



Universidade de Brasília – UnB  
Instituto de Geociências – IG  
Curso de Pós-Graduação em Geologia

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DOS GRANITOS DAS  
SUÍTES SERROTE E SANTA LUZIA, NA REGIÃO DE  
PARAÍSO DO TOCANTINS-PUGMIL**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 412**

**Pedro Victor Freire de Souza Alves**

**Brasília  
2018**



Universidade de Brasília – UnB  
Instituto de Geociências – IG  
Curso de Pós-Graduação em Geologia

# **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DOS GRANITOS DAS SUÍTES SERROTE E SANTA LUZIA, NA REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS-PUGMIL**

**Pedro Victor Freire de Souza Alves**

**Orientador**

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

**Banca Examinadora**

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

**Brasília  
2018**

*A life lived in fear is a life half lived*

**Baz Luhrmann**

## **Agradecimentos**

Agradeço a Deus. Agradeço à minha família, amigos e todos que contribuíram indiretamente para a conclusão desta dissertação. Agradeço aos professores Nilson Botelho, Elton Dantas e Federico Alberto Cuadros pela orientação, paciência e discussões. A todo o pessoal do Laboratório de Microsonda Eletrônica: Isabela, Jacqueline, Íris, Eduardo Valentin, Mateus Reis e Ana Carolina. Agradeço à Bárbara, Rodrigo Schwantes e todo o pessoal do Laboratório de Geocronologia. A todo o pessoal do Laboratório de Laminação. Ao Mendes, Tulio Gabriel e Felipe Henrique Teles de Faria de Souza pelo excelente campo. A todos do Projeto Paraíso – TF-2015 que contribuíram com seus trabalhos finais de graduação.

## Resumo

O Cinturão Araguaia está inserido no contexto de colisão continental da Província Tocantins, formada a partir do amalgamento dos crátons Amazônico, São Francisco-Congo e do Bloco Paranapanema durante o Neoproterozoico. Ele é constituído essencialmente por seu embasamento arqueano e paleoproterozoico, rochas supracrustais neoproterozoicas e rochas graníticas ediacaranas/cambrianas. Com relação ao tempo geológico, há dois principais grupos de granitos relacionados ao Cinturão Araguaia. O primeiro deles é paleoproterozoico, representado pela Suíte Ipueiras (2,08 Ga), Gnaiss Cantão (1,86 Ga) e Granito Serrote (1,86 Ga), que hoje são parte do embasamento; enquanto o outro é ediacarano/cambriano, representado pelo Granito Ramal do Lontra (549 Ma), Granodiorito Presidente Kennedy (539 Ma), Granito Barrolândia (538 Ma), Granito Santa Luzia (538 Ma) e Suíte Lajeado (550 Ma).

Os granitos Serrote e Santa Luzia, alvos desta dissertação, afloram próximo às cidades de Pugmil, Paraíso do Tocantins e Barrolândia, na porção sul do Cinturão Araguaia. O Granito Serrote é constituído principalmente por microclínio granito, sienogranito e, em menor proporção, por monzogranito. A assembleia mineral mais comum é formada por quartzo, microclínio e plagioclásio, com biotita e muscovita subordinadas. Além disso, as fases acessórias são titanita, magnetita, allanita, zircão e apatita. A geoquímica de rocha total revela que esses magmas são metaluminosos a peraluminosos, de caráter calci-alcálico de alto-K e que provavelmente originaram-se em ambiente tectônico pós-colisional. Três amostras foram selecionadas para datação U-Pb em zircão por MC-LA-ICP-MS e somente duas forneceram idades satisfatórias de  $1863,1 \pm 5,2$  Ma e  $1846,5 \pm 6,5$  Ma, interpretadas como idades de cristalização. Em imagens BSE e de catodoluminescência dessas amostras, não foram identificadas bordas metamórficas. Foram obtidas idades-modelo  $T_{DM}$  entre 2,03 e 2,17 Ga. Os valores  $\epsilon Nd$  (1863 Ma) estão entre -2 e 0,6.

O Granito Santa Luzia compreende granodiorito, monzogranito, pegmatitos e, em menor proporção, sienogranito. Essas rochas são formadas principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita, além de monazita, zircão, magnetita, apatita, ilmenita e pirita como minerais acessórios. A química mineral de biotita e muscovita revela que elas possuem origem magmática e que não foram submetidas a reequilíbrio químico. A litogeoquímica mostra que esses magmas são essencialmente peraluminosos, magnesianos a levemente ferrosos, possuem caráter calci-alcálico e foram gerados em ambiente tectônico tardi-orogênico a pós-orogênico (ao final da orogênese Brasileira/Pan-Africana). Foram selecionadas três amostras para datação U-Pb em zircão e monazita por MC-LA-ICP-MS, além de uma amostra de pegmatito para datação em monazita. Apesar da abundante presença de zircões herdados, algumas amostras de zircão forneceram idades entre 532-538 Ma, enquanto as amostras de monazita geraram idades entre 524-534 Ma, ambas interpretadas como idades de cristalização. Foram obtidas idades de  $512,3 \pm 0,81$  e  $501,4 \pm 1,1$  Ma em monazita de pegmatito, interpretada como idade dos estágios finais de magmatismo do Granito Santa Luzia. As idades-modelo  $T_{DM}$  obtidas estão entre 1,3 e 2,87 Ga, enquanto

os valores  $\epsilon\text{Nd}$  (538 Ma) estão entre -6 e -12. Baseado em critérios petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, deste trabalho e da literatura, sugere-se que o Granodiorito Presidente Kennedy, o Granito Barrolândia e o Granito Santa Luzia sejam agrupados em uma única suíte denominada Suíte Santa Luzia.

**Palavras-chave:** Cinturão Araguaia; Granito Serrote; Granito Santa Luzia; Granito Barrolândia; Grupo Estrondo; Formação Xambioá; datação U-Pb em zircão e monazita; Gondwana ocidental.

## Abstract

The Araguaia Belt is included within the continental collision context of the Tocantins Province, formed by amalgamation of the Amazonian and São Francisco-Congo cratons and the Paranapanema Block during the Neoproterozoic. It comprises basically an Archean to Paleoproterozoic basement, Neoproterozoic supracrustal rocks and Ediacaran/Cambrian granitic rocks. Regarding the geologic time, there are two major groups of granites related to the Araguaia Belt. The first one is Paleoproterozoic, represented by the Ipueiras Suite (2.08 Ga), the Cantão Gneiss (1.86 Ga) and the Serrote Granite (1.86 Ga), which are part of the basement today; while the another one is Ediacaran/Cambrian, represented by the Ramal do Lontra Granite (549 Ma), the Presidente Kennedy Granodiorite (539 Ma), the Barrolândia Granite (538 Ma), the Santa Luzia Granite (538 Ma) and the Lajeado Suite (550 Ma).

Serrote and Santa Luzia granites, aim of this work, crop out near the Pugmil, Paraíso do Tocantins and Barrolândia cities, in the southern portion of Araguaia Belt. The Serrote Granite is composed of microcline granite, syenogranite and, to a lesser extent, monzogranite. The most common mineralogy within these rocks consists of quartz, microcline and plagioclase, with subordinated biotite and muscovite. Moreover, titanite, magnetite, allanite, zircon and apatite are accessory phases. Whole-rock geochemistry demonstrates that these magmas are metaluminous to peraluminous, possess a high-K calc-alkaline character and probably originated within a post-collisional tectonic setting. Three samples were selected for U-Pb MC-LA-ICP-MS dating in zircon, but only two samples yielded satisfying ages of  $1863.1 \pm 5.2$  Ma and  $1846.5 \pm 6.5$  Ma, interpreted as crystallization ages. In BSE and CL images, metamorphic rims were not identified.  $T_{DM}$  model ages are between 2.03 and 2.17 Ga.  $\epsilon Nd$  (1863 Ma) values are between -2 and 0.6.

The Santa Luzia Granite comprises granodiorite, monzogranite, pegmatites and, to a lesser extent, syenogranite. These rocks are composed of quartz, microcline, plagioclase, biotite and muscovite. Accessory phases are monazite, zircon, magnetite, apatite, ilmenite and pyrite. Mineral chemistry of biotite and muscovite of these samples revealed that they have a magmatic origin and that they have not undergone mineral reequilibration. Litho-geochemistry demonstrates that these magmas are essentially peraluminous, magnesian to slightly ferroan, possess a calc-alkaline character and originated in a late-orogenic to post-orogenic tectonic setting (at the end of the Brasiliano/Pan-African Orogeny). Three samples were selected for U-Pb MC-LA-ICP-MS zircon and monazite dating, as well as one pegmatite sample for monazite dating. Despite abundant zircon inheritance, some zircon samples yielded ages between 532-538 Ma, while monazite samples yielded ages between 524-534 Ma, both interpreted as crystallization ages. Two ages of  $512.3 \pm 0.81$  and  $501.4 \pm 1.1$  Ma in monazite of pegmatite are interpreted as representatives of the final stages of the Santa Luzia Granite magmatism.  $T_{DM}$  model ages are between 1.3 and 2.87 Ga, while  $\epsilon Nd$  (538 Ma) values are between -6 and -12. Based on petrographic, geochemical, geochronological, isotopic and geological context criteria, it is suggested that Presidente

Kennedy Granodiorite, Barrolândia Granite and Santa Luzia Granite are grouped in a single suite named Santa Luzia Suite.

**Keywords:** Araguaia Belt; Serrote Granite; Santa Luzia Granite; Barrolândia Granite; Estrondo Group; Xambioá Formation; U-Pb zircon and monazite dating; west Gondwana.



## Sumário

<b>1. Introdução .....</b>	<b>15</b>
1.1 Justificativa e Objetivo .....	15
1.2 Localização e Acesso .....	17
<b>2. Contexto Geológico Regional .....</b>	<b>19</b>
2.1 Embasamento .....	19
2.2 Sequência Supracrustal – Supergrupo Baixo Araguaia .....	25
2.3 Rochas Graníticas Ediacaranas/Cambrianas .....	26
<b>3. Métodos Analíticos .....</b>	<b>28</b>
<b>4. Granito Serrote .....</b>	<b>30</b>
4.1 Geologia e Petrografia .....	30
4.2 Geoquímica .....	35
4.3 Geocronologia U-Pb .....	39
4.4 Geoquímica Isotópica Sm-Nd .....	46
4.5 Discussão .....	47
4.5.1 Cartografia Geológica Local .....	47
4.5.2 Ambiente Tectônico .....	47
4.5.3 Tipo de Magmatismo .....	48
4.5.4 Cogeneticidade com o Gnaiss Cantão .....	49
<b>5. The Cambrian Peraluminous Santa Luzia Granite Suite in the Araguaia Belt, Central Brazil: Evidence for Closure of the Clymene Ocean Based on Zircon and Monazite U-Pb Data .....</b>	<b>50</b>
5.1 Introduction .....	50
5.2 Geological Framework .....	52
<i>Basement</i> .....	52
<i>Supracrustal Sequence – Baixo Araguaia Supergroup</i> .....	54
<i>Ediacaran/Cambrian Granitic Rocks</i> .....	54
5.3 Analytical Methods .....	57
5.4 Results .....	59
5.4.1 Geology and Petrography .....	59
5.4.2 Mineral Chemistry .....	62
<i>Biotite</i> .....	62
<i>Muscovite</i> .....	62
5.4.3 Lithogeochemistry .....	63

5.4.4 U-Pb Geochronology .....	71
5.4.5 Sm-Nd Isotope Geochemistry .....	74
5.5 Discussions and Conclusions.....	76
5.5.1 New proposed grouping for Santa Luzia Granite, Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite .....	76
5.5.2 Magmatism type .....	76
5.5.3 Tectonic setting .....	77
5.5.4 Ages of Santa Luzia Suite magmatism and Xambioá Formation metamorphism.....	78
5.5.5 Significance in the context of Gondwana amalgamation.....	79
<b>6. Conclusões .....</b>	<b>82</b>
<b>7. Referências Bibliográficas.....</b>	<b>86</b>
<b>8. Appendix 1 .....</b>	<b>95</b>
<b>9. Appendix 2 .....</b>	<b>102</b>
<b>10. Apêndice 3 .....</b>	<b>107</b>

## Índice de Figuras

- Figura 1** - Mapa de localização e rodovias de acesso às áreas estudadas. O retângulo em vermelho representa a área de estudo relativa ao Granito Serrote. Os retângulos em azul representam as áreas de estudo relativas aos granitos Santa Luzia e Barrolândia. Os polígonos coloridos representam limites municipais. ....17
- Figura 2** – Mapa geológico regional do Cinturão Araguaia (CA). O retângulo vermelho indica a posição do CA na Província Tocantins. Adaptado de Alvarenga et al. (2000) e da carta SC.22-Z-B Porto Nacional (Serviço Geológico do Brasil – CPRM – 2014).....21
- Figura 3** – Mapa geológico simplificado da área estudada. Modificado do Trabalho Final de conclusão de curso de alunos da Geologia-UnB em 2015.....30
- Figura 4** – Formas de ocorrência e petrografia do Granito Serrote. A) Lajedo em escala decamétrica exhibe foliação de baixo ângulo e cor rosa típica dos granitos desse plúton. B) Pequenos morrotes (informalmente chamados “baleias”) se destacam no relevo plano a suave ondulado característico das áreas de afloramento do Granito Serrote. C) Granada microclínio granito da borda da intrusão (ver Fig. 3) apresenta foliação marcada pela orientação das micas e dos cordões de granada. Amostra PV-SE-4A. D) Sienogranito apresenta faixas granoblásticas e lepidoblásticas alternadas, com foliação marcada pela orientação da biotita e estiramento de cristais de titanita (anedrais). Amostra PV-SE-10. E) Sienogranito mostra domínio de textura ígnea inequigranular preservada, constituída por microclínio, quartzo e biotita. Amostra PV-SE-10. F) Fenocristal de microclínio peritítico em sienogranito. Amostra PV-SE-10. Bt = biotita, Grt = granada, Qtz = quartzo, Ms = muscovita, Pl = plagioclásio e Mc = microclínio.....31
- Figura 5** – Forma de ocorrência e petrografia dos autólitos máficos do Granito Serrote. A) Pequeno bolsão arredondado de escala decimétrica em meio a microclínio granito. Ponto VII-40B. B) Autólito máfico de composição quartzo-diorítica e granulação média, constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita. Amostra VII-40B. C) e D) Além de plagioclásio, quartzo e biotita, ocorre também epidoto como fase acessória. A orientação da biotita marca a foliação tectônica. Amostra VII-40B. Qtz = quartzo, Bt = biotita, K-F = feldspato alcalino e Ep = epidoto. ....32
- Figura 6** - Diagrama QAP de Streckeisen (1976). Amostras do Gnaiss Cantão (Souza et al. 1985) são plotadas para comparação.....33
- Figura 7** – Microclínio granito do Granito Serrote. A) e B) Amostra de mão hololeucocrática, de granulação grossa, coloração rosa claro, constituída essencialmente por microclínio e quartzo. Amostra VII-40. C) e D) Porfiroclastos anedrais de quartzo e microclínio envolvidos por matriz granoblástica poligonal composta por quartzo, microclínio e biotita subordinada. As fases acessórias são magnetita e zircão. Amostra VII-40. Qtz = quartzo, Mc = microclínio, Op = opaco (magnetita) e Zrn = zircão. ....34
- Figura 8** - Dados geoquímicos de elementos maiores e elementos-traço do Granito Serrote e Gnaiss Cantão (Souza et al. 1985). A) Diagrama MALI (modified alkali-lime index) de Frost & Frost (2008). B) Diagrama de índice de Fe de Frost & Frost (2008). C) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984, Pearce 1996). D) Diagrama de índice de saturação em alumina (Shand 1943). ....35

<b>Figura 9</b> - Dados de elementos-traço do Granito Serrote. A) Padrões multielementar normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Padrões de ETRs normalizados aos valores de condrito de Evensen et al. (1978). .....	37
<b>Figura 10</b> – A) Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra PV-SE-10. B) Imagens BSE (back-scattered electron) de zircões da amostra VII-40. C) Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra PV-SE-4C. ....	39
<b>Figura 11</b> – Idades U-Pb em zircão das amostras PV-SE-10 (A), VII-40 (B) e PV-SE-4C (C). .....	40
<b>Figura 12</b> - Diagrama de evolução isotópica de Nd (T vs εNd) do Granito Serrote. Dados em azul são de Arcanjo et al. (2013). .....	46
<b>Figura 13</b> - Regional geological map of the Araguaia Belt (AB). Empty red rectangle indicates the position of the AB within the Tocantins Province; blue rectangle represents the studied area detailed in Figure 14. Modified from Alvarenga et al. (2000) and the SC.22-Z-B Porto Nacional chart (Brazilian Geological Survey – CPRM – 2014).....	55
<b>Figura 14</b> - Simplified geological map of the studied area with collected samples. Modified from the SC.22-X-D Miracema do Norte and SC.22-Z-B Porto Nacional charts (Brazilian Geological Survey – CPRM – 2014).....	59
<b>Figura 15</b> - QAP diagram by Streckeisen (1976). President Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite samples (Santos 2012) are shown for comparison. ....	60
<b>Figura 16</b> - A) Santa Mônica quarry (northeastern portion of the Santa Luzia Granite, see Fig. 14). B) Cross-cutting relation between Santa Luzia Granite and Estrondo Group schists. C) and D) Injections of Santa Luzia Granite parallel and sub-parallel to the foliation of the Estrondo Group schists. E) Discordant injection of Santa Luzia Granite within Estrondo Group schists. F) Photomicrograph of sample PV-SL-3 displaying primary biotite with zircon and/or monazite inclusions, and muscovite within an undeformed granodiorite. Mnz = monazite, Zrn = zircon, Pl = plagioclase, Ms = muscovite and Bt = biotite. ....	61
<b>Figura 17</b> - Chemical compositions of biotite and muscovite of the Santa Luzia Granite. A) Biotite discrimination diagram by Nachit et al. (2005). P = primary, R = reequilibrated and S = neofomed. B) Muscovite discrimination diagram by Miller et al. (1981) in terms of Ti, Mg and Na (atomic proportions). P = primary and S = secondary.....	62
<b>Figura 18</b> - Major and trace element data from Santa Luzia Granite (this work and Lamarão and Kotschoubey 1996), Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite samples (Santos 2012). A) Fe-index diagram by Frost and Frost (2008). B) Modified alkali-lime index (MALI) diagram by Frost and Frost (2008). C) 10000*Ga/Al vs FeO*/MgO discrimination diagram by Whalen et al. (1987). D) Shand’s Al-saturation index diagram (Maniar and Piccoli 1989).....	65
<b>Figura 19</b> - Santa Luzia Granite, Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite major and trace element geochemical data. A) Y+Nb vs. Rb tectonic discrimination diagram by Pearce et al. (1984) with post-COLG field by Pearce 1996. B) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> vs. CaO/Na <sub>2</sub> O diagram for post-collisional strongly peraluminous granite characterization (Sylvester 1998). C) Modified ACF diagram for I- and S-type granite discrimination (White and Chappell 1977) with boundary by Takahashi et al. (1980). D) SiO <sub>2</sub> vs FeO <sub>(T)</sub> /(FeO <sub>(T)</sub> +MgO) tectonic discrimination diagram by Maniar and Piccoli (1989). RRG	

= rift-related granitoids, CEUG = continental epeirogenic uplift granitoids, POG = post-orogenic granitoids, IAG = island arc granitoids, CAG = continental arc granitoids and CCG = continental collision granitoids.....	66
<b>Figura 20</b> – Santa Luzia Granite (this work), Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite (Santos 2012) trace element data. A) Multi-element patterns normalized to ocean ridge granite (ORG) from Pearce et al. (1984). B) REE patterns normalized to chondrite values from Evensen et al. 1978. ....	67
<b>Figura 21</b> - Zircon back-scattered electron (BSE) images of Santa Luzia Granite samples. A) Zircon crystals from sample PV-SL-1C frequently display light rims (mostly with Th/U ratios < 0.1). B) Crystals from sample PV-SL-3 also exhibit light rims, although unrimmed crystals are also observed. C) Most of crystals from sample PV-SL-37A also display light rims.....	72
<b>Figura 22</b> - MC-LA-ICP-MS U-Pb zircon ages of monzogranite PV-SL-1C (A, B, C and D), granodiorite PV-SL-3 (E) and Barrolândia granodiorite PV-SL-37A (F). ....	73
<b>Figura 23</b> - MC-LA-ICP-MS U-Pb monazite ages of monzogranite PV-SL-1C (A), granodiorite PV-SL-3 (B), Barrolândia granodiorite PV-SL-37A (C) and pegmatite VI-193 (D).....	74
<b>Figura 24</b> - Santa Luzia Granite, Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite Nd isotopic evolution diagram (T vs εNd). Data produced in this work shown in blue. Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite data from Santos (2012).....	75
<b>Figura 25</b> - South America and Africa displaying the main cratons and blocks involved in the amalgamation of west Gondwana. The Araguaia, Paraguay and Pampean belts were formed along the Clymene Ocean suture zone. Distribution of cratons and blocks after Tassinari and Macambira (1999), Trindade et al. (2006), Rapela et al. (2011), Lacerda Filho (2015), Shellnutt et al. (2017) and Heilbron et al. (2017). Clymene Ocean suture after Tohver et al. (2012). Transbrasiliano Lineament after Dantas et al. (2017). ....	81

## Índice de Tabelas

<b>Tabela 1</b> – Análises em rocha total de elementos maiores e elementos-traço do Granito Serrote.....	38
<b>Tabela 2</b> - Sumário dos dados U-Pb em zircão por MC-LA-ICP-MS. ....	41
<b>Tabela 3</b> - Dados isotópicos Sm-Nd do Granito Serrote deste trabalho e amostras de Arcanjo et al. (2013). ....	46
<b>Tabela 4</b> - Representative microprobe chemical analyses of biotite from the Santa Luzia Granite.....	63
<b>Tabela 5</b> - Representative microprobe chemical analyses of muscovite from the Santa Luzia Granite.....	63
<b>Tabela 6</b> - Whole-rock major and trace element analyses of the Santa Luzia Granite. .	68
<b>Tabela 7</b> - Whole-rock major and trace element analyses of the Santa Luzia Granite from Lamarão and Kotschoubey (1996).....	69
<b>Tabela 8</b> - Whole-rock major and trace element analyses of the Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite (Santos 2012).....	69
<b>Tabela 9</b> – Santa Luzia Granite (this work), Presidente Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite (Santos 2012) Sm-Nd isotopic data.....	75

## 1. Introdução

### 1.1 Justificativa e Objetivo

O Cinturão Araguaia tem sido estudado desde o final dos anos 60. Trabalhos pioneiros dessa época delinearam as grandes estruturas geológicas e as principais unidades litológicas na tentativa de entender seus processos formadores. No entanto, até aproximadamente o começo dos anos 2000, o conhecimento geológico ainda se limitava a abordagens regionais. De fato, algumas técnicas de investigação geológica hoje utilizadas em rotina ainda eram pouco acessíveis até esse período. Desde então, vários trabalhos têm realizado esforços para compreender em maior detalhe tanto o cinturão como seu embasamento. Uma abordagem possível para compreensão da evolução do cinturão é a avaliação dos momentos de geração de magmas graníticos em sua história geológica.

Em função disso, este trabalho tem como alvo o estudo de duas granitogêneses distintas, uma delas durante o Paleoproterozoico, que hoje constitui uma parte do embasamento do cinturão; e outra na interface Neoproterozoico/Cambriano. A granitogênese paleoproterozoica de interesse deste trabalho, por volta de 1,8 Ga, é representada pelo Gnaiss Cantão e o Granito Serrote. O Gnaiss Cantão foi estudado por Souza *et al.* (1985) em termos de petrografia, geoquímica de elementos maiores e observações de campo. O Granito Serrote, por outro lado, embora já datado e conhecido desde Costa *et al.* (1983), ainda não possui petrografia detalhada, química mineral e geoquímica de elementos maiores e elementos-traço conhecidas e/ou publicadas em periódicos de grande circulação. A granitogênese ediacarana/cambriana é representada pelo Granito Ramal do Lontra (Macambira 1983, Alves 2006), Granodiorito Presidente Kennedy (Bulhões e Dall’Agnol 1985, Santos 2012), Granito Barrolândia (Santos 2012), Granito Santa Luzia (Costa *et al.* 1983, Lamarão e Kotschoubey 1996) e Suíte Lajeado (Barbosa *et al.* 1966, Gorayeb *et al.* 2013).

O Granito Santa Luzia, principal objeto de estudo deste trabalho, embora já investigado por Costa *et al.* (1983) em termos regionais e mais detalhadamente por Lamarão e Kotschoubey (1996), ainda não possui geoquímica de elementos-traço, geoquímica isotópica Sm-Nd e química mineral conhecidas e/ou publicadas. Além disso, sua idade de cristalização é bastante controversa (Moura e Gaudette 1993b, Teixeira *et al.* 2004, Moura *et al.* 2008).

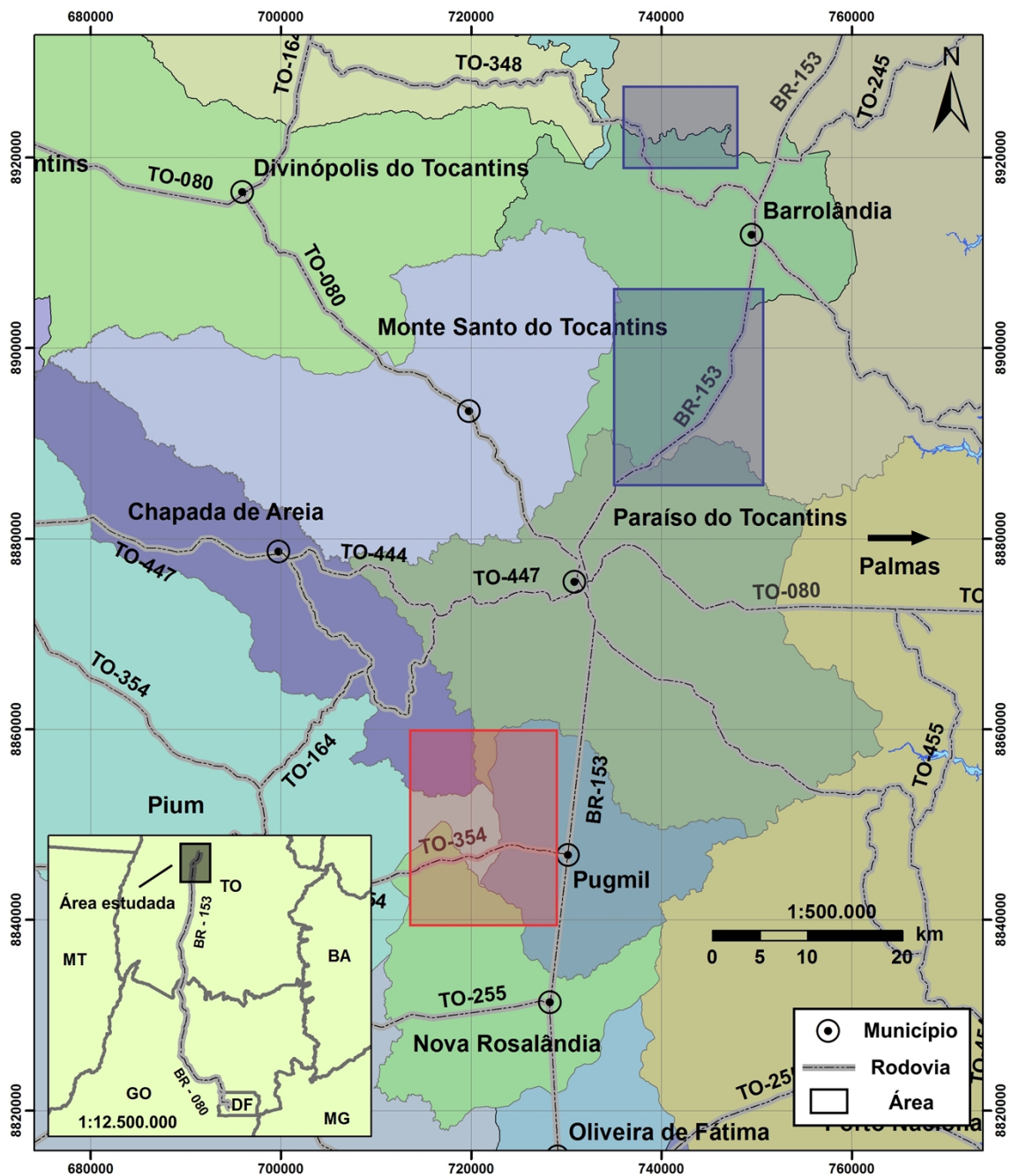
Por todas essas razões, este trabalho tem como objetivo investigar os granitos Serrote e Santa Luzia através de uma abordagem geoquímica, geocronológica e isotópica, buscando interpretações geológicas a partir dos dados obtidos e, assim, compreender com mais argumentos a evolução geológica do Cinturão Araguaia e, se possível, seu contexto na porção oeste do supercontinente Gondwana. Considerando as diferenças de contexto dos grupos de granitos estudados, a Dissertação foi desenvolvida em dois capítulos separados, um sobre o Granito Serrote e outro sobre os granitos Santa Luzia e Barrolândia. No caso dos granitos Santa Luzia e Barrolândia, incluídos em uma

única suíte, o capítulo está redigido em inglês, na forma de artigo a ser submetido a periódico de circulação internacional.



