterns and textures.

Compositionally, the studied granitoids are trondhjemite, granodiorite, and monzogranite (Fig. 4) in the Q–A–P triangular diagram (Streckeisen, 1976) with outstanding gaps. The tonalitic rock (Marc 36) with color index  $< 10$  is classified as trondhjemite. All of the granodiorite and monzogranite samples follow a typical calc-alkaline modal differentiation trend of Lameyre and Bowden (1982). The granodioritic rocks suggest a low-K calc-alkaline trend compatible with Archean TTG (Martin *et al.*, 2005; Moyen and Martin, 2012). In turn, the monzogranitic rocks show affinity with medium-K differentiation trend that is referred as „sanukitoids“ (Stern and Hanson, 1991; Smithies and Champion, 1999) or „Closepet-type“ granites (Moyen *et al.*, 2001; Moyen *et al.*, 2003). Although isolated, the trondhjemite sample follow a tholeiitic differentiation trend.

Table 2 - Modal analysis to the rocks of Vila Tancredo Neves.

Rock type	Mylonitized Gneisses								Foliated and Mylonitized Rocks					
	BTdhGpm	BGrdGm		HBMzgGm	BMzgGm			BMzgAGm	BGrdf			BMzgm		
	Marc 36	Marc 13	Marc 14	Marc 50	Marc 52	Marc 53	Marc 54	Marc 60	Marc 10	Marc 11	Marc 12	Marc 37	Marc 38	Marc 42
Quartz I	6.7	8.0	12.3		3.6				24.1	21.6	35.3			
Quartz II	17.1	18.0	18.1	28.5	14.4	37.5	27.4	30.3	11.3	11.6		31.3	30.1	31.1
Microcline I					3.7	5.4	5.1	10.9	11.3	11.5	10.9	7.1	7.7	9.3
Microcline II	0.7	13.6	8.3	18.3	19.0	20.1	23.1	15.7				20.7	16.3	17.8
Plagioclase	44.3	8.0	14.8	9.1	10.5	10.6	21.6	17.1	43.5	47.9	43.6	10.0	14.9	16.5
Plagioclase II	27.0	43.3	40.2	22.1	26.3	21.5	17.9	19.6				25.2	24.5	20.5
Muscovite		1.2	0.6			1.0	0.4	2.3	0.9	3.3		1.3	3.4	
Sericite		1.7	0.8						3.2	1.7	5.1			
Biotite	3.5			12.8	1.5	3.3	3.5	1.2				4.5	3.1	3.8
Hornblende				7.2										
Chlorite		3.1	3.7		0.9	0.5	1.1	3.0	5.7	2.4	5.2			
Epidote	0.7	3.1	1.3											
Titanite				1.4					0.0					
Rutil				0.6										
% Recrystallization	44.8	74.9	66.5	68.9	59.7	79.2	68.3	65.5	11.3	11.6	0.0	77.1	70.9	69.4
Felsic	95.8	93.8	95.0	78.0	77.5	96.2	95.4	95.8	94.3	97.6	94.8	95.5	96.9	95.2
Mafic	4.2	6.2	5.0	22.0	2.4	3.8	4.6	4.2	5.7	2.4	5.2	4.5	3.1	3.8
Q	23.9	26.0	30.3	28.5	18.0	37.5	27.4	30.3	35.4	33.2	35.3	31.3	30.1	31.1
P	71.3	51.3	55.0	31.1	36.7	32.1	39.5	36.7	43.5	47.9	43.6	35.2	39.4	37.0
A	0.7	13.6	8.3	18.3	22.7	25.5	28.1	26.5	11.3	11.5	10.9	27.7	23.9	27.1
Qtz II/Qtz I	2.55	2.25	1.47	TR	4.03	TR	TR	TR	0.47	0.54	0	TR	TR	TR
Mc II/Mc I	TR	TR	TR	TR	5.09	3.73	4.55	1.44	0	0	0	2.92	2.12	1.91
Plg II/Plg I	0.61	5.41	2.72	2.43	2.51	2.03	0.83	1.15	0	0	0	2.52	1.64	1.24
Sum	5.16	9.66	6.19	4.43	11.63	7.76	7.38	4.59	0.47	0.54	0.00	7.44	5.76	5.15

**BTdhGpm:** Biotite Trondhjemite Gneiss protomylonite; **BTdhGpm:** Biotite Trondhjemite Gneiss protomylonite; **HBMzgGm:** Hornblende Biotite Monzogranite Gneiss mylonite; **BMzgGm:** Biotite Monzogranite Gneiss mylonite; **BMzgAGm:** Biotite Monzogranite augen Gneiss mylonite; **BGrdf:** Biotite Granodiorite foliated; **BMzgm:** Biotite Monzogranite mylonite.

The petrography clearly shows two distinct deformational events in different levels, the first one related to regionally metamorphosed rocks, and the other genetically related to E-W to NW-SE ductile shear zones, encompassing from less deformed rocks to mylonites, augen gneisses, and migmatitic rocks. The products of deformation processes are represented mainly by porphyroclastic grain boundaries, here classified as Mineral I (inherited from the protolith) and Mineral II (newly formed due to regional or shear zone stress).

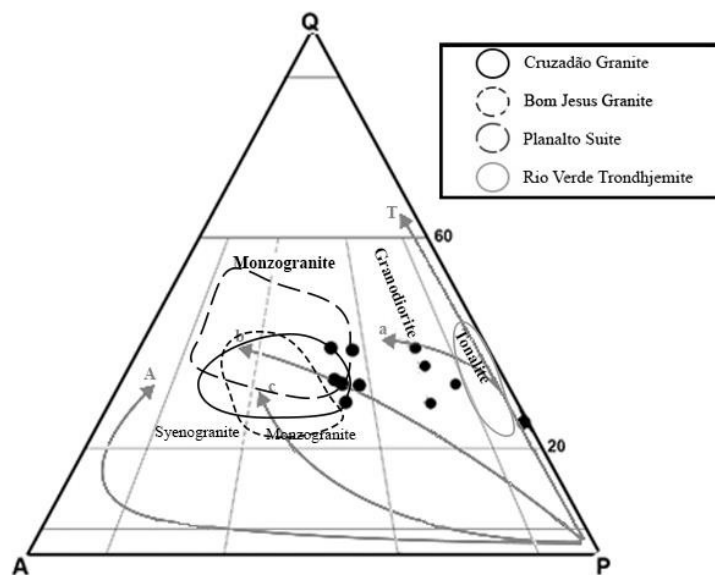


Figure 4 - Modal composition diagram for the Vila Tancredo Neves rocks. T=Tholeiitic Suite; A=Alkaline Suite; and a=low-K, b=medium-K, and c=high-K Calc-alkaline suites. Fields of Feio *et al.* (2012, 2013).

#### *Monzogranite gneiss mylonitized and foliated rocks*

The group of biotite-bearing monzogranitic rocks is divided in two subgroups due or medium to high degree of deformation, with usual gneiss banding and mafic minerals segregation. In general are inequigranular medium-grained rocks, with predominantly linear deformation (L type tectonite) and reveal leucocratic texture with gray to light brown color, with white to beige feldspar porphyroclasts surrounded by comminuted quartz and dark mafic minerals. Microscopically have porphyroclastic interlobate texture and incipient sericitization.

The less deformed group shows incipient effect of the regional metamorphism, but being mylonitized in different levels. Quartz is present in skeletal porphyroclasts (Quartz I) which are comminuted during deformational process (Quartz II). It has sectorial extinction domains, with interlobate contacts, with visible recrystallization process and preferential orientation aggregates (Fig. 5a) and oriented sectorial extinction (Fig. 5e). Microcline and

plagioclase grains have very similar distribution, such as 2 to 4 mm porphyroclasts (type I) and comminuted on the mylonitic groundmass (type II). The porphyroclasts are deformed and strongly fractured (Fig. 5g) and visible twinning yet. Perthitic intergrowths are common also (Fig. 5h).



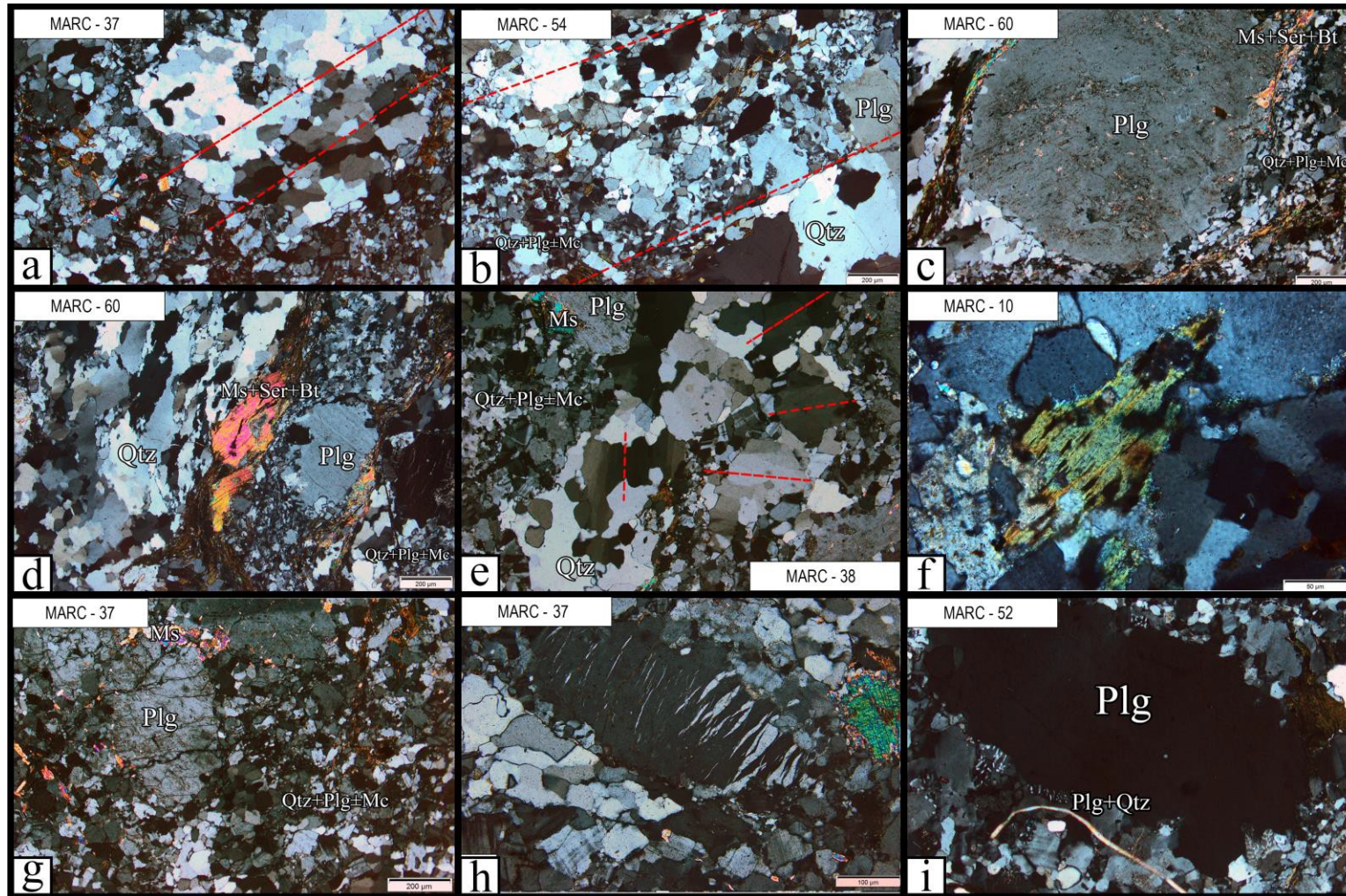


Figure 5 - Representative microscopic features of the studied rocks: a) quartz aggregates preferentially orientated (Marc-37); incipient sericitic and potassic alterations (Marc-13); b) gneissic banding (Marc-54); c)  $\square$ -type pressure shadow (Marc-60); d) mica fish and gneissic banding (Marc-60); e) oriented sectored extinction on quartz (Marc-38); f) chloritized biotite (Marc-10); g) plagioclase porphyroclasts fracturing and Qtz+Plg+Mc groundmass (Marc-37); h) perthite with host grain of K-Feldspar with irregular intergrowths of sodic alkali feldspar (Marc-37); and i) plagioclase porphyroclasts granophyric boundaries (Marc-52).

The highly deformed group shows banding related to the regional metamorphism and gneisses formation. It has extensively recrystallized and plastically deformed quartz parallel to the banding from submillimetric on the cataclastic flux groundmass (Quartz II) to 4 to 6 mm on the recrystallized ribbons (Quartz I) (Fig. 5b). Microcline and plagioclase crystals occur as 2 to 4 mm porphyroclasts (type I), plastically deformed on the gneissic banding, poorly visible twinning, and extensively deformed with interlobate contacts. Likewise, these phases are comminuted, anhedral, and submillimetric (type II) on the cataclastic flux groundmass. It has granophyric intergrowths on some grains borders (Fig. 5i). On this group occur augen gneiss rocks with  $\alpha$ -type pressure shadow (Fig. 5d) and mica fish (Fig. 5c) features. It has quartz, plagioclase, and microcline similar distributions to the other rocks, but presenting 4 to 11 mm porphyroclasts.

Biotite and apatite are primary accessory phases. Biotite is submillimetric to millimetric and found in clusters around the porphyroclasts or irregularly distributed on the groundmass, and it is almost entirely chloritized. Muscovite and sericite are subordinate secondary minerals and occur as millimetric diffuse grains, mainly replacing plagioclase.

#### *Hornblende-biotite monzogranite gneiss mylonite*

These hornblende-bearing rocks have similar mesoscopic and microscopic texture to the previously described, showing gneissic porphyroclastic interlobate textures and type II grain formation around porphyroclasts. The biotite and hornblende are oriented according to the gneissic banding direction and clustered with titanite on the anastomosed mafic segregation domains around plagioclase porphyroclasts. Hornblende grains have 2 to 3 mm in length, strong parrot green color in natural light that suggests more ferric composition. The accessory phases are titanite and rutile, they are subhedral and accumulated along the mafic segregates on the gneissic banding in microstructural assembly to hornblende and biotite.

#### *Granodiorite gneiss mylonite and foliated rocks*

These rocks also present distinct stages of deformation, one group presenting lower degree of deformation and the other medium to high degree of deformation, with gneissification and mafic minerals segregation. Overall, these rocks are gray, slightly linearly stretched (L type tectonite), medium-grained, and fractured limits along the mafic minerals linear aggregates. Microscopically presents inequigranular interlobated porphyroclastic texture.

The first group is more isotropic in relation to the regional metamorphism, but still affected in different levels by mylonitization. Subgrain formation and undulose extinction of quartz are common characters. Plagioclase ranges from 1 to 2 mm in length, less altered crystals preserve Carlsbad and polysynthetic twinning, and inclusions of epidote. Microcline is subhedral to anhedral, submillimetric and with diffuse cross-hatched twinning and sutured contacts.

The second group is regionally metamorphosed and usually presents gneissic banding, isotropic granitic pods with associated mafic mineral aggregates that resemble migmatites. Quartz is in the recrystallized groundmass, submillimetric, and slightly interlobated, with sectoral extinction and subgrains formation. These crystals surround other minerals and have internal orientation, mainly on the extinction sectors, accompanying the general orientation of the rock. Sericite replaces plagioclase grains, or even obliterate it, which has submillimetric to little more than one millimeter. Some crystals preserve Carlsbad twinning that follows the general orientation of the rock.

Primary accessory minerals are biotite, titanite, and fluorite. Biotite is partially chloritized (Figure 5f) and completely deformed, limited to quartz and feldspars interstices. Secondary minerals are epidote, muscovite, sericite, and chlorite. Muscovite, epidote, and chlorite cumulates are confined to the fractures.