## 1.2 Localização e Acesso

A área estudada localiza-se no centro-oeste do Estado do Tocantins, a aproximadamente 70 km da cidade de Palmas e cerca de 630 km de Brasília. O Granito Serrote está a sudoeste da cidade de Paraíso do Tocantins e a oeste de Pugmil. O Granito Santa Luzia está situado a nordeste de Paraíso do Tocantins e sudoeste de Barrolândia, entre esses dois municípios. O Granito Barrolândia está a cerca de 15 km a norte/noroeste da cidade de Barrolândia.



**Figura 1** - Mapa de localização e rodovias de acesso às áreas estudadas. O retângulo em vermelho representa a área de estudo relativa ao Granito Serrote. Os retângulos em azul representam as áreas de estudo relativas aos granitos Santa Luzia e Barrolândia. Os polígonos coloridos representam limites municipais.

As principais vias de acesso às áreas de estudo são a rodovia federal BR-153 (Rodovia Belém-Brasília) e as rodovias estaduais TO-447, TO-080, TO-354 e TO-348 (Fig. 1). Há também vias secundárias não-pavimentadas. Tomando como ponto de partida o Distrito Federal, o acesso se dá pela BR-080 até Uruaçu-GO e depois segue-se pela BR-153. Para acesso ao Granito Serrote, segue-se pela BR-153 até Pugmil-TO e, então, toma-se a rodovia estadual TO-354. Para acesso ao Granito Santa Luzia, segue-se pela BR-153 até cerca de 20 km depois de Paraíso do Tocantins no sentido Brasília-Belém. A rodovia BR-153 atravessa parte da área aflorante do Granito Santa Luzia no sentido NE-SW. Para acesso ao Granito Barrolândia, segue-se pela BR-153 até aproximadamente 5 km depois de Barrolândia no sentido Brasília-Belém e, então, toma-se a rodovia estadual TO-348. A partir de então, toma-se vias secundárias geralmente não-pavimentadas.

## 2. Contexto Geológico Regional

O Cinturão Araguaia é um cinturão orogenético neoproterozoico a cambriano e foi originalmente denominado Cinturão Paraguai-Araguaia por Almeida *et al.* (1967). Posteriormente, Silva *et al.* (1974) e Almeida & Hasui (1984) reconheceram que se tratava, na verdade, de duas entidades tectônicas diferentes e foi sugerido que o cinturão fosse dividido em duas unidades distintas. Ele está localizado na porção norte da Província Tocantins (Fig. 2) e foi formado (juntamente com as faixas Paraguai e Brasília que também compõem essa província) durante o Neoproterozoico na orogênese Brasileira/Pan-Africana (Almeida *et al.* 1976, Hasui *et al.* 1977, Alvarenga *et al.* 2000). Possui aproximadamente 1200 km de extensão na direção N-S e largura média de cerca de 110 km na direção E-W. Limita-se, a norte e a leste, pela Bacia do Parnaíba; a oeste pelo Cráton Amazônico, a sudoeste pela Bacia do Bananal e, ao sul e sudeste, pelo Lineamento Transbrasiliano (que afeta as rochas do Arco Magmático de Goiás na Faixa Brasília).

O Cinturão Araguaia é constituído, de modo geral, por rochas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento, rochas supracrustais neoproterozoicas e rochas graníticas sin a tardi-colisionais da interface Ediacarano/Cambriano.

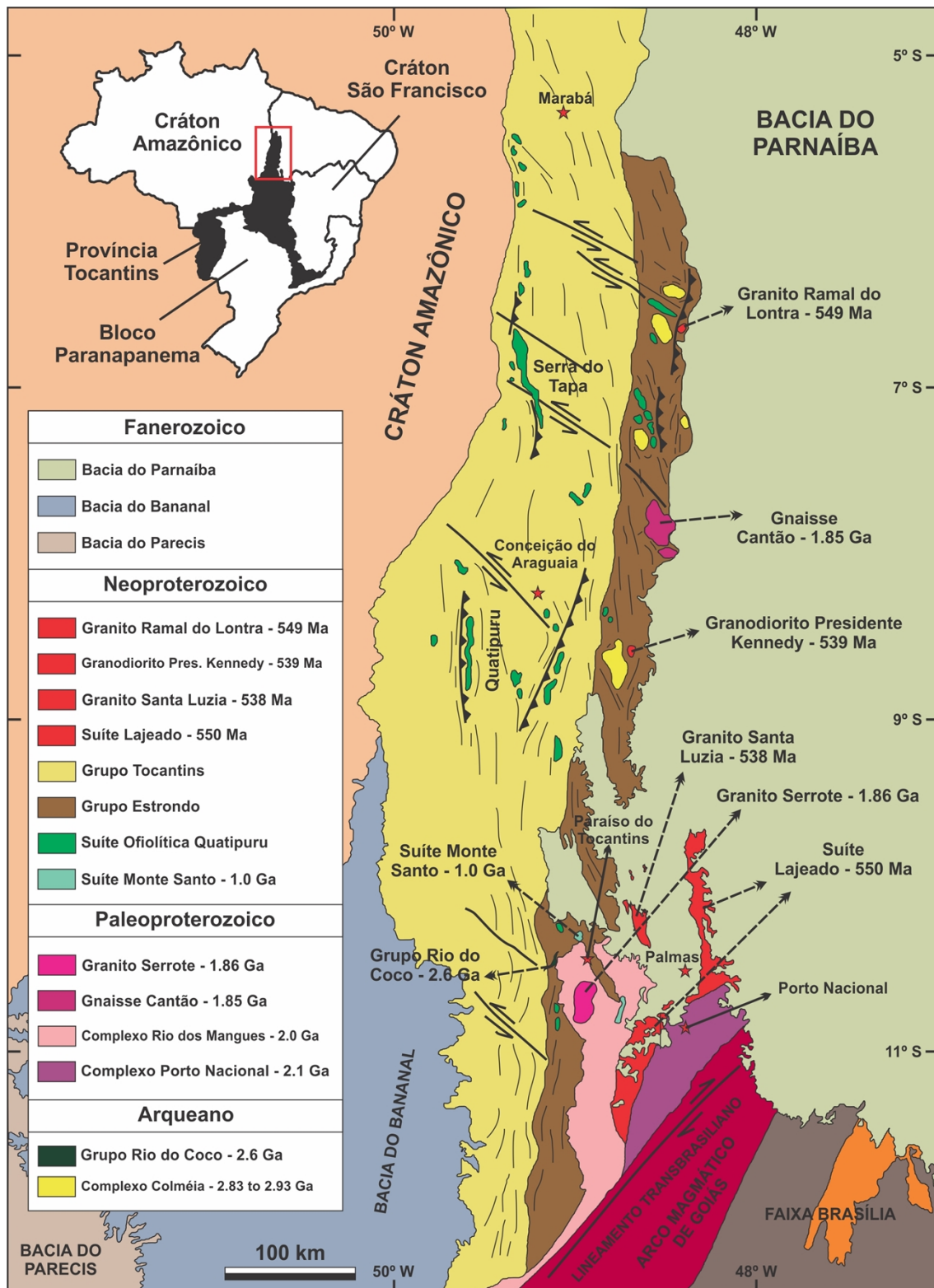
### 2.1 Embasamento

O Complexo Colméia representa as rochas mais antigas do Cinturão Araguaia, de idade arqueana, e aflora como janelas no núcleo de estruturas dômicas (Pierin 2011), antes denominadas braquianticlinais (Costa 1980). Esta unidade ocorre nas porções nordeste e leste do Cinturão Araguaia, geralmente associada ao Grupo Estrondo. Trata-se de gnaisses e migmatitos. Os gnaisses apresentam granulação grossa, cor cinza esbranquiçada e possuem bandamento formado por faixas alternadas de quartzo-feldspato e faixas ricas em biotita (Costa 1980). Apresentam composição tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica; representando terrenos TTGs arqueanos (Moura & Gaudette 1994, Souza & Moreton 2001). Os migmatitos apresentam neossomas de três gerações e ocorrem nos gnaisses (Costa 1980, Santos 1983). Hasui *et al.* (1980) obtiveram idades Rb-Sr de 2,7 Ga e 1,8 Ga para o Complexo Colméia, enquanto Moura & Gaudette (1993) obtiveram a idade de 2,85 Ga para o protólito ígneo de gnaisses do Complexo Colméia a partir da técnica de evaporação de Pb em zircão. O Complexo Colméia apresenta uma evolução geológica complexa que inclui processos termotectônicos desde o Arqueano até o Neoproterozoico, incluindo reativações durante as orogêneses Transamazônica e Brasileira; sendo a última assembleia metamórfica de fácies anfibolito alto (Costa 1980). Para Moura & Gaudette (1993), o Complexo Colméia representa uma janela de exposição do Cráton Amazônico no Cinturão Araguaia, devido à ocorrência de terrenos arqueanos TTGs (2,9 – 2,87 Ga) intrudidos por rochas graníticas paleoproterozóicas (1,88 Ga) na porção sudeste desse cráton (Bordalo 2016).

O Gnaiss Cantão (Souza 1984) é constituído por ortognaisses paleoproterozoicos que afloram na maior parte dos núcleos das estruturas dômicas do

Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs (Souza *et al.* 1985), na porção centro-nordeste do Cinturão Araguaia. Essas estruturas dômicas apresentam estilo deformacional semelhante ao presente nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia e difere dos domos do Complexo Colméia pela ausência de deformação penetrativa na direção E-W, muito mais frequente no complexo arqueano (Souza *et al.* 1985). Os ortognaisses possuem composição granodiorítica, monzogranítica e, ainda que em menor expressão, sienogranítica. Os gnaisses granodioríticos têm coloração acinzentada e granulação fina a média, com raros megacristais de microclínio. Os gnaisses graníticos apresentam coloração rosada e granulação fina a média nas variedades equigranulares. Além disso, ocorrem variedades inequigranulares em granulação média a grossa. Nestas últimas, destacam-se megacristais de microclínio de até 1 cm. Todas essas rochas apresentam textura granoblástica e lepidoblástica, com foliação marcada pela orientação dos filossilicatos e pela orientação dos cordões granoblásticos de cristais de microclínio e quartzo. Por vezes, apresentam textura *augen* (Souza *et al.* 1985). Foi obtida idade de  $1846 \pm 64$  Ma em monocristais de zircão pelo método de evaporação de Pb por Moura & Gaudette (1993) para o Gnaiss Cantão, interpretada como idade de alojamento do protólito ígneo. Idades em torno de 1,8 Ga são confirmadas por Bordalo (2016) e Dias *et al.* (2017). Além disso, Moura & Gaudette (1994) obtiveram idades-modelo  $T_{DM}$  e  $T_{CHUR}$  de 2,64 a 2,74 Ga e valores negativos de  $\epsilon Nd$  (1,85 Ga) entre -10,00 e -12,25. Segundo estes autores, o Gnaiss Cantão foi gerado a partir de uma fonte com longa residência crustal, mas essa fonte não pode ser o Complexo Colméia (ver Moura & Gaudette 1994).

O Complexo Porto Nacional é um complexo gnáissico-granulítico do Paleoproterozoico com ampla variedade de rochas (em termos de origem, mineralogia e textura) e que ocorre no extremo sudeste do Cinturão Araguaia, próximo ao limite com a Faixa Brasília (Gorayeb 1996). É constituído por rochas ortoderivadas, paraderivadas, mobilizados de anatexia e rochas retrometamorfisadas. As rochas ortoderivadas variam entre composições ultramáficas, máficas, intermediárias e félsicas; sendo representadas por tipos ultramáficos, granulitos máficos, piroxênio granulitos, hornblenda granulitos, granada granulitos e enderbitos. As rochas paraderivadas são representadas principalmente por granada gnaisses que variam com a presença ou quantidade de biotita, cianita, sillimanita, grafita e feldspatos. São classificados genericamente como kinzigitos. Os mobilizados de anatexia correspondem a leucossomas de kinzigitos, charnoenderbitos e trondhjemitos (Gorayeb 1996). Foram obtidas idades de  $2125 \pm 3$  Ma para um granulito máfico,  $2153 \pm 1$  Ma para um enderbito e  $2100 \pm 2$  Ma para um kinzigito pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, interpretadas como idade do metamorfismo em fácies granulito ao qual foram submetidas essas rochas, relacionada à orogênese Transamazônica (Gorayeb *et al.* 2000). Também foram obtidas idades-modelo  $T_{DM}$  entre 2,40 e 2,55 Ga, além de valores de  $\epsilon Nd$  (2,20 Ga) entre -1,02 e 1,37 (Alves *et al.* 2002). Os autores acreditam que, por conta dos valores de  $\epsilon Nd$  próximos a zero, essas idades-modelo possam representar um período intermediário entre a derivação mantélica e a recristalização da rocha na crosta (ver Alves *et al.* 2002).



**Figura 2** – Mapa geológico regional do Cinturão Araguaia (CA). O retângulo vermelho indica a posição do CA na Província Tocantins. Adaptado de Alvarenga *et al.* (2000) e da carta SC.22-Z-B Porto Nacional (Serviço Geológico do Brasil – CPRM – 2014).

O Complexo Rio dos Mangues foi primeiramente descrito por Costa *et al.* (1983), que delineou um contato por falhamento brusco a sudoeste do Complexo Rio dos Mangues com o Complexo Colméia. No entanto, Souza (1996) e Arcanjo & Moura (2000)

descartam essa possibilidade, visto que as idades obtidas para essas rochas a sudoeste não são compatíveis com a idade arqueana do Complexo Colméia (ver Arcanjo & Moura 2000). O Complexo Rio dos Mangues é constituído essencialmente por ortognaisses e rochas calcissilicáticas paleoproterozoicas, com raras ocorrências de paragnaisses e anfibolitos (Arcanjo 2002). Essas rochas afloram na porção sul do Cinturão Araguaia, desde a região de Monte Santo – TO (ocorrências mais ao norte) até as proximidades do município de Gurupi – TO (ocorrências mais ao sul), aproximadamente na direção N-S. Os ortognaisses possuem composição tonalítica, granodiorítica e granítica. São rochas melanocráticas a mesocráticas, de granulação média a grossa e geralmente possuem textura constituída por faixas granoblásticas de quartzo e feldspato que se alternam com faixas lepidoblásticas de biotita (que marcam a foliação). Além disso, algumas rochas podem estar migmatizadas e localmente podem conter veios pegmatoides (Arcanjo 2002). Foram obtidas idades de  $2014 \pm 36$  Ma para um gnaiss granodiorítico e  $2083 \pm 27$  Ma para um gnaiss calcissilicático pelo método de evaporação de Pb em único zircão (Arcanjo & Moura 2000). A idade do gnaiss granodiorítico é interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo, enquanto uma das interpretações da idade para o gnaiss calcissilicático é de que ela esteja ligada a processos termotectônicos relacionados à orogênese Transamazônica (ver Arcanjo & Moura 2000). Arcanjo (2002) e Arcanjo *et al.* (2013) confirmam as idades em torno de 2,0 Ga para o Complexo Rio dos Mangues. Além disso, Arcanjo (2002) e Arcanjo *et al.* (2013) apresentam idades-modelo  $T_{DM}$  entre 2,21 e 2,35 Ga, bem como valores de  $\epsilon Nd$  (2,06-2,12 Ga) entre -1,04 e 2,4. Esses valores de  $\epsilon Nd$  (2,06-2,12 Ga) revelam uma fonte mantélica, juvenil e com pequena contribuição crustal para os ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues (Arcanjo 2002). O corpo granítico Serrote (1,86 Ga) e os corpos sieníticos Monte Santo (1,0 Ga) e Estrela (1,0 Ga) são os principais plútons intrusivos no Complexo Rio dos Mangues.

O Granito Serrote, reconhecido durante o Projeto Paraíso do Norte (Costa *et al.* 1983) e primeiramente denominado Suíte Serrote (Costa 1985), é um plúton granítico de idade paleoproterozoica intrusivo no Complexo Rio dos Mangues em seu segmento centro-norte, a sudoeste do município de Paraíso do Tocantins – TO e a oeste de Pugmil – TO. O corpo possui forma elíptica alongada segundo a direção NNE-SSW, onde o eixo maior tem cerca de 20 km e o eixo menor tem cerca de 11 km (Gorayeb 1996). De acordo com Costa (1985), o Granito Serrote consiste essencialmente em rochas de granulação grossa de coloração rósea a cinza claro. A textura predominante é descrita como ocelos e barras de quartzo e plagioclásio envolvidos por agregados de cristais de quartzo em contato poligonal e por cristais de biotita, hornblenda e muscovita (Costa 1985). Ainda segundo este autor, as frações finas ocorrem como faixas irregulares ao longo do corpo e são caracterizadas por um bandamento milimétrico. Segundo Gorayeb (1996), o corpo plutônico é constituído por rochas graníticas foliadas, de coloração rósea e marrom-avermelhada, leucocráticas, de granulação grossa e com raras variações finas. Possui texturas frequentemente porfiróides, definidas por porfiroclastos de microclínio (por vezes pertítico, de até 3 cm) em matriz milonítica, que podem ser denominadas *augen* (Gorayeb 1996). Os porfiroclastos são ocelares, raramente subédricos ou euédricos,

imersos em matriz milonítica formada por cristais de quartzo e feldspato muito estirados e de biotita e anfibólio orientados. Em determinadas partes a orientação dos cristais é incipiente, enquanto em outras, especialmente nas bordas do corpo ou em zonas de cisalhamento discretas, as rochas são transformadas em milonitos de granulação fina (Gorayeb 1996). Foi obtida uma idade de  $1861 \pm 41$  Ma para o Granito Serrote por Sousa & Moura (1996), interpretada como idade de cristalização da rocha. Além disso, foram obtidas idades-modelo  $T_{DM}$  entre 2,43 e 2,50 Ga, assim como valores de  $\epsilon Nd$  (1,86 Ga) entre -5,21 e -6,01 (Arcanjo 2002, Arcanjo *et al.* 2013). Para Arcanjo (2002), esses valores de  $\epsilon Nd$  (1,86 Ga) mostram claramente que o corpo granítico é produto de fusão de uma crosta mais antiga, e que as idades-modelo  $T_{DM}$  possam refletir uma contribuição de fontes de crosta arqueana, provavelmente superior a 2,6 Ga, misturadas a uma fonte mais nova paleoproterozoica, de cerca de 2,21 a 2,35 Ga (Arcanjo 2002).

A Suíte Ipueiras é uma suíte granítica paleoproterozoica formada por pelo menos quatro plútons denominados Areias, Ipueiras, Itália e Do Carmo (Chaves *et al.* 2008). Ela está localizada no extremo sudeste do Cinturão Araguaia, próximo ao limite com a Faixa Brasília. Os plútons graníticos afloram a sul e sudeste da cidade de Porto Nacional – TO. Possuem composição monzogranítica a sienogranítica, variando a predominância de um ou outro litotipo nos diferentes corpos plutônicos. São compostos essencialmente por microclínio micropertítico, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Os principais minerais acessórios são apatita, titanita, zircão, allanita e minerais opacos (Chaves *et al.* 2008). De maneira geral, possuem textura equigranular hipidiomórfica, granulação média a grossa e coloração cinza claro. Por vezes ocorrem porções porfíricas formadas por fenocristais de feldspato alcalino (até 1,5 cm) em matriz de granulação média. É identificada também textura *rapakivi*. Em zonas de deformação desenvolvem-se protomilonitos a milonitos (para descrições detalhadas de cada plúton granítico e especificamente do Granito Do Carmo, ver Chaves *et al.* 2008 e Maia 2016, respectivamente). Segundo Chaves *et al.* (2008), são rochas graníticas subalcalinas, metaluminosas a predominantemente peraluminosas, de ambiência tectônica intraplaca e associadas a magmatismo Tipo-A. Enquanto que para Maia (2016), abordando somente o Granito Do Carmo, trata-se de um magmatismo sienogranítico do Tipo-I, peraluminoso e alcalino-cálcico a calci-alcalino de alto potássio. Foram obtidas idades de  $2025 \pm 26$  para o Granito Do Carmo,  $2086 \pm 5$  para o Granito Areias,  $2073 \pm 2$  para o Granito Ipueiras e  $2078 \pm 4$  para o Granito Itália pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, interpretadas como idades mínimas de cristalização desses corpos graníticos (Sachett 1996, Chaves *et al.* 2008). Também foram obtidas idades-modelo  $T_{DM}$  entre 2,15 e 2,19 Ga, bem como valores de  $\epsilon Nd$  (2,08 Ga) entre 2,26 e 2,89 (Chaves *et al.* 2008). Maia (2016) obteve idade de  $2083 \pm 21$  Ma por LA-ICP-MS, também interpretada como idade de cristalização da rocha. Além disso, a autora também obteve idades-modelo  $T_{DM}$  de 1,99 e 2,07 Ga, assim como valores de  $\epsilon Nd$  (2,08 Ga) de 3,52 e 3,35 (Maia 2016).

A Suíte Monte Santo (Costa *et al.* 1983) é representada por dois corpos alcalinos do final do Mesoproterozoico denominados Monte Santo e Estrela. Eles são intrusivos no Complexo Rio dos Mangues e estão localizados a noroeste (Monte Santo) e sudeste

(Estrela) do município de Paraíso do Tocantins – TO. São constituídos principalmente por nefelinólitos, nefelina sienitos e sienitos (Costa 1985, Iwanuch 1991, Viana & Battilani 2014). O corpo Estrela possui orientação NNE-SSW e trata-se propriamente de gnaisses alcalinos, enquanto o corpo Monte Santo possui forma circular em mapa e a deformação é maior nas bordas (Iwanuch 1991, Viana & Battilani 2014). Foi obtida uma idade de  $1001 \pm 86$  Ma para um gnaissie sienítico do corpo Estrela pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, interpretada como idade de cristalização da rocha (Souza 1996, Arcanjo & Moura 2000). Também foi obtida idade de  $1051 \pm 17$  Ma para um gnaissie sienítico do corpo Monte Santo pelo mesmo método, também interpretada como idade de cristalização do corpo (Arcanjo 2002). Além disso, foram obtidas idades-modelo  $T_{DM}$  entre 1,49 e 1,70 Ga; e valores de  $\epsilon Nd$  (1,01-1,05 Ga) entre -2,52 e -4,06 para o corpo Monte Santo. Da mesma maneira, foi obtida uma idade-modelo  $T_{DM}$  de 1,70 Ga e um valor de  $\epsilon Nd$  (1,0 Ga) de -4,06 para o corpo Estrela (Arcanjo 2002, Arcanjo *et al.* 2013).

O Grupo Rio do Coco é uma sequência metavulcanossedimentar localizada na porção sul do Cinturão Araguaia e originalmente tida como do tipo *greenstone belt* (Barreira 1980, Barreira & Dardenne 1981). É composta principalmente por uma unidade de metassedimentos pelíticos e químicos, bem como por uma unidade metavulcânica que agrupa xistos máficos e ultramáficos, além de serpentinitos. Essas rochas estão deformadas, foram submetidas a condições de fácies xisto-verde e estão em contato tectônico com rochas da Formação Xambioá (Grupo Estrondo) e Complexo Rio dos Mangues (Barreira 1980, Barreira & Dardenne 1981, Costa 1985). Foi obtida uma idade de  $2618 \pm 14$  Ma para uma rocha metabásica pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, interpretada como idade de extrusão do protólito vulcânico (Arcanjo 2002, Arcanjo *et al.* 2013). Sendo assim, a princípio essa unidade seria a única representante de embasamento arqueano do sul do Cinturão Araguaia.

#### *Suíte Ofiolítica Quatipuru*

Rochas máficas e ultramáficas metamorfisadas em baixo grau metamórfico ocorrem do norte ao sul do Cinturão Araguaia inclusas em rochas do Grupo Estrondo e Grupo Tocantins, geralmente como corpos pequenos a médios de escala quilométrica sem extensa continuidade lateral. As duas principais ocorrências dessas rochas estão localizadas na Serra do Quatipuru e Serra do Tapa, na porção central e norte do Cinturão Araguaia, respectivamente. Ambas são consideradas representantes da crosta oceânica neoproterozoica sobre a qual foram depositadas as rochas supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia (Hasui *et al.* 1977, Abreu 1978). A Suíte Ofiolítica Quatipuru (Paixão 2009) é constituída por uma associação de peridotitos serpentinizados e *pillow*-lavas basálticas, além de uma sequência mantélica composta por um arranjo intercamadado de harzburgito e dunito. Essas rochas abrigam uma suíte de diques e *sills* piroxeníticos e gabróicos, além de *pods* de cromitito com texturas nodulares e envelopes duníticos, bastante característicos de complexos ofiolíticos (Paixão 2009). Foi obtida uma idade isocrônica Sm-Nd de  $757 \pm 49$  Ma para os diques, interpretada como estágio de oceanização do Cinturão Araguaia. Também foram obtidos valores de  $\epsilon Nd = 5$  para



basaltos e  $\epsilon Nd = 6,7$  para diques gabróticos (Paixão 2009). Outras ocorrências de rochas máficas metamorfasadas em baixo grau metamórfico são representadas por clorititos e também são interpretadas como um estágio extensional da evolução do cinturão (Kotschoubey *et al.* 2016).

## 2.2 Sequência Supracrustal – Supergrupo Baixo Araguaia

As rochas supracrustais do Cinturão Araguaia são representadas pelo Supergrupo Baixo Araguaia (Hasui *et al.* 1977, Abreu 1978), formado pelos grupos Estrondo e Tocantins. O Grupo Estrondo, na base do supergrupo, é constituído pelas formações Morro do Campo (base desse grupo) e Xambioá (topo desse grupo). O Grupo Tocantins, que sobrepõe o Grupo Estrondo, é constituído pelas formações Pequizeiro (base desse grupo) e Couto Magalhães (topo desse grupo). Essa sequência supracrustal se estende desde a região de Marabá – PA até as proximidades de Crixás do Tocantins – TO, na direção N-S, por cerca de 1200 km.

### *Grupo Estrondo*

A Formação Morro do Campo é a base do Grupo Estrondo, constituída principalmente por quartzitos (quartzitos puros e muscovita quartzitos) e xistos subordinados. Além disso, existem níveis intercalados de biotita xistos, quartzo-mica xistos e xistos grafitosos, variando em espessura desde centímetros até dezenas de metros (Abreu 1978). Ocorre na porção leste do Cinturão Araguaia.

A Formação Xambioá, em contato transicional e sobreposta à Formação Morro do Campo, é constituída por micaxistos feldspáticos que podem conter granada, estaurólita e anfibólio. Menos abundantes são calcixistos e mármore (para petrografia detalhada, ver Abreu 1978, Costa 1980, Teixeira *et al.* 1988). O Grupo Estrondo aflora em quase toda a porção leste do Cinturão Araguaia por aproximadamente 600 km (Fig. 2).

### *Grupo Tocantins*

A Formação Pequizeiro é a base do Grupo Tocantins e repousa tectonicamente sobre a Formação Xambioá. É composta principalmente por clorita-quartzo xistos e clorita xistos (Souza e Moreton 2001). A Formação Couto Magalhães é o topo do Grupo Tocantins e consiste predominantemente de filitos, metasiltitos e metargilitos (para descrições detalhadas, ver Souza & Moreton 2001, Hasui *et al.* 1977, Abreu 1978, Costa 1980). O Grupo Tocantins aflora em toda a margem oeste do Cinturão Araguaia, estendendo-se por cerca de 1200 km em direção N-S (Fig. 2).

Idades em zircões detríticos da porção norte do Cinturão Araguaia na região de Xambioá indicam idades arqueanas, especialmente o intervalo 2800-2900 Ma (Moura *et al.* 2008b), usando a técnica de evaporação de Pb em monocristais de zircão. Em comparação, a porção sul do Cinturão Araguaia próxima à região de Paraíso do Tocantins revela idades em zircões detríticos predominantemente no intervalo 1000-1200 Ma, assim como idades paleoproterozoicas e neoproterozoicas menos frequentes (Moura *et al.* 2008b, Pinheiro *et al.* 2011).

O metamorfismo no Cinturão Araguaia varia de anquimetamorfismo em rochas do Grupo Tocantins na margem oeste do cinturão até condições de fácies anfibolito em rochas do Grupo Estrondo na porção leste, constituindo zonas externa e interna, respectivamente. De fato, Pinheiro (2016) apresenta condições metamórficas máximas entre 630-665 °C e 7-9 kbar para rochas da Formação Xambioá e Suíte Gabróica Xambica, indicando condições de fácies anfibolito da série média P-T como pico metamórfico (Pinheiro 2016).

### 2.3 Rochas Graníticas Ediacaranas/Cambrianas

O Granito Ramal do Lontra é um pequeno plúton granítico elipsoidal (4 km x 5 km) que aflora na porção nordeste do Cinturão Araguaia (Fig. 2), próximo à região de Xambioá, e é intrusivo nos quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo (Macambira 1983, Alves 2006). As rochas são predominantemente monzogranitos e, em menor proporção, granodioritos. Eles são constituídos por plagioclásio An<sub>11-16</sub> (39-45%), quartzo (21-33%), microclínio (19-33%), biotita (~5%) e muscovita (~3%). As fases acessórias são apatita, zircão, titanita, allanita, magnetita, titano-magnetita, ilmenita, monazita e um óxido de ETRs (Alves 2006). Utilizando a técnica de evaporação de Pb em monocristais de zircão, Alves (2006) indica uma idade média de 549 ± 5 Ma para o Granito Ramal do Lontra, interpretada como idade mínima de cristalização.

O Granodiorito Presidente Kennedy aflora na parte centro-leste do Cinturão Araguaia (Fig. 2), 10 km a sudoeste da cidade de Presidente Kennedy – TO, e é intrusivo nos micaxistos do Grupo Estrondo (Bulhões e Dall’Agnol 1985, Santos 2012). Ele possui uma forma elíptica (16 km x 12 km) aproximadamente em direção N-S. É constituído por granodioritos e monzogranitos compostos de plagioclásio An<sub>23-29</sub> (35-47%), quartzo (22-33%), microclínio (21-29%), biotita (2-6%) e muscovita (1-6%). Apatita, zircão, titanita e minerais opacos são fases acessórias (Santos 2012). Dados Pb-Pb em monocristais de zircão indicam uma idade média de 539 ± 5,3 Ma para o Granodiorito Presidente Kennedy, considerada a idade mínima de cristalização para o plúton (Santos 2012). Também são apresentadas idades-modelo T<sub>DM</sub> de 2,13 Ga e 2,17 Ga, bem como valores εNd (0.5 Ga) de -12,20 e -17,36 (Santos 2012).

O Granito Santa Luzia (Costa *et al.* 1983) compreende um plúton granítico principal e outras intrusões menores que afloram na porção sudeste do Cinturão Araguaia. O plúton principal está localizado aproximadamente 20 km a nordeste da cidade de Paraíso do Tocantins – TO (Fig. 2) e possui comprimento médio de 25 km, além de largura média de 7 km, orientado segundo a direção NW-SE. Esse plúton principal é intrusivo nos biotita xistos da Formação Xambioá (Grupo Estrondo) e é concordante ou não com a foliação (que possui a mesma direção NW-SE) dessas rochas. Essa relação geométrica sugere natureza sin a tardi-orogênica para o plúton (Lamarão e Kotschoubey 1996). O Granito Santa Luzia é descrito como granodioritos, monzogranitos e granitos pegmatíticos peraluminosos originados a partir de magmas pouco fracionados gerados na crosta continental (Lamarão e Kotschoubey 1996). Utilizando os diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984), essas rochas plotam no domínio de granitos de arco vulcânico (*volcanic arc granites* – VAG), mas próximas ao domínio de granitos pós-

colisionais (*post-collisional granites* – post-COLG, Lamarão e Kotschoubey 1996). A precisa idade de cristalização do Granito Santa Luzia é controversa, variando entre  $583 \pm 39$  Ma (Moura 1992) e  $635 \pm 53$  Ma (Moura and Gaudette 1993b), ambas usando a técnica de evaporação de Pb em monocristais de zircão. Mais recentemente, Moura *et al.* (2008) obtiveram idades U-Pb SHRIMP em núcleos de zircão variando entre 500 e 1900 Ma, bem como idades nas bordas que geraram uma idade concordante de  $528 \pm 4,7$  Ma, adotada como idade do metamorfismo no Cinturão Araguaia (ver Moura *et al.* 2008). A idade de cristalização do Granito Santa Luzia, no entanto, permanece incerta.

A Suíte Lajeado compreende os plútons Lajeado, Palmas e Matança que afloram na parte sudeste do Cinturão Araguaia (Fig. 2, Gorayeb *et al.* 2013). As rochas são essencialmente monzogranitos e sienogranitos metaluminosos a levemente peraluminosos que mostram geoquímica comparável àquela dos granitos Tipo-A (Gorayeb *et al.* 2013). Dados Pb-Pb em monocristais de zircão revelam idades médias entre  $547 \pm 4$  Ma e  $552 \pm 4$  Ma para a Suíte Lajeado. Também são apresentadas idades-modelo  $T_{DM}$  entre 1,7 Ga e 2,1 Ga, assim como valores negativos  $\epsilon_{Nd}$  (0,55 Ga) entre -10 e -13 (Gorayeb *et al.* 2013). A Suíte Lajeado é associada a um evento tectônico de extensão/transensão crustal durante o Ediacarano e acredita-se estar relacionada a plútons graníticos de idade similar no noroeste do Estado do Ceará (Gorayeb *et al.* 2013).

### 3. Métodos Analíticos

#### *Litogeoquímica*

Análises de elementos maiores e elementos-traço em rocha total pulverizada foram realizadas pelos laboratórios ALS Ltd. e Actlabs Ltd. de acordo com as rotinas CCP-PKG01 e 4Litho (11+), respectivamente. Ambos os laboratórios utilizaram fusão de metaborato/tetraborato de lítio seguida por digestão ácida nítrica como método de preparação de amostras. Elementos maiores e menores foram analisados por ICP-AES, enquanto elementos-traço foram analisados por ICP-MS. Descrições detalhadas dos métodos estão disponíveis nos sítios [alsglobal.com](http://alsglobal.com) e [actlabs.com](http://actlabs.com).

#### *Geocronologia U-Pb*

Dados U-Pb MC-LA-ICP-MS em zircão e monazita foram obtidos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e utilizou-se o método descrito por Böhn *et al.* (2009). Os grãos desses minerais foram introduzidos em um multi-coletor ICP-MS *Thermo Finnigan Neptune* pela técnica de ablação por *laser* usando um *New Wave Nd-YAG solid-state laser* ( $\lambda = 213$  nm). Para zircão, as análises foram obtidas utilizando um diâmetro de feixe de 30  $\mu\text{m}$  a uma frequência de 10 Hz e uma energia de *laser* de  $\sim 5,5$   $\text{J}/\text{cm}^2$ , enquanto para monazita as análises foram obtidas usando um diâmetro de feixe de 25  $\mu\text{m}$  a uma frequência de 10 Hz e uma energia de *laser* de  $\sim 2,4$   $\text{J}/\text{cm}^2$ . Para análises das amostras e do padrão, os sinais foram adquiridos em um bloco de 40 ciclos com 1,049s cada ciclo. Foi empregada a técnica *standard bracketing* que consiste em analisar um ponto no padrão, bem como o branco, a cada quatro ou oito pontos na amostra. O GJ-1 foi usado como padrão primário para zircão, suas idades de referência são: idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 608.6 \pm 1.1$  Ma, idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 600.4 \pm 1.8$  Ma e idade  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 602.1 \pm 3$  Ma (Jackson *et al.* 2004), enquanto o 44069 foi usado como padrão primário para monazita com idades de referência de: idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 424.86 \pm 0.36$  Ma, idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 418.1 \pm 2.7$  Ma e idade  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 424.89 \pm 0.35$  Ma (Aleinikoff *et al.* 2006). A redução dos dados foi feita pelo CHRONUS v. 1.4.3 (Oliveira 2015) e planilhas utilizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O cálculo das idades e os *plots* foram realizados pelo ISOPLOT 4.15 (Ludwig 2008).

#### *Geoquímica Isotópica Sm-Nd*

Análises isotópicas de Sm e Nd em rocha total pulverizada foram realizadas via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e seguiram os procedimentos analíticos de Gioia e Pimentel (2000). Um espectrômetro Finnigan TRITON com sete coletores em modo estático foi utilizado. Soluções padrão de  $^{149}\text{Sm}$  e  $^{150}\text{Nd}$  foram adicionadas às amostras pulverizadas de rocha total. A separação de Sm e Nd foi alcançada utilizando colunas de troca catiônica seguida por evaporação com duas gotas de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  0,025 N. O resíduo foi então dissolvido em 1  $\mu\text{l}$  de  $\text{HNO}_3$  destilado a 5% e colocado em um filamento duplo de Re. Foi usado o padrão internacional BHVO-2, assim como uma constante de decaimento de  $6,54 \times 10^{-12} \text{y}^{-1}$  (Lugmair e Marti 1978).

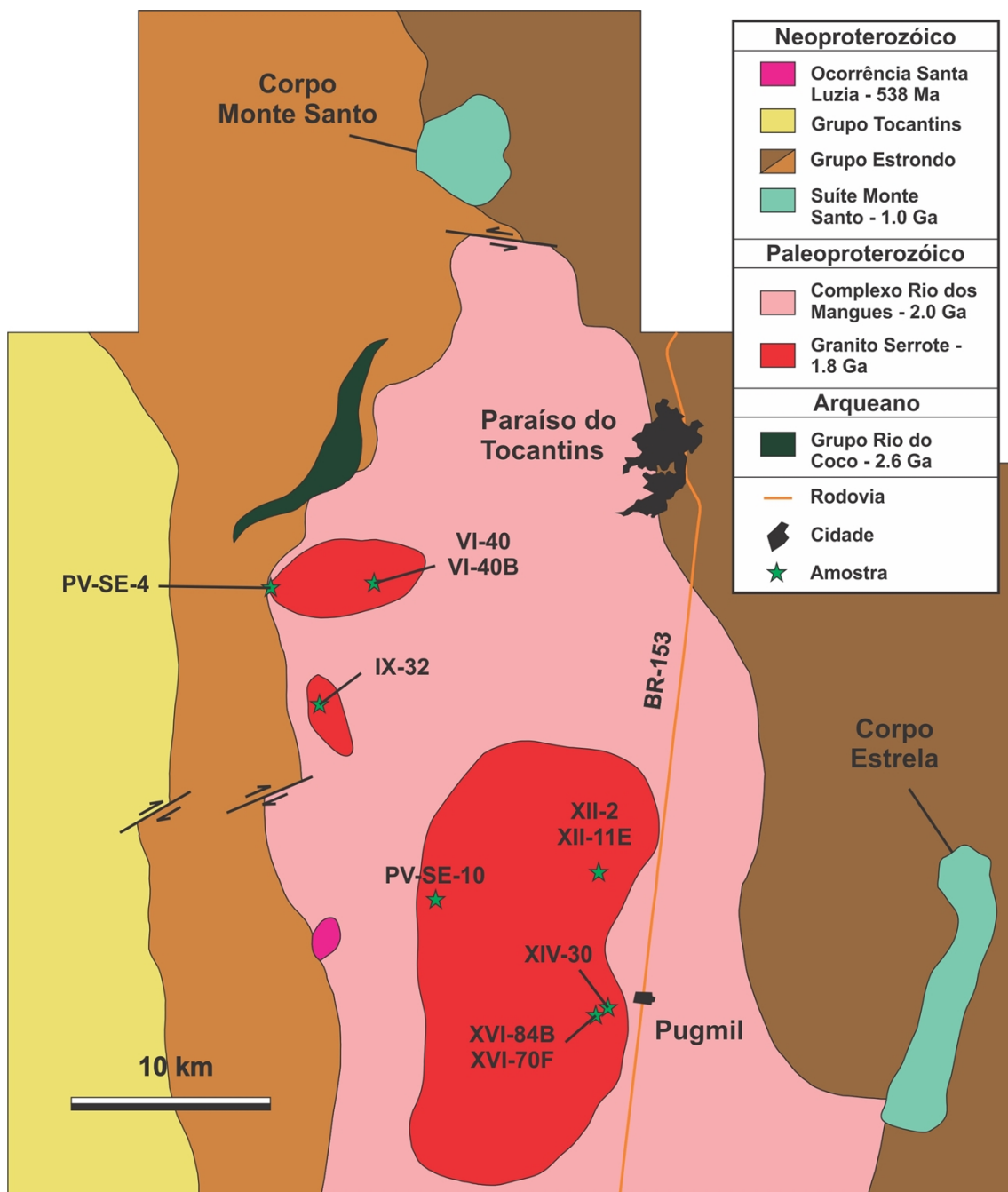
## *Química Mineral*

Lâminas delgadas confeccionadas para microscopia ótica foram usadas também em microsonda eletrônica para microscopia eletrônica, análises qualitativas e semi-quantitativas (EDS – *energy-dispersive X-ray spectroscopy*), além de caracterização química propriamente dita de alguns minerais das assembleias encontradas. As composições químicas de biotita e muscovita reportadas neste trabalho foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. As análises foram realizadas utilizando uma JEOL JXA-8230 a uma voltagem de aceleração de 15 kV e corrente do feixe de 10 nA em pontos de 1  $\mu\text{m}$  de diâmetro durante um tempo de contagem de 10s. Os padrões usados foram minerais naturais: andradita ( $\text{SiO}_2$  e  $\text{CaO}$ ), albita ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), forsterita ( $\text{MgO}$ ), topázio (F), coríndon ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), microclínio ( $\text{K}_2\text{O}$ ), vanadinita (Cl e  $\text{V}_2\text{O}_3$ ), pirofanita ( $\text{TiO}_2$  e  $\text{MnO}$ ) e hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). A redução dos dados foi feita utilizando o pacote de *software* da microsonda eletrônica.

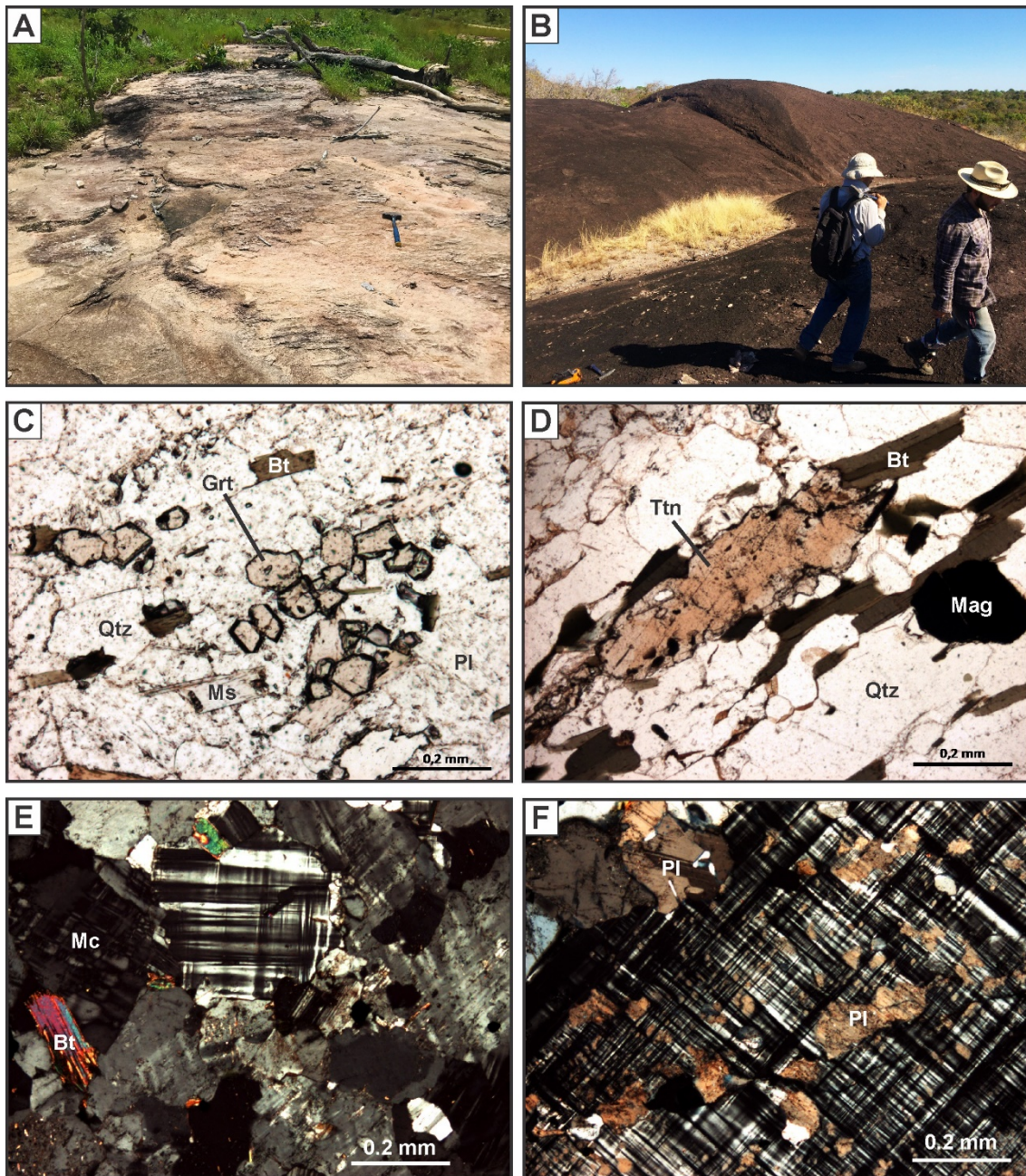
## 4. Granito Serrote

### 4.1 Geologia e Petrografia

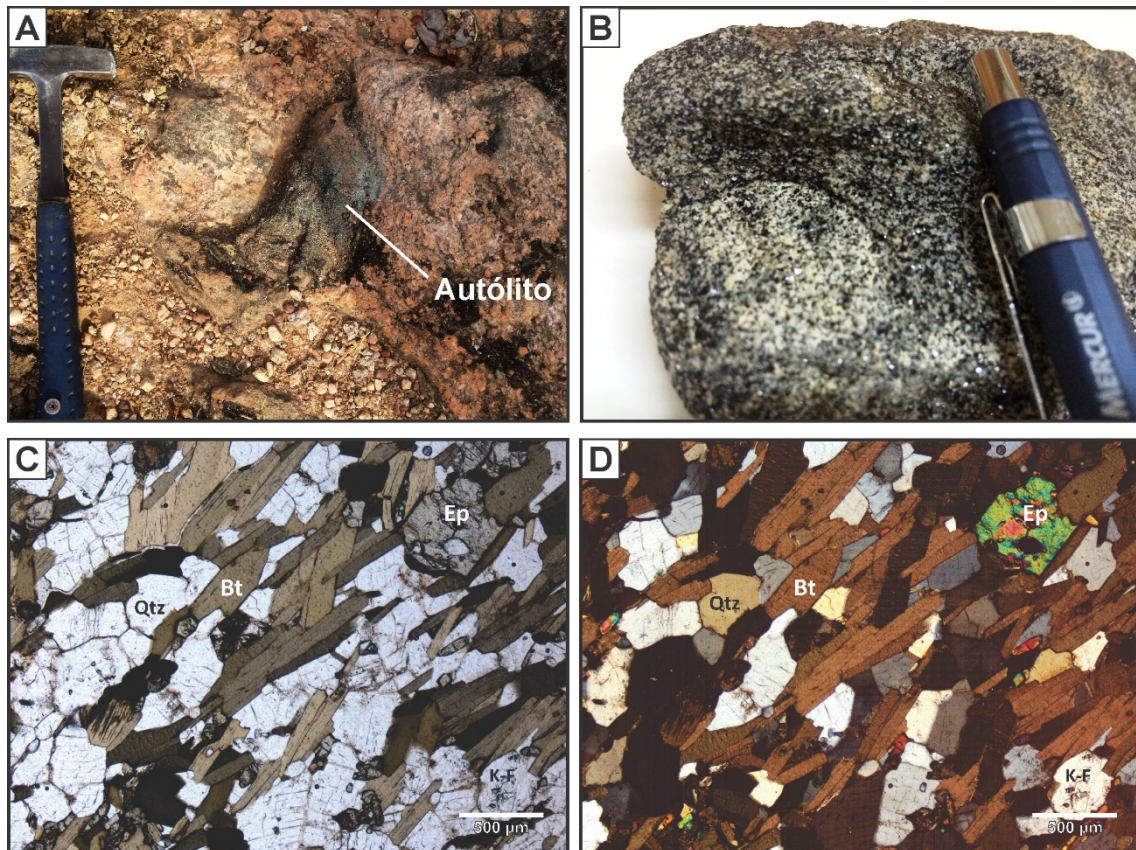
O principal corpo do Granito Serrote possui dimensões aproximadas de 25 km x 10 km, orientado em seu eixo maior segundo direção N-S, e está localizado a oeste de Pugmil e sul/sudoeste de Paraíso do Tocantins. Além dele, intrusões menores ocorrem a oeste/sudoeste de Paraíso do Tocantins (Fig. 3). Todas as ocorrências são intrusivas no Complexo Rio dos Mangues.



**Figura 3** – Mapa geológico simplificado da área estudada. Modificado do Trabalho Final de conclusão de curso de alunos da Geologia-UnB em 2015.



**Figura 4** – Formas de ocorrência e petrografia do Granito Serrote. A) Lajedo em escala decamétrica exibe foliação de baixo ângulo e cor rosa típica dos granitos desse plúton. B) Pequenos morrotes (informalmente chamados “baleias”) se destacam no relevo plano a suave ondulado característico das áreas de afloramento do Granito Serrote. C) Granada microclínio granito da borda da intrusão (ver Fig. 3) apresenta foliação marcada pela orientação das micas e dos cordões de granada. Amostra PV-SE-4A. D) Sienogranito apresenta faixas granoblásticas e lepidoblásticas alternadas, com foliação marcada pela orientação da biotita e estiramento de cristais de titanita (anedrais). Amostra PV-SE-10. E) Sienogranito mostra domínio de textura ígnea inequigranular preservada, constituída por microclínio, quartzo e biotita. Amostra PV-SE-10. F) Fenocristal de microclínio pertítico em sienogranito. Amostra PV-SE-10. Bt = biotita, Grt = granada, Qtz = quartzo, Ms = muscovita, Pl = plagioclásio e Mc = microclínio.



**Figura 5** – Forma de ocorrência e petrografia dos autólitos máficos do Granito Serrote. A) Pequeno bolsão arredondado de escala decimétrica em meio a microclínio granito. Ponto VII-40B. B) Autólito máfico de composição quartzo-diorítica e granulação média, constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita. Amostra VII-40B. C) e D) Além de plagioclásio, quartzo e biotita, ocorre também epidoto como fase acessória. A orientação da biotita marca a foliação tectônica. Amostra VII-40B. Qtz = quartzo, Bt = biotita, K-F = feldspato alcalino e Ep = epidoto.

As rochas do Granito Serrote são leucocráticas a hololeucocráticas, essencialmente microclínio granito, sienogranito e, em menor proporção, monzogranito (Fig. 6). O microclínio granito (Fig. 7) é constituído por quartzo (37-53%), microclínio (geralmente pertítico quando não recristalizado, 43-58%), plagioclásio  $An_{11-16}$  (<1-5%), biotita (<1-5%) e muscovita (<1-4%). O sienogranito (Fig. 4) é composto por quartzo (30-50%), microclínio (35-45%), plagioclásio  $An_{7-11}$  (7-15%), biotita (2-9%) e muscovita (<1-2%). O monzogranito consiste em quartzo (40-45%), microclínio (17-35%), plagioclásio  $An_{9-10}$  (20-29%), biotita (2-13%) e muscovita (<1-2%). As fases acessórias em todas essas rochas são titanita, magnetita, allanita, zircão, apatita e, com menor frequência, ortoclásio invertido e pirita. Clorita, muscovita/sericita, epidoto e carbonato são secundários.

Além dessas rochas graníticas, autólitos máficos ricos em biotita e/ou hornblenda não são raros e ocorrem esporadicamente no plúton (Fig. 5).

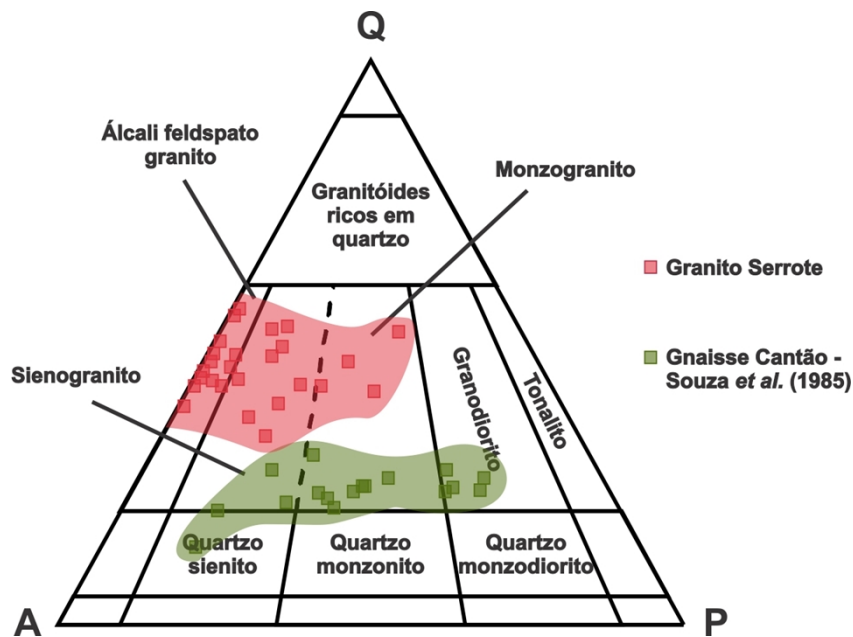
Nas bordas da intrusão podem ocorrer rochas de composição álcali feldspato granítica portadoras de granada (~2%, Fig. 4C) com porcentagens modais de biotita



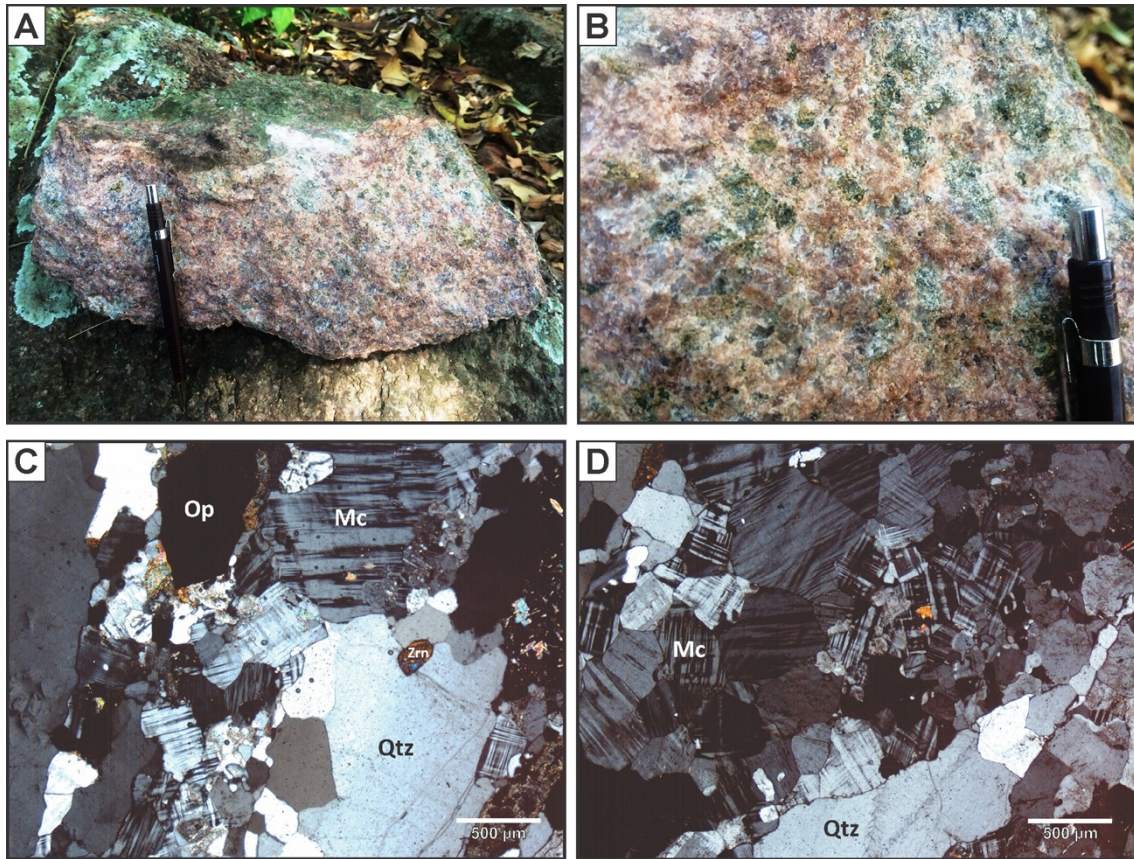
(~15%) e muscovita (~12%) mais altas que os outros litotipos, provavelmente devido a assimilação das rochas encaixantes.