#### *Trondhjemite gneiss mylonite and foliated rocks*

These rocks are mesoscopically gray, medium-grained, poorly oriented with plagioclase and quartz porphyroclasts, surrounded by segregated mafic minerals. Microscopically presents inequigranular interlobated porphyroclastic texture, with quartz, microcline and plagioclase porphyroclasts (Plagioclase I, and Quartz I), and groundmass with comminuted crystals of these same phases and microcline (Microcline II, Plagioclase II and Quartz II). Porphyroclasts range from 1 to 3 mm on the plagioclase and submillimetric to little more than a millimeter to quartz, being affected by microfracturings and subgrain formation by the mylonitic stretching. Plagioclase shows uncommon twinning and is slightly sericitized. Microcline is uncommon and strongly comminuted, submillimetric, showing little to no twinning.

Primary accessory phase is submillimetric biotite grains that occur in different deformational stages and restricted to the to the porphyroclasts contacts and combined with comminuted groundmass, that define incipient foliation mesoscopically observed. Biotite is

almost completely altered to chlorite and associated to opaques. Epidote and sericite are submillimetric and replace plagioclase crystals, being the main secondary phases.

## Geochemistry

Representative chemical data of the analyzed samples are shown in Table 3. The integration and analysis of the results permitted to differentiate four compositionally distinct groups: (G1) comprising biotite trondhjemite gneiss sample; (G2) hornblende-biotite monzogranite gneiss sample; (G3) biotite monzogranite gneisses, biotite monzogranite augen gneiss, and part of the biotite monzogranites samples, which presented high La/Yb<sub>(N)</sub> ratio; and (G4) comprising part of the biotite monzogranites and biotite granodiorites with low La/Yb<sub>(N)</sub> ratio (Table 3). Comparison with the Canaã dos Carajás area granitoids was made when possible.

### *Geochemical classification and comparison with Archean units of the Carajás Province*

On the normative Ab–Na–Or diagram (O'Connor, 1965) most of the samples plot on the granite field and show geochemical compatibility with Cruzadão Granite, Bom Jesus Granite, and Planalto Suite units, whereas the G1 group plots on the trondhjemite field and is similar with the Rio Verde Trondhjemite (Fig. 6a). According to the relative proportion of sodium and potassium is possible to separate granitoid rocks in sodic ( $K_2O/Na_2O < 0.50$ ) and potassic ( $K_2O/Na_2O > 0.50$ ) geochemical groups. Like this, the studied G1 rock group is sodic and the other groups are potassic (Moyen *et al.*, 2007; Moyen, 2011).

The K–Na–Ca diagram shows that most of the rocks follow the calc-alkaline trend (CA) and the G1 rock group has affinity with tholeiitic TTG rocks (Fig. 6b). The same geochemical behavior and relationships with these Archean units are observed on the P–Q diagram (Debon and Le Fort, 1988) in which G2, G3, and G4 plot between the calc-alkaline and potassic subalkaline trends and the G1 rock group lies near tholeiitic trend (Fig. 6c). On the B–A diagram (Debon and Le Fort, 1988) mostly rocks have affinity between muscovite, biotite > muscovite, and biotite fields, except the G2 which shows a hornblende + biotite dominated signature (Fig. 6d).

Table 3 –Representative chemical compositions and relevant chemical ratios of the Vila Tancredo Neves granitoids. Abbreviations on Table 2.

Rock type	Mylonitized gneisses						Foliated and mylonitized rocks				
	BTdhGpm	HBMzgGm	BMzgGm			BMzgAGm	BMzgfim			BGrdf	
Group	G1	G2	G3						G4		
Samples	Marc 36	Marc 50	Marc 52	Marc 53	Marc 54	Marc 60	Marc 42	Marc 43	Marc 37	Marc 38	Marc 10
SiO <sub>2</sub>	71.51	68.96	72.41	72.08	73.11	73.43	71.65	71.51	74.98	72.93	72.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	13.22	15.24	15.34	14.43	13.59	14.14	14.29	13.79	14.44	13.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	5.57	1.14	1.18	1.46	2.02	2.10	2.56	0.95	1.39	2.80
MnO	0.03	0.08	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05
MgO	0.29	0.88	0.24	0.26	0.19	0.26	0.32	0.41	0.11	0.13	0.47
CaO	2.24	2.13	1.6	1.53	1.45	1.15	1.09	1.32	0.61	0.79	1.41
Na <sub>2</sub> O	6.19	3.34	4.18	4.16	3.89	3.40	3.36	3.37	3.50	3.92	3.02
K <sub>2</sub> O	1.16	4.04	4.26	4.25	4.36	4.94	5.27	5.31	5.13	5.26	5.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.17	0.01	0.02	0.03	0.03	0.07	0.09	0.03	0.04	0.08
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.85	0.14	0.14	0.11	0.21	0.25	0.29	0.10	0.11	0.30
PF	0.6	0.3	0.4	0.6	0.5	0.6	1.3	0.4	0.6	0.7	0.6
Total	99.86	99.54	99.63	99.58	99.55	99.65	99.57	99.58	99.82	99.73	99.7
Ni	10.9	6.3	3.1	3.1	2.4	2.4	3.6	3.7	1.6	3.9	4.8
Co	31.9	48.2	49.6	41.9	42.1	39.4	41.9	39.9	37.8	40.5	39.3
Cu	5.2	11.5	5.8	4.5	5.1	5.3	5	6	3.8	5.1	10.9
Zn	25	57	21	20	18	31	28	35	16	25	23
Ba	239	2658	1917	2796	2798	1744	2184	1966	654	1104	1274
Rb	50.7	84.0	90.8	80.2	72.2	180.1	160.2	180.3	240.6	247.8	163.2
Sr	417.4	220.0	229.9	307.8	302	167.8	175.6	156	65.3	102.3	104.9
Zr	72.1	359.9	123.3	144.3	156.2	195.9	218.8	287.9	104.4	136	179.8
Nb	9.3	12.4	3.6	1.8	1	7.9	6.9	8.5	8.5	12.2	13.3
Y	48.2	29.5	4.7	2.2	3.2	10.8	8	13.2	51.2	19	44.7
Ga	23.9	19.9	19.8	17.3	18.1	19.9	22.3	23.2	20.8	25.3	16.3
Sc	4	12	2	1	1	3	3	4	3	3	5
Th	8.5	13.3	30.9	27.2	36.9	70.2	52.3	70.8	35.6	31.2	28.6
U	10.4	1.3	1.7	1.6	2.1	4.2	2.8	3.2	39.2	7.9	7
V	20	73	27	14	15	17	39	30	<8	45	29
La	18.6	66.9	49.3	50.3	49.4	114.3	93.0	123.8	26.3	47.0	55.6
Ce	28.6	118.5	77.2	76	78.1	219.8	173.4	239.2	71.4	87.5	77.3
Nd	12.2	45.4	23.2	19.3	23.5	62.5	48.9	68.8	24.2	24.5	37.0
Sm	3.44	7.66	3.40	2.14	2.46	8.79	6.35	9.03	4.81	4.14	6.84
Eu	0.54	1.49	0.69	0.75	0.58	0.62	0.65	0.76	0.25	0.26	0.8
Gd	4.56	6.94	2.41	1.2	1.4	5.89	3.93	6.16	5.24	3.02	7.28
Tb	0.94	1.01	0.25	0.12	0.15	0.66	0.41	0.69	1.00	0.49	1.14
Dy	6.66	5.47	1.03	0.42	0.46	3.22	2.01	3.3	6.90	2.82	7.30
Ho	1.52	1.05	0.16	0.07	0.1	0.40	0.27	0.54	1.71	0.60	1.51
Er	4.79	3.09	0.36	0.23	0.22	0.80	0.66	1.05	4.90	1.88	3.68
Yb	4.10	2.66	0.50	0.23	0.25	0.59	0.57	0.75	4.85	1.60	3.30
Lu	0.62	0.44	0.05	0.05	0.03	0.09	0.09	0.12	0.68	0.21	0.46
FeO <sub>t</sub>	1.05	5.01	1.03	1.06	1.31	1.82	1.89	2.30	0.85	1.25	2.52
mg#	35.86	26.27	32.20	33.20	22.69	22.50	25.58	26.54	20.71	17.42	27.46
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.19	1.21	1.02	1.02	1.12	1.45	1.57	1.58	1.47	1.34	1.75
FeO <sub>t</sub> /(FeO <sub>t</sub> +MgO)	0.78	0.85	0.81	0.80	0.87	0.87	0.86	0.85	0.89	0.91	0.84
A/CNK	1.07	0.96	1.06	1.08	1.05	1.04	1.07	1.04	1.11	1.06	0.98
Rb/Sr	0.12	0.40	0.39	0.26	0.24	1.07	0.91	1.16	3.68	2.42	1.56
Sr/Y	8.66	7.39	48.91	139.91	94.38	15.54	21.95	11.82	1.28	5.38	2.35
La/Yb	4.54	25.15	98.60	218.70	197.60	193.73	163.16	165.07	5.42	29.38	16.85
La/Yb <sub>(N)</sub>	3.08	17.09	66.98	148.57	134.23	131.60	110.84	112.13	3.68	19.96	11.45
Dy/Yb <sub>(N)</sub>	1.06	1.35	1.35	1.20	1.20	3.57	2.31	2.88	0.93	1.15	1.45
Eu/Eu*	0.42	0.62	0.73	1.43	0.95	0.26	0.40	0.31	0.15	0.22	0.35
FMSB	1.05	5.01	1.03	1.06	1.31	1.82	1.89	2.30	0.85	1.25	2.52

In the SiO<sub>2</sub> vs. FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub> + MgO) diagram (Frost *et al.*, 2001) G2 and G4 groups have a ferroan geochemical composition, while the G1 group plot on the magnesian field. The G3 group shows a transitional signature between ferroan and magnesian (Fig. 6e). According



to the molar A/CNK vs. A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989) the G1, G3, and mostly G4 rocks group are peraluminous, whereas the G2 rock group is metaluminous (Fig. 6f).

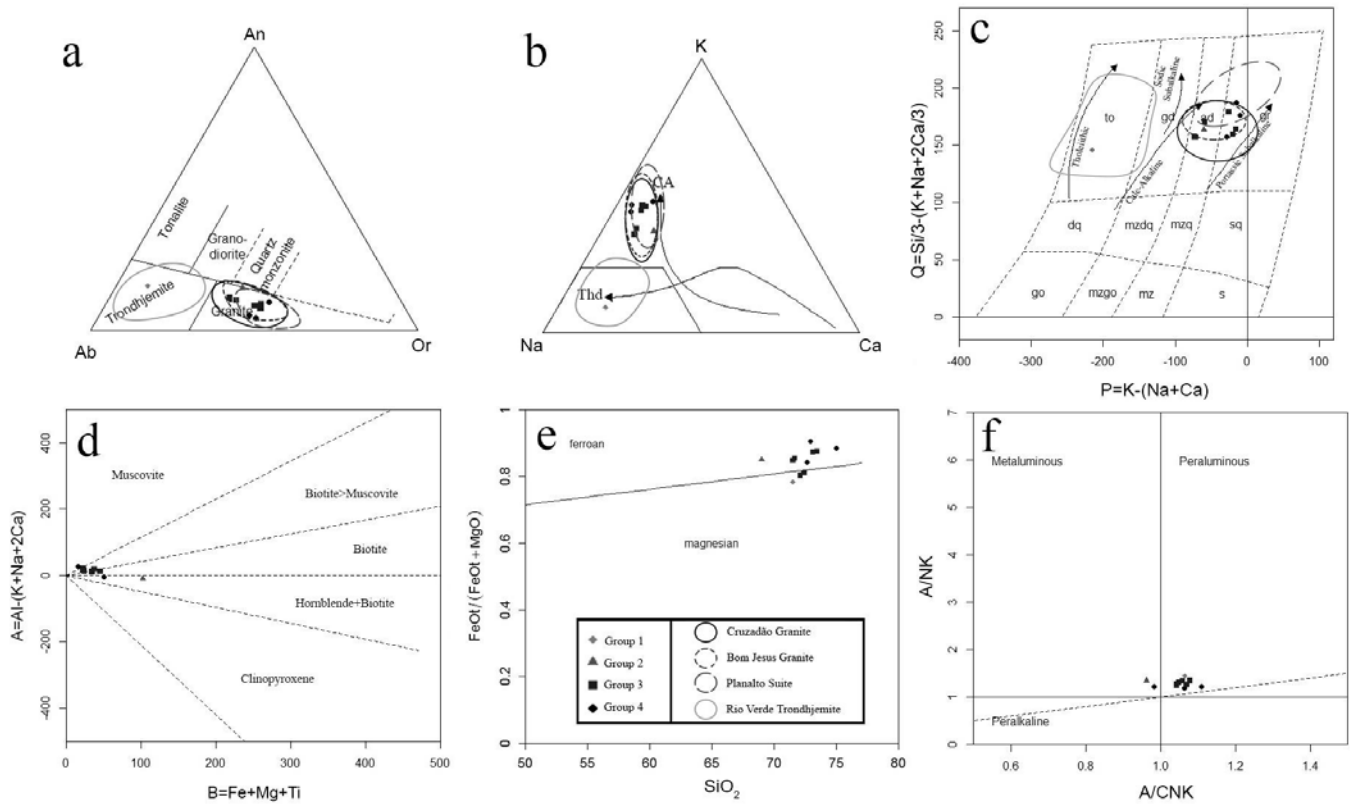


Figure 6 - Classification and magmatic series diagrams of the Tancredo Neves granitoid rocks: a- Normative feldspar triangle; b- K–Na–Ca plot with trends for calc-alkaline (CA) and trondhjemite (Tdh) series (Barker and Arth, 1976) and gray field of Archean TTG (Martin, 1994); c- P-Q diagram (Debon and Le Fort, 1988); d- B-A diagram (Debon and Le Fort, 1988); e- SiO<sub>2</sub> vs. FeO/(FeO +MgO) plot (Frost *et al.*, 2001); f- [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)] mol x [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)] mol diagram (Shand, 1950). Calc-alkaline granites fields of Feio *et al.* (2012, 2013).

### Major and trace elements variations

The Mg# show diversified values for the rocks group. The G3 rocks group ranges from 22.50 to 33.20 and compatible with G1 (35.86) and G2 (26.27) groups. Whereas de G4 rocks group ranges from 17.42 to 27.46.

Major elements variation diagrams show correlations and some scattering (Fig. 7). The granitoids have high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content and narrow range (13.03 – 16.52 wt. %), moderate to high Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> range (0.95 – 5.57 wt. %), with maximum for G2 rock group sample probably related to higher modal content of oxides. They also have low MgO (0.11 – 0.88 wt. %) and TiO<sub>2</sub> (0.10 – 0.85 wt. %) contents. These rocks have relatively low CaO content (0.61 – 2.13 wt. %), where the maximum value is related to G2 rock group. The Na<sub>2</sub>O values range 3.02 – 6.19 wt. % and the highest value is registered in the G1 group. The opposite occurs to K<sub>2</sub>O

contents (1.16 – 5.31 wt. %), where the lowest value is related to G1. The  $P_2O_5$  shows narrow range (0.01 – 0.17 wt. %).