O segmento norte do plúton apresenta, de maneira geral, granulação grossa e/ou textura porfirítica, enquanto o segmento sul possui, frequentemente, granulação fina. Algumas dessas rochas ainda possuem textura ígnea equigranular grossa e/ou inequigranular-porfirítica preservada (sem qualquer foliação). A textura equigranular é formada por cristais anedrais de quartzo com cristais subedrais de microclínio pertítico e plagioclásio. A textura porfirítica é composta por fenocristais de microclínio pertítico imersos em matriz média ou grossa constituída por microclínio, quartzo e plagioclásio, além de biotita subordinada.

As rochas deformadas são caracterizadas por porfiroclastos de quartzo anedral e microclínio subedral (comumente pertítico) inseridos em uma matriz granoblástica de granulação fina a média constituída por quartzo anedral recristalizado e microclínio subedral (geralmente não-pertítico). Cordões de quartzo estirado e biotita orientada marcam a foliação e envolvem esses porfiroclastos. Essa deformação é mais comum nas bordas e em zonas de cisalhamento discretas onde essas rochas são transformadas em protomilonitos (Gorayeb 1996). De modo geral, em todo o plúton, a foliação possui orientação NE-SW e mergulho para NW.



**Figura 6** - Diagrama QAP de Streckeisen (1976). Amostras do Gnaiss Cantão (Souza *et al.* 1985) são plotadas para comparação.

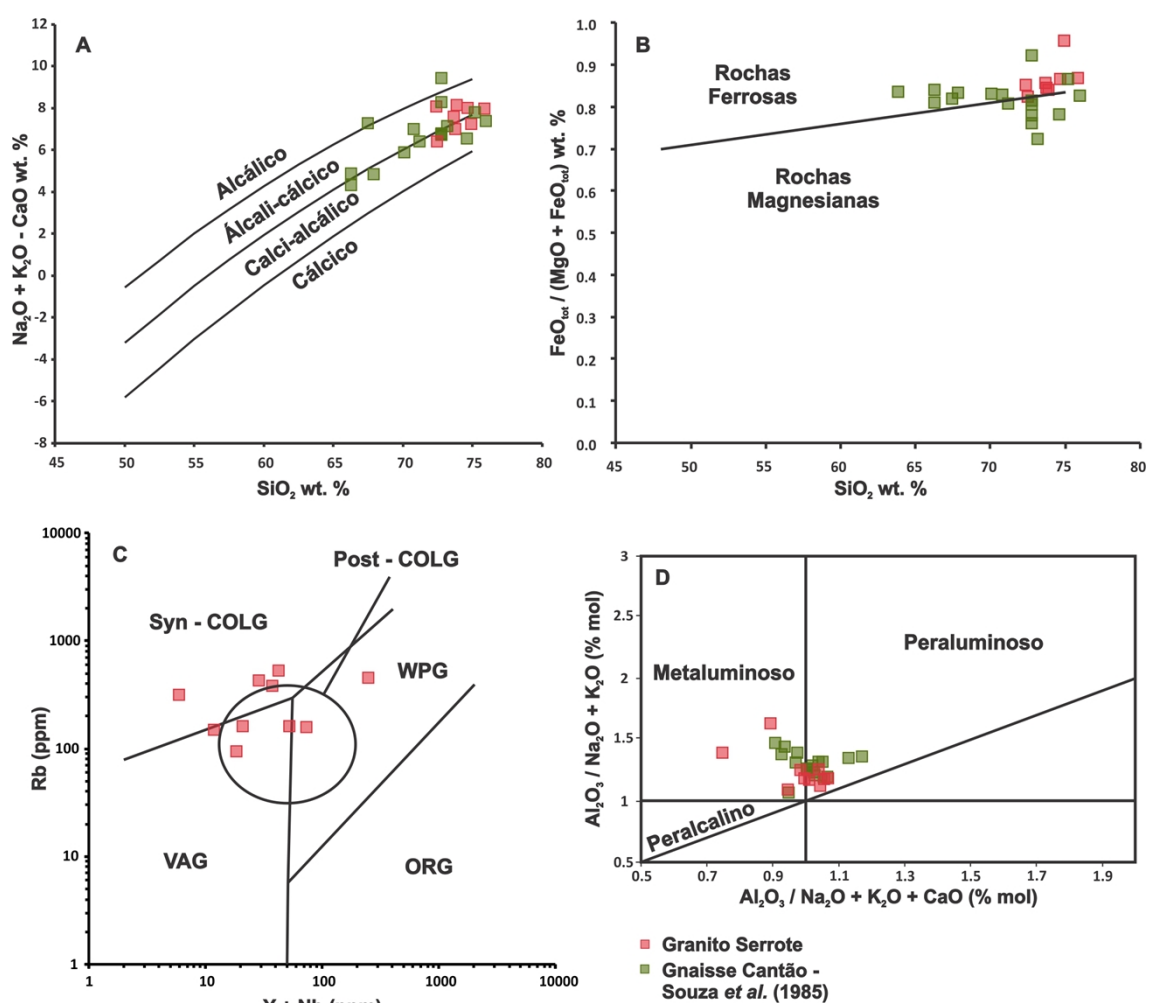


**Figura 7** – Microclínio granito do Granito Serrote. A) e B) Amostra de mão hololeucocrática, de granulação grossa, coloração rosa claro, constituída essencialmente por microclínio e quartzo. Amostra VII-40. C) e D) Porfiroclastos anedrais de quartzo e microclínio envolvidos por matriz granoblástica poligonal composta por quartzo, microclínio e biotita subordinada. As fases acessórias são magnetita e zircão. Amostra VII-40. Qtz = quartzo, Mc = microclínio, Op = opaco (magnetita) e Zrn = zircão.

## 4.2 Geoquímica

Análises de elementos maiores e elementos-traço de 10 (dez) amostras do Granito Serrote são apresentadas na Tabela 1.

O conteúdo de  $\text{SiO}_2$  das rochas do Granito Serrote varia de ~72% a 76%, com exceção dos autólitos máficos, com valores entre 48% e 50% (Tabela 1). Esses autólitos máficos são fortemente metaluminosos, enquanto as rochas graníticas são metaluminosas a peraluminosas (Fig. 8D), refletindo a presença/ausência variável de biotita e muscovita no plúton.



**Figura 8** - Dados geoquímicos de elementos maiores e elementos-traço do Granito Serrote e Gnaiss Cantão (Souza *et al.* 1985). A) Diagrama MALI (modified alkali-lime index) de Frost & Frost (2008). B) Diagrama de índice de Fe de Frost & Frost (2008). C) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996). D) Diagrama de índice de saturação em alumina (Shand 1943).

Quando plotadas no índice *alkali-lime* modificado (MALI, *modified alkali-lime index*) de Frost e Frost (2008), essas rochas possuem caráter calci-alcálico a álcali-cálcico (Fig. 8A). No diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerillo e Taylor (1976), essas amostras plotam no domínio calci-alcálico de alto-K, reforçando a natureza calci-alcálica com tendência

alcalina dessas rochas. Além disso, esse enriquecimento em  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  quando relacionado ao baixo conteúdo de  $\text{FeO}_T + \text{MgO}$  justifica o aspecto hololeucocrático a leucocrático do Granito Serrote. O diagrama de índice de Fe de Frost e Frost (2008) demonstra o caráter ferroso incipiente das rochas do Granito Serrote (Fig. 8B). Isso é importante para caracterização com relação ao tipo de granito, visto que essa característica é importante nos granitos tipo-A.

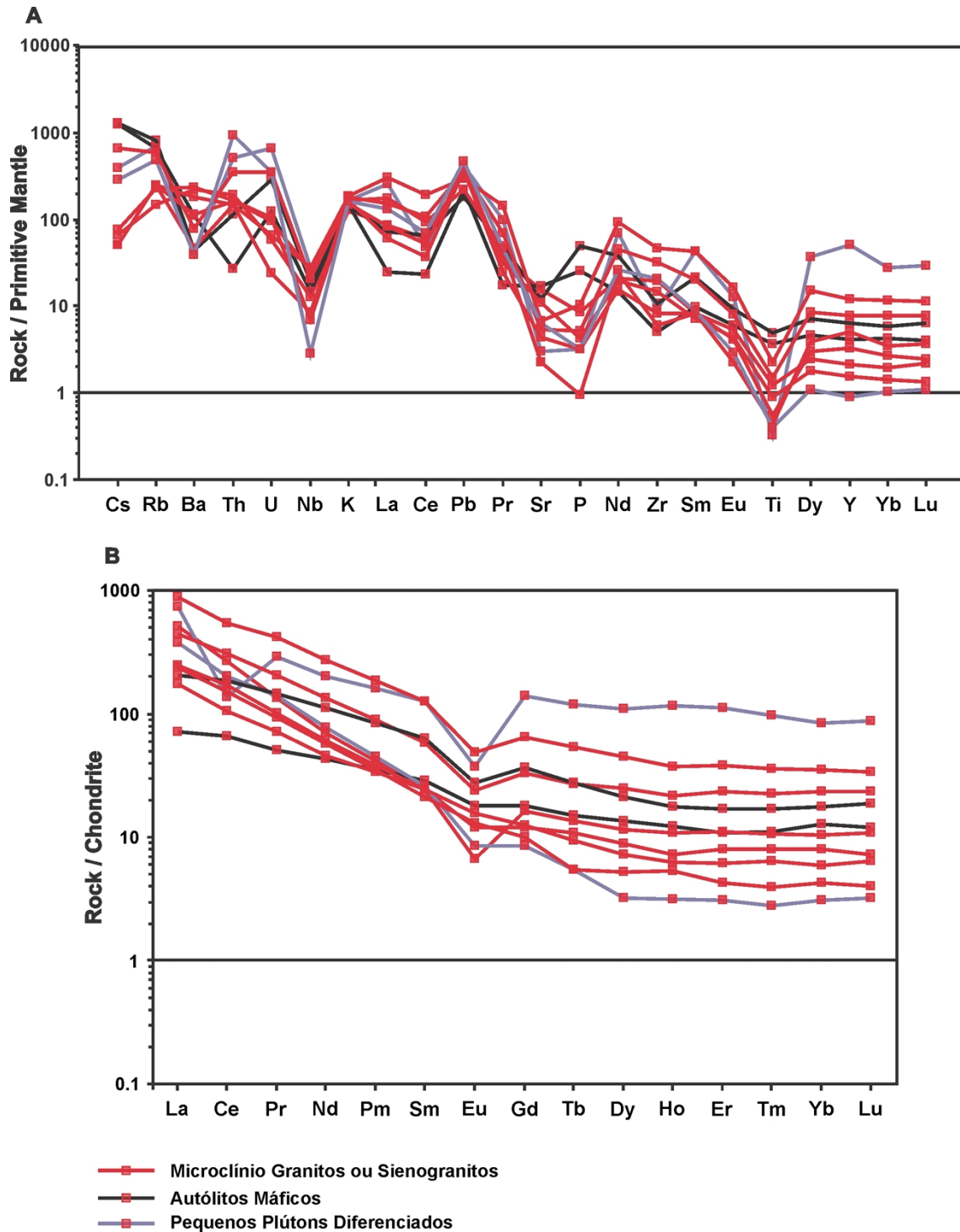
Quando utilizado os diagramas de discriminação de Whalen *et al.* (1987), as amostras plotam em uma região intermediária entre os campos dos granitos tipo I&S e os granitos tipo-A, sugerindo aspecto intermediário entre esses membros-finais.

No diagrama Y+Nb vs. Rb de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), as amostras plotam em todos os campos (exceto ORG - *ocean ridge granites*) e próximas ao campo de granitos pós-colisionais (Fig. 8C). As funções discriminantes de Agrawal (1995) geram valores para D1 e R1 entre -0,790 e 0,638, e entre -0,444 e 1,393, respectivamente; indicando que a maior parte das amostras pertencem ao grupo de granitos orogênicos. A partir disso, obtém-se valores para D2 e R2 entre -0,516 e 2,081, e entre -0,470 e 0,266, respectivamente; mostrando que das amostras classificadas como granitos orogênicos, algumas são classificadas como granitos tardi-orogênicos e outras como granitos pós-orogênicos, revelando um aspecto transicional entre essas duas classificações. Além disso, nos diagramas  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})$  de discriminação de ambiente tectônico de Maniar & Piccoli (1989), as amostras plotam no campo POG (*post-orogenic granites*). Os dois diagramas não são apresentados nesta dissertação.

No diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989), todas as amostras apresentam enriquecimento em LILEs (*large-ion lithophile elements*) por um fator entre 27 e 1263, assim como anomalias negativas proeminentes de Nb (Fig. 9A). Anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti são moderadas. Anomalia positiva de Pb está presente em todas as amostras.

Os padrões de ETRs (elementos terras-raras, Fig. 9B) das amostras do Granito Serrote demonstram que essas rochas são enriquecidas em ETRLs (elementos terras-raras leves) quando comparado aos padrões planos de ETRPs (elementos terras-raras pesados). Além disso, mostram razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  entre 8,752 e 122,071, indicando fracionamento moderado. Os autólitos máficos XVI-84B e VII-40B possuem razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  de 5,62 e 11,76, respectivamente. Visto que essas amostras representam diferentes plútons do Granito Serrote (Fig. 3), essas razões são importantes para avaliar diferentes níveis de diferenciação entre eles. As rochas graníticas possuem entre 2,5-93 e 136-687 vezes o conteúdo de ETRPs e ETRLs, respectivamente, quando comparadas aos valores do condrito de Evensen *et al.* (1978). Somente as amostras IX-32 e PV-SE-4C possuem anomalias negativas de Eu evidentes, com razões  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  entre 0,283 e 0,332, respectivamente. Por outro lado, as outras amostras (incluindo os autólitos máficos) não apresentam anomalias negativas de Eu proeminentes e possuem razões  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  entre 0,538 e 0,9. Até certa medida, amostras mais ricas no conteúdo de ETRs tendem a

apresentar ressaltadas anomalias negativas de Eu. Apenas a amostra IX-32 apresenta uma notável anomalia negativa de Ce ( $Ce/Ce^* = 0.43$ ).



**Figura 9** - Dados de elementos-traço do Granito Serrote. A) Padrões multielementar normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989). B) Padrões de ETRs normalizados aos valores de condrito de Evensen *et al.* (1978).

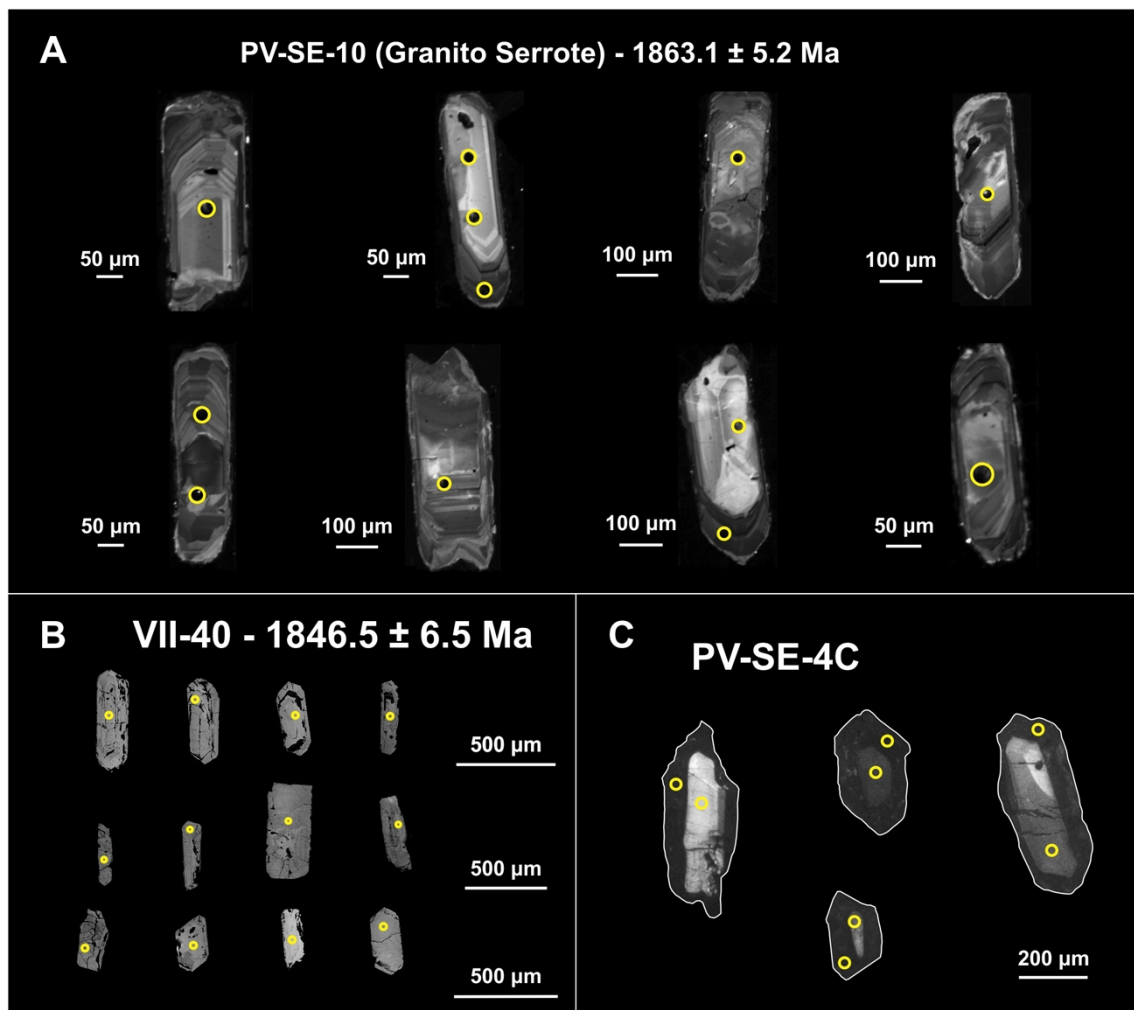
**Tabela 1** – Análises em rocha total de elementos maiores, menores e elementos-traço do Granito Serrote.

	VII-40B	XVI-84B	PV-SE-10	XIV-30A	IX-32	XVI-70F	XII-2	PV-SE-4C	VII-40	XII-11E
	Autólito Máfico		Sienogranito	Microclínio granito		Sienogranito	Microclínio granito			
SiO <sub>2</sub>	48.3	50.1	72.41	72.5	73.7	73.78	73.88	74.67	74.94	75.89
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.8	0.486	0.27	0.07	0.197	0.324	0.093	0.086	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18	16.3	13.25	13.8	13.1	13.69	12.9	13.53	12.97	12.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.8	10.75	2.56	2.05	0.92	1.55	2.02	1.06	1.45	0.65
MnO	0.2	0.3	0.048	0.04	0.02	0.031	0.042	0.029	0.017	0.007
MgO	4.64	6.76	0.4	0.4	0.14	0.26	0.35	0.15	0.06	0.09
CaO	4.97	5.5	0.68	1.63	0.97	1.23	0.96	0.67	1.12	0.45
Na <sub>2</sub> O	3.86	4.15	3.18	4.14	3.44	3.54	3.58	3.62	3.41	3.35
K <sub>2</sub> O	4.33	4.5	5.57	3.89	5.09	4.68	5.49	5.04	4.93	5.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.24	0.1	0.08	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	< 0.01
LOI	1.95	1.82	0.54	0.82	1.12	0.47	0.7	0.45	0.42	0.6
Total	98.74	101.36	99.22	99.72	98.73	99.46	100.3	99.34	99.42	98.56
A/CNK	0.896	0.751	1.060	0.986	1.013	1.043	0.950	1.071	0.999	1.046
La	49.3	17.1	213	58.7	177	57.4	106	42.3	90.1	123
Ce	116.5	41.2	338	107	85.4	94	194	66	126	166
Pr	13.75	4.82	39.5	9.55	27.5	8.9	19.6	6.78	13.1	12.7
Nd	52.2	20.2	126	28.5	94.3	26.9	62.3	21.4	35.8	32.7
Sm	9.58	4.39	19.2	3.67	19.2	3.2	8.9	3.7	3.9	3.7
Eu	1.57	1.02	2.79	0.89	2.15	0.74	1.36	0.38	0.49	0.69
Gd	7.34	3.62	13	2.49	28.1	2	6.7	3.3	1.7	2.4
Tb	1.01	0.55	2	0.35	4.39	0.2	1	0.5	0.2	0.4
Dy	5.26	3.38	11.3	1.8	27.6	1.3	6.2	2.9	0.8	2.2
Ho	0.98	0.69	2.1	0.35	6.51	0.3	1.2	0.6	0.1	0.4
Er	2.79	1.76	6.2	1.01	18.05	0.7	3.8	1.8	0.5	1.3
Tm	0.43	0.28	0.91	0.16	2.43	0.1	0.57	0.27	0.07	0.2
Yb	2.84	2.06	5.7	0.96	13.7	0.7	3.8	1.7	0.5	1.3
Lu	0.47	0.3	0.84	0.16	2.19	0.1	0.58	0.27	0.08	0.18
Cs	10.3	9.98	< 0.5	0.53	3.12	0.6	< 0.5	5.3	2.3	< 0.5
Rb	523	423	158	94.6	454	148	160	378	313	161
Ba	313	788	1289	1550	297	1649	802	547	272	323
Th	9.69	2.29	12.6	16.2	44.2	14.1	13.7	30.2	80	12.5
U	6.11	2.62	1.4	1.23	14.05	2.2	2	7.5	7.4	0.5
Nb	13.8	10.5	20	9	19.8	5	18	15	2	6
Ta	0.5	0.4	2.1	0.5	2	0.3	1.9	2.5	0.1	0.7
Pb	13	16	21	25	30	28	26	27	34	16
Sr	253	356	142	331	63.5	233	114	92	135	47
Zr	121	57	524	222	103	166	356	93	236	68
Y	29.2	18.7	54	9.6	231	7	35	23	4	15
Hf	3	1.5	10.4	5.5	3.9	3.9	7.4	3	6.4	1.5
Sc	16	27	5	3	2	2	2	2	< 1	< 1
Li	300	180	-	20	20	-	-	-	-	-
Ga	27.1	22.4	20	20.6	22.6	18	19	20	18	17

### 4.3 Geocronologia U-Pb

Foram selecionadas três amostras para datação U-Pb em zircão por MC-LA-ICP-MS (*multicollector - laser ablation - inductively coupled plasma – mass spectrometer*). As amostras são: PV-SE-10 (sienogranito), VII-40 e PV-SE-4C (álcali feldspato granitos). Os resultados das análises estão apresentados na Tabela 2.

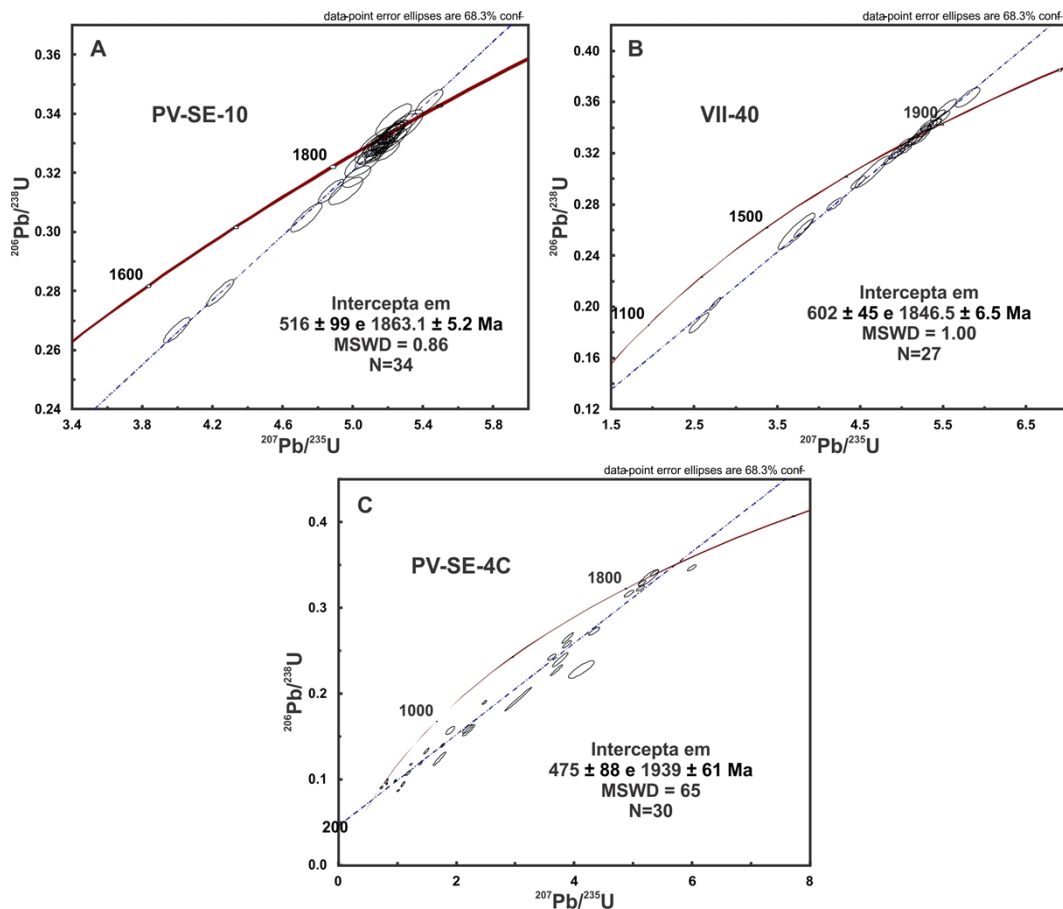
A amostra PV-SE-10 possui cristais prismáticos de zircão cujo tamanho varia entre 300 e 650  $\mu\text{m}$ . Possuem bordas sub-arredondadas e razões comprimento/largura entre 2 e 3,5. Eles são incolores e translúcidos ou moderadamente opacos. Imagens de catodoluminescência (Fig. 10A) revelam zoneamento ígneo oscilatório, raras inclusões e ausência de borda metamórfica. Os grãos desta amostra formam uma discórdia que indica a idade de  $1863.1 \pm 5.2$  Ma no intercepto superior (Fig. 11A), interpretada como idade de cristalização. O intercepto inferior fornece a idade de  $516 \pm 99$  Ma, que apesar de imprecisa, é interpretada como produto de desestabilização do sistema isotópico dessas rochas durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana.



**Figura 10** – A) Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra PV-SE-10. B) Imagens BSE (*back-scattered electron*) de zircões da amostra VII-40. C) Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra PV-SE-4C.

A amostra VII-40 apresenta uma ampla variedade de morfologias de zircão. Todos os cristais são prismáticos e podem ser divididos em três categorias: zircão de tamanho pequeno (280-330  $\mu\text{m}$ ), incolor e translúcido; zircão de tamanho médio (375-630  $\mu\text{m}$ ), incolor e translúcido ou moderadamente opaco; e zircão de tamanho grande (590-780  $\mu\text{m}$ ), escuro, quase totalmente opaco e provavelmente metamictizado. Exceto por essas diferenças, em imagens BSE (*back-scattered electron*), todos esses tipos são semelhantes e apresentam zoneamento ígneo oscilatório, raras inclusões e ausência de borda metamórfica (Fig. 10B). Grãos concordantes e discordantes formam uma discórdia cujo intercepto superior fornece a idade de  $1846.5 \pm 6.5$  Ma (Fig. 11B), interpretada como idade de cristalização. O intercepto inferior em  $602 \pm 45$  Ma, da mesma maneira que a amostra anterior, é interpretado como uma idade imprecisa de desestabilização do sistema isotópico durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana.

Os cristais de zircão da amostra PV-SE-4C são prismáticos, possuem tamanho entre 215 e 520  $\mu\text{m}$  e razões comprimento/largura entre 2,5 e 6. Eles são incolores (translúcidos) ou branco leitosos. A maior parte dos grãos apresentam fraca intensidade em imagens de catodoluminescência (Fig. 10C). Apenas alguns exibem núcleos mais claros que as bordas. Raramente possuem inclusões. A maioria dos grãos é discordante e formam uma errócrona (MSWD = 65) com intercepto superior em  $1939 \pm 61$  Ma e intercepto inferior em  $475 \pm 88$  (Fig. 11C).



**Figura 11** – Idades U-Pb em zircão das amostras PV-SE-10 (A), VII-40 (B) e PV-SE-4C (C).



**Tabela 2** - Sumário dos dados U-Pb em zircão por MC-LA-ICP-MS.

<b>Amostra PV-SE-10</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
004-ZR1	0.01	0.468	217803.9	0.11	0.00	5.29	0.08	0.34	0.00	0.78	1867.4	14.8	1866.8	12.3	1866.1	18.2	0.0
005-ZR2	0.01	0.483	221399.5	0.11	0.00	5.24	0.06	0.33	0.00	0.76	1864.7	12.8	1858.8	10.5	1853.5	15.2	0.3
006-ZR3	0.02	0.788	76823.2	0.11	0.00	5.22	0.06	0.33	0.00	0.79	1872.3	9.8	1856.6	9.2	1842.4	13.8	0.8
008-ZR4B	0.00	0.421	511036.4	0.11	0.00	5.12	0.06	0.33	0.00	0.81	1852.9	10.3	1839.0	9.9	1826.6	15.2	0.7
009-ZR5	0.00	0.696	443617.9	0.11	0.00	5.44	0.05	0.34	0.00	0.82	1872.7	7.2	1890.5	8.2	1906.7	12.9	-0.9
010-ZR6	0.01	0.908	165116.2	0.11	0.00	5.19	0.05	0.33	0.00	0.77	1860.2	10.0	1851.0	8.8	1842.8	12.8	0.4
013-ZR7	0.02	0.550	97135.4	0.11	0.00	5.29	0.05	0.34	0.00	0.70	1863.8	10.4	1867.5	8.2	1870.8	11.0	-0.2
014-ZR7B	0.00	0.403	470517.5	0.11	0.00	5.22	0.05	0.33	0.00	0.84	1857.2	5.4	1856.2	7.4	1855.1	11.8	0.1
015-ZR8	0.03	0.658	54837.4	0.12	0.00	5.20	0.04	0.33	0.00	0.77	1881.9	7.3	1852.4	7.3	1826.2	10.4	1.4
016-ZR9	0.01	0.527	267847.7	0.11	0.00	4.24	0.05	0.28	0.00	0.91	1801.2	6.1	1682.5	9.8	1588.8	15.4	5.6
017-ZR10	0.00	0.375	512587.8	0.11	0.00	5.08	0.04	0.33	0.00	0.82	1853.1	4.8	1832.5	6.7	1814.2	10.3	1.0
018-ZR11	0.01	0.397	188404.8	0.11	0.00	5.13	0.04	0.33	0.00	0.78	1861.0	7.2	1841.9	7.3	1824.8	10.6	0.9
019-ZR12	0.01	0.430	297737.4	0.11	0.00	5.16	0.05	0.33	0.00	0.81	1855.6	7.4	1845.3	8.0	1836.0	12.3	0.5
020-ZR13	0.01	0.696	163188.7	0.11	0.00	5.14	0.05	0.33	0.00	0.73	1847.3	10.5	1842.5	8.6	1838.2	11.8	0.2
024-ZR14	0.00	0.601	453798.3	0.11	0.00	5.13	0.08	0.33	0.00	0.81	1847.2	15.6	1841.8	13.5	1836.9	20.5	0.3
025-ZR15	0.01	0.564	178657.1	0.11	0.00	5.23	0.07	0.34	0.00	0.82	1836.8	11.6	1858.0	10.9	1877.0	17.1	-1.0
026-ZR16	0.01	0.570	146393.9	0.11	0.00	4.88	0.05	0.31	0.00	0.85	1842.1	6.5	1798.2	8.2	1760.5	12.7	2.1
027-ZR17	0.07	0.436	21436.7	0.11	0.00	3.99	0.05	0.27	0.00	0.87	1775.8	8.8	1633.1	9.8	1524.5	14.3	6.6
028-ZR18N	0.02	0.820	79213.6	0.11	0.00	4.96	0.06	0.31	0.00	0.76	1872.6	13.5	1812.5	10.8	1760.6	14.9	2.9
029-ZR18B	0.00	0.418	653351.4	0.11	0.00	5.21	0.06	0.33	0.00	0.86	1857.9	7.9	1853.6	9.4	1849.6	15.3	0.2

<b>Amostra PV-SE-10 (Cont.)</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
033-ZR19B	0.00	0.397	542014.5	0.11	0.00	5.22	0.05	0.33	0.00	0.81	1855.5	7.8	1855.7	8.2	1855.8	12.6	0.0
034-ZR20	0.01	0.203	304168.6	0.11	0.00	5.17	0.04	0.33	0.00	0.75	1863.4	7.3	1848.0	7.0	1834.3	9.9	0.7
035-ZR21	0.00	0.580	518383.9	0.11	0.00	5.02	0.05	0.32	0.00	0.72	1867.9	11.4	1823.1	8.9	1784.1	11.9	2.1
036-ZR21B	0.00	0.394	413141.3	0.11	0.00	5.13	0.04	0.33	0.00	0.78	1865.6	5.8	1841.5	6.6	1820.2	9.6	1.2
037-ZR22	0.03	0.967	55110.2	0.11	0.00	5.06	0.07	0.32	0.00	0.71	1855.1	15.6	1829.1	11.4	1806.3	15.1	1.2
039-ZR23B	0.00	0.408	464038.4	0.11	0.00	5.19	0.05	0.33	0.00	0.84	1853.2	7.8	1851.1	9.0	1849.1	14.3	0.1
040-ZR24	2.86	0.584	535.1	0.12	0.00	5.20	0.06	0.31	0.00	0.57	1983.7	16.2	1853.1	10.1	1739.0	10.3	6.2
044-ZR25	0.01	0.499	273025.4	0.11	0.00	5.13	0.04	0.33	0.00	0.76	1852.1	6.5	1841.4	6.7	1831.8	9.6	0.5
045-ZR26N	0.01	0.492	152477.9	0.11	0.00	4.74	0.06	0.30	0.00	0.86	1842.6	9.2	1773.6	10.3	1715.4	15.9	3.3
046-ZR26B	0.00	0.443	594887.2	0.11	0.00	5.15	0.04	0.33	0.00	0.80	1847.3	5.2	1844.5	6.6	1841.8	10.1	0.1
047-ZR27	0.01	0.586	103496.6	0.11	0.00	5.22	0.05	0.33	0.00	0.72	1858.4	10.1	1855.7	8.2	1853.2	11.1	0.1
048-ZR28	0.00	0.235	311518.6	0.11	0.00	5.18	0.04	0.33	0.00	0.73	1865.0	6.4	1849.5	6.4	1835.6	8.8	0.7
049-ZR29N	0.01	0.089	198916.8	0.11	0.00	5.12	0.04	0.33	0.00	0.72	1848.6	7.8	1839.0	7.0	1830.4	9.5	0.5
050-ZR29B	0.01	0.272	266839.2	0.11	0.00	5.24	0.04	0.33	0.00	0.73	1858.1	7.0	1858.6	6.6	1858.9	9.2	0.0
053-ZR30	0.00	0.381	326227.8	0.11	0.00	5.25	0.04	0.34	0.00	0.73	1857.8	6.6	1860.9	6.5	1863.6	9.0	-0.1

<b>Amostra VII-40</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
004-ZR1	0.60	0.168	2561.4	0.12	0.00	5.33	0.15	0.33	0.01	0.93	1913.9	17.0	1874.2	23.3	1838.5	40.9	1.9
005-ZR2	0.01	0.275	162166.7	0.11	0.00	5.22	0.09	0.33	0.01	0.93	1852.3	9.6	1855.5	15.2	1858.3	27.1	-0.1
006-ZR3	0.00	0.273	1038145.3	0.11	0.00	5.33	0.07	0.34	0.00	0.66	1850.6	16.1	1874.0	10.9	1895.0	13.8	-1.1
007-ZR4	0.01	0.190	221183.7	0.11	0.00	5.06	0.05	0.32	0.00	0.78	1854.1	7.6	1829.5	7.6	1807.9	11.1	1.2

<b>Amostra VII-40 (Cont.)</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
008-ZR5	0.04	0.243	40139.8	0.11	0.00	5.31	0.05	0.34	0.00	0.75	1848.6	8.2	1871.2	7.5	1891.4	10.8	-1.1
009-ZR6	0.00	0.205	614657.0	0.11	0.00	3.82	0.07	0.26	0.00	0.92	1732.1	11.8	1597.2	15.5	1496.9	23.9	6.3
010-ZR7	0.00	0.198	733850.8	0.11	0.00	5.26	0.06	0.34	0.00	0.79	1848.5	11.9	1861.8	10.5	1873.6	15.8	-0.6
013-ZR8	0.17	0.383	8986.1	0.11	0.00	5.49	0.07	0.35	0.00	0.86	1872.3	9.1	1898.6	10.4	1922.5	17.4	-1.3
014-ZR9	0.26	0.208	5773.4	0.11	0.00	4.96	0.05	0.32	0.00	0.78	1838.5	9.1	1812.8	8.3	1790.4	12.0	1.2
015-ZR10	0.00	0.261	909147.2	0.11	0.00	5.29	0.05	0.34	0.00	0.80	1860.8	7.7	1867.2	8.0	1872.9	12.1	-0.3
016-ZR11	0.22	0.284	6971.3	0.09	0.00	1.72	0.04	0.14	0.00	0.86	1398.7	19.8	1015.1	13.9	846.6	14.8	16.6
017-ZR12	0.12	0.164	12987.6	0.12	0.00	5.81	0.10	0.36	0.00	0.83	1892.2	15.1	1947.4	14.2	1999.6	23.5	-2.7
018-ZR13	0.10	0.224	16176.9	0.10	0.00	3.74	0.14	0.26	0.01	0.92	1706.2	27.5	1579.0	30.5	1485.5	46.8	5.9
019-ZR14	0.01	0.188	224131.3	0.11	0.00	5.19	0.06	0.33	0.00	0.77	1854.5	10.4	1851.4	9.2	1848.5	13.5	0.2
020-ZR15	0.00	0.160	2011722.0	0.11	0.00	4.96	0.06	0.32	0.00	0.83	1831.2	11.0	1812.2	10.8	1795.6	16.8	0.9
026-ZR16	0.35	0.273	4401.8	0.12	0.00	5.22	0.05	0.32	0.00	0.85	1912.6	7.3	1856.5	8.9	1806.7	14.1	2.7
027-ZR17	0.00	0.248	561093.1	0.11	0.00	5.13	0.06	0.33	0.00	0.89	1844.9	6.0	1841.6	9.2	1838.5	15.5	0.2
028-ZR18	0.00	0.248	1023570.3	0.11	0.00	5.03	0.05	0.33	0.00	0.84	1822.5	7.3	1824.7	8.6	1826.5	13.6	-0.1
029-ZR19	0.20	0.207	7819.7	0.10	0.00	2.56	0.08	0.19	0.01	0.91	1601.8	21.5	1288.9	21.4	1109.3	27.5	13.9
030-ZR20	0.00	0.184	745803.6	0.11	0.00	4.65	0.13	0.31	0.01	0.93	1804.5	17.8	1757.6	23.8	1718.3	40.4	2.2
031-ZR21	0.01	0.240	232153.8	0.11	0.00	5.54	0.09	0.36	0.00	0.87	1850.9	11.8	1906.9	13.3	1958.7	22.9	-2.7
032-ZR22	0.00	0.313	474871.4	0.11	0.00	5.44	0.06	0.35	0.00	0.80	1845.6	9.0	1891.4	8.9	1933.3	14.0	-2.2
035-ZR23	0.00	0.272	588010.6	0.11	0.00	5.40	0.06	0.34	0.00	0.85	1869.6	7.2	1885.1	8.9	1899.2	14.7	-0.7
036-ZR24	0.03	0.221	47655.1	0.11	0.00	4.88	0.06	0.32	0.00	0.85	1830.3	8.9	1798.2	9.9	1770.6	15.5	1.5
037-ZR25	0.00	0.325	717429.4	0.11	0.00	4.48	0.06	0.30	0.00	0.85	1787.7	10.2	1727.4	10.5	1678.0	16.0	2.9
038-ZR26	0.00	0.203	430831.2	0.10	0.00	2.75	0.05	0.20	0.00	0.94	1597.4	8.0	1342.8	12.5	1188.7	17.3	11.5

<b>Amostra VII-40 (Cont.)</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
039-ZR27	0.00	0.278	665880.9	0.11	0.00	5.40	0.05	0.34	0.00	0.72	1865.9	10.7	1885.1	8.7	1902.4	12.1	-0.9
040-ZR28	0.05	0.203	31389.3	0.11	0.00	5.09	0.07	0.33	0.00	0.88	1842.6	10.0	1835.3	11.8	1828.7	19.5	0.4
041-ZR29	0.00	0.259	657969.0	0.11	0.00	5.24	0.07	0.33	0.00	0.84	1865.4	11.4	1858.6	11.6	1852.5	18.6	0.3
042-ZR30	0.00	0.292	892260.5	0.11	0.00	4.19	0.06	0.28	0.00	0.83	1775.0	12.8	1672.8	11.7	1592.5	16.8	4.8
<b>Amostra PV-SE-4C</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
004-ZR1N	0.01	0.401	117480.3	0.11	0.00	3.89	0.05	0.26	0.00	0.86	1792.1	9.1	1610.9	10.0	1475.9	14.2	8.4
006-ZR2N	0.01	0.359	284115.1	0.12	0.00	5.13	0.04	0.32	0.00	0.81	1884.2	5.8	1841.4	7.0	1803.7	10.5	2.0
009-ZR3N	1.63	0.951	955.7	0.09	0.00	1.02	0.01	0.09	0.00	0.64	1321.0	19.6	714.5	7.2	537.1	4.7	24.8
010-ZR3B	0.91	0.408	1706.2	0.08	0.00	1.19	0.02	0.11	0.00	0.84	1192.0	19.7	794.3	11.0	660.1	10.6	16.9
014-ZR4B	0.39	0.047	3948.6	0.07	0.00	0.97	0.01	0.10	0.00	0.73	973.7	16.4	688.9	6.5	604.8	5.5	12.2
015-ZR5	0.03	0.022	56790.9	0.09	0.00	2.48	0.03	0.19	0.00	0.85	1525.8	8.1	1267.6	7.9	1120.8	9.6	11.6
016-ZR6N	0.11	0.041	13354.6	0.13	0.00	6.00	0.05	0.35	0.00	0.81	2036.7	5.7	1976.5	7.3	1919.4	11.3	2.9
017-ZR6B	0.63	0.156	2465.9	0.10	0.00	2.20	0.06	0.16	0.00	0.84	1630.1	25.0	1181.3	18.1	951.7	19.5	19.4
018-ZR7	0.54	0.213	2863.0	0.09	0.00	1.77	0.02	0.14	0.00	0.84	1468.2	10.0	1036.1	7.7	843.5	7.9	18.6
019-ZR8	1.53	0.250	1018.0	0.08	0.00	1.10	0.02	0.09	0.00	0.92	1303.5	15.6	753.7	12.0	582.1	11.6	22.8
020-ZR9N	0.01	0.608	148186.7	0.11	0.00	4.94	0.05	0.32	0.00	0.79	1848.8	9.7	1808.4	9.0	1773.4	13.1	1.9
024-ZR9B	0.67	0.055	2322.2	0.06	0.00	0.83	0.01	0.09	0.00	0.68	714.3	16.5	611.7	5.4	584.3	4.5	4.5
025-ZR10	0.16	0.053	9562.2	0.06	0.00	0.82	0.02	0.10	0.00	0.82	631.5	25.3	610.3	10.0	604.6	10.4	0.9
026-ZR11N	0.52	0.415	2941.8	0.11	0.00	5.27	0.12	0.33	0.01	0.87	1865.1	17.9	1863.5	18.5	1861.9	30.9	0.1
029-ZR13	0.56	0.214	2779.6	0.08	0.00	1.50	0.03	0.13	0.00	0.91	1242.7	14.2	932.1	11.9	806.2	13.5	13.5

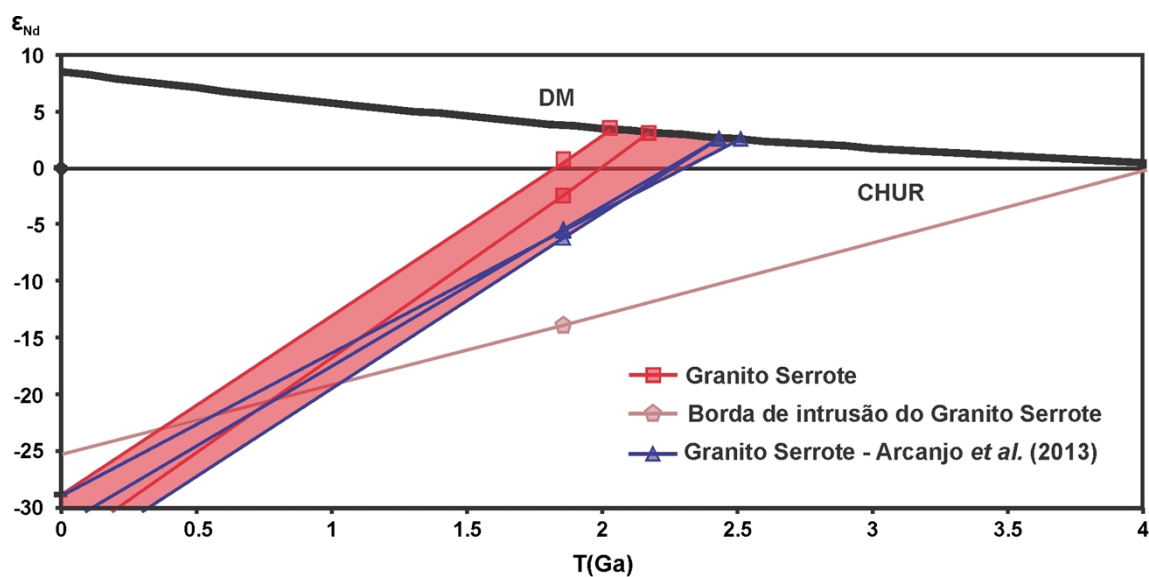
<b>Amostra PV-SE-4C (Cont.)</b>	f(206)%	Th/U	Razão 6/4	Razão 7/6	1s (%)	Razão 7/5	1s (%)	Razão 6/8	1s (%)	Rho	Idade 7/6 (Ma)	1s (Ma)	Idade 7/5 (Ma)	1s (Ma)	Idade 6/8 (Ma)	1s (Ma)	Conc. (%)
030-ZR14N	1.55	0.035	1006.6	0.08	0.00	1.40	0.02	0.12	0.00	0.78	1314.3	17.1	890.2	9.1	729.3	8.3	18.1
033-ZR14B	0.01	0.456	167368.7	0.11	0.00	5.16	0.04	0.33	0.00	0.78	1857.5	6.2	1845.2	6.9	1834.3	10.2	0.6
034-ZR15N	0.60	0.546	2584.5	0.11	0.00	3.63	0.04	0.24	0.00	0.76	1772.4	12.8	1555.7	9.8	1401.1	11.9	9.9
035-ZR15B	0.12	0.738	12549.8	0.11	0.00	3.89	0.06	0.26	0.00	0.93	1741.4	8.4	1612.0	13.0	1514.7	20.3	6.0
037-ZR17N	0.45	0.140	3462.7	0.12	0.00	3.71	0.07	0.23	0.00	0.97	1930.1	5.5	1573.5	14.8	1321.5	21.5	16.0
038-ZR17B	0.19	0.066	8171.1	0.11	0.00	3.06	0.15	0.19	0.01	0.99	1871.4	7.0	1422.4	36.1	1141.9	49.8	19.7
040-ZR19N	0.05	0.639	28324.5	0.11	0.00	3.77	0.09	0.24	0.01	0.93	1864.7	13.6	1586.2	18.8	1385.2	27.4	12.7
045-ZR20N	0.01	0.546	139013.1	0.11	0.00	5.37	0.04	0.34	0.00	0.79	1868.8	6.0	1880.2	6.9	1890.4	10.4	-0.5
049-ZR23	0.82	1.324	1891.8	0.10	0.00	2.21	0.07	0.16	0.00	0.92	1660.0	21.1	1185.6	20.9	942.9	24.3	20.5
050-ZR24	0.37	0.056	4190.6	0.08	0.00	1.24	0.02	0.12	0.00	0.63	1111.9	17.2	820.4	6.8	717.1	5.3	12.6
053-ZR25	1.79	0.326	861.9	0.13	0.00	4.13	0.14	0.23	0.01	0.86	2116.8	29.1	1660.4	27.4	1323.8	34.9	20.3
054-ZR26	1.25	0.409	1248.1	0.10	0.00	1.73	0.07	0.12	0.01	0.96	1635.3	20.3	1018.2	26.7	755.8	28.8	25.8
055-ZR27	0.39	0.042	4009.0	0.06	0.00	0.74	0.01	0.09	0.00	0.67	563.9	28.6	559.9	8.0	558.9	6.7	0.2
056-ZR28	0.27	0.110	5830.0	0.09	0.00	1.91	0.05	0.16	0.00	0.75	1377.8	31.9	1083.0	17.2	942.3	17.2	13.0
057-ZR29	0.60	0.503	2582.3	0.12	0.00	4.34	0.06	0.27	0.00	0.86	1887.1	10.7	1701.4	11.1	1554.7	16.0	8.6

#### 4.4 Geoquímica Isotópica Sm-Nd

Os resultados das análises isotópicas Sm-Nd deste trabalho e de Arcanjo *et al.* 2013 para o Granito Serrote são apresentados na Tabela 3. A idade de cristalização de 1863 Ma (apresentada previamente) foi utilizada nos cálculos. As amostras XII-11E (álcali feldspato granito) e PV-SE-10 (sienogranito) forneceram valores  $\epsilon_{Nd}$  (1863 Ma) de -2,15 e 0,67, respectivamente. A amostra PV-SE-4C (microclínio granito), da borda da intrusão, apresentou um valor  $\epsilon_{Nd}$  (1863 Ma) anômalo de -13,68. As idades-modelo  $T_{DM}$  obtidas para as amostras XII-11E e PV-SE-10 são 2,17 Ga e 2,03 Ga, respectivamente. A amostra PV-SE-4C apresentou uma idade-modelo  $T_{DM}$  de 4,09 Ga incompatível com idades-modelo encontradas na região. Essa idade-modelo é interpretada, assim como o valor  $\epsilon_{Nd}$  (1863 Ma) de -13,68, como produto de assimilação da rocha encaixante. Esses dados estão sumarizados na Figura 12.

**Tabela 3** - Dados isotópicos Sm-Nd do Granito Serrote deste trabalho e amostras de Arcanjo *et al.* (2013).

Amostra	Autor	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm \text{SE}$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{DM}$ (Ga)	T (Ma)
PV-SE-4C	Este trabalho	5,529	22,512	0,1485	$0,511347 \pm 10$	-13,68	4,09	1863
XII-11E		3,775	34,7	0,0658	$0,510924 \pm 5$	-2,15	2,17	1863
PV-SE-10		17,442	143,065	0,0737	$0,511166 \pm 3$	0,67	2,03	1863
DL-12	Arcanjo <i>et al.</i> (2013)	5,07	40,67	0,07542	0,510847	-6,00	2,43	1860
DL-07		4,78	33,42	0,08656	0,511024	-5,21	2,43	1860
DL-15		7,25	44,56	0,09831	0,511158	-5,40	2,50	1860



**Figura 12** - Diagrama de evolução isotópica de Nd (T vs  $\epsilon_{Nd}$ ) do Granito Serrote. Dados em azul são de Arcanjo *et al.* (2013).

## 4.5 Discussão

### 4.5.1 Cartografia Geológica Local

O Granito Serrote foi primeiramente descrito por Costa *et al.* (1983) durante o Projeto Paraíso do Norte. Trabalhos posteriores o estudaram segundo abordagens petrográficas, geocronológicas e isotópicas (Costa 1985, Gorayeb 1996, Sousa & Moura 1996, Arcanjo 2002, Arcanjo *et al.* 2013). Até então, nenhum trabalho específico de mapeamento do Granito Serrote havia sido realizado. Somente em 2014, a fim de refinar a cartografia geológica da região de Paraíso do Tocantins, a Folha SC.22-Z-B Porto Nacional (1:250.000, CPRM 2014) identificou plútons menores relacionados às granitogêneses Serrote e Santa Luzia próximos ao Granito Serrote. Em 2015, durante o Projeto Paraíso, mapeamento geológico em escala 1:50.000 e Trabalho de Conclusão de Curso de alunos de Geologia da Universidade de Brasília, foram identificados dois pequenos plútons relacionados ao Granito Serrote, conforme cartografados na Figura 3. Esses dois plútons são representados pelas amostras VII-40 e IX-32 (ver suas localizações na Figura 3).

Enquanto amostras do Granito Serrote apresentam razões (Rb/K)x1000 entre ~2,4 e ~3,2, as amostras VII-40 e IX-32 apresentam valores (Rb/K)x1000 de 6,35 e 8,9, respectivamente. O autólito máfico VII-40B (ver localização na Figura 3) apresenta razão (Rb/K)x1000 de 12,08, enquanto o autólito máfico XVI-84B do Granito Serrote apresenta razão (Rb/K)x1000 de 9,4. Esse enriquecimento em Rb verificado nos plútons menores quando comparados ao Granito Serrote (plúton principal) sugere maior grau de diferenciação daqueles em relação a este. Isso porque, nestes magmas, o Rb comporta-se de maneira mais incompatível que o K. Além disso, nos padrões de elementos terras-raras (ETRs), a amostra IX-32 apresenta os valores mais altos de enriquecimento em relação ao condrito (ver Figura 9B). A amostra VII-40 apresenta o maior valor de razão  $(La/Yb)_N = 121,63$ . A anomalia negativa de Ce da amostra IX-32 pode ser explicada pela retenção de  $Ce^{+4}$  na estrutura do zircão durante estágios iniciais de cristalização desta câmara magmática em ambiente oxidante. Considerando que a amostra IX-32 tenha se formado em estágios tardios (plúton diferenciado), sua cristalização ocorreu a partir de magma deficiente em Ce quando comparado ao Granito Serrote. Esta proposta é corroborada pela anomalia de Zr da amostra IX-32 em diagrama multielementar (ver Figura 9A). Além de tudo, as idades U-Pb em zircão obtidas para o Granito Serrote (amostra PV-SE-10) de  $1863,1 \pm 5,2$  Ma e para o plúton menor (amostra VII-40) de  $1846,5 \pm 6,5$  Ma mostram que este é mais jovem que aquele, mesmo quando considerados os erros associados. Portanto, acredita-se que as rochas dos plútons menores (representados pelas amostras VII-40 e IX-32) cristalizaram a partir de magmas com maior grau de diferenciação que as rochas do Granito Serrote (plúton principal).

### 4.5.2 Ambiente Tectônico

As relações de campo mostram que o Granito Serrote é intrusivo nos ortognaisses e rochas calcissilicáticas do Complexo Rio dos Mangues, conforme tradicionalmente descrito por outros autores (Costa 1985, Gorayeb 1996). Contudo, as estruturas metamórficas das rochas do Complexo Rio dos Mangues, assim como as

estruturas ígneas das rochas graníticas do Granito Serrote, foram superpostas e parcialmente obliteradas pela deformação associada à orogênese Brasileira/Pan-Africana. Isso impede que interpretações sólidas sejam feitas a respeito do ambiente tectônico de alojamento dessa granitogênese durante o Paleoproterozoico. As amostras do Granito Serrote apresentam dispersão no diagrama Y+Nb vs. Rb de discriminação de ambiente tectônico (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996, Fig. 8C) e plotam nos campos VAG (*volcanic arc granites*), Syn-COLG (*syn-collisional granites*), WPG (*within plate granites*) e Post-COLG (*post-collisional granites*). Entretanto, a maioria delas plotam neste ou próximo deste último (Fig. 8C). De acordo com Pearce *et al.* (1984), os granitos pós-colisionais podem plotar em todos os campos, exceto o campo ORG (*ocean ridge granites*), como é o caso dessas rochas (ver Figura 8C). Utilizando as funções discriminantes de Agrawal (1995), as rochas do Granito Serrote são classificadas como granitos tardi-orogênicos ou pós-orogênicos (ver valores na seção 4.2). Além disso, as amostras do Granito Serrote se limitam ao campo POG (*post-orogenic granites*) nos diagramas SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> vs. FeO<sub>T</sub>/(FeO<sub>T</sub>+MgO) de discriminação de ambiente tectônico (não mostrados) de Maniar & Piccoli (1989). Por essas razões, propõe-se que o Granito Serrote tenha se alojado no Complexo Rio dos Mangues em ambiente tardi- a pós-orogênico durante o Paleoproterozoico. A forma elíptica arredondada do plúton em mapa corrobora essa proposta (ver Figura 3).

#### 4.5.3 Tipo de Magmatismo

As rochas do Granito Serrote apresentam caráter calci-alcálico a álcali-cálcico (Fig. 8A) e plotam no campo das rochas ferrosas, próximo ao limite com as rochas magnesianas (ver Figura 8B). Esses granitos são metaluminosos a peraluminosos (Fig. 8D), refletindo a presença variável de biotita e muscovita. Quando utilizados os diagramas Ga/Al de discriminação de Whalen *et al.* (1987), as amostras do Granito Serrote plotam no limite entre os campos de granitos tipo-I&S e granitos tipo-A. O conjunto não se concentra nem dentro do campo de granitos tipo I&S, nem no domínio onde plotam os granitos tipo-A convencionais, de modo que esses diagramas não são concludentes com relação ao tipo de magmatismo do Granito Serrote.