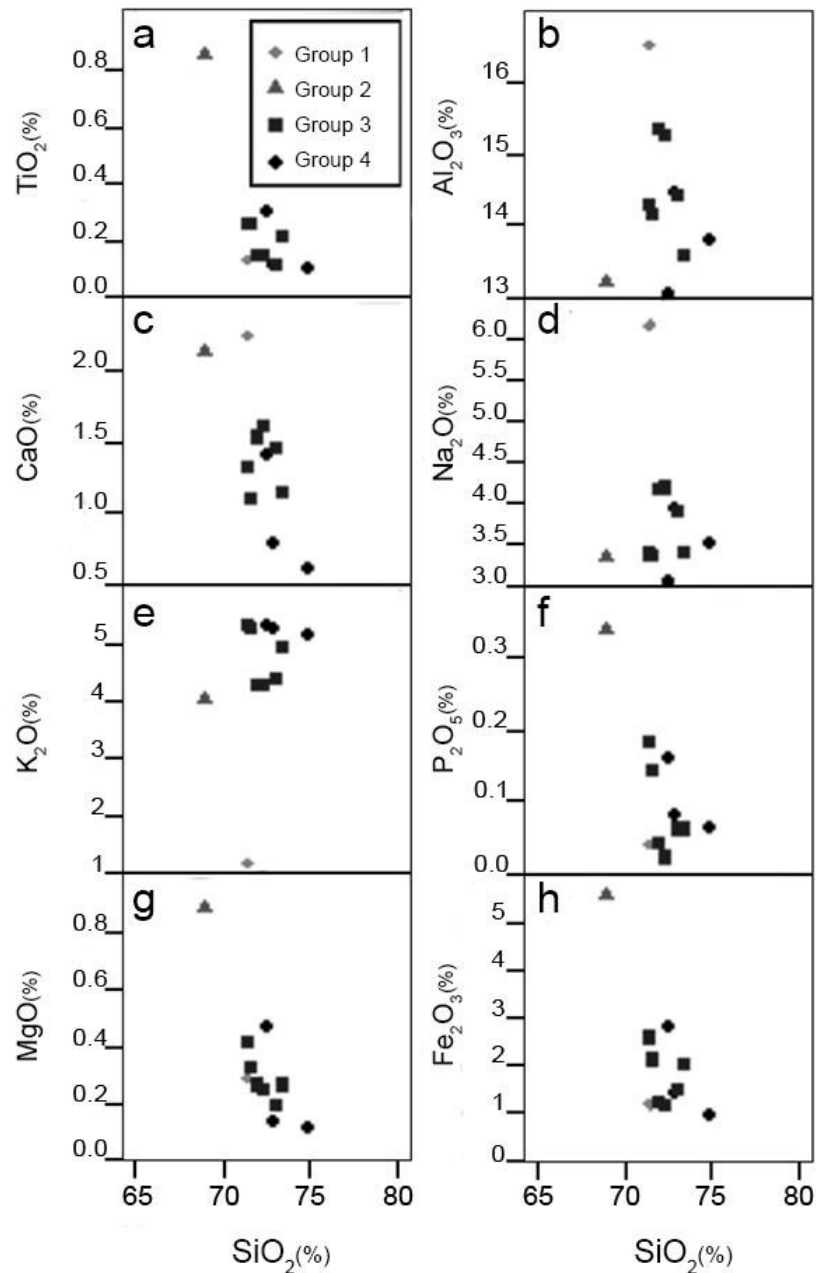


Figure 7 - Variations of selected major elements vs. silica for the studied rocks associations. Symbols as in Fig. 6.

The differences between these rocks group are clearly signaled in the trace elements behaviors (Tab. 3). The samples show high Ba content (654 – 2798 ppm) in the G2, G3, and G4 rocks group, and lower in the G1 (239 ppm) rock group, whereas the Sr content (65.3 – 307.8 ppm) is low in the G2, G3, and G4 rocks groups, and comparatively higher in the G1 rock group (417.4 ppm). In turn, reveal moderate to high Rb content (72.2 – 247.8 ppm) in the G2, G3, and G4 rocks groups, and lower in the G1 (507 ppm). The Rb/Sr ratio varies widely

from 0.12 to 3.68. These rocks are depleted in HFSE elements (Zr = 72.1 – 359.9 ppm, generally < 200 ppm); Hf = 2.3 – 9.7 ppm; Y = 8 – 51.2 ppm; Nb = 1–13.3 ppm; and Ta = 0.3–1.8 ppm). Commonly all groups have low Zr and V contents, except the G2 rock group which has higher content.

REE (rare earth elements) normalized to chondrite (Nakamura, 1974) show enrichment in LREE (light REE) relative HREE (high REE) resulting in fractionated patterns in G2, G3, and G4 rocks groups (Fig 8). The G1 rock group reveals undepleted pattern. This fact is translated in high La/Yb<sub>(N)</sub> ratios to G3 and G4 rocks groups (19.96 – 148.57), low ratio to G1 rock group (3.08), and intermediate for G2 rock group (17.09). Total REE content from the G1 rock group is lower (86.57 ppm), whereas in the G4 rocks group is relatively homogenous and median (152.24 – 202.21 ppm) and higher in the G3 rocks group (150.81 – 454.20 ppm).

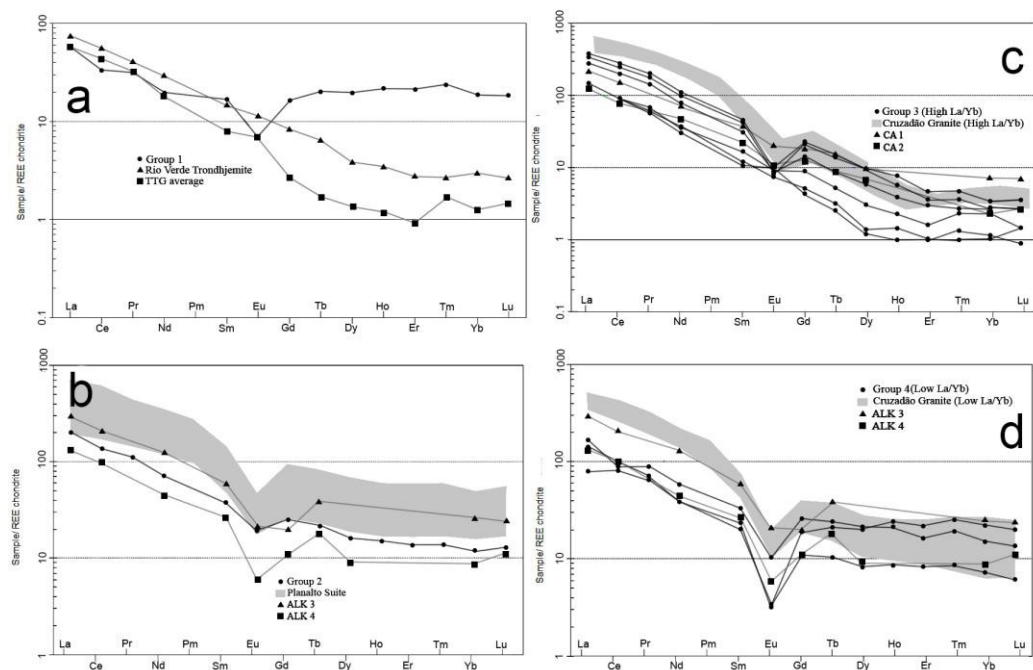


Figure 8 - REE Patterns for the rocks of Vila Tancredo Neves rocks normalized after Nakamura (1974): a- Group 1; b- Group 2; c- Group 3; d- Group 4. ALK 3, ALK 4, CA1, CA2 gneisses types from Sylvester (1994), Rio Verde Trondhjemite (Feio and Dall'Agno, 2012), TTG average (Laurent *et al.*, 2014) and Cruzadão Granite (high La/Yb) (Feio *et al.*, 2013). Symbols as in Fig. 6.

These rocks groups have a consistent negative Eu anomalies probably related to feldspar fractionation process. The Eu/Eu\* values range from 0.15 to 0.95, while one sample of the G3 rocks group reveals positive Eu anomaly (1.43) (Fig. 9a).

The La/Yb<sub>(N)</sub> vs. Sr/Y diagram reveals wide scattering of the data but some correlations (Fig. 9b). The dispersion on the ratios for the biotite monzogranite and



granodiorite gneisses lead to the separation in low and high  $\text{La/Yb}_{(N)}$  relative to G3 and G4 rocks groups, allowing identification of trace elements geochemical similarities. In turn, the Zr vs. Rb/Sr diagram reveals Zr-enriched G2 rock group while the G1 rock group is depleted in Zr, whereas both have low Rb/Sr values in comparison to the other samples (Fig. 9c). G3 and G4 rocks groups show wide dispersion of Zr and Rb/Sr but with clear separation between the low (G4 rocks group) and high (G3 rocks group)  $\text{La/Yb}_{(N)}$  samples.

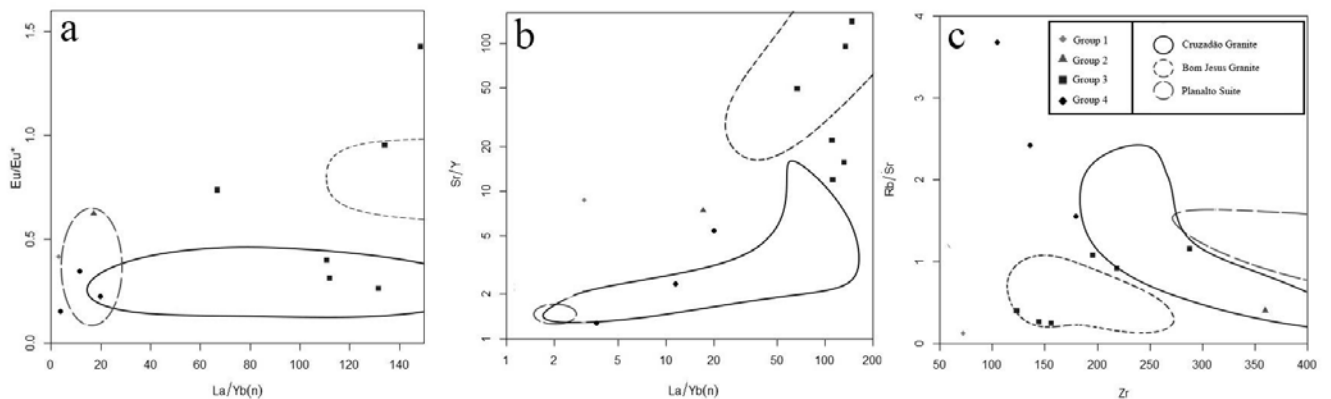


Figure 9 - Trace element diagrams for the Tancredo Neves rock: a- )  $\text{La/Yb}_{(N)}$  x  $\text{Eu/Eu}^*$  diagram; b-  $\text{La/Yb}_{(N)}$  x  $\text{Sr/Y}$  diagram; c- Zr x Rb/Sr diagram. Calc-alkaline granites fields of Feio *et al.* (2012, 2013)

Distribution of the  $(\text{La/Yb})_{(N)}$  vs  $(\text{Dy/Yb})_{(N)}$  values (Fig. 10a) shows no clear path for groups G1 and G2, a clear separation between G3 and G4 groups values, specially due to G3 higher levels of  $(\text{La/Yb})_{(N)}$ . Group G3 shows two distinct paths, one more flat with low  $(\text{Dy/Yb})_{(N)}$  variation, related to Garnet and Amphibole fractioning and closely related to Bom Jesus granite field of values, and other, steep with strong  $(\text{Dy/Yb})_{(N)}$  variation, related to Garnet fractioning and closely related to Cruzadão Granite field of values.

The  $(\text{Ba}+\text{Sr})/100-1/\text{Er}-\text{Er}$  ternary diagram (Fig. 10b) shows wide range of data distribution due variations on the Er content that reflects the influence of residual garnet in more evolved rocks and separation between the low  $\text{La/Yb}_{(N)}$  and high  $\text{La/Yb}_{(N)}$  rocks groups. The G1, G2, and G4 rocks groups data suggest no retention of garnet in their sources, whereas that is influence is clear in the G3 rocks group (Fig. 10b).

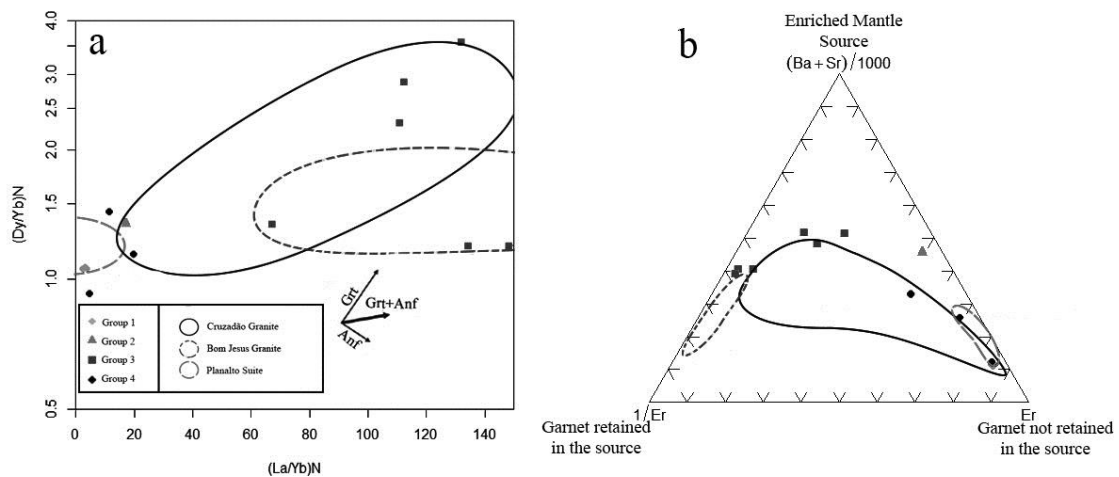


Figure 10 - Petrogenetic diagrams: (La/Yb)<sub>N</sub> x (Dy/Yb)<sub>N</sub> diagram with fractioning trends (He *et al.*, 2011) of garnet (Grt) and amphibole (Anf); b- (Ba+Sr)/100-1/Er–Er diagram. Calc-alkaline granites fields of Feio *et al.* (2012, 2013)

Relative to continental crust composition (Taylor and McLennan, 1995) the G2 rock group (Fig. 11b) shows depletion in Cs, Th, U, K, Nb, and enrichment in Ta, P, and Y, very similar to the ALK4 (Sylvester, 1994) and the Planalto Suite (Feio *et al.*, 2012) granites patterns. In turn, the G1 rock group (Fig. 11a) shows high depletion in elements, enrichment in Th and HFSE and is compatible with Archean TTG (Moyen and Martin, 2012) and Rio Verde Trondhjemite (Feio *et al.*, 2013).

The high La/Yb<sub>(N)</sub> G3 rocks group show incompatible LILE, such as Rb, Ba, and, Th enrichment, expressive depletion in Ta, Nb, Y, and Sr (Fig. 11c), and very similar patterns to the CA1 calc-alkaline granites of Sylvester (1994) and the high La/Yb<sub>(N)</sub> Cruzadão Granite of the Carajás region (Feio *et al.*, 2013). The Low La/Yb<sub>(N)</sub> G4 rocks group (Fig. 11d) shows less expressive depletion in Ta, Nb, but higher in Sr, relatively enrichment in Rb, Ba, Th, and U, and less fractioned HFSE elements (reflected on La/Yb<sub>(N)</sub> ratios), and geochemically similar to the ALK3 and ALK4 alkaline-type granites (Sylvester, 1994) and low La/Yb<sub>(N)</sub> Cruzadão Granite patterns (Feio *et al.*, 2013).

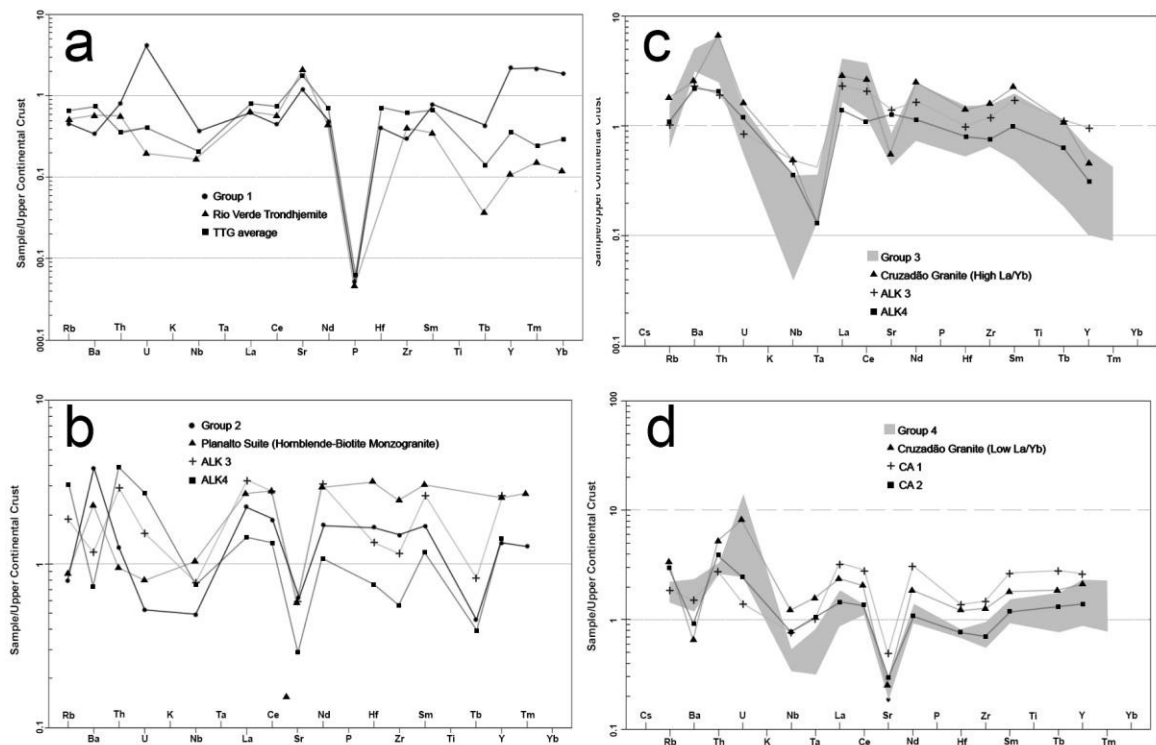


Figure 11 - Multi-elemental spidergrams normalized with the upper continental crust composition after Taylor and McLennan (1995): a- Group 1; b- Group 2; c- Group 3; d- Group 4. ALK 3, ALK 4, CA1, CA2 gneisses types from Sylvester (1994), Rio Verde Trondhjemite (Feio and Dall'Agnol, 2012), TTG average (Laurent *et al.*, 2014) and Cruzadão Granite (high La/Yb) (Feio *et al.*, 2013).

### Tectonic affinity

The ternary tectonic affinity diagram for Neoproterozoic granitoid rocks  $2A/CNK-Na_2O/K_2O-2FMSB$  (Laurent *et al.*, 2014) reveals that most of the G3 and G4 groups rocks are joined near  $2A/CNK$  apex and have affinity with biotite and two mica granites, whereas the G1 rock group plot on the TTG field and G2 group on the sanukitoid rocks field (Fig. 12a). According  $Zr+Nb+Ce+Y$  vs.  $FeO/MgO$  geochemical affinity diagram (Whalen *et al.*, 1987) the G1 rocks group has geochemical affinity with unfractionated M-, I-, and S-type granites, while G2 rocks group have a clear affinity with A-type granites. The G4 rocks group have clear affinity with fractionated felsic granites signature and G3 rock group has a transitional signature between fractionated felsic and A-type granites (Fig. 12b).

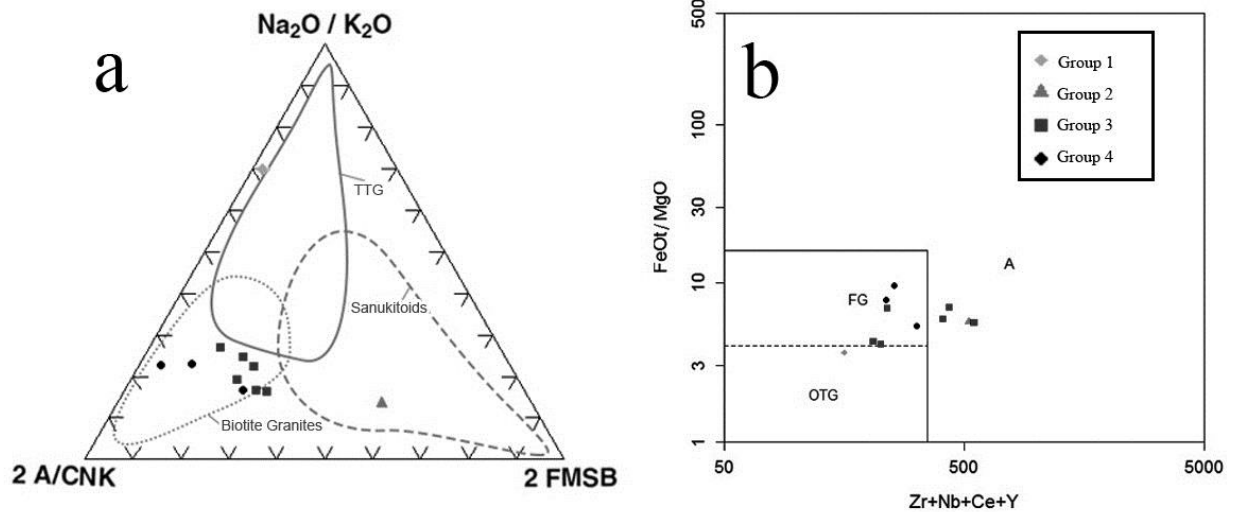


Figure 12 - Tectonic diagrams for the Vila Tancredo Neves rocks: a-  $2 \times A/CNK$ ;  $Na_2O/K_2O$ ;  $2 \times (FeO_t + MgO)/(SiO_2 + Ba)$  (a-FMSB) archaean granitoids discrimination ternary diagram proposed by Laurentin *et al.* (2014) with archaean granitoids fields from Moyen and Martin (2012); b-  $Zr+Nb+Ce+Y$  x.  $FeO/MgO$  tectonic discrimination diagram of Whalen *et al.* (1987). Calc-alkaline granites fields of Feio *et al.* (2012, 2013).

## Geochronology and Isotopic Data

### LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology

The LA-ICP-MS method was applied in zircons from the Marc-36 sample representative of the G1 group, Marc-50 sample representative of the G2 group, and Marc-60 sample representative of the G3 and G4 groups. Microscopically the zircons are brown to translucent, fractured, and idiomorphic. Table 4 presents the U-Pb analytical results in zircon of the samples studied in this work.

Nine grains of zircon were analyzed, sample Marc-36 (G1), three of them yield mean age  $^{207}Pb/^{206}Pb$  of  $3156 \pm 33$  Ma with  $MSWD = 0.5$ , which is interpreted as inherited zircons and express crystallization age of the source rocks. Whereas the others six grains yield upper intercept age of  $2841 \pm 19$  [ $\pm 20$ ] Ma with  $MSWD = 0.6$  (Fig. 13a), which is interpreted as magmatic crystallization age for this rock.

Twenty five grains of zircon of the sample Marc-50 (G2) defined an average age  $^{207}Pb/^{206}Pb$  of  $2745 \pm 8$  Ma with  $MSWD 0.62$  (Fig. 13b), which is interpreted as magmatic crystallization age to this rock.

Two zircon grains of the sample Marc-60 (G3/G4) indicated a mean age  $^{207}Pb/^{206}Pb$  of  $2854 \pm 32$  Ma with  $MSWD = 0.074$ , interpreted as the magmatic crystallization age for this rock.

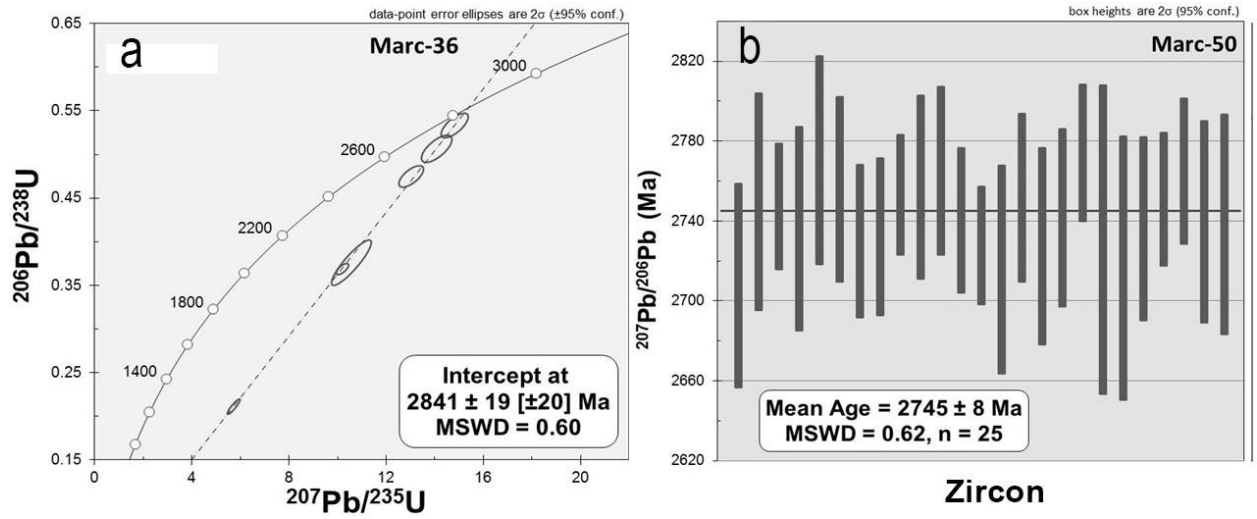


Figure 13 - U-Pb diagrams for the samples of granitoids of the Vila Tancredo Neves area: a- Marc-36 concordia diagram; b- Marc-50 mean zircon ages diagram.

Table 4 - U-Pb zircon in situ data from samples obtained by LA-MC-ICP-MS.

Samples	$f^a$ (%)	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U <sup>b</sup>	Ratios <sup>c</sup>							Ages (Ma)						Conc <sup>f</sup> (%) 6/8-7/5
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 $\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 $\sigma$	Rho <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	2 $\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 $\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 $\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 $\sigma$	
						(%)		(%)				abs		abs		abs			
MARC36 G1	0.01	20	9	3	0.14	10.1938	2.0	0.3688	1.4	0.70	0.2005	1.4	2024	29	2453	50	2830	41	83
MARC36 G3	0.01	10	4	4	0.35	10.5644	6.4	0.3760	5.7	0.89	0.2038	2.9	2058	116	2486	158	2857	83	83
MARC36 G5	0.00	25	10	3	0.12	13.0259	3.2	0.4748	2.1	0.67	0.1990	2.4	2505	53	2682	85	2818	67	93
MARC36 G6	0.01	9	6	2	0.24	14.8176	3.1	0.5332	2.2	0.70	0.2016	2.2	2755	59	2804	86	2839	62	98
MARC36 G7	0.00	10	6	1	0.06	14.0755	3.7	0.5065	2.5	0.69	0.2016	2.7	2641	66	2755	101	2839	75	96
MARC36 G8	0.01	40	10	2	0.06	5.7192	3.7	0.2112	3.3	0.90	0.1964	1.6	1235	41	1934	72	2797	44	64
MARC36 G9	0.00	10	6	4	0.41	17.5746	4.5	0.5091	3.3	0.74	0.2504	3.0	2653	88	2967	133	3187	96	89
MARC36 G4	0.00	8	6	9	1.11	17.6867	4.3	0.5111	2.5	0.57	0.2510	3.6	2662	65	2973	128	3191	113	90
MARC36 G2	0.04	26	11	7	0.26	13.3527	1.9	0.3966	1.4	0.76	0.2442	1.2	2154	31	2705	51	3147	38	80
MARC60 A1	0.01	10	6	4	0.37	15.4042	3.1	0.5463	2.0	0.63	0.2045	2.4	2810	56	2841	89	2863	69	99
MARC60 H2	0.01	19	14	15	0.83	15.0834	2.6	0.5384	2.3	0.86	0.2032	1.3	2777	63	2821	74	2852	38	98

<sup>a</sup> Fraction of the non-radiogenic <sup>206</sup>Pb in the analyzed zircon spot, where  $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$  (c=common; s=sample)

<sup>b</sup> Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon

<sup>c</sup> Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) * 137.88$

<sup>d</sup> Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and the  $^{207}/^{235}\text{U}$  ratio

<sup>e</sup> Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975)

<sup>f</sup> Degree of concordance =  $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$

\* Zircons excluded from the calculation of age

Table 4 (continuation)

Samples						Ratios <sup>c</sup>							Ages (Ma)						Conc <sup>f</sup> (%) 6/8-7/5
	$f^a$	U	Pb	Th	Th/U <sup>b</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 $\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 $\sigma$	Rho <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	2 $\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 $\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 $\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 $\sigma$	
	(%)	ppm	ppm	ppm			(%)		(%)			(%)		abs	abs	abs	abs		
MARC50 A1	0.01	12	9	12	0.94	13.6288	2.4	0.5311	1.6	0.64	0.1861	1.9	2746	43	2724	67	2708	51	101
MARC50 A2 *	0.04	13	10	18	1.31	15.0002	2.2	0.5801	1.3	0.61	0.1875	1.7	2949	39	2815	61	2721	47	105
MARC50 A3 *	0.02	12	10	19	1.57	14.8468	2.0	0.5790	1.2	0.60	0.1860	1.6	2944	36	2805	57	2707	44	105
MARC50 A4	0.01	9	7	11	1.14	14.7951	2.5	0.5621	1.6	0.62	0.1909	2.0	2875	45	2802	71	2750	54	103
MARC50 A5 *	0.01	29	21	46	1.58	9.2663	2.4	0.3824	1.4	0.58	0.1758	2.0	2087	29	2365	57	2613	51	88
MARC50 A6 *	0.02	18	11	19	1.03	11.8795	2.6	0.4565	1.8	0.69	0.1887	1.9	2424	44	2595	69	2731	52	93
MARC50 A7	0.04	22	15	23	1.05	14.9636	1.7	0.5692	1.2	0.73	0.1907	1.1	2905	35	2813	47	2748	31	103
MARC50 A8	0.02	22	10	19	0.90	11.5704	2.5	0.4432	1.6	0.65	0.1893	1.9	2365	38	2570	63	2736	51	92
MARC50 A9	0.01	11	9	15	1.39	14.3641	2.8	0.5388	2.0	0.73	0.1933	1.9	2779	56	2774	76	2771	52	100
MARC50 A10 *	0.00	16	9	13	0.84	12.0950	3.4	0.4954	2.5	0.72	0.1771	2.4	2594	64	2612	90	2626	63	99
MARC50 B1	0.02	24	19	44	1.81	14.0678	2.0	0.5324	1.2	0.58	0.1916	1.7	2752	33	2754	56	2756	46	100
MARC50 B2	0.02	20	15	27	1.33	13.6495	1.8	0.5248	1.2	0.65	0.1886	1.4	2719	32	2726	50	2730	38	100
MARC50 B3	0.01	26	25	59	2.31	14.2019	1.8	0.5453	1.1	0.60	0.1889	1.4	2806	30	2763	50	2732	39	102
MARC50 B4	0.02	25	20	49	1.96	14.5536	1.6	0.5517	1.2	0.75	0.1913	1.1	2832	35	2787	46	2754	30	102
MARC50 B5	0.02	19	13	25	1.35	14.3782	2.2	0.5438	1.5	0.67	0.1918	1.7	2799	42	2775	62	2757	46	101
MARC50 B6	0.03	25	16	25	1.02	14.4897	2.1	0.5453	1.4	0.68	0.1927	1.5	2805	40	2782	58	2766	42	101
MARC50 B7	0.01	23	14	18	0.82	13.4443	1.7	0.5136	1.1	0.66	0.1898	1.3	2672	31	2711	47	2741	36	99
MARC50 B8	0.04	30	21	40	1.38	14.0461	1.6	0.5407	1.1	0.72	0.1884	1.1	2786	31	2753	43	2728	29	101
MARC50 B9	0.00	26	13	26	1.03	8.5801	2.5	0.3327	1.6	0.65	0.1870	1.9	1852	30	2294	58	2716	52	81
MARC50 B10	0.02	20	14	25	1.26	14.3021	2.1	0.5426	1.4	0.68	0.1912	1.5	2795	39	2770	57	2752	42	101
MARC50 C1	0.01	25	27	33	1.34	13.7509	4.2	0.5295	3.8	0.90	0.1883	1.8	2739	104	2733	115	2728	49	100
MARC50 C2	0.02	22	11	20	0.94	12.8518	2.8	0.4906	2.3	0.82	0.1900	1.6	2573	60	2669	76	2742	44	96
MARC50 C3	0.02	15	11	19	1.27	14.4292	1.8	0.5401	1.4	0.74	0.1938	1.2	2784	38	2778	51	2774	34	100
MARC50 C4	0.01	10	7	12	1.21	12.6345	3.8	0.4856	2.5	0.67	0.1887	2.8	2551	65	2653	101	2731	77	96
MARC50 C5	0.01	10	8	17	1.84	13.0770	3.0	0.5069	1.7	0.58	0.1871	2.4	2644	46	2685	80	2717	66	98
MARC50 C6	0.00	16	13	17	1.04	11.8289	2.9	0.4531	2.4	0.82	0.1894	1.7	2409	57	2591	75	2737	46	93
MARC50 C7	0.00	14	16	21	1.50	16.5199	3.0	0.6271	2.8	0.92	0.1911	1.2	3138	87	2907	88	2751	33	108
MARC50 C8	0.02	17	12	22	1.29	13.2275	1.9	0.4978	1.4	0.72	0.1927	1.3	2604	36	2696	51	2766	36	97
MARC50 C9	0.03	17	12	22	1.34	13.6993	2.2	0.5236	1.2	0.54	0.1898	1.8	2714	32	2729	60	2740	50	99
MARC50 C10	0.01	11	8	15	1.43	14.0236	2.6	0.5364	1.7	0.64	0.1896	2.0	2768	46	2751	72	2739	55	101