Os granitos tipo-A são frequentemente peralcalinos a metaluminosos, ainda que existam casos em que são peraluminosos. Esses granitos possuem caráter álcali-cálcico a alcálico, são rochas ferrosas ( $FeO_T/(MgO+FeO_T) \geq 0,9$ ), tipicamente granitos anorogênicos e apresentam enriquecimento em Ga (plotam na região dos granitos tipo-A) nos diagramas de Whalen *et al.* (1987). Posto que o Granito Serrote apresenta características geoquímicas apenas parcialmente comparáveis a esses granitos, ele não é considerado como um caso típico de granitogênese tipo-A. O Granito Serrote também não é considerado um granito tipo-S, pois não apresenta características típicas desse magmatismo, como também não há evidência de uma fonte sedimentar para esses granitos. Assim sendo, a origem mais provável para o magmatismo calci-alcálico com tendência alcalina do Granito Serrote é a partir de fusão parcial dos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues em ambiente tardi- a pós-orogênico durante o Paleoproterozoico (Orosiriano). Desse modo, com características intermediárias entre



granitos tipo-I e granitos tipo-A. Esse caráter intermediário entre um tipo de magmatismo e outro é comum em granitos pós-colisionais.

#### 4.5.4 Cogeneticidade com o Gnaise Cantão

A idade de  $1861 \pm 41$  Ma obtida por Sousa & Moura (1996) para o Granito Serrote é confirmada e refinada pela idade de  $1863,1 \pm 5,2$  Ma (Fig. 11A) obtida pelo método U-Pb em zircão nesta dissertação. Essa idade é semelhante às idades Pb-Pb de  $1846 \pm 64$  Ma (Moura & Gaudette 1993), Pb-Pb de  $1858 \pm 68$  Ma (Moura & Gaudette 1999) e U-Pb em zircão de  $1857 \pm 23$  Ma (Dias *et al.* 2017) obtidas para o Gnaise Cantão. Esse magmatismo granítico contemporâneo já foi apontado por outros autores como indicador da possível cogeneticidade entre o Granito Serrote e o Gnaise Cantão. No entanto, nenhum trabalho relacionado a essa questão jamais foi realizado.

Nesta dissertação a maioria dos diagramas das seções 4.1 e 4.2, construídos para o Granito Serrote, mostram também amostras do Gnaise Cantão para comparação. Em relação ao índice de saturação em alumina, ambos os granitos do Gnaise Cantão e Granito Serrote são metaluminosos a peraluminosos (ver Figura 8D). Entretanto, em relação ao diagrama MALI (*modified alkali-lime index*) e ao índice de Fe, as amostras desses plútons mostram apenas parcial correlação, sendo que as amostras do Gnaise Cantão apresentam maior dispersão (ver Figs. 8A e 8B). Em termos petrográficos, as rochas encontradas no Granito Serrote são diferentes daquelas encontradas no Gnaise Cantão, plotando em áreas distintas no diagrama QAP (ver Figura 6).

Visto que não existem dados de elementos-traço disponíveis para o Gnaise Cantão (incluindo os elementos terras-raras - ETRs), não se pode assegurar a cogeneticidade desses plútons e a questão permanece em aberto. Por isso, sugere-se que dados inéditos de elementos-traço, além de novos dados isotópicos e geoquímicos de elementos maiores, sejam obtidos para o Gnaise Cantão. Da mesma forma, também se sugere que mais dados sejam obtidos para o Granito Serrote, afim de que essa questão seja melhor avaliada.

## 5. The Cambrian Peraluminous Santa Luzia Granite Suite in the Araguaia Belt, Central Brazil: Evidence for Closure of the Clymene Ocean Based on Zircon and Monazite U-Pb Data

### Abstract

The Araguaia Belt (AB) in northcentral Brazil formed as a result of amalgamation of the Amazonian and São Francisco-Congo cratons along with the Paranapanema Block during late Neoproterozoic times. Ediacaran/Cambrian late- to post-orogenic magmatism took place at ~540 Ma following this continental collision at 550-540 Ma. Such magmatism is represented in the southern portion of the Araguaia Belt by the peraluminous Santa Luzia and Barrolândia granites, as well as by the Presidente Kennedy Granodiorite in the central portion of the AB. Inherited zircon cores with distinct rims are remarkably abundant in the Santa Luzia Granite. However, this pluton yields U-Pb MC-LA-ICP-MS zircon and monazite ages of  $538 \pm 1$  Ma and  $534 \pm 5$  Ma, respectively. In addition, U-Pb zircon and monazite ages of  $536 \pm 6$  Ma and  $524 \pm 6$  Ma, respectively, are obtained for the Barrolândia Granite. The data presented in this work and in the literature allow to group the studied Santa Luzia and Barrolândia granites, together with Presidente Kennedy Granodiorite, in a single suite, named Santa Luzia Suite, maintaining the Santa Luzia pluton as the type-area. Rocks related to this Cambrian magmatism are essentially peraluminous, magnesian to slightly ferroan, and calc-alkaline in character. Such rocks probably originated from magmas formed by partial melting of meta-igneous sources that were subsequently contaminated via assimilation of metasedimentary rocks. In the AB, both the collision related to the 550-540 Ma Brasiliano/Pan-African orogeny, and the intimately associated ~540 Ma late- to post-orogenic Santa Luzia Suite magmatism record the closure of the Clymene Ocean as well as the late stages of compressional tectonics related to west Gondwana amalgamation. The latter was followed by exhumation related to collapse of the Araguaia orogen.

**Keywords:** Santa Luzia Granite; Barrolândia Granite; Estrondo Group; Xambioá Formation; Araguaia Belt; U-Pb zircon and monazite dating, west Gondwana.

### 5.1 Introduction

Post-collisional peraluminous granites may form by anatexis of either supracrustal metasedimentary pelitic and/or psammitic rocks, infracrustal metaluminous rocks (e.g., orthogneisses and tonalites) or mixtures of these rock types, occasionally receiving small amounts of mantle contributions. Such magmatism arises from post-orogenic decompression/lithospheric delamination followed by upwelling of hot asthenosphere, or, in some instances, from other mechanisms such as slab break-off (Sylvester 1998, Clemens 2003, Collins and Richards 2008, Chappell *et al.* 2012, Li *et al.* 2016, Yang *et al.* 2016). Post-collisional peraluminous granitic magmatism is common in many orogenic belts, as exemplified by the early Cambrian (~530 Ma) Sierra Norte-Ambargasta batholith within the Pampean orogen, western Argentina (Iannizzotto *et al.* 2013), the early Permian (290-270 Ma) granites of the Cornubian Batholith in

southwestern England (Simons *et al.* 2016), the late Triassic (~220 Ma) post-collisional peraluminous Chonburi, Rayong-Bang Lamung and Chanthaburi plutons in southeastern Thailand and the Malayan Peninsula (Qian *et al.* 2017), and the late Ordovician to early Silurian (450-425 Ma) granites of the Jishishan, Ledu and Shichuan plutons within the Qilian orogen, northeastern margin of the Tibetan Plateau (Yang *et al.* 2016).

The assembly of west Gondwana took place between the late Neoproterozoic and early Cambrian, when continental blocks such as the Saharan Metacraton, the West African, São Francisco-Congo, São Luís and Amazonian cratons, together with some smaller blocks (e.g., Paranapanema, Rio Apa blocks) were involved. This amalgamation led to the formation of some mobile belts during the Brasiliano/Pan-African orogeny, where the late stages of compressional tectonics and onset of extensional regimes related to collage of west Gondwana were marked by intrusion of several post-orogenic plutons (e.g., Goodenough *et al.* 2014, Valeriano *et al.* 2016, Shellnutt *et al.* 2017, Shellnutt *et al.* 2018).

In the South American context, the formation of Gondwana via collision of the Amazonian and São Francisco-Congo cratons along with the Paranapanema Block gave rise to three main mobile belts: the Paraguay, Araguaia and Brasília belts. However, the timing of this orogeny is still a matter of debate and two diverging models currently exist. The first model considers that during amalgamation of west Gondwana two main continental masses existed separated by an ocean: the Amazonian-West African Block comprising the West African and Amazonian cratons along with smaller blocks, and the Central African Block comprising the Saharan Metacraton, the São Francisco-Congo and Kalahari cratons and smaller blocks (see Fig. 1 in Cordani *et al.* 2013). According to Cordani *et al.* (2013), the orogenic belts along the margins of these cratons were formed after closure of the Goiás-Pharusian Ocean during a Himalaya-type orogeny which started at ~900 Ma, peaking between 650 and 630 Ma. In this model, the only oceanic lithosphere between the two main blocks was located at the Goiás-Pharusian Ocean. Therefore, Gondwana would have been a coherent continental block by Ediacaran times (Cordani *et al.* 2013). On the other hand, a second model considers that both the Amazonian Craton and the Rio Apa Block remained separated from the proto-Gondwana (i.e., the São Francisco-Congo, Kalahari and Rio de La Plata cratons, the Saharan Metacraton and smaller blocks) by the Clymene Ocean until early Cambrian times (Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2012, Tohver and Trindade 2014, McGee *et al.* 2018). The transition from passive to active margin characterized by deformation, metamorphism and late magmatism would have taken place between late Ediacaran and Cambrian (550-500 Ma), triggered by closure of the Clymene Ocean, and following the course of the Brasiliano/Pan-African orogeny which led to formation of the Araguaia, Paraguay and Pampean belts.

Peraluminous granites that crop out between Paraíso do Tocantins and Barrolândia (Figs. 13 and 14) have been grouped into units referred to as either Santa Luzia Granite or Santa Luzia Suite by some authors (Costa *et al.* 1983, Moura & Gaudette 1993; Moura & Sousa 2002; Lamarão & Kotschoubey 1996) who studied those units

from a regional perspective only, leading to a lack of consensus regarding their age, origin and geological implications within the context of the Araguaia Belt (AB). Some smaller plutons referred to as the Presidente Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite have been studied in more detail, and a correlation between these units and the Santa Luzia Granite has been suggested (Santos 2012). Uncertainties regarding the age of these plutons arise from the presence of abundant inherited zircon crystals displaying both magmatic cores and metamorphic rims, rendering difficult to interpret their meaning in relation to the deformation and metamorphism of the AB.

This work intends to shed some light on issues such as the magmatism, tectonic setting and crystallization age of the Santa Luzia Suite granitic rocks, based on litho-geochemical, mineral chemistry, Sm-Nd isotopic and both zircon and monazite U-Pb data. The results are critically discussed in the context of previously published data, and a grouping of all the peraluminous granitic units studied in this work into an individual Cambrian suite will hopefully provide new grounds for discussion on the tectonic evolution of the AB and its significance in the context of west Gondwana.

## 5.2 Geological Framework

The Araguaia Belt is a Neoproterozoic orogenic belt originally referred to as the Paraguai-Araguaia Belt by Almeida *et al.* (1967). Subsequently, Silva *et al.* (1974) and Almeida and Hasui (1984) recognized that the belt, in fact, corresponded to two different tectonic entities and then proposed to divide it into two distinct domains. The AB is located in the northern Tocantins Province (Almeida *et al.* 1981, Fig. 13), which is regarded as a major Neoproterozoic orogenic system in central Brazil, and is composed of three main belts: the Brasília Belt (southern portion), the Araguaia Belt (northern portion) and the Paraguai Belt (western portion). It is believed that the Tocantins Province was formed by the amalgamation of three continental blocks during the Neoproterozoic (Ediacaran) Brasiliano/Pan-African orogeny: the Amazonian and São Francisco cratons and the Paranapanema Block (Almeida *et al.* 1976, Hasui *et al.* 1977, Alvarenga *et al.* 2000). The AB extends for approximately 1200 km between latitudes 5°S and 12°S along a nearly N-S trend, with an average width of 110 km. The belt is mostly composed of Archean to Paleoproterozoic rocks that constitute its basement, supracrustal Neoproterozoic rocks and syn- to late-orogenic Ediacaran/Cambrian granitic rocks.

### *Basement*

The Colméia Complex groups the oldest rocks (Archean) of the AB which crop out as windows within the core of structural domes (Costa 1980, Pierin 2011, Bordalo 2016). The complex consists of orthogneisses and migmatites (Costa 1980, Bordalo 2016). Orthogneisses have tonalitic, trondhjemitic and granodioritic compositions and are considered to be parts of TTG terranes (Dall'Agnol *et al.* 1988, Moura and Gaudette 1994, Souza and Moreton 2001). This unit occurs in the northeastern and eastern portions of the AB and is frequently associated with the Estrondo Group (Fig. 13). The Colméia Complex was dated by Hasui *et al.* (1980) who obtained a Rb-Sr isochron age of 2.7 Ga, and by Moura and Gaudette (1993) and Moura and Gaudette (1999) who

obtained an age of 2.85 Ga using the single zircon Pb-evaporation technique. Recently, Bordalo (2016) determined a zircon U-Pb LA-ICP-MS age of 2.93 Ga, and Dias *et al.* (2017) obtained ages between 2.83 and 2.9 Ga using the same method.

The Porto Nacional Complex is a Paleoproterozoic gneissic-granulitic unit composed of a variety of rock types. The complex includes ultramafic rocks, mafic granulites, hornblende granulites, garnet granulites, enderbites, kinzigites and charnoenderbites among other rock types (for more details, see Gorayeb 1996). This complex constitutes the basement of the AB at its very southeastern boundary, in close proximity to the Transbrasiliano Lineament (Fig. 13). Pb-Pb isotope data suggest a metamorphic event at 2.10-2.15 Ga (Gorayeb *et al.* 2000).

The Rio dos Mangues Complex comprises mostly Paleoproterozoic orthogneisses and calc-silicate rocks along with some scarce occurrences of paragneiss and amphibolite (Arcanjo 2002). This complex crops out in the southern portion of the AB (Fig. 13). The compositions of orthogneisses range from tonalite to granite. Arcanjo and Moura (2000) obtained single zircon Pb-evaporation ages of  $2014 \pm 36$  Ma and  $2083 \pm 27$  Ma. Additional Pb-Pb ages of approximately 2.0 Ga were obtained from the complex by Arcanjo (2002) and Arcanjo *et al.* (2013). In addition, Sm-Nd isotope data yielded model ages  $T_{DM}$  between 2.21 and 2.35 Ga, as well as  $\epsilon Nd$  (2.06-2.12 Ga) values between -1.04 and 2.4 (Arcanjo 2002; Arcanjo *et al.* 2013).

The Serrote Granite (Costa *et al.* 1983, Costa 1985) is a Paleoproterozoic microcline granite pluton that intruded the Rio dos Mangues Complex in its northern portion, southwest of Paraíso do Tocantins City (Fig. 13). Some authors described the rocks of this pluton as pinkish to slightly gray, coarse-grained, leucocratic and foliated granite with some scarce fine-grained portions. The coarse-grained portions are frequently porphyritic, composed of perthitic microcline porphyroclasts up to 3 cm in diameter, embedded within a mylonitic groundmass (Gorayeb 1996). Sousa and Moura (1996) obtained a zircon Pb-Pb age of  $1861 \pm 41$  Ma interpreted as the crystallization age of the Serrote Granite. In addition, Sm-Nd isotope data indicate model ages  $T_{DM}$  between 2.43 and 2.50 Ga, along with  $\epsilon Nd$  values (1.86 Ga) between -5.21 and -6.01 (Arcanjo *et al.* 2002, Arcanjo *et al.* 2013).

The Monte Santo Suite is represented by two Mesoproterozoic alkaline plutons referred to as Monte Santo and Estrela, which intruded the Rio dos Mangues Complex in both its northern and southeastern portions, respectively (Fig. 13). This suite consists basically of nephelinolites, nepheline syenites and syenites (Costa 1985, Iwanuch 1991, Viana and Battilani 2014) with Pb-Pb zircon ages range between 1.00 and 1.05 Ga (Souza 1996, Arcanjo and Moura 2000, Arcanjo 2002).

The Rio do Coco Group is a metavolcanic-sedimentary sequence that crops out in the southern portion of the AB and was formerly considered a greenstone belt (Fig. 13, Barreira 1980, Barreira and Dardenne 1981). This group comprises pelitic and chemical metasedimentary rocks along with a metavolcanic unit that groups mafic and

ultramafic schists and serpentinites. These rocks are deformed and attained greenschist-facies conditions (Barreira 1980, Barreira and Dardenne 1981, Costa 1985).

#### *Supracrustal Sequence – Baixo Araguaia Supergroup*

The supracrustal rocks of the AB are represented by the Baixo Araguaia Supergroup (Hasui *et al.* 1977, Abreu 1978), which comprises the Estrondo and Tocantins groups (Fig. 13). The Estrondo Group constitutes the base of the supergroup and includes the Morro do Campo and Xambioá formations at its base and top, respectively. The Tocantins Group, which overlies the Estrondo Group, is constituted by the Pequizeiro (base) and Couto Magalhães (top) formations. This supracrustal sequence extends along a N-S trend for approximately 1200 km.

The Xambioá Formation, which lies upon the Morro do Campo Formation in transitional contact, consists essentially of feldspathic mica schists that contain variable amounts of garnet, staurolite and amphibole. Less abundant are calc-schists and marble (for detailed petrography, see Abreu 1978, Costa 1980, Teixeira *et al.* 1988). The Estrondo Group crops out over the eastern portion of the AB for approximately 800 km.

The Pequizeiro Formation corresponds to the base of the Tocantins Group and is tectonically juxtaposed on top of the Xambioá Formation (Souza and Moreton 2001). The Couto Magalhães Formation constitutes the top of the Tocantins Group and consists predominantly of phyllites and metasilstones (for detailed descriptions, see Souza and Moreton 2001, Hasui *et al.* 1977, Abreu 1978, Costa 1980). The Tocantins Group crops out along the western border of the AB, extending approximately 1200 km with a N-S trend.

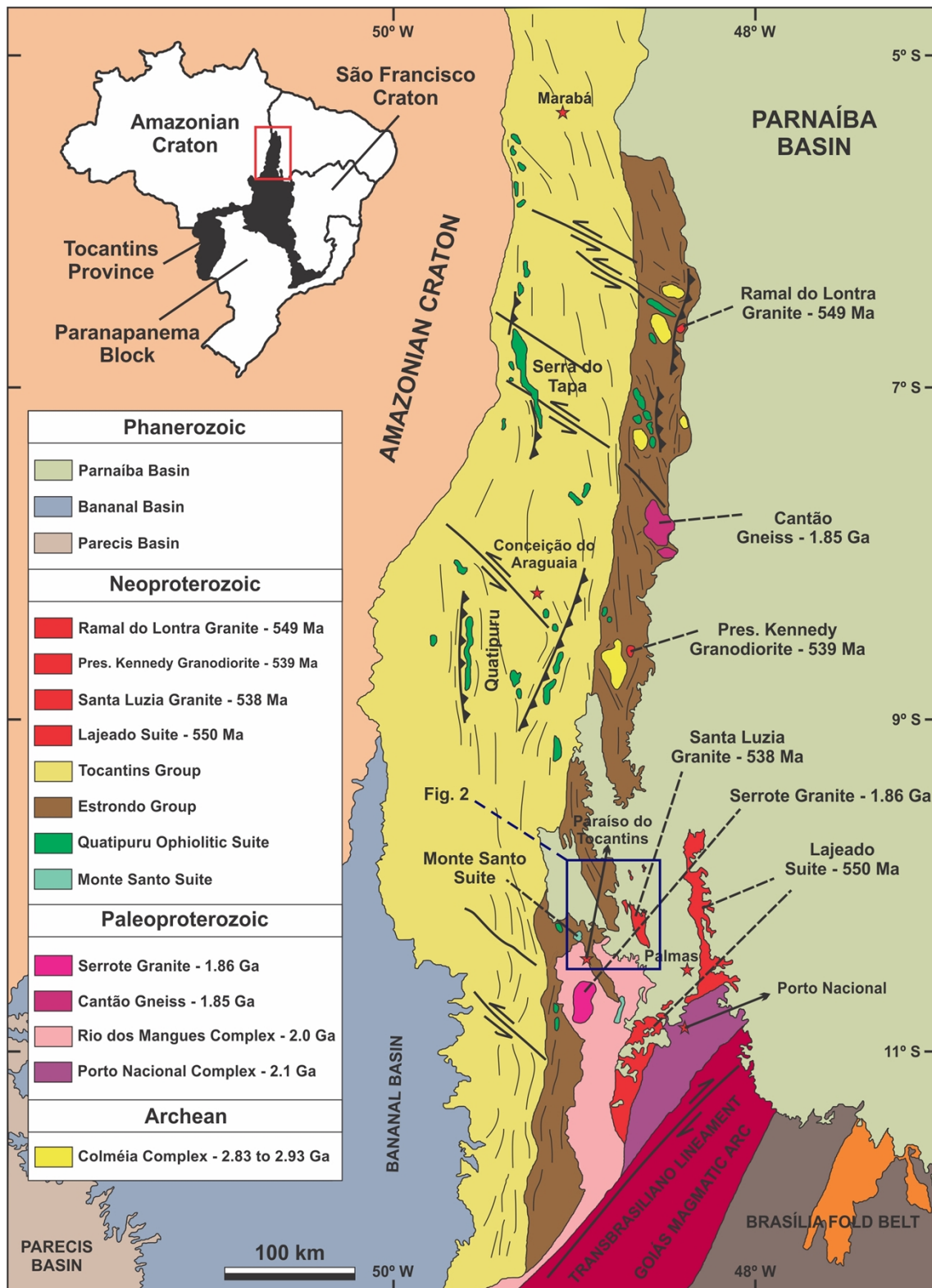
Detrital zircon ages from the northern portion of the AB in the Xambioá region, using single zircon Pb-evaporation, lie mainly within the 2800-2900 Ma interval (Moura *et al.* 2008b). In comparison, rocks from the southern portion of the AB, close to the Paraíso do Tocantins region, yield detrital zircon ages predominantly in the 1000-1200 Ma interval, as well as less representative Paleo- and Neoproterozoic ages (Moura *et al.* 2008b, Pinheiro *et al.* 2011).

Metamorphism within the AB varies from anchimetamorphism in rocks from the Tocantins Group at the western border of the belt to amphibolite-facies metamorphism in rocks from the Estrondo Group at the eastern border, thus constituting an external and an internal zone, respectively. In fact, Pinheiro (2016) reported peak metamorphic conditions of 630-665°C and 7-9 kbar for rocks from the Xambioá Formation and the Xambica Gabbroic Suite, which indicate medium P/T series amphibolite-facies conditions.

#### *Ediacaran/Cambrian Granitic Rocks*

The syn-collisional Ramal do Lontra Granite is a small ellipsoidal granitic pluton (~ 4 km x 5 km) that crops out in the northeastern portion of the AB (Fig. 13) and intruded quartzites and mica schists from the Estrondo Group (Macambira 1983, Alves 2006). Rock types correspond predominantly to monzogranite and, to a lesser extent,

granodiorite (Alves 2006). Using single zircon Pb-evaporation, Alves (2006) reported an average age of  $549 \pm 5$  Ma for this unit, interpreted as a minimum crystallization age.



**Figura 13** - Regional geological map of the Araguaia Belt (AB). Empty red rectangle indicates the position of the AB within the Tocantins Province; blue rectangle represents the studied area detailed in Figure 14. Modified from Alvarenga *et al.* (2000) and the SC.22-Z-B Porto Nacional chart (Brazilian Geological Survey – CPRM – 2014).

The Presidente Kennedy Granodiorite crops out in the central-eastern portion of the AB 10 km southwest of Presidente Kennedy City, and corresponds to a syn-collisional pluton that intruded the mica schists of the Estrondo Group (Fig. 13, Bulhões and Dall'Agnol 1985, Santos 2012). The pluton displays an elliptical shape (~ 16 km x 12 km) with its major axis following an approximately N-S trend. Rock types include granodiorite and monzogranite composed of plagioclase An<sub>23-29</sub> (35-47%), quartz (22-33%), microcline (21-29%), biotite (2-6%) and muscovite (1-6%). Apatite, zircon and titanite occur as accessory phases (Santos 2012). Pb-Pb zircon data indicate an average age of 539 ± 5.3 Ma for the Presidente Kennedy Granodiorite, regarded as the minimum crystallization age of the pluton (Santos 2012). Model ages T<sub>DM</sub> of 2.13 Ga and 2.17 Ga, as well as εNd (0.5 Ga) values of -12.20 and -17.36 have been reported for this unit (Santos 2012).

The Santa Luzia Granite (Costa *et al.* 1983, Lamarão and Kotschoubey 1996) comprises a major granitic pluton as well as other small bodies that crop out in the southeastern portion of the AB (Figs. 13 and 14). The main pluton intruded biotite schists of the Xambioá Formation (Estrondo Group) and is approximately concordant with the NW-SE foliation of the latter. This geometric relation suggests a syn- to late-orogenic nature for the pluton (Lamarão and Kotschoubey 1996). The Santa Luzia Granite comprises peraluminous granodiorite, monzogranite and pegmatites that resulted from weak fractionation of magmas generated from continental crust (Lamarão and Kotschoubey 1996). Using discriminant diagrams by Pearce *et al.* (1984), these rocks plot within the volcanic arc granite domain, close to the post-collision granite sector (Lamarão and Kotschoubey 1996).

The exact crystallization age of the Santa Luzia Granite is controversial, with estimates varying from 583 ± 39 Ma (Moura 1992) to 635 ± 53 Ma (Moura and Gaudette 1993) using single zircon Pb-evaporation. Recently, Moura *et al.* (2008) obtained U-Pb SHRIMP zircon core ages ranging from 500 to 1900 Ma, along with rim ages that yielded a concordant age of 528 ± 4.7 Ma, assumed as the age of metamorphism of the AB.

The Lajeado Suite comprises the Lajeado, Palmas and Matança plutons that crop out in the southeastern portion of the AB (Fig. 13, Gorayeb *et al.* 2013). Rocks belonging to this suite are essentially metaluminous to slightly peraluminous monzogranite and syenogranite that exhibit geochemical characteristics similar to those of A-type granites (Gorayeb *et al.* 2013). Pb-Pb zircon data indicate mean ages between 547 ± 4 Ma and 552 ± 4 Ma for the Lajeado Suite. Nd model ages T<sub>DM</sub> between 1.7 Ga and 2.1 Ga are also reported for this unit, together with εNd (0.55 Ga) values between -10 and -13 (Gorayeb *et al.* 2013). The Lajeado Suite is associated with an Ediacaran extensional/transensional tectonic event and is believed to correlate to granitic plutons of similar age in the northwestern portion of the state of Ceará, northern Brazil (Gorayeb *et al.* 2013).



### 5.3 Analytical Methods

#### *Litho geochemistry*

Major and trace element analyses of whole-rock powders were performed by ALS Ltd. and Actlabs Ltd. following the CCP-PKG01 and 4Litho (11+) routines, respectively. Both laboratories employed lithium metaborate/tetraborate fusion followed by nitric acid digestion for sample preparation. Major and minor elements were analyzed using ICP-AES, while trace elements were analyzed using ICP-MS. Detailed descriptions of the methods may be found at [alsglobal.com](http://alsglobal.com) and [actlabs.com](http://actlabs.com).

#### *U-Pb Geochronology*

U-Pb MC-LA-ICP-MS analyses of zircon and monazite were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília, following the procedures described by Bühn *et al.* (2009). Mineral grains were vaporized using a New Wave Nd-YAG solid-state laser ( $\lambda = 213$  nm), and the resulting ablated material was conveyed into a Thermo Finnigan Neptune multicollector ICP-MS. For zircon, analyses were performed using a laser beam diameter of 30  $\mu\text{m}$  at 10 Hz and  $\sim 5.5$  J/cm<sup>2</sup>, while for monazite, a laser beam diameter of 25  $\mu\text{m}$  at 10 Hz and  $\sim 2.4$  J/cm<sup>2</sup> was implemented. For standard and sample analyses, signals were acquired in blocks of 40 cycles of 1.049 s each. The standard-sample bracketing technique was implemented during analysis, which consists of the analysis of one standard spot and one blank for every four or eight sample spots. The GJ-1 zircon was used as the primary standard for zircon analyses and has the following reference ages:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age =  $608.6 \pm 1.1$  Ma,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age =  $600.4 \pm 1.8$  Ma and  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  age =  $602.1 \pm 3$  Ma (Jackson *et al.* 2004). The 44069 monazite was used as the primary standard for monazite analyses and has reference ages of:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age =  $424.86 \pm 0.36$  Ma,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age =  $418.1 \pm 2.7$  Ma and  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  age =  $424.89 \pm 0.35$  Ma (Aleinikoff *et al.* 2006). Data reduction was carried out using CHRONUS v. 1.4.3 (Oliveira 2015) and in-house spreadsheets used at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Age calculations and plots were achieved using ISOPLOT 4.15 (Ludwig 2008).