### *Nd and Sr isotopes*

The Nd isotopic data for six representative samples are given in Table 5. The Sm and Nd contents are variable among the analyzed rocks. These sample have high Sm (4.83 – 7.98 ppm) and Nd (24.16 – 62.96 ppm), except for the Marc-52 sample (G3) which presents lower Sm (1.89 ppm) and Nd (13.26 ppm) contents. The  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios (0.07 – 0.13) do not show strong variations among the analyzed samples. Calculated model ages for the Depleted Mantle ( $T_{\text{DM}}$ ) showed that G3 and G4 rocks groups vary from 3100 to 3370 Ma and the G2 rock group has similar 3250 Ma model age. The initial Sr and Nd isotope ratios of the São Félix do Xingu rocks are calculated relative to the ages of crystallization 2854 Ma to G3 and G4 rocks group, and 2745 Ma to G2 rock group. These are assumed as magmatic crystallization ages according to U-Pb zircon geochronology. The  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values range from -0.75 to -5.69 in the G3 and G4 rocks groups, and -4.11 to G2 rock group (Fig. 14).

Table 5 - Sm-Nd data to the Vila Tancredo Neves granitoids.

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	f(Sm/Nd)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$T_{(\text{U-Pb})}$ Ma
MARC 10	6.75	36.15	0.11289	0.511021	0.000015	-0.43	-31.5	-0.75	3.10	2854
MARC 50	7.40	41.81	0.10707	0.510805	0.000012	-0.46	-35.8	-4.11	3.25	2745
MARC 60	6.58	48.56	0.08195	0.510295	0.000015	-0.58	-45.7	-3.56	3.22	2854
MARC 37	4.83	24.16	0.12088	0.511036	0.000016	-0.39	-31.3	-3.41	3.36	2854
MARC 43	7.98	62.46	0.07724	0.510256	0.000012	-0.61	-46.5	-2.58	3.15	2854
MARC 52	1.89	13.26	0.08600	0.510263	0.000022	-0.56	-46.3	-5.69	3.37	2854

Sr isotopic data are presented on Table 6. The  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  ratios were calculated using the  $^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Rb}$  abundances of 0.0986 and 0.2783, and weights of  $^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Rb}$  of 85.9092 and 86.9092, respectively; and they range from 0.7096 to 0.7161 in the G3 and G4 rocks groups, and 0.7053 in the G2 rock group. The Marc-37 sample is excluded due lower  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  ratio than Babi (Basaltic Achondrite Best Initial) or the Bulk Earth value (Papanastassiou *et al.*, 1970). The  $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$  values ranges from 11.9 – 21.2 in the G3 and G4 rocks groups, and 5.6 in the G2 rock group.



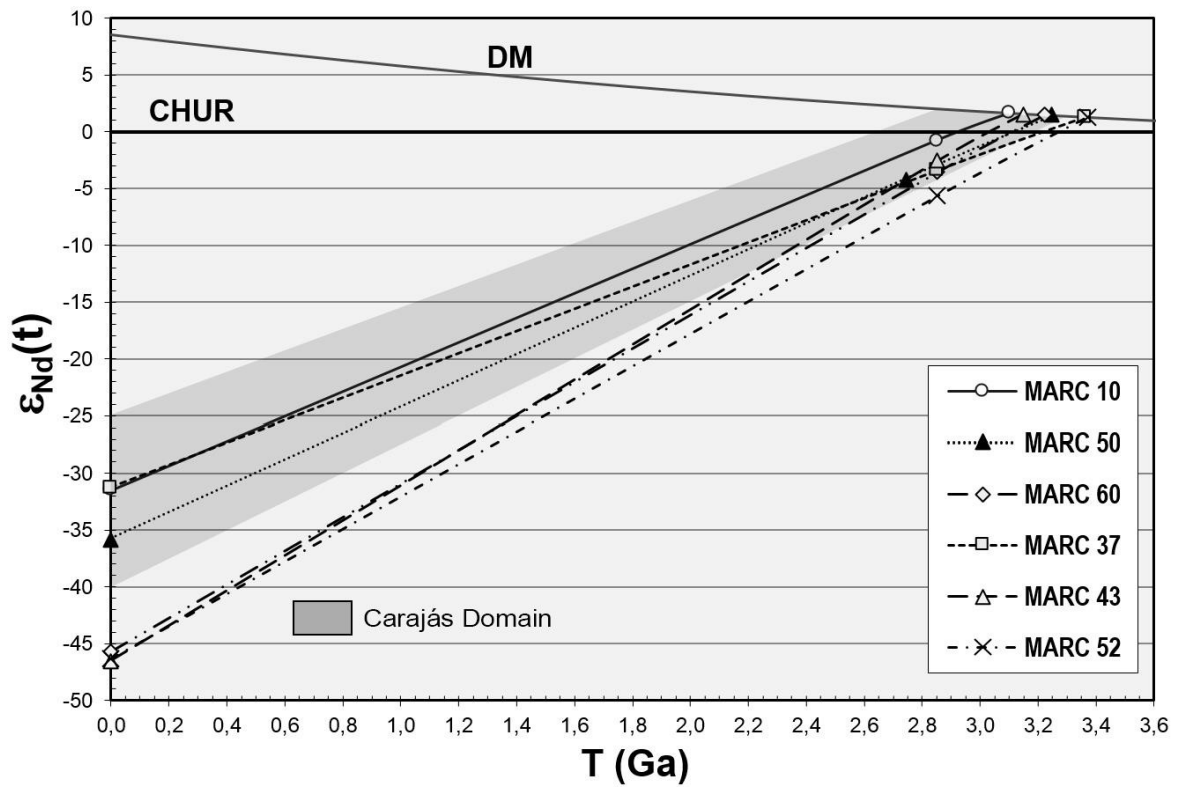


Figure 14 - Nd vs Age diagram to the Vila Tancredo Neves samples. Grey field: Carajás Basin and Canaã dos Carajás domain results. DM (Depleted Mantle) curve: DePaolo (1981); CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) line: DePaolo and Wasserburg (1976).

Table 6 - Rb-Sr data for the Vila Tancredo Neves granitoids

Sample	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}} (t)$
MARC 10	105	163	1.56	4.3407	0.889080	0.000014	0.70955	11.9
MARC 50	220	84	0.38	1.0653	0.747626	0.000025	0.70530	5.6
MARC 60	168	180	1.07	2.9946	0.834193	0.000026	0.71034	13.1
MARC 37	65	241	3.68	10.2800	1.088841	0.000034	0.66367	-53.5
MARC 43	156	180	1.16	3.2246	0.843312	0.000030	0.70994	12.5
MARC 52	230	91	0.39	1.1019	0.761630	0.000032	0.71605	21.2

## Discussion

### *Metamorphism and deformation*

The deformation and metamorphism analysis allowed the distinction of two tectono-metamorphic events in the Vila Tancredo Neves region, an older regional amphibolite facies metamorphism and a dynamic counter-clockwise related to regional ductile shear zones (Pinheiro and Holsdsworth, 1997).

On the less deformed lithotypes, strong fracturing of feldspar porphyroclasts is noticeable, which proves its resistant rheology relative to plastically deformed quartz with subgrains generation. This deformation typology, therefore, suggests low grade metamorphic processes (greenschist facies), related to clastic behavior of feldspar (anhedral and fractured) and ductile behavior of quartz that is slightly recrystallized aggregates and stretched along the foliation and around the porphyroclasts. This behavior match the rheological behavior on quartz-feldspatic rocks in which quartz surpassed its elastic force peak while feldspar still shows more resistant behavior. Indeed, Schmid and Hass (1989) defined the intracrystalline plasticity of quartz grain about 300 °C and confirmed in experimental data (Hirth and Tullis, 1989, 1991). In turn, feldspar presents longer transition range and the interactions between the crystalline structure dislocations and microfractures are less expressive due: the cleavage systems of feldspar are responsible for its fragmentation (Tullis *et al.*, 1990) and the slow Al/Si diffusion in feldspars prevents recovery in lower temperatures (Hirth and Tullis, 1992).

Highly deformed gneissic rocks reveal feldspar with more plastic behavior following the preferential rocks orientation. Several samples show start of mafic segregation and domain creation, which will originates the gneissic banding. Despite the presence/absence of fracturing in conjunction with feldspar recrystallization are not determinant factor to metamorphism characterization (FitzGerald and Stunitz, 1993), the recrystallization and deformation on these rocks denote higher temperature and pressure conditions and feldspar fracturing is only one of the evidences. The deformational typology denotes medium to high amphibolite metamorphic facies relative to the less deformed rocks.

Locally these rocks grade to protomylonites and mylonites on the ductile shear zones (Jesus *et al.*, 2015) which is evidenced by the deformational microtectonics with alpha type pressure shadows and mica fish formation. On the other hand, the polygonal aspect of the sheared groundmass denotes dynamic recrystallization process, which is also evidenced by internal strain features absence, such as undulose to sector extinction on quartz (Passchier and Trouw, 2005). The Figure 15 shows the textures evolution on the progressive deformation

of coarse grained rocks from the Vila Tancredo Neves region. On the rocks where the mylonitization is incipient the groundmass has random fabric and the quartz porphyroclastic grains in general present internal fabric with preferred orientation of the ASPO (Aggregate Shape Preferred Orientation) type, which shows grain distribution on the XY direction, showing the deformational processes related to shearing are present even in apparently isotropic samples.

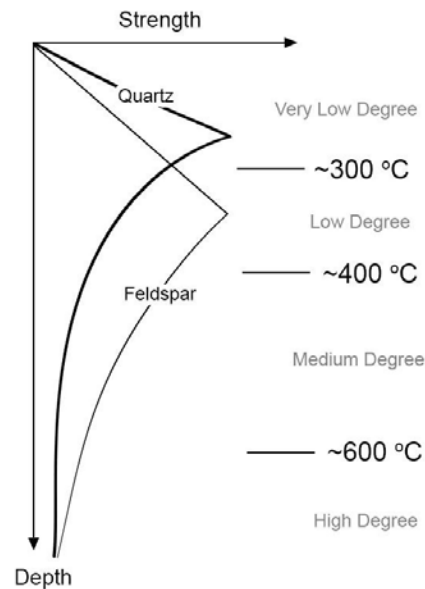


Figure 15 - Strength vs Metamorphic grade diagram to quartz and feldspar (Passchier and Trouw, 2005)

Core-mantle texture is present on some samples of the gneissic group of rocks (Fig. 16). This texture is product of shearing and feldspar subgrain formation due to boundary migration related to upper greenschist to upper amphibolite metamorphic conditions (White, 1975, 1976; Watts and Williams, 1983; Obee and White, 1985).

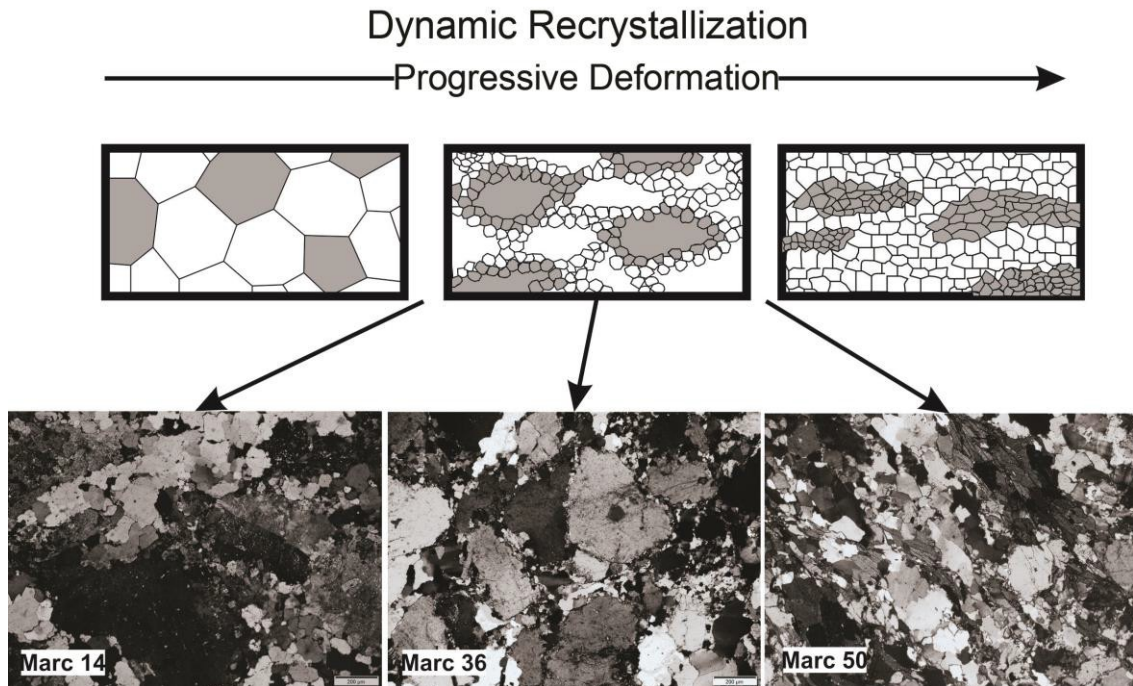


Figure 16 - Progressive deformation evolution in a coarse grained rock and dynamic recrystallization action model (Passchier and Trouw, 2005) in comparison to the observed evolution of the Vila Tancredo Neves rocks.

### *Petrogenetic signatures of the Vila Tancredo Neves region*

#### ***G3 and G4 groups***

According to the Laurent *et al.* (2014) classification scheme the geochemical signature of the studied rocks are similar to the biotite and two mica granites of the late Archean, formed from partial melting of TTG type gray gneisses with more or less metavolcanosedimentary contribution. The key characteristics of these granites are high silica content ( $68 \leq \text{SiO}_2 \leq 75 \%$ ), peraluminous composition ( $A/\text{CNK} \geq 1$ ), low ferromagnesian oxides content ( $1 \leq \text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 \leq 4 \%$ ), and clear potassic signature. It also has low CaO ( $< 2 \%$ ) and moderate  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents that to contribute to low  $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  and high  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$  ratios.

The trace elements geochemistry shows high similarity to the TTG type rocks, such as high content of incompatible elements as Rb (155 ppm in average) and Th (11 ppm in average), systematic negative anomalies of Ba and Sr, and higher concentrations of Y-HREE elements. However, these granites have higher Ba/Rb and Sr/Y ratios than TTG. Both HFSE and transition elements are low ( $\text{Zr} < 265 \text{ ppm}$ ;  $\text{V} < 20 \text{ ppm}$ ) and moderate REE contents, with variable REE patterns ( $15 \leq \text{La}_N/\text{Yb}_N \leq 65$ ) and significant Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0.5$ ).

Almeida *et al.* (2010) detailed main alternatives to the leucogranite–granite suites on the Rio Maria terrain: a) differentiation or partial melting of TTG type rocks; b) sanukitoid

and high-K leucogranites melts mixture; c) interaction between mantellic and TTG magmas from the continental crust; d) partial melting of mafic rocks; and e) the restite model, which takes into account that the freshly formed magma carries a part of the restite during crustal emplacement, which then its fractionated and creates a wide composition of rocks.

These rocks are also equivalent to the potassic granites subgroup (Moyen, 2011) which is interpreted as partial melting of sodic TTG in crustal pressures (< 10 kbar) and explains that plagioclase rich and garnet free residue to contribute to low Ba/Rb and Sr/Y ratios and negative Eu anomalies on these granitoids.

TTG rocks are too sodic to produce large volumes of potassic granitoids on the late Archean and these high-K late granitoids could have an enriched mantle component similar to the sanukitoid formation (Watkins *et al.*, 2007). However, (Laurent *et al.*, 2014) showed that low-K TTG melts have K<sub>2</sub>O (2 – 6 %) and SiO<sub>2</sub> (70 – 75 %). On the other hand, partial melting of metagraywackes and metapelites could be the additional source of K<sub>2</sub>O, since A/CNK (> 1.1) ratio of some biotite and two mica granites are similar to the Proterozoic S-type metasediments-sourced granites. Indeed, in the  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t + \text{MgO})\text{--}3\text{CaO}\text{--}5(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  diagram the studied rocks groups plot on tonalitic and metasedimentary compositional fields (Fig. 17).

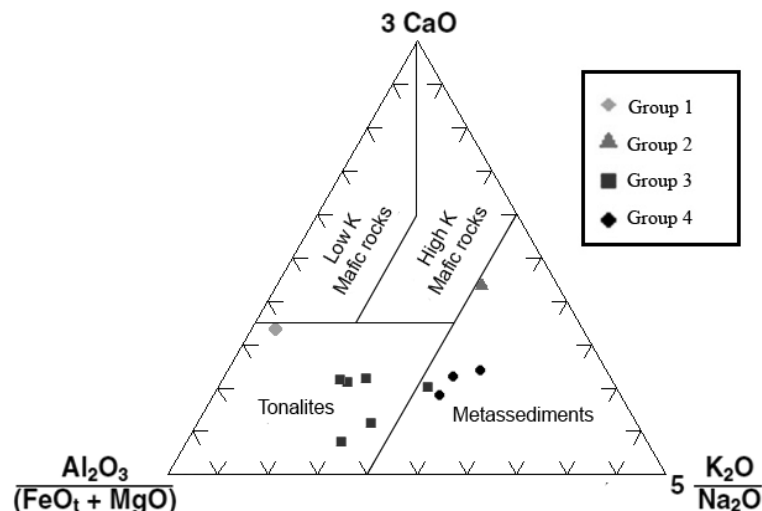


Figure 17 -  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ ;  $3*\text{CaO}$ ;  $5*(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$  plotted with Tancredo Neves rocks chemical compositions. The fields are representative of melts derived from a variety of sources (tonalites, metasediments and high and low K mafic rocks) which was determined over a series of experimental studies. (Source: Laurent *et al.* (2014).

The partial melting of TTG rocks do not result in enough differentiation to explain higher Ba values (Almeida *et al.*, 2010), which also makes sense on this work due substantial difference in the Ba content of the granite and trondhjemite rocks. Likewise, negative Eu

anomalies are registered in the potassic leucogranites due its high chances to retain plagioclase on the source residue (Davis *et al.*, 1994; Sylvester, 1994). The presence of negative Eu and Sr anomalies suggests residual plagioclase on the source and  $(La/Yb)_N$  vs.  $(Dy/Yb)_N$  diagram shows that garnet was important during fractioning in the magmatic evolution of the studied biotite monzogranites and granodiorites rocks, with secondary hole of amphibole determined due second trend of mylonitic monzogranite gneisses rocks. The apparent shape of the MREE to HREE elements patterns is relevant indicator of amphibole fractionation (Moyen, 2009).

The  $(La/Yb)_N$  vs. Sr/Y diagram shows wide data dispersion that can be related to distinct contents of garnet and amphibole on the residue and this influence account to higher  $(La/Yb)_N$  ratios in biotite monzogranite and granodiorite gneisses rocks. However, Moyen (2009) argued that these variations on the source composition and pressure are relevant to determine these ratios, pointing that 5 – 10 kbar pressure range is capable to generate high Sr/Y ratio magmas. Thereby, the studied biotite monzogranite gneisses, biotite monzogranites, and foliated granodiorites are similar to the potassic leucogranites group of the Mata Surrão and Xinguara plutons in the Rio Maria region (Almeida *et al.*, 2010) and Cruzadão Granite in the Canaã dos Carajás area (Feio and Dall'Agnol, 2012; Feio *et al.*, 2012; Feio *et al.*, 2013; Delinardo da Silva, 2014).

### ***G1 group***

The geochemical signature of the studied rocks according to Laurent *et al.* (2014) classification is similar to the late Archean TTG rocks. TTG series are typically banded, deformed, and/or migmatized plutonic plagioclase-rich rocks with sodic composition ( $K_2O/Na_2O < 1$ ). The generation of TTG is controversial, since some authors consider as melting of subduction-related basalts (Martin, 1999; Foley *et al.*, 2002; Martin and Moyen, 2002), others stated that these rocks are related to melting of thickened eclogitic crust (not necessarily involving subduction processes (Rapp *et al.*, 1991; Rapp *et al.*, 2003).

The rocks of the Vila Tancredo Neves regions are calcic to calc-alkaline, slightly peraluminous composition ( $1.0 \leq A/CNK \leq 1.1$ ), silica-rich ( $65 \leq SiO_2 \leq 75 \%$ ), low ferromagnesian oxides contents ( $FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 \leq 5 \%$ ). Typically impoverishment in K, and Na enrichment, leading to low  $K_2O/Na_2O$  ratio. CaO ranges from 1 to 5 % resulting and moderate  $CaO/(K_2O + Na_2O)$  ratios.

The trace elements composition of TTG varies significantly according to the formation pressure of the melts (Moyen, 2011). Like this, the TTG rocks are divided in low pressure

TTG, enriched in Y, HREE, Nb, and Ta, and depleted in Sr; and high pressure TTG, with Y, HREE, Nb, and Ta depletion, and enriched in Sr. Moyen and Martin (2012) showed the existence of an intermediate pressure TTG. The biotite trondhjemite gneisses reveal compatible signature, excepting its significantly less fractioned HREE pattern than expected to TTG rocks, and strong negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.42$ ). This behavior is typically found on modern continental crust, making it impossible to classify these rocks as TTG. A general classification could be TTG (*lato sensu*) or just gray gneisses.

The closest equivalent on the Canaã dos Carajás area is the Rio Verde Trondhjemite (Moreto *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013). The HREE signature suggests the presence of residual plagioclase and absence of garnet and amphibole (Champion and Smithies, 2003). Indeed, this is observed in the  $(\text{Ba}+\text{Sr})/100-1/\text{Er}-\text{Er}$  diagram and experimentally demonstrated on melts that REE fractionation and HREE depletion need stable garnet in enough amount on the residue (Rapp *et al.*, 2010).

Mg (0.29 %), Ni (10.9 %), and Cr (0.002 ppm) values are considerably lower in comparison to Moyen and Martin (2012) values. This fact demonstrates absence of geochemical features related to interaction between the TTG melts and the mantle, concluding that it does not form under the mantle and, therefore, precluding normal subduction processes. Alternative scenarios are melting of lower portion of a thickened mafic crust (Whalen *et al.*, 2002; Condie, 2005) or low angle subduction without mantle wedge (Smithies *et al.*, 2003). Experimental studies in sanukitoid rocks (Moyen, 2009; Rapp *et al.*, 2010) suggest that these interactions produce incompatible elements enrichment, although not significantly change its REE patterns and amphibole and orthopyroxene formation. Mantle–melt interactions is a challenge, leading to limited considerations on its mechanisms. Moyen and Martin (2012) showed that magma transfer on active continental margins is fast and confined to high magmatic flow zones, restricting mantle–melt interactions. Therefore, the increasing in incompatible elements (Mg, Ni, Cr) is still doubtful.

### ***G2 group***

Overall, the geochemical features of these rocks are similar to the sanukitoid classification (Laurent *et al.*, 2014), although absence of diagnostic enriched mantle signature (high K, Ba, Sr, Rb, Mg, Cr, Ni, and #Mg) fundamental to this classification (Heilimo *et al.*, 2010). Petrographic data show that this lithology has more evolved composition with hornblende- and biotite-bearing monzogranite gneisses. Geochemically are ferroan,

metaluminous, with A-type affinity, Alkaline composition, and high content of Zr, Y, Nb, and HREE.

REE pattern shows flat HREE segment and negative Eu anomaly, pointing to plagioclase fractionation or its retention on the magma source. Moreover, this flat region, the absence of the concave shape on the REE curve, very low  $(La/Yb)_N$ , and higher values of Er suggest that garnet and hornblende were not important fractionating phases.

These monzogranites with variable amount of biotite and hornblende as the main mafic phases and geochemical affinity with reduced ferroan A-type granites have been described in the Canaã dos Carajás area (Dall'Agnol *et al.*, 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007), on the Estrela Complex, Serra do Rabo Granite, Igarapé Gelado Granite and Planalto Suite (Dall'Agnol *et al.*, 2017 and references therein). Feio *et al.* (2012) showed that structural features associated with a regional phase of sinistral transpression under active regional shearing, which implies in a syntectonic setting (very unusual to A-type granites). This aspects and the regional charnockite association lead the authors to refer it as hydrated biotite-hornblende A-type like granites of the charnockite series and its origins related to undepleted lower crustal granulites.

Recent mineral chemistry studies (Cunha *et al.*, 2016) confirmed that this unit significantly differs from classical examples of A-type granites, indicating strong influence of the collisional tectonic setting on the genesis of these Neoproterozoic granitoids. Which is corroborated by Dall'Agnol *et al.* (2017) and showed that the available data indicates deep crustal melting of granulitic crust, with calc-alkaline compositions influence, to explain the variability of features presented by these group of rocks.

#### *Isotopic and geochronological discussion*

The isotopic and geochronological results corroborated the outlined correlations of geochemistry, showing a close relationship between Vila Tancredo Neves, Canaã dos Carajás, and Rio Maria Archean rocks. Groups 3 and 4 reveal same age range of the Cruzadão Granite, whereas Group 2 are similar to the Planalto Suite rocks and Group 1 is in the same range of the Rio Verde Trondhjemite (Table 7). Inherited zircons age (ca. 3.2 Ga, Group 2) is in the range of  $T_{DM}$  ages to these units (ca. 3.10-3.37 Ga,) suggesting short crustal residence time between mantle extraction and crystallization of the photolith (Table 7).



Table 7 - Canaã dos Carajás and Vila Tancredo Neves granitoids comparative table. Abbreviations on Table 2.

	<b>Vila Tancredo Neves</b>	<b>Canaã dos Carajás</b>
<b>Rocks</b>	<b>BMzg &amp; Grd Gneisses</b>	<b>Cruzadão Granite</b>
Age (U-Pb)	2854 ± 32 Ma	2845 ± 15 <sup>1</sup> to 2875 ± 12 <sup>1</sup>
T <sub>DM</sub>	3.10 - 3.37 Ga	2,93 - 2,98 <sup>1</sup>
ε <sub>Nd(t)</sub>	-0.75 a -5.69	0,38 - 2,31 <sup>1</sup>
	<b>BHMzg Gneiss</b>	<b>Planalto Suite</b>
Age (U-Pb)	2745 ± 8 Ma	2733 ± 2 <sup>2</sup> to 2754 ± 2 <sup>3</sup>
T <sub>DM</sub>	3.25 Ga	2,81 - 3,08 <sup>1</sup>
ε <sub>Nd(t)</sub>	-4,11	1,38 - 2,25 <sup>1</sup>
	<b>BTdh Gneiss</b>	<b>Rio Verde Trondhjemite</b>
Age (U-Pb)	2841 ± 19 Ma	2929 ± 22 <sup>1</sup> to 2820 ± 22 <sup>1</sup>

<sup>1</sup>Feio *et al.* (2013); <sup>2</sup>Feio *et al.* (2012); <sup>3</sup>Oliveira *et al.* (2010).

The evolutionary history of the Carajás Subdomain around the Canaã dos Carajás area comprises 3.2 Ga mantle-sourced components, substantial continental crust contribution, intense granitoid magmatism at the Mesoarchean (2.96 – 2.83 Ga), and Neoproterozoic (2.75 – 2.70 Ga) crustal reworking in compressional stage after Carajás Basin formation (Pidgeon *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2008). (Feio *et al.*, 2013) include the geochronological data in four major events of rock formation: 3.05 – 3.0; 2.96 – 2.93; 2.87 – 2.83, and 2.75 – 2.73 Ga. Three stages on the Mesoarchean and registered on the entire Carajás Province and the fourth Neoproterozoic event is restricted to the Canaã dos Carajás subdomain.

The third stage of rock formation (2,87-2,83 Ga) is related to the collision of the Rio Maria Domain to the northern part of the Province (Tavares, 2015) and the lower granulitic crust formation on the northern part of the Province (Barros *et al.*, 2009; Feio *et al.*, 2012; Dall'Agnol *et al.*, 2017).

The Neoproterozoic evolution, represented by the fourth stage of rock formation (2,75-2,73 Ga), is marked by the Carajás Basin under continental rift setting (Tavares, 2015) and synchronous formation of the Neoproterozoic groups of rocks.

Therefore, the Vila Tancredo Neves rocks comprises Mesoarchean (Groups 1, 3 and 4) and Neoproterozoic (Group 2) stages of the Carajás Subdomain, showing a very similar geologic history to the registered in the Canaã dos Carajás area. However, ε<sub>Nd(t)</sub> and (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> parameters show significant crustal influence and the model ages points to contemporaneous to slightly older mantle-related processes at 3.37 Ga, indicating that the crustal evolution of the west portion of the Carajás Subdomain is related to the East Carajás Province in early development stages.

### *Crustal evolution constraints and prospective work*

This paper reveals the relationship between Vila Tancredo Neves region and Canaã dos Carajás Subdomain. There are several similarities between these two areas, and comparisons to other cratons is well defined (Feio and Dall'Agnol, 2012; Feio *et al.*, 2013). These authors stated that Canaã dos Carajás area differs from the Rio Maria and other granite-greenstone terranes due to dominance of granitoids, paucity of TTG rocks, and total absence of sanukitoids. And also is very different from the Dharwar and Karelian cratons and its Neoproterozoic reworking is close to the Limpopo Belt crustal evolution.