#### *Sm-Nd Isotope Geochemistry*

Sm and Nd isotope analyses of whole-rock powder were carried out via TIMS (thermal ionization mass spectrometry) at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília following the analytical procedures of Gioia and Pimentel (2000). A Finnigan TRITON spectrometer with 7 collectors in static mode was used. Spike solutions of  $^{149}\text{Sm}$  and  $^{150}\text{Nd}$  were added to the whole-rock powder samples. The separation of Sm from Nd was accomplished using cation exchange columns followed by evaporation with two drops of 0.025 N H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. The residue was then dissolved in 1  $\mu\text{l}$  of 5% distilled HNO<sub>3</sub> and loaded onto a double Re filament assembly. The BHVO-2 international rock standard was used along with a decay constant of  $6.54 \times 10^{-12}$  y<sup>-1</sup> (Lugmair and Marti 1978).

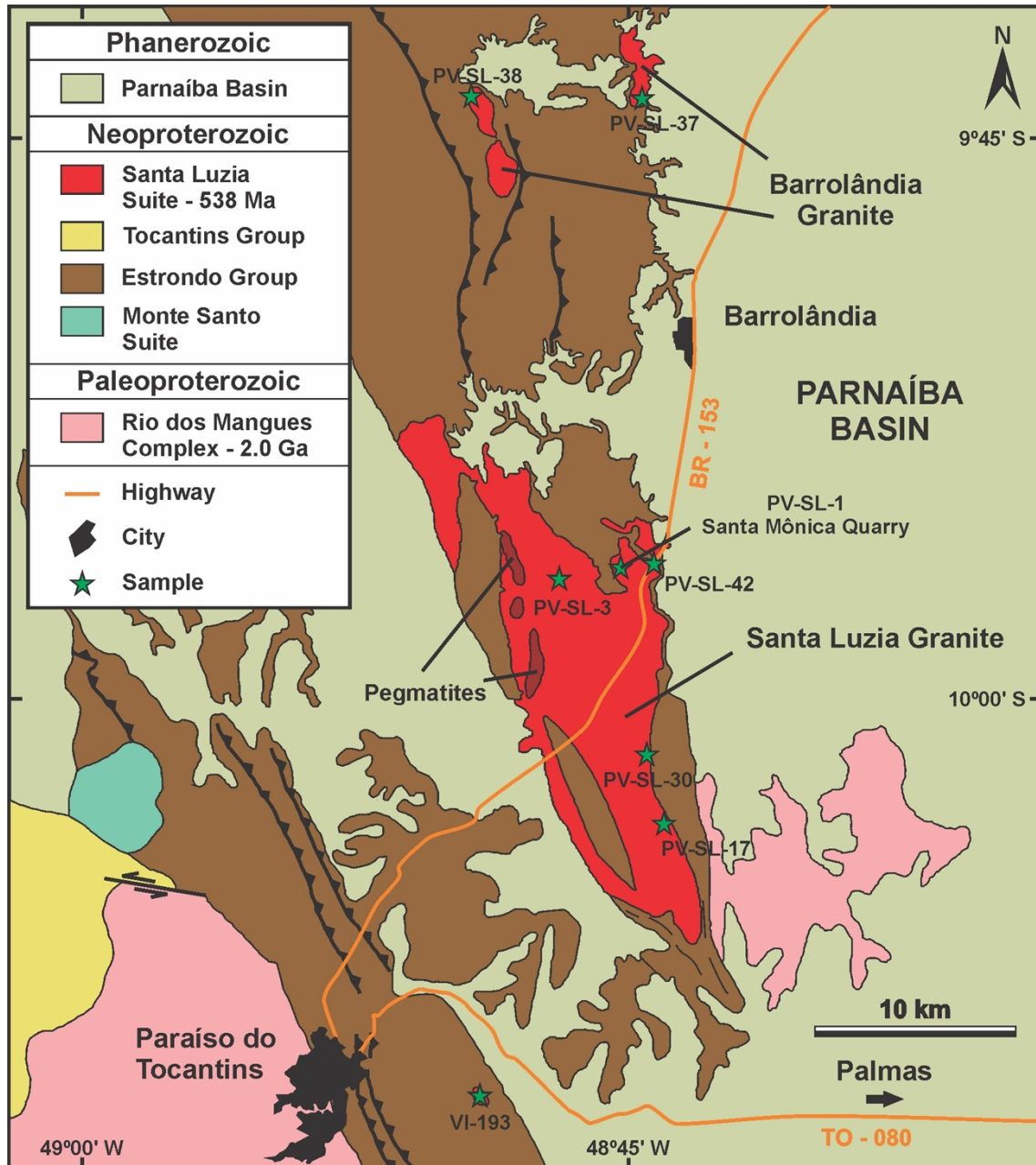
### *Mineral Chemistry*

Chemical compositions of biotite and muscovite were determined at the Electron Microprobe Laboratory of the University of Brasília in polished thin section samples. Analyses were performed using a JEOL JXA-8230 electron microprobe at a 15 kV accelerating voltage and 10 nA beam current with a 1  $\mu\text{m}$  spot diameter during a counting time of 10 s. The standards were natural minerals: andradite ( $\text{SiO}_2$  and  $\text{CaO}$ ), albite ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), forsterite ( $\text{MgO}$ ), topaz (F), corundum ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), microcline ( $\text{K}_2\text{O}$ ), vanadinite (Cl and  $\text{V}_2\text{O}_3$ ), pyrophanite ( $\text{TiO}_2$  and  $\text{MnO}$ ) and hematite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Data reduction was achieved using the microprobe software package.

## 5.4 Results

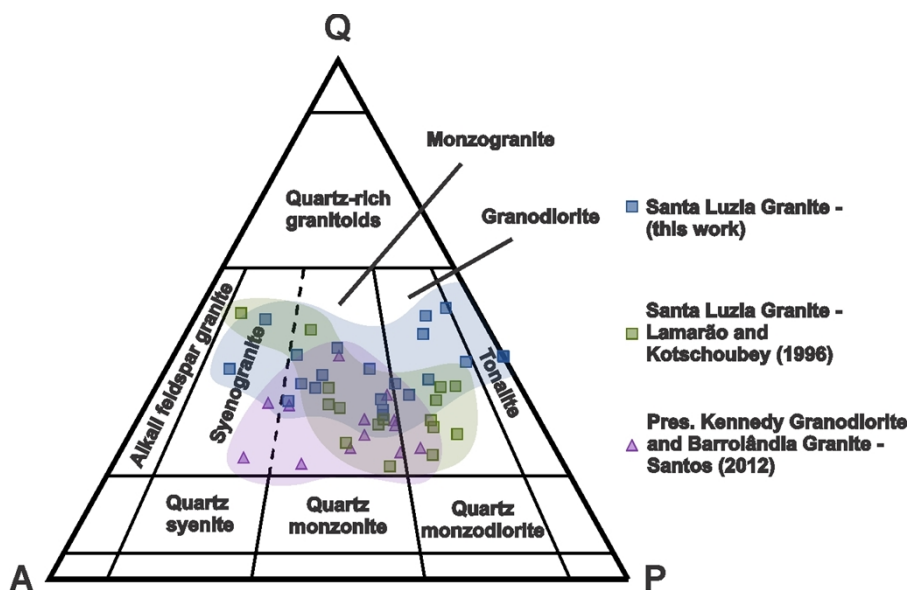
### 5.4.1 Geology and Petrography

The Santa Luzia Granite (Fig. 14) is located approximately 20 km northeast from Paraíso do Tocantins City and displays an average length of 25 km along a NW-SE trend and an average width of 7 km. The Barrolândia Granite (Santos 2012) comprises small plutons located approximately 30 km north from the Santa Luzia pluton and is regarded as cogenetic with the latter (see section 5.5). All these plutons intruded schists of the Xambioá Formation (Estrondo Group).



**Figura 14** - Simplified geological map of the studied area with collected samples. Adapted from the SC.22-X-D Miracema do Norte and SC.22-Z-B Porto Nacional charts (Brazilian Geological Survey – CPRM – 2014).

Rock types within the Santa Luzia Granite are predominantly granodiorite, monzogranite, pegmatite and, to a lesser extent, syenogranite (Fig. 15). Granodiorite is composed of quartz (30-50%), plagioclase An<sub>12-19</sub> (33-37%), microcline (5-17%), biotite (10-23%) and muscovite (2-10%). Monzogranite is composed of quartz (25-40%), microcline (20-34%), plagioclase An<sub>12-20</sub> (20-32%), biotite (5-15%) and muscovite (3-15%). Monazite, zircon, magnetite, apatite, ilmenite and pyrite occur as accessory phases in these rocks, while chlorite, muscovite/sericite and carbonate appear as secondary minerals. Pegmatite is composed of quartz (30-40%), microcline (24-30%), plagioclase An<sub>2-9</sub> (10-40%), biotite (0-5%) and muscovite (3-20%). Accessory phases are represented by monazite, zircon, apatite, garnet and tourmaline. Xenoliths within these rock types are scarce and restricted to the margins, displaying angular shapes and sizes varying from tens of centimeters to a few meters.

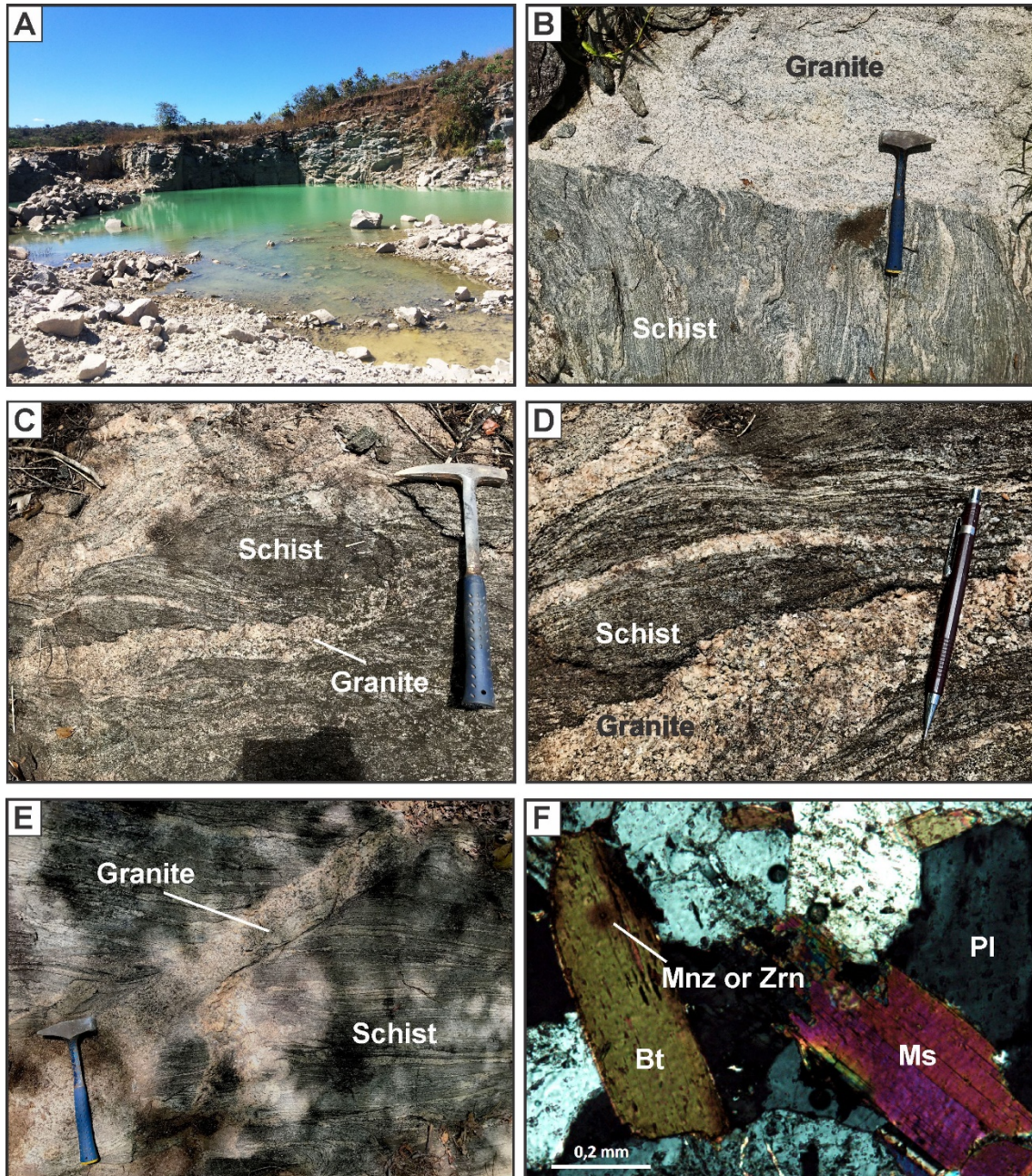


**Figura 15** - QAP diagram by Streckeisen (1976). President Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite samples (Santos 2012) are shown for comparison.

Magmas of granodioritic to monzogranitic compositions intruded Xambioá Formation schists almost concordantly along their foliation yielding a *lit-par-lit* structure as a result (Fig. 16C and D). Occasionally, the Santa Luzia Granite rocks display a completely discordant character in relation to the schists (Fig. 16B and E). These relations, together with the absence of deformation in this pluton (Fig. 16F), suggest a late- to post-orogenic emplacement. Pegmatites are always discordant within granodiorites, monzogranites and Xambioá Formation schists, thus yielding very clear cross-cutting relations.

Granodiorites and monzogranites are very homogeneous within the whole pluton and display medium- to coarse-grained, non-foliated equigranular (rarely inequigranular) textures. These rocks are composed of anhedral quartz and subhedral plagioclase and microcline, with subordinate euhedral biotite and muscovite. Monazite occurs as inclusions in primary magmatic biotite and forms pleochroic halos in the latter, thus suggesting an igneous origin. Pegmatites are very coarse-grained, display

equigranular to porphyritic textures and exhibit no deformation. Mineral assemblages include anhedral quartz, subhedral microcline and plagioclase and euhedral muscovite and biotite. In porphyritic specimens, microcline megacrysts may reach 10 cm in diameter.



**Figura 16** - A) Santa Mônica quarry (northeastern portion of the Santa Luzia Granite, see Fig. 14). B) Cross-cutting relation between Santa Luzia Granite and Estrondo Group schists. C) and D) Injections of Santa Luzia Granite parallel and sub-parallel to the foliation of the Estrondo Group schists. E) Discordant injection of Santa Luzia Granite within Estrondo Group schists. F) Photomicrograph of sample PV-SL-3 displaying primary biotite with zircon and/or monazite inclusions, and muscovite within an undeformed granodiorite. Mnz = monazite, Zrn = zircon, Pl = plagioclase, Ms = muscovite and Bt = biotite.

## 5.4.2 Mineral Chemistry

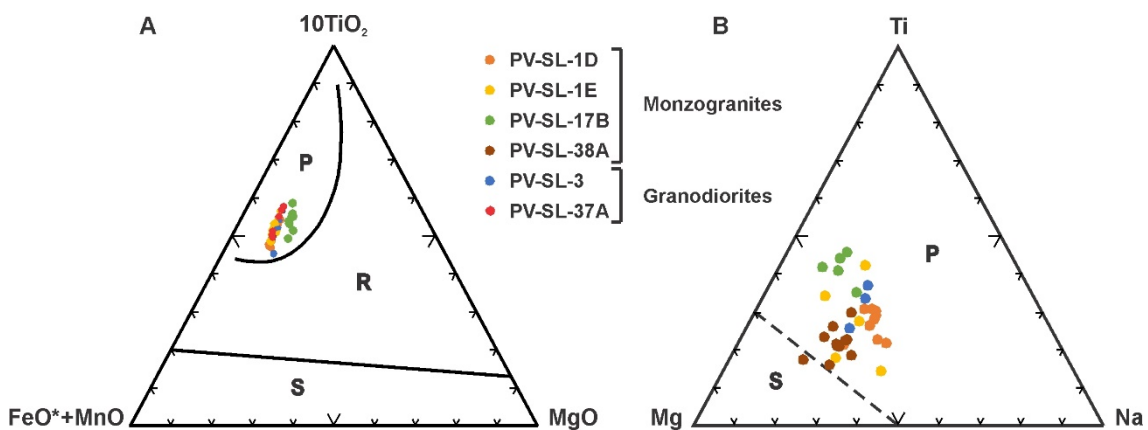
Representative chemical analyses of biotite and muscovite from the Santa Luzia Granite are presented in Tables 4 and 5, respectively.

### *Biotite*

Following the classification scheme by Tischendorf *et al.* (2004), biotite from both monzogranites and granodiorites is siderophyllite. This mica is progressively less common from granodiorite to monzogranite to pegmatite compositions. It is euhedral and participates in the equigranular igneous texture of these undeformed rocks. Inclusions of monazite and/or zircon are very common, forming pleochroic haloes (Fig. 16F). Chemical compositions are relatively homogeneous within the whole pluton and show  $\text{TiO}_2$  contents between  $\sim 2.5\%$  and  $\sim 4\%$ . These high  $\text{TiO}_2$  contents allow classifying biotite of the Santa Luzia Granite as primary according to the discrimination diagram between magmatic, reequilibrated and neofomed biotites (Fig. 17A).

### *Muscovite*

The muscovite of the Santa Luzia Granite is phengite (Tischendorf *et al.* 2004) and displays no significant chemical variation within the rock types observed. It is present in all lithologies and participates in the equigranular texture. This mica is euhedral, medium- to coarse-grained and embedded with plagioclase, microcline, quartz and, occasionally, with biotite (Fig. 16F). Secondary muscovite is finer-grained and always associated with plagioclase. The  $\text{TiO}_2$  contents within that secondary muscovite are frequently  $<0.5\%$ , while the coarse-grained muscovite shows  $\text{TiO}_2$  contents between 0.52 and  $\sim 2\%$ . Following the discrimination diagram (Fig. 17B) by Miller *et al.* (1981), this relatively high- $\text{TiO}_2$  medium- to coarse-grained muscovite is classified as primary or magmatic.



**Figure 17** - Chemical compositions of biotite and muscovite of the Santa Luzia Granite. A) Biotite discrimination diagram by Nachit *et al.* (2005). P = primary, R = reequilibrated and S = neofomed. B) Muscovite discrimination diagram by Miller *et al.* (1981) in terms of Ti, Mg and Na (atomic proportions). P = primary and S = secondary

**Tabela 4** - Representative microprobe chemical analyses of biotite from the Santa Luzia Granite.

	PV-SL-1D		PV-SL-1E		PV-SL-3		PV-SL-17B		PV-SL-37A	
	Monzogranite		Monzogranite		Granodiorite		Monzogranite		Granodiorite	
SiO <sub>2</sub>	34.97	35.39	34.25	33.90	34.81	34.92	36.48	36.21	35.58	
TiO <sub>2</sub>	3.27	3.59	4.05	3.55	3.63	3.85	2.89	3.02	4.03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.8	16.23	15.63	15.83	16.66	16.82	16.42	16.63	15.87	
FeO	24.71	24.50	24.76	25.98	24.08	22.95	21.14	23.66	23.07	
MnO	0.42	0.46	0.26	0.29	0.28	0.18	0.37	0.49	0.36	
MgO	6.58	6.51	6.11	6.55	6.56	6.13	8.26	5.83	6.05	
CaO	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.05	0.00	0.01	0.00	
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.10	0.06	0.03	0.07	0.09	0.06	0.05	0.09	
K <sub>2</sub> O	9.56	9.57	9.45	9.36	9.67	9.77	9.37	9.20	9.10	
F	0.37	0.22	0.31	0.39	0.40	0.32	0.09	0.79	0.85	
Cl	0.06	0.07	0.06	0.05	0.09	0.12	0.03	0.06	0.07	
Total	95.88	96.67	95.04	95.99	96.30	95.24	95.17	96.00	95.10	

**Tabela 5** - Representative microprobe chemical analyses of muscovite from the Santa Luzia Granite.

	PV-SL-1D		PV-SL-1E		PV-SL-3		PV-SL-38A		PV-SL-17B	
	Monzogranite		Monzogranite		Granodiorite		Monzogranite		Granodiorite	
SiO <sub>2</sub>	46.37	46.63	46.64	46.71	47.41	46.58	47.94	46.85	46.56	
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.85	1.30	1.80	1.10	1.26	1.12	1.33	2.06	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.40	31.13	29.47	30.40	32.14	32.66	30.63	30.84	29.83	
FeO	4.54	4.68	5.74	4.86	2.97	2.94	4.57	5.21	4.97	
MnO	0.00	0.14	0.03	0.00	0.08	0.02	0.00	0.13	0.03	
MgO	0.80	0.83	0.98	0.80	1.07	0.79	0.88	0.82	0.91	
CaO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	
Na <sub>2</sub> O	0.53	0.48	0.22	0.34	0.42	0.37	0.34	0.33	0.25	
K <sub>2</sub> O	9.78	10.01	9.95	9.99	9.59	9.85	10.19	9.79	9.97	
F	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.35	0.00	0.00	
Cl	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Total	94.32	94.76	94.39	94.95	94.86	94.49	96.04	95.32	94.63	

### 5.4.3 Litho geochemistry

Major and trace element analyses of Santa Luzia Granite samples from this work as well as from Lamarão and Kotschoubey (1996) are presented in Tables 6 and 7, respectively. Geochemical analyses of Presidente Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite samples (Santos 2012) are shown in Table 8 for comparison.

The Santa Luzia Granite rocks display SiO<sub>2</sub> contents ranging from ~71 wt.% to ~77 wt.%. When plotted in the P-Q cationic classification diagram by Debon and Le Fort (1983), these rocks are classified as granodiorite and granite, thus confirming the petrographic observations presented in section 4.1. They are enriched in Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O in relation to FeO<sub>T</sub> and MgO, which is reflected in their leucocratic appearance. Granodiorites, monzogranites, syenogranites and pegmatites are peraluminous or even strongly peraluminous in the case of the latter two rock types (Fig. 18D). The peraluminous nature of these rocks is reflected in the ubiquitous presence of biotite (siderophyllite) and/or muscovite (phengite) within Santa Luzia Granite samples (Fig.

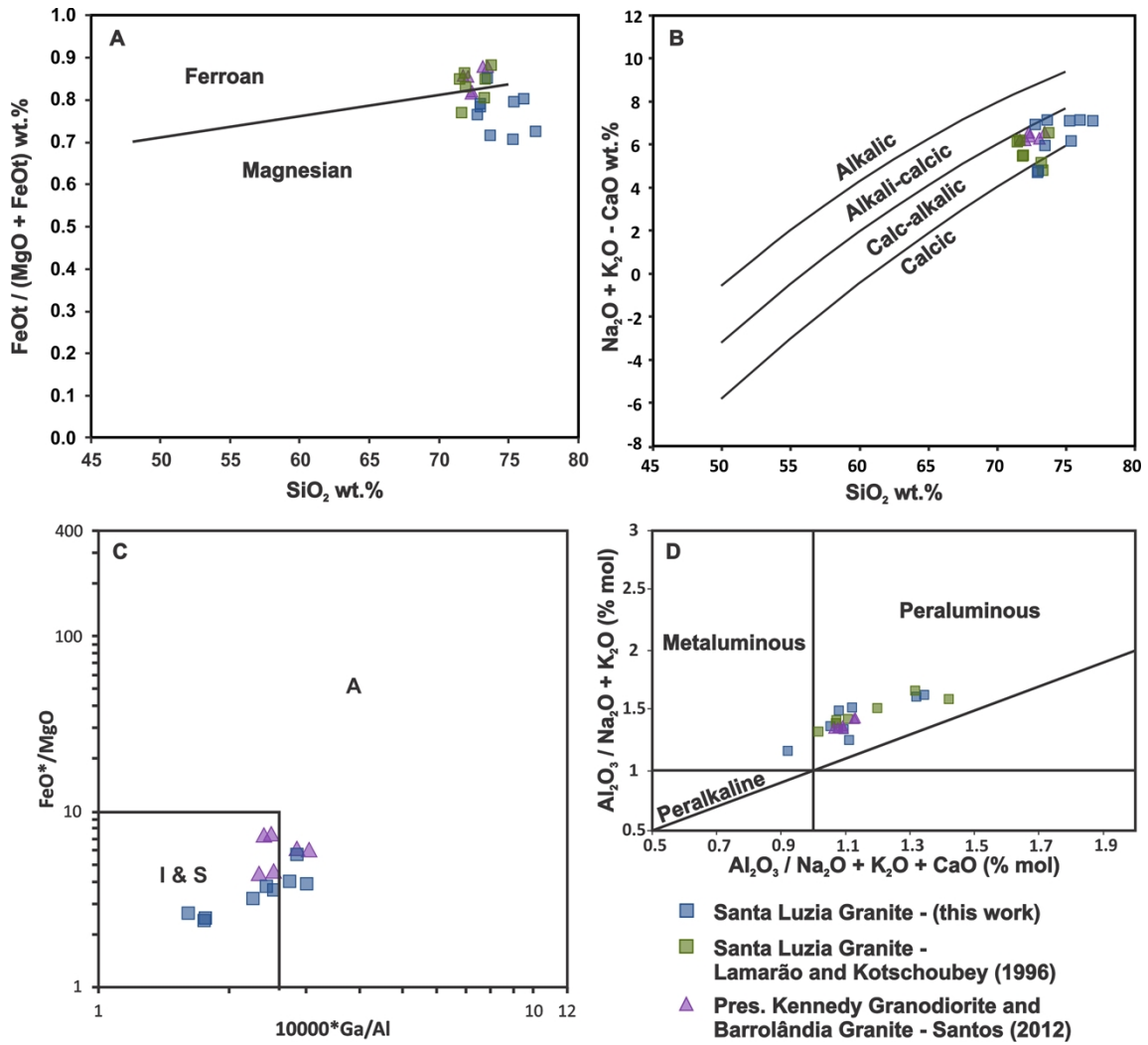
16F). These rocks plot mostly within the calc-alkalic field of the modified alkali-lime index (MALI, Fig. 18B) diagram by Frost and Frost (2008), except for two granodiorite samples that plot within the calcic field. Using the major element discriminating criteria by Sylvester (1989), the granites plot mostly within the calc-alkaline and strongly peraluminous fields (diagram not shown in this work). According to the Fe-index diagram (Fig. 18A) by Frost and Frost (2008), these granitic rocks are predominantly magnesian with only a few ferroan samples, which suggests limited enrichment in Fe during fractionation that is typical of the calc-alkaline series under relatively water-rich conditions. In the discrimination diagrams by Whalen *et al.* (1987), most of the Santa Luzia Granite samples plot within the I- and S-type field or close to its boundary (Fig. 18C).

In the Y+Nb vs. Rb tectonic discrimination diagram by Pearce *et al.* (1984), the samples plot within the VAG (volcanic arc granites) field following a trend towards the post-collision granite field (Fig. 19A). The D1 and R1 discriminating factors by Agrawal (1995) vary between -2.928 and 0.009 and between 0.362 and 4.12, respectively, which allows classifying all samples as orogenic granites. Furthermore, D2 values between -3.801 and -0.578 along with R2 values between 0.323 and 3.349 allow classifying these samples as late-orogenic granites, except for one sample with D2 and R2 values of 0.554 and -0.737, respectively, which is classified as a post-orogenic granite. Data from Lamarão and Kotschoubey (1996) lead to remarkably similar values, reinforcing the late-orogenic classification of these rocks. The samples also plot within the IAG+CAG+CCG (orogenic granitic rocks) and POG (post-orogenic granitic rocks) fields on the SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and SiO<sub>2</sub> vs. FeO<sub>T</sub>/(FeO<sub>T</sub> + MgO) tectonic discrimination diagrams (Fig. 19D) by Maniar and Piccoli (1989).