The Mesoproterozoic granitoid gneisses showed petrogenetic features such as residual garnet and amphibole and absence of plagioclase at the source. These magmatic features are very similar to the Mesoproterozoic Xingu Complex rocks of several works (Feio *et al.*, 2013; Delinardo da Silva *et al.*, 2015). The isotopic signature as well as the petrogenetic conclusions suggest preexistence of an older continental crust which hosted this Mesoproterozoic magmatism, which extends to around ca. 3.10 Ga crystallization ages as shown by the inherited zircons on the Mesoproterozoic samples of this work. The wide range of fractionation (variable La/Yb and Sr/Y ratios) observed on these Mesoproterozoic granitoid gneisses, which is also observed on the Cruzadão Granite in the Carajás region, suggests that the similar composition and petrographic aspects of these rocks encompass complex evolution.

Therefore, a more detailed geochemistry, involving modelling, could show that this fractionation scattering observed on these groups could denote different genesis or sources. Which is also observed on the tectonic model, where these samples spread between anorogenic and fractionated. Denoting a transitional environment, plausible to the syn- to post-collisional environment evolution proposed to the Canaã dos Carajás equivalents at this time range.

The regional metamorphism, which also affected the Neoproterozoic rocks, could be related to the compressional (2.87 – 2.83 Ga) Rio Maria-Carajás collision (Tavares, 2015), but it is affected also by a latter event such as the Carajás Basin inversion and Itacaiúnas Belt reactivation (2.68 – 2.63 Ga). The latter ductile shear zone system that affected the majority of the Vila Tancredo Neves region rocks is probably related to the regional reactivation E-W event at 2.6 Ga (Jesus *et al.*, 2015), closely related at regional level to the Cinzento and Carajás shearing systems (Pinheiro and Holsdsworth, 1997).

## Conclusions

The data presented on this work extends the geological evolution comprehension of the Vila Tancredo Neves region and undoubtedly connect it to the crustal evolution of the Archean rocks of the Carajás Province. This fact corroborates the conclusions of Jesus *et al.* (2015) referring the relationships with Tucumã, Água Azul do Norte, Xinguara, and Canaã dos Carajás areas.

The petrography show two different styles of deformation. 1) A regional metamorphism with gradual microtectonic style evolution from greenschist to medium to high amphibolite facies. 2) Development of shear zones and deformational flux microtectonic style. Variable degrees of recrystallization are also noticed. The geochemistry and geochronology allowed to trace the most substantial parallels between the rocks of Vila Tancredo Neves and Carajás, in this sense it was possible to distinguish 3 different geochemical and geochronological types.

These data are correlated to the Canaã dos Carajás Subdomain (Dall'Agnol *et al.*, 2006), suggesting melts extraction of at least 3.2 Ga with clear crustal contribution (Nd and Sr data), followed by intense crustal formation period during Mesoarchean (2.93 – 2.83 Ga), with granitic composition and wide range of fractionation, and a correlate compressional stage of crustal reworking during Neoproterozoic (2.75 – 2.70 Ga), with a ferric A type signature and modal amphibole, in a collisional setting. The model ages show a geologic setting tied to the first stages of the Carajás evolution when compared to the Canaã dos Carajás Subdomain data.

The similarities point that these rocks are the lateral continuity of the Canaã dos Carajás area, following the Grande Carajás and Cinzento shear zones systems, and extends the comprehension of the Archean history of the Amazonian Craton to the West of the Carajás Province, especially the characterization of metamorphism and deformation styles, which are less debated topics on the Canaã area. Therefore, this study shows that the Vila Tancredo Neves rocks have complex petrogenetic and metamorphic histories and allow the refinement of its classification and crustal evolution.

## Acknowledgments

PRONEX/CNPq (Grant 103/98 Proc. 66.2103/1998-0), CAPES (Grant 0096/05-9), and CNPq (Grants 555066/2006-1, 306130/2007-6, 475164/2011-3, and 550342/2011-7) provided funding for this research. We thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e

Tecnológico (CNPq) for the scholarship granted to Rodrigo César Teixeira de Gouvêa; and SIPAM/SIVAM for concession of R99B radar images. This work is a contribution to the INCT Geociências da Amazônia Project (Grant MCT/CNPq/ FAPESPA/PETROBRAS 573733/2008-2).

## References

- Almeida, F.F.M., 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. *In: 30 Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG, Recife (PE), pp. 2393-2407.
- Almeida, F.F.M., Dall'Agnol, R. and Leite, A.S.S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103-126.
- Almeida, F.F.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Ramo, O.T., Guimarães, G. and Leite, A.S.S., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201-221.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. and Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**(1): 1-29.
- Almeida, J.D.C., Dall'Agnol, R., Dias, S.B. and Althoff, F.J., 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120**(3-4): 235-257.
- Althoff, F.J., Barbey, P. and Boulier, A.M., 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SEAmazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187-206.
- Amaral, G., 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 pp.
- Avelar, V.G., 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 149 pp.

- Bordalo, A.O., Moura, C.A.V. and Scheller, T., 2007. Determinação da Composição Isotópica de Estrôncio em Águas Naturais: Exemplos de sua Aplicação em Águas Subsuperficiais da Zona Costeira na Região Bragantina - PA. *Química Nova*, **30**: 821-827.
- Condie, K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, **80**: 33-44.
- Cordani, U.G. and Brito Neves, B.B., 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 78-88.
- Costa, B.S. and Hasui, Y., 1977. Evolução Geológica da Amazônia. In: M.L. Costa and R.S. Angelica (Editors), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG, Belem (PA), pp. 15-19.
- Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R. and Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajas Province of the Amazonian Craton: Implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **67**: 100-121.
- Dall'Agnol, R. and Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215-233.
- Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., Teixeira, M.F.B., Feio, G.R.L. and Lamarão, C.N., 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, **277**: 3-32.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., Guimarães, G., Gabriel, G.R.L., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P., Silva, R.P. and Santos, P.J.L., 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás - Implicações para a evolução da Província Carajás. In: *Simpósio de Geologia da Amazonia 13*, Pará.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.S.S., Oliveira, D.C. and Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, Eastern Amazonian Craton. In: *Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton*, Belem (PA) - Brasil, pp. 97-150.

- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Ramo, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. and Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.
- Davis, W.J., Fryer, B.J. and King, J.E., 1994. Geochemistry and Evolution of Late Archean Plutonism and Its Significance to the Tectonic Development of the Slave Craton. *Precambrian Research*, **67**(3-4): 207-241.
- Debon, F. and Lefort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin Mineralogique*, **111**: 483-510.
- Delinardo da Silva, M.A., 2014. Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás., Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 119 pp.
- Delinardo da Silva, M.A., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N. and Sousa, S.D., 2015. Metamorfismo e geoquímica do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do domínio Carajás, Província Carajás. In: P.S.S. Gorayeb and A. Meiguins (Editors), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG-NO.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **3**: 249-252.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and Crust-Mantle Evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**(5812): 193-196.
- Dey, S., Pandey, U.K., Rai, A.K. and Chaki, A., 2012. Geochemical and Nd isotope constraints on petrogenesis of granitoids from NW part of the eastern Dharwar craton: possible implications for late Archean crustal accretion. *Journal of Asian Earth Sciences*, **45**: 40-56.
- Feio, G.R.L. and Dall'Agnol, R., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**: 33-52.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J. and Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area:

- Implications for crustal evolution of the Carajas province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157-185.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Oliveira, D.C., Santos, R.D. and Santos, P.A., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajas, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, **151**: 57-73.
- Feng, R. and Kerrich, R., 1992. Geochemical Evolution of Granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac Subprovince, Superior Province, Canada - Implications for Tectonic History and Source Regions. *Chemical Geology*, **98**(1-2): 23-70.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B. and Misas, C.M.E., 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the Sao Felix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(4): 351-368.
- Fernandes, C.M.D., Lamarão, C.N. and Teixeira, M.F.B., 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 565-576.
- FitzGerald, J.D. and Stunitz, H., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**: 299-324.
- Foley, S.F., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melt inf of amphibolite in subduction zones. *Nature*, **417**: 637-640.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11): 2033-2048.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Kirkwood, R. and Chamberlain, K.R., 2006. The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43**(10): 1419-1444.
- Hasui, Y., Haraly, N.L.E. and Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia 2*. SBG, Manaus, pp. 129-148.

- He, Y.S., Li, S.G., Hoefs, J., Huang, F., Liu, S.A. and Hou, Z.H., 2011. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen: New evidence for partial melting of a thickened continental crust. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **75**(13): 3815-3838.
- Heilimo, E., Halla, J. and Holta, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**: 27-39.
- Henderson, D.R., Long, L.E. and Barton, J.M., 2000. Isotopic ages and chemical and isotopic composition of the Archaean Turfloop Batholith, Pietersburg granite-greenstone terrane, Kaapvaal Craton, South Africa. *South African Journal of Geology*, **103**(1): 38-46.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1989. The effects of pressure and porosity on the micromechanics of the brittle-ductile transition in quartzite. *Journal of Geophysical Research*, **98**: 17825-17838.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1991. The effect of porosity on the strength of quartz aggregates experimentally deformed in the dislocation creep regime. *Tectonophysics*, **200**: 97-100.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992. Dislocation Creep Regimes in Quartz Aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2): 145-159.
- Hühn, S.R.B., Macambira, M.J.B. and Dall'Agnol, R., 1999. Geologia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo - Carajás - PA. , In: Simpósio de Geologia da Amazônia 6. SBG, Manaus, pp. 463-466.
- Jesus, A.J.C., 2012. *Geologia e Petrografia do embasamento arqueano na região de Vila Tancredo Neves, Norte de São Félix do Xingu (PA)*, Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belem, 63 pp.
- Jesus, A.J.C., Fernandes, C.M.D., Cruz, R.S., Nascimento, T.S., Juliani, C., Misas, C.M.E. and Lagler, B., 2013. Geologia e potencial metalogenético das rochas Arqueanas da região de Vila Tancredo, norte de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás., In: Simposio Brasileiro de Metalogenia, Gramado.
- Jesus, A.J.C., Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Cruz, R.S., Nascimento, T.S., Misas, C.M.E., Lagler, B. and Pereira, D.F., 2015. O metamorfismo arqueano da região de Vila Tancredo Neves, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. In: M.L. Costa and R.S. Angelica (Editors), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG, Belem (PA), 339-354 pp.



- Juliani, C. and Fernandes, C.M.D., 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the Sao Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3-4): 167-179.
- Lagler, B., 2011. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 169 pp.
- Lagler, B., Juliani, C. and Fernandes, C.M.D., 2008. Geologia e Petrografia do Vulcano-Plutonismo da região de Vila Tancredo, NE de São Felix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: indícios de ash-flow Caldera paleoproterozóica. *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Anais, Foz do Iguaçu*.
- Lagler, B., Juliani, C. and Fernandes, C.M.D., 2010. O vulcano-plutonismo na região de São Felix do Xingu (PA): alterações hidrotermais e relação com outras regiões do sul do Cráton Amazônico. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45. SBG-NO, Belem*.
- Lagler, B., Juliani, C., Fernandes, C.M.D. and Misas, C.M.E., 2009. Alterações hidrotermais nos vulcanitos do Grupo Uatumã na região de São Felix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás: indícios de depósitos epitermais. *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia 2, Gramado*
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F. and Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**: 208-235.
- Macambira, E.M.B. and Ferreira Filho, C.F., 2002. Fracionamento Magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté. *In: M.L. Costa and R.S. Angelica (Editors), Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG, Belem (PA) 318 pp.
- Macambira, E.M.B. and Vale, A.G., 1997. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará*, escala 1:250.000, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, Brasília.
- Macambira, E.M.B., 1997. Geologia e aspectos metalogenéticos dos elementos do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - Sul do Pará., Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belem, 178 pp.
- Macambira, E.M.B., 1997. São Félix do Xingu. *Folha SB-22-Y-B*. *In: S.R.d.B. CPRM (Editor), Programa Levantamentos Geológicos do Brasil*. CPRM, Brasília.

- Macambira, M.J.B. and Lafon, J.M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emelio Goeldi*, **7**: 263-287.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C. and Santos, M.C.C., 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província Carajás: Evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia 7*. SBG, Belem, pp. 68-71.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Barros, C.E.M. and Scheller, T., 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, pp. 205-208.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.H. and Lindenmayer, D., 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**(5): 635-643.
- Martin, H. and Moyen, J.F., 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, **30**: 319-322.
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, **46**: 411-429.
- Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Galarza, M.A. and Moura, C.A.V., 2017. U-Pb em zircão por LA-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. *In: Contribuições à Geologia da Amazônia*, 10, in press.
- Moreto, C.P.N., 2013. *Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas. 250 pp.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., dos Santos, T.J.S., Juliani, C. and de Souza, C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajas Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**(7): 789-811.

- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C. and Silva, M.A.D., 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. *In: Simposio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, Brazil.*
- Moyen, J.F. and Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312-336.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos*, **112**(3-4): 556-574.
- Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, **123**(1-4): 21-36.
- Moyen, J.F., Martin, H. and Jayananda, M., 2001. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research*, **112**(1-2): 87-105.
- Moyen, J.F., Martin, H., Jayananda, M. and Auvray, B., 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**(1-3): 103-123.
- Moyen, J.F., Stevens, G., Kisters, A.F.M. and Belcher, R.W., 2007. TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *In: M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies and V.C. Bennedtt (Editors), Earth's Oldest Rocks.* Elsevier, Amsterdam, pp. 607-667.
- Mshiu, E.E. and Maboko, M.A.H., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton. *Journal of African Earth Sciences*, **66-67**: 1-12.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimistry Cosmochimical Acta*, **38**: 757-775.
- Obee, H.K. and White, S.H., 1985. Faults and associated fault rocks of the Southern Arunta block, Alice Springs, Central Australia. *Journal of Structural Geology*, **7**(6): 701-712.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper*, **B525**: 79-84.
- Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J. and Burnett, D.S., 1970. Rb-Sr ages of lunar rocks from the Sea of Tranquility. *Earth Planetary Sciences Letters*, **8**(1).
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, 366 pp.

- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B. and Lafon, J.M., 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- Pimentel, M.M. and Machado, N., 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG, Camboriú.
- Pinho, S.C.C., Lamarão, C.N., Fernandes, C.M.D., Paiva Junior, A.L. and Cruz, V.L., 2006. Geocronologia do Granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. *In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belem.
- Rapopo, M., 2010. *Petrogenesis of the Matok pluton, South Africa: implications on the heat source that induced regional metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt*. Tese de Mestrado, University of Stellenbosch, South Africa, 117 pp.
- Rapp, R., Norman, M., Laporte, D. and Yaxley, G., 2010. Continente formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt-rock reaction experiments at 3-4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids). *Journal of Petrology*, **51**(1237).
- Rapp, R.P., Shimizu, N. and Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, **425**(6958): 605-9.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. and Miller, C.F., 1991. Partial Melting of Amphibolite Eclogite and the Origin of Archean Trondhjemites and Tonalites. *Precambrian Research*, **51**(1-4): 1-25.
- Rodrigues, E.S., Lafon, J.M. and Scheller, T., 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 37*, São Paulo, pp. 183-184.
- Santos, J.O.S., 2003. *Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 169-226 pp.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schililov, A., Pineyro, D. and McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, **45**: 27-48.

- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. and Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Schimid, S. and Hass, R., 1989. Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlining thrust, Eastern Alps. *Tectonics*, **8**: 697-718.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks of the Moine Thrust Zone. Texture and microstructures. *Journal of the Geological Society*, **133**: 191-213.
- Smithies, R.H., Champion, D.C. and Cassidy, K.F., 2003. Formation of earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, **127**(1-3): 89-101.
- Streckeisen, A.L., 1976. Classification of common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, **1**: 1-15.
- Sylvester, P.J., 1994. Archean granite plutons. In: K.C. Condie (Editor), *Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 261-314.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, E.M.B., 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B. Brito Neves (Editors), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, pp. 471-486.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- Tassinari, C.C.G., 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 pp.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, E.M.B. and Lafon, J.M., 2000. The Amazon Craton. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Filho, A. T.; Campos, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p 41-95.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S. and Taylor, S.R., 1996. Geochronological systematics on basement rocks from Rio Negro-Jurema Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**(2): 161-175.

- Tavares, F.M., 2015. *Evolução Tectônica do Nordeste da Província Carajás*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 130p pp.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312p pp.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1997. Origin and evolution of the Earth's continental crust. *AGSO Journal*, **17**: 55-62.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall'Agnol, R. and Macambira, E.M.B., 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**(1-4): 257-275.
- Teixeira, N.P., Fernandes, C.M.D., Moura, C.A.V., Pinho, S.C.C. and Bettencourt, J.S., 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: II Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Balem, pp. 28.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. and Kawashita, K., 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Tullis, J., Dell'Angelo, L. and Yund, R.A., 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. *Geophysical Monograph Series*, **56**: 61-81.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.M.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C. and Silva, H.R., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico de Recursos Minerais do Estado do Pará*. CPRM, Belem.
- Vijaya Kuma, K., Ernst, W.G., Leelanandam, C., Wooden, J.L. and Grove, M.J., 2011. Origin of ca.2.5 Ga potassic granite from the Nellore Schist Belt, SE India: textural, cathodoluminescence, and SHRIMP U-Pb data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **162**: 867-888.

- Watkins, J.M., Clemens, J.D. and Treloar, P.J., 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**(1): 91-110.
- Watts, M.J. and Williams, G.D., 1983. Strain Geometry, Microstructure and Mineral Chemistry in Metagabbro Shear Zones - a Study of Softening Mechanisms during Progressive Mylonitization. *Journal of Structural Geology*, **5**(5): 507-&.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappel, B.W., 1987. A-type granites: descriptive and geochemical data. *Geological Survey Canada*, **Open File 1411**.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. and Longstaffe, F.J., 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: Implications for late archaean tectonomagmatic processes. *Journal of Petrology*, **43**(8): 1551-1570.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. and Longstaffe, F.J., 2004. Geochemical and isotopic (Nd-O) evidence bearing on the origin of late- to post-orogenic high-K granitoid rocks in the western Superior Province: implications for late-Archaean tectonomagmatic processes. *Precambrian Research*, **132**: 303-326.
- White, S., 1975. Tectonic Deformation and Recrystallization of Oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **50**(4): 287-304.
- White, S., 1976. The effects of strain on microstructures, fabric and deformation mechanisms in quartzites. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, **283**: 69-86.

## 8. CONCLUSÕES

Os dados apresentados nesse trabalho estendem a compreensão da evolução geológica da região de Vila Tancredo Neves, ligando e forma indiscutível com a evolução do núcleo Arqueano da Província Mineral de Carajás.

A petrografia mostra se tratam de ortognaisses e granitoides foliados (composicionalmente biotita granitos, biotite granodioritos, leucogranitos potássicos, hornblenda-biotita monzogranitos e biotita trondhjemitos).

- Metamorfismo regional que apresenta uma evolução dos estilos microtectônicos:
  - Fácies xisto verde a anfibolito inferior representado por um estilo microtectônico mais rúptil dos feldspatos em comparação ao comportamento mais dúctil, com formação de subgrão, associado ao quartzo.
  - Fácies de anfibolito médio a superior representado por segregação de máficos e o começo da formação do bandejamento gnáissico, acompanhado por um estilo microtectônico dúctil, até mesmo nos minerais mais resistentes, como feldspatos e máficos (biotita e hornblenda).
- Deformação em zonas de cisalhamento: representado por um estilo microtectônico de fluxo deformacional com sombras de pressão do tipo *Alpha*, *mica-fish*, fabricas de deformação interna, textura *core-mantle* e extensiva formação de subgrão, indicando variáveis graus de recristalização.

A geoquímica e a geocronologia permitiu traçar as comparações mais substanciais entre as rochas de Vila Tancredo Neves e Canaã dos Carajás, nesse sentido foi possível separar 3 grupos diferentes:

- (G1) composição trondhjemitica, magnésiana, pouco fracionado e enriquecido em HREE. A idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS é de  $2841 \pm 19$  [ $\pm 20$ ] Ma com MSWD = 0.6, interpretada como idade de cristalização do protólito. Esta rocha tem algumas semelhanças com o Trondhjemitos Rio Verde, mas é apenas uma amostra e não é possível fazer mais comparações.
- (G2) composição granítica, metaluminosa, afinidade alcalina, ferrico com alto Zr, Y, Nd e HREE, assim como fracionamento intermediário e afinidade com granitos do tipo A. A idade U-Pb em zircão por LA-ICP-MS é de  $2745 \pm 8$  Ma com MSWD 0.62, interpretada como idade de cristalização do protólito. Similar às rochas da Suíte Planalto.



- (G3 e G4) composição granítica, peraluminosa, cálcio-alcalina a álcali-cálcica, férrica, grande variação de La/Yb e Sr/, assim como uma assinatura tectônica mista, entre anorogênico e fracionado. Dois zircões indicaram uma idade média  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2854 \pm 32$  Ma com MSWD = 0.074, interpretada como idade de cristalização do protólito. Muito similar com as rochas do Granito Cruzadão de Carajás.

As idades modelo ( $T_{DM}$ ) são de 3,10-3,37 Ga, com  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -0,75 e 5,69, and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  variando entre 0,7096-0,7161 para as rochas do Grupo 1 e 3,25 Ga, com  $\epsilon_{Nd}(t)$  de -4,11, e  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  de 0,7053 para as rochas do Grupo 2.

Esses dados estão correlacionados ao Subdomínio Canaã dos Carajás, sugerindo a extração mantélica de pelo menos 3,2 Ga com contribuição crustal clara (dados Nd e Sr), seguida por período de formação crustal intensa durante o Mesoarqueano (2,93-2,83 Ga), com composição granítica e amplo intervalo de fracionamento e um estágio de compressão correlacionado de reestruturação crustal durante Neoarqueano (2,75 - 2,70 Ga), com uma assinatura de tipo A férrica e anfibólio modal, em um cenário colisional. As idades modelo mostram uma evolução geológica ligada aos primeiros estágios da evolução de Carajás quando comparada aos dados do Subdomínio Canaã dos Carajás.

As semelhanças apontam que essas rochas são a continuidade lateral da área de Canaã dos Carajás, seguindo os grandes sistemas de cisalhamento Carajás e Cinzento e estendem a compreensão da história arqueana do Cráton Amazônico a Oeste da Província de Carajás, especialmente na descrição do metamorfismo e estilos de deformação, temas menos debatidos na área de Canaã. Portanto, este estudo mostra que as rochas de Vila Tancredo Neves possuem complexa história petrogênética e metamórfica e permitem o refinamento de sua classificação e evolução crustal.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. *In: 30 Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG, Recife (PE), pp. 2393-2407.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. and Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**(1): 1-29.
- Amaral, G., 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 pp.
- Araújo, O.J.B. and Maia, R.G.N., 1991. *Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A*. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Joge-João, X.S. and Costa, J.B.S., 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. *In: VII Congresso Latino Americano de Geologia*, pp. 324-333.
- Avelar, V.G., 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 149 pp.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr, F.C. and Macambira, E.J.B., 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 453-460.
- Basei, M.A.S., 1978. O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. SBG, Recife, pp. 453-473.
- Bordalo, A.O., Moura, C.A.V. and Scheller, T., 2007. Determinação da Composição Isotópica de Estrôncio em Águas Naturais: Exemplos de sua Aplicação em Águas Subsuperficiais da Zona Costeira na Região Bragantina - PA. *Química Nova*, **30**: 821-827.
- Cordani, U.G. and Brito Neves, B.B., 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 78-88.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G. and Kawashita, K., 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.

- Costa, J.B.S. and Hasui, Y., 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: L.T. Rosa-Costa and R.S. Angélica (Editors), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. FINEP-SBG (Núcleo Norte), Belem -PA., pp. 15-90.
- da Cruz, R.S., Fernandes, C.M.D., Villas, R.N.N., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Almeida, T.I.R., Lagler, B., Carneiro, C.C. and Misas, C.M.E., 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**: 324-335.
- da Cruz, R.S., Fernandes, C.M.D., Villas, R.N.N., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B. and Misas, C.M.E., 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **320**: 75-87.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., Guimarães, G., Gabriel, G.R.L., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P., Silva, R.P. and Santos, P.J.L., 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás - Implicações para a evolução da Província Carajás. In: *Simpósio de Geologia da Amazonia 13*, Pará.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.S.S., Oliveira, D.C. and Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenetic Province, Eastern Amazonian Craton. In: *Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem (PA) - Brasil*, pp. 97-150.
- Delinardo da Silva, M.A., 2014. Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 119p pp.
- Delinardo da Silva, M.A., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N. and Sousa, S.D., 2015. Metamorfismo e geoquímica do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do domínio Carajás, Província Carajás. In: P.S.S. Gorayeb and A. Meiguins (Editors), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG-NO.

- Feio, G.R.L. and Dall'Agnol, R., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**: 33-52.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J. and Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaa dos Carajas area: Implications for crustal evolution of the Carajas province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157-185.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Oliveira, D.C., Santos, R.D. and Santos, P.A., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajas, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, **151**: 57-73.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B. and Misas, C.M.E., 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the Sao Felix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(4): 351-368.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K. and Olszewski Jr, W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 201-211.
- Goldfarb, E.J., 2005. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. *Economic Geology*, 100th Anniversary: **450**.
- Hasui, Y., Haraly, N.L.E. and Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia 2*. SBG, Manaus, pp. 129-148.
- Hopgood, A.M., 1984. Structural evolution of Svecokarelian migmatites, southern Finland: a study of Proterozoic crustal development. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **74**: 229-264.
- Huhn, S.R.B., Macambira, E.J.B. and Dall'Agnol, R., Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo – Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, pp. 463-466.
- Jesus, A.J.C., Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Cruz, R.S., Nascimento, T.S., Misas, C.M.E., Lagler, B. and Pereira, D.F., 2015. O metamorfismo arqueano da região de

- Vila Tancredo Neves, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. In: M.L. Costa and R.S. Angelica (Editors), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG, Belem (PA), 339-354 pp.
- Juliani, C. and Fernandes, C.M.D., 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the Sao Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**(3-4): 167-179.
- Lafon, J.M., Macambira, M.J.B. and Pidgeon, R.T., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro.
- Lagler, B., 2011. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico*, Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Ludwig, K.R., 2011. Isoplot: A Plotting and Regression Program for Radiogenic Isotope Data. . *US Geological Survey Open-File Report*, 445.
- Macambira, E.M.B., 1997. *Geologia e aspectos metalogenéticos dos elementos do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - Sul do Pará*. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belem, 178 pp.
- Macambira, E.M.B. and Ferreira Filho, C.F., 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfi coultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez and L.T. Rosa-Costa (Editors), *Contribuições a Geologia da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, Belem, pp. 105-114.
- Macambira, E.M.B. and Ferreira Filho, C.F., 2005. Exploration and origin of stratiform PGE mineralization in the Serra da Onça layered complex, Carajás Mineral Province, Brazil. In: International Platinum Symposium, 10, Oulu-Finland, pp. 178-181.
- Macambira, E.M.B. and Ferreira Filho, C.F., 2005. Platinum Group Elements (PGE) Mineralization in The Serra da Onça Layered Complex, Carajás Mineral Province, Brazil. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1. SBG-SEG-SGMTM-MME, Gramado -RS.
- Macambira, E.M.B. and Tassinari, C.C.G., 1998. Estudos Sm/Nd no complexo máfi coultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas., In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. SBG- Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte - MG, pp. 463.

- Macambira, E.M.B. and Vale, A.G., 1997. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará*, escala 1:250.000, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, Brasília.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C., Barros, C.E.M. and Scheller, T., 2003. New isotope evidences confirming the existence of a paleoproterozoic terrain in the region at the north of the carajas mineral province. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology* Salvador, pp. 205-208.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.H. and Lindenmayer, D., 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Galarza, M.A. and Moura, C.A.V., 2017. U-Pb em zircão por LA-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. *In: Contribuições à Geologia da Amazônia*, 10, em impressão.
- Moreto, C.P.N., 2013. *Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas. 250 pp.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., dos Santos, T.J.S., Juliani, C. and de Souza, C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajas Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**(7): 789-811.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C. and Silva, M.A.D., 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. *In: Simposio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, Brazil.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W. and Pinheiro, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da serrado Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 177-197.
- Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, S.M.C.L. and Pimentel, M.M., 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **381**(1): 114-127.

- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B. and Lafon, J.M., 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- Pimentel, M.M. and Machado, N., 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará., *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camburiú, pp. 390-391.
- Pinheiro, R.V.L., 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil.*, Tese de Doutorado, University of Durham, England, 408 pp.
- Pinheiro, R.V.L. and Holdsworth, R.E., 1997. The structure of the Carajás N-4 ironstone deposit and associated rocks: relationship to Archaean strike-slip tectonics and basement reactivation in the Amazon region, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**: 305-319.
- Pinho, S.C.C., Lamarão, C.N., Fernandes, C.M.D., Paiva Junior, A.L. and Cruz, V.L., 2006. Geocronologia do Granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. *In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belem. CD-ROM.
- Rodrigues, E.M.S., Lafon, J.M. and Scheller, T., 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37. SBG, São Paulo, pp. 183-184.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: L.A. Bizzi (Editor), Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM, Brasília, pp. 169-226.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. and Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Silva, G.G., 1974. *Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 -Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam, Levantamentos de recursos naturais, 4.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2): 207-221.

- Tassinari, C.C.G., 1995. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos.*, Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139. pp.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S. and Taylor, S.R., 1996. Geochronological systematics on basement rocks from Rio Negro-Jurema Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**(2): 161-175.
- Tassinari, C.C.G., Hirata, W.K. and Kawashita, K., 1982. Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 263-267.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, E.M. ., 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B. Brito Neves (Editors), Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, pp. 471-486.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Dall'Agnol, R., Moura, C.A.V., Fernandes, C.M.D. and Pinho, S.C.C., 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2): 217-226.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V. and Dall'Agnol, R., 1998. Pb/Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme intrusive suite and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brazil. *In: W.R. Van Schmus, B.A. Brown and M.G. Mudrey (Editors), Proterozoic Granite Systems of the Penokean Terrane in Wisconsin, USA.* Wisconsin Geol. Nat. Hist. Surv. Open File Rep., pp. 178-180.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall'Agnol, R. and Macambira, E.M.B., 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**(1-4): 257-275.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. and Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**(3-4): 213-227.



- Vasquez, M.L. and Rosa-Costa, L.T., 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. CPRM, Belem.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.M.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C. and Silva, H.R., 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico de Recursos Minerais do Estado do Pará. CPRM, Belem.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions of the American Geophysical Union*, **37**: 320-326.



Rodrigo César Teixeira de Gouvêa <rodrigotgouvea@gmail.com>

**Successfully received: submission Contribution to the Archean metamorphic events at the Vila Tancredo Neves region, São Félix do Xingu (PA), Carajás Mineral Province, North of Brazil for Journal of South American Earth Sciences**

Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com>  
Responder a: j.bakthavachalam.1@elsevier.com  
Para: rodrigotgouvea@gmail.com

24 de maio de 2017 às 01:26

*This message was sent automatically. Please do not reply.*

Ref: SAMES\_2017\_143

Title: Contribution to the Archean metamorphic events at the Vila Tancredo Neves region, São Félix do Xingu (PA), Carajás Mineral Province, North of Brazil

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Teixeira de Gouvêa,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: [http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=SAMES](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

**Have questions or need assistance?**

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

---

Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.