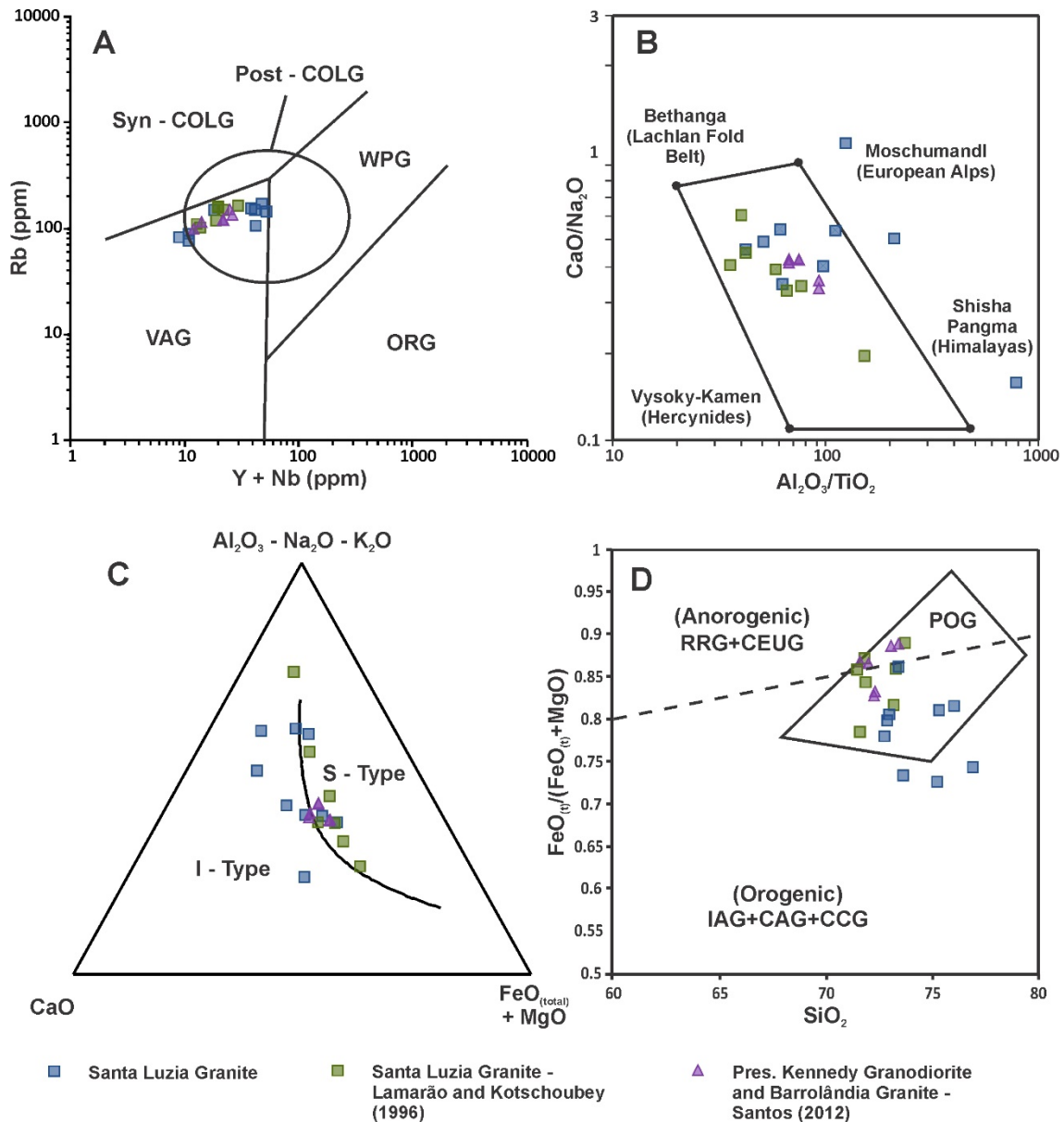
Multielement patterns normalized to the ocean ridge granite – ORG (Pearce *et al.* 1984) reveal that the Santa Luzia Granite rocks are enriched in LILE by a factor approximately between 10 and 30 (Fig. 20A). In all samples, the patterns also display negative Nb and Ta anomalies. Negative Hf and Zr anomalies are common in pegmatites and subtle or even null in granites and granodiorites (Fig. 20A).

Santa Luzia Granite REE patterns display progressively higher HREE contents from granodiorites to monzogranites (Fig. 20B). These granitic rocks (excluding pegmatites) display flat HREE patterns and (La/Yb)<sub>N</sub> ratios varying from 4.31 to 60.18, corresponding to low REE fractionation. Pegmatites commonly display flat LREE and HREE patterns, with (La/Yb)<sub>N</sub> ratios varying between 1.04 and 4.97. All samples exhibit subtle negative Eu anomalies characterized by Eu/Eu\* ratios varying from 0.545 to 0.883, except for sample VI-193 (pegmatite) which displays a moderate positive Eu anomaly with a Eu/Eu\* ratio of 1.152. In general, negative Eu anomalies are progressively stronger from granodiorites to monzogranites. Sample PV-SL-38A displays a slightly negative Ce anomaly with a Ce/Ce\* ratio of 0.687.

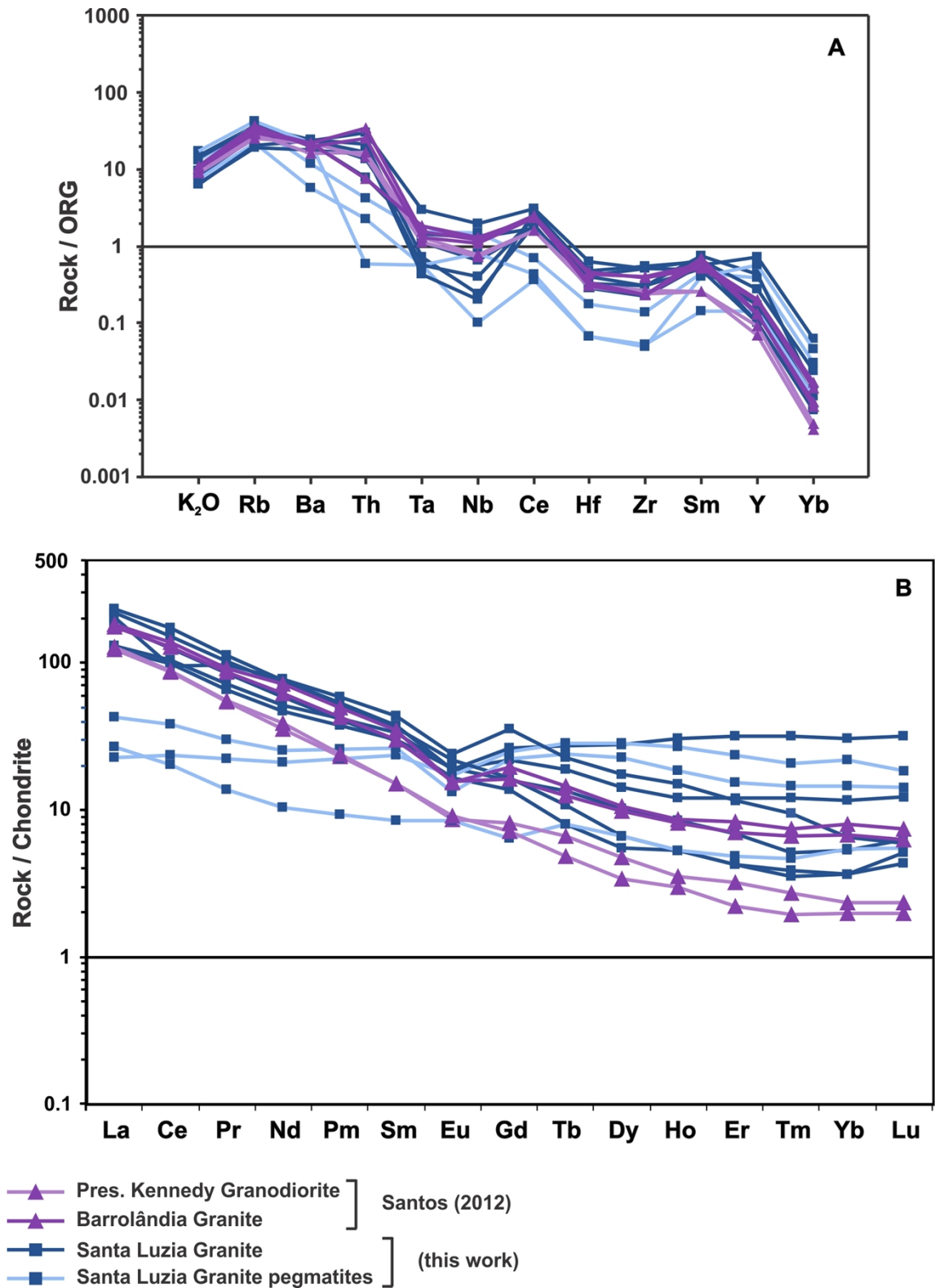




**Figura 18** - Major and trace element data from Santa Luzia Granite (this work and Lamarão and Kotschoubey 1996), Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite samples (Santos 2012). A) Fe-index diagram by Frost and Frost (2008). B) Modified alkali-lime index (MALI) diagram by Frost and Frost (2008). C) 10000\*Ga/Al vs FeO\*/MgO discrimination diagram by Whalen *et al.* (1987). D) Shand's Al-saturation index diagram (Maniar and Piccoli 1989).



**Figura 19** - Santa Luzia Granite, Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite major and trace element geochemical data. A) Y+Nb vs. Rb tectonic discrimination diagram by Pearce *et al.* (1984) with post-COLG field by Pearce 1996. B)  $Al_2O_3/TiO_2$  vs.  $CaO/Na_2O$  diagram for post-collisional strongly peraluminous granite characterization (Sylvester 1998). C) Modified ACF diagram for I- and S-type granite discrimination (White and Chappell 1977) with boundary by Takahashi *et al.* (1980). D)  $SiO_2$  vs  $FeO_{(T)}/(FeO_{(T)}+MgO)$  tectonic discrimination diagram by Maniar and Piccoli (1989). RRG = rift-related granitoids, CEUG = continental epeirogenic uplift granitoids, POG = post-orogenic granitoids, IAG = island arc granitoids, CAG = continental arc granitoids and CCG = continental collision granitoids.



**Figura 20** – Santa Luzia Granite (this work), Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite (Santos 2012) trace element data. A) Multi-element patterns normalized to ocean ridge granite (ORG) from Pearce *et al.* (1984). B) REE patterns normalized to chondrite values from Evensen *et al.* 1978.

**Tabela 6** - Whole-rock major and trace element analyses of the Santa Luzia Granite.

	PV-SL-50A	PV-SL-3	PV-SL-1B	PV-SL-38A	PV-SL-17A	PV-SL-42A	PV-SL-30	PV-SL-37A	VI-193
	Pegmatite	Granodiorite		Monzogranite			Pegmatite	Granodiorite	Pegmatite
SiO <sub>2</sub>	72.8	72.96	73.02	73.5	73.7	75.3	75.4	76.1	76.97
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.336	0.288	0.15	0.23	0.07	0.13	0.23	0.018
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	14.15	14.67	14.65	13.95	14.65	14.4	14.4	14.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.1	2.33	2.11	1.5	1.73	0.53	0.94	1.77	0.26
MnO	0.02	0.027	0.031	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.026
MgO	0.31	0.59	0.51	0.24	0.63	0.2	0.22	0.4	0.09
CaO	1.05	1.83	2.08	1.74	1.27	1.47	1.08	1.75	0.77
Na <sub>2</sub> O	0.97	3.97	4.24	4.32	2.34	2.92	2.01	4.98	4.86
K <sub>2</sub> O	6.99	2.55	2.6	3.35	6.06	5.63	5.2	3.9	2.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.67	0.1	0.1	0.05	0.13	0.09	0.44	0.08	0.14
LOI	1.67	0.76	0.73	0.76	0.87	0.8	1.49	0.89	0.25
Total	100.64	99.62	100.4	100.33	101	101.72	101.37	104.64	100.4
A/CNK	1.345	1.121	1.080	1.054	1.096	1.079	1.321	0.923	1.112
La	5.6	53.3	44.5	50.2	30.4	32.2	10.5	56.6	6.6
Ce	15.1	96.5	80.7	61.2	62.7	66.1	24.4	110	12.9
Pr	2.15	9.92	8.23	9.33	6.28	6.93	2.88	10.8	1.32
Nd	10	34.2	27.7	36.5	22.3	24.5	12.1	35.9	4.9
Sm	3.65	5.6	4.5	6.76	4.61	5.18	4.07	5.81	1.3
Eu	0.99	1.26	0.96	1.4	1.12	1.1	0.77	1.09	0.49
Gd	5.1	3.4	2.8	7.22	3.26	5.4	4.58	4.45	1.3
Tb	1.07	0.4	0.3	0.85	0.5	1.02	0.9	0.7	0.3
Dy	7.25	1.7	1.4	4.41	2.57	7.09	5.72	3.64	1.7
Ho	1.53	0.3	0.3	0.85	0.48	1.74	1.04	0.68	0.3
Er	3.88	0.7	0.7	1.94	1.14	5.29	2.54	2	0.8
Tm	0.53	0.09	0.1	0.24	0.13	0.81	0.37	0.31	0.12
Yb	3.64	0.6	0.6	1.08	0.88	5.06	2.4	1.91	0.9
Lu	0.47	0.13	0.11	0.15	0.16	0.8	0.36	0.31	0.14
Cs	6.46	1.5	2.8	0.97	4.3	3.35	3.48	4.96	2.3
Rb	169	82	76	105.5	149	142.5	150	154.5	88
Ba	1115	1191	908	1100	1175	1230	593	1165	291
Th	0.47	13.3	12.5	6.33	10.8	17.35	3.34	24	1.8
U	0.88	1.4	2.6	1.89	2.06	4.1	1.76	3.09	4.7
Nb	8.1	2	4	12.9	6.5	2.4	15	19.9	1
Ta	0.4	0.3	0.4	1	0.8	0.5	1.1	2.1	0.4
Pb	69	19	19	10	54	49	32	20	99
Sr	189.5	420	429	389	250	296	119.5	409	87
Zr	17	188	172	104	103	77	47	176	18
Y	39.8	7	7	30	12.1	50.1	27.2	19.4	10
Hf	0.6	4.3	3.8	3.6	3	2.6	1.6	5.6	0.6
Sc	8	3	3	1	4	1	11	3	< 1
Li	20	-	-	20	20	10	10	50	-
Ga	17.9	19	19	22.3	13.1	13.6	23.1	21.1	12

**Tabela 7** - Whole-rock major and some trace element analyses of the Santa Luzia Granite from Lamarão and Kotschoubey (1996).

	CL-21	CL-36	CL-38	CL-41	CL-32	CL-18	CL-24
	Pegmatite	Granodiorite			Monzogranite		
SiO <sub>2</sub>	73.77	71.95	73.34	71.89	73.28	71.66	71.52
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.24	0.37	0.23	0.2	0.33	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.2	13.99	13.12	15.12	15.28	13.2	15.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	2.15	3.06	2.51	1.51	3.12	2.85
MnO	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.07	0.4	0.5	0.37	0.34	0.86	0.47
CaO	0.63	1.64	1.64	1.46	1.33	1.65	1.68
Na <sub>2</sub> O	3.2	4.17	4.04	4.39	3.85	2.71	3.75
K <sub>2</sub> O	3.95	2.96	2.4	2.52	2.63	5.1	4.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.1	0.1	0.12	0.25	0.1	0.1
LOI	1.05	0.89	0.68	0.87	1.02	0.52	0.42
Total	98.62	98.43	99.15	99.36	99.65	99.08	100.18
A/CNK	1.422	1.072	1.073	1.199	1.317	1.017	1.108
Rb	157	119	109	150	102	160	163
Nb	13	10	<5	14	<5	10	17
Sr	114	356	244	319	164	375	430
Zr	58	161	160	184	122	125	216
Y	7	9	9	8	10	10	13

**Tabela 8** - Whole-rock major and trace element analyses of the Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite (Santos 2012).

	PK-13	PK-18	BAR-01	BAR-02	BAR-06A	BAR-07
	Granodiorite		Monzogranite			
SiO <sub>2</sub>	73.11	73.46	72.37	72.32	71.69	72.07
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.16	0.22	0.22	0.2	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.76	14.8	14.76	14.78	14.95	14.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.5	2.39	1.84	1.78	2.17	2.13
MnO	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
MgO	0.32	0.3	0.37	0.37	0.33	0.33
CaO	1.5	1.41	1.63	1.57	1.55	1.53
Na <sub>2</sub> O	4.17	4.18	3.94	3.69	3.63	3.61
K <sub>2</sub> O	3.62	3.78	4.09	4.44	4.12	4.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08
LOI	0.9	0.9	0.7	0.7	0.5	0.6
Total	100.23	100.58	99.33	98.27	98.74	99.01
A/CNK	1.092	1.093	1.063	1.076	1.128	1.131
La	31.5	30.2	44.2	42.6	40.1	43.9
Ce	56.8	55.7	87.2	82.1	81	85.6
Pr	5.37	5.26	8.83	8.34	1.37	1.33
Nd	18.4	16.8	34.1	29.4	32.9	33.3
Sm	2.31	2.34	5.34	4.59	5.28	6.28
Eu	0.53	0.5	0.89	0.9	0.53	0.51
Gd	1.45	1.65	3.96	3.31	1.36	1.42
Tb	0.18	0.25	0.54	0.47	0.27	0.28
Dy	0.87	1.21	2.71	2.49	1.74	1.53
Ho	0.17	0.2	0.49	0.46	0.3	0.31
Er	0.37	0.53	1.37	1.17	0.88	0.83
Tm	0.05	0.07	0.19	0.17	0.11	0.12
Yb	0.33	0.39	1.33	1.12	0.75	0.65

Lu	0.05	0.06	0.19	0.16	0.09	0.09
Cs	1.6	4.3	3	2.4	2.1	2
Rb	100	115.8	134.3	150.7	121.3	121.2
Ba	1091	800	1088	1010	1101	1091
Th	11.7	13.5	28	20.3	6	6.1
U	1.2	3.5	4.2	5.5	1.3	1.2
Nb	7.2	7.8	12.1	11.1	13	12.3
Ta	0.8	0.9	1.1	0.9	1.3	1.3
Sr	309.4	290	335	351	332.1	329.1
Zr	90.4	80.9	138.2	134.2	79.5	78.3
Y	4.9	6.4	14.4	13.9	9.2	9.5
Hf	2.9	2.7	3.9	4.1	3.1	2.8
Ga	18.8	19.7	19.9	18.4	22.7	24.2

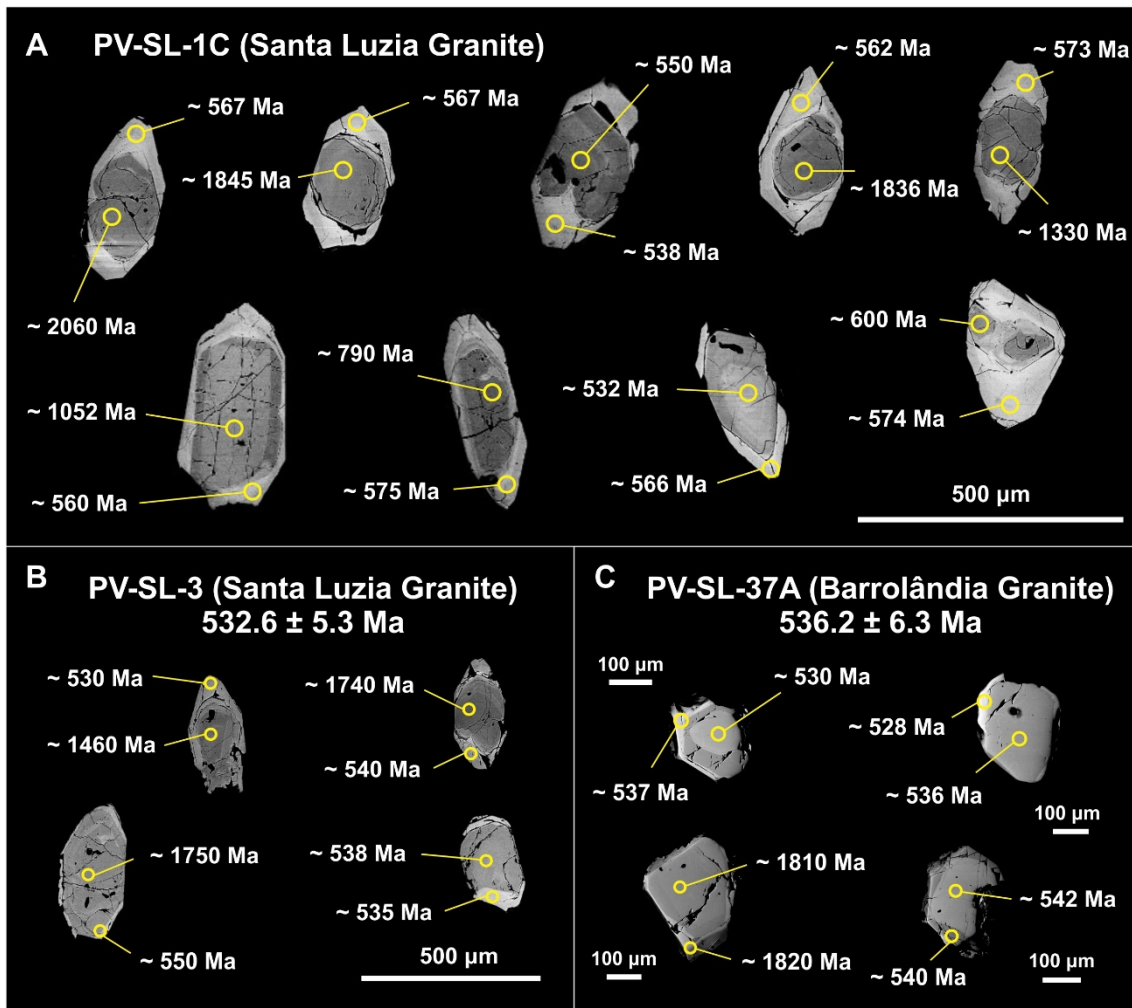
#### 5.4.4 U-Pb Geochronology

U-Pb MC-LA-ICP-MS analyses of zircon and monazite crystals from two granodiorites and one monzogranite were performed. Monazite from one pegmatite sample was also analyzed. The results of these analyses are shown in Appendix 1 and 2.

##### *Zircon*

Zircon crystals from samples PV-SL-1C (monzogranite collected from the Santa Mônica quarry, close to the intrusion margin; Figs. 14 and 16A), PV-SL-3 (granodiorite from the inner portion of the pluton) and PV-SL-37A (granodiorite from the Barrolândia Pluton) display a wide variety of morphologies (Fig. 21). Crystals are bipyramids and prisms with variable lengths. Rounded edges also occur, and crystals are commonly colorless and translucent, especially in their rims. Crystal size and length/width ratios vary as follows: 230-440  $\mu\text{m}$  and 2-5.5 (sample PV-SL-1C), 130-500  $\mu\text{m}$  and 2-3.3 (sample PV-SL-3) and 210-315  $\mu\text{m}$  and 1.5-2 (sample PV-SL-37A). A remarkable feature of these crystals is their brighter rims in comparison to their cores, as seen in back-scattered electron (BSE) images (Fig. 21). Internal igneous oscillatory zoning is common, whereas convoluted zoning is rare.

Concordant to nearly concordant grains from sample PV-SL-1C yield scattered ages between  $\sim 540$  Ma and  $\sim 2400$  Ma (Fig. 22A, Appendix 1). It is recognized that bright rims yield two clusters of ages at  $\sim 570$  and  $\sim 540$  Ma. Rims that yield age of  $\sim 570$  Ma always display Th/U ratios  $< 0.1$ , while rims yielding a concordant age of  $538.3 \pm 1$  Ma (Fig. 22B) predominantly have Th/U ratios  $< 0.1$  but also  $> 0.1$  (see Appendix 1). The dark cores yield scattered ages between 630 Ma and 2400 Ma but especially in the 1100-1200 Ma and 1900-2000 Ma intervals (Fig. 22A). Cores surrounded by rims of  $\sim 570$  Ma always display Th/U ratios  $> 0.1$  (see Appendix 1). The cores are interpreted as inherited crystals, whereas older ( $\sim 570$  Ma) and younger ( $538.3 \pm 1$  Ma) rims are interpreted as metamorphic overgrowths and reequilibrated crystals, respectively (see discussion in section 5.5.3).



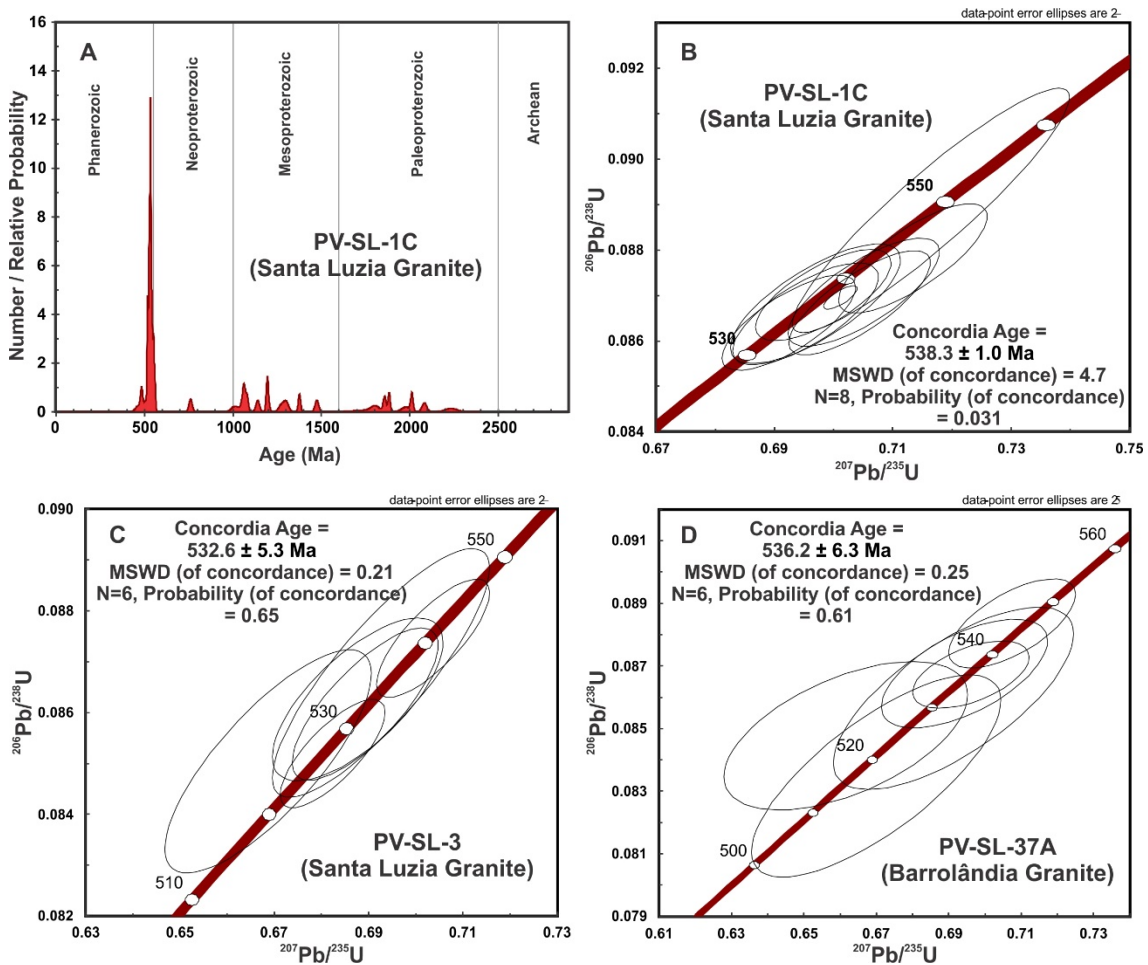
**Figura 21** - Zircon back-scattered electron (BSE) images of Santa Luzia Granite samples. A) Zircon crystals from sample PV-SL-1C frequently display light rims (mostly with Th/U ratios < 0.1). B) Crystals from sample PV-SL-3 also exhibit light rims, although unrimmed crystals are also observed. C) Most of crystals from sample PV-SL-37A also display light rims.

Zircon crystals from sample PV-SL-3 also yield scattered concordant to nearly concordant ages between ~540 Ma and ~2400 Ma. Bright rims are distinct in BSE images (Fig. 21B), with ages of approximately 540 Ma (Fig. 22C). It is noticed that these rims possess Th/U ratios both < 0.1 and > 0.1 in equal proportions. In contrast with sample PV-SL-1C, no ages of approximately 570 Ma are obtained from the rims, although dark cores also yield scattered ages between 540 Ma and 2400 Ma, particularly in the 1100-1200 Ma and 1900-2000 Ma intervals. In sample PV-SL-3, however, cores yielding ages of approximately 540 Ma are common. A concordant age of  $532.6 \pm 5.3$  Ma (Fig. 21C) was obtained from both rim and core analyses and is interpreted as the crystallization age of the Santa Luzia Granite (see the discussion in section 5.5.3).

Zircon crystals from sample PV-SL-37A (Barrolândia Granite) also display cores with distinct rims in BSE images (Fig. 21C). Rims and cores belonging to the same grain and yielding ages of approximately 540 Ma are even more abundant than in sample PV-SL-3, with Th/U ratios commonly > 0.1. A concordia age of  $536.2 \pm 6.3$  Ma (Fig. 22D) was



obtained from both rims and cores and is interpreted as the crystallization age of this pluton (see the discussion in section 5.5.3).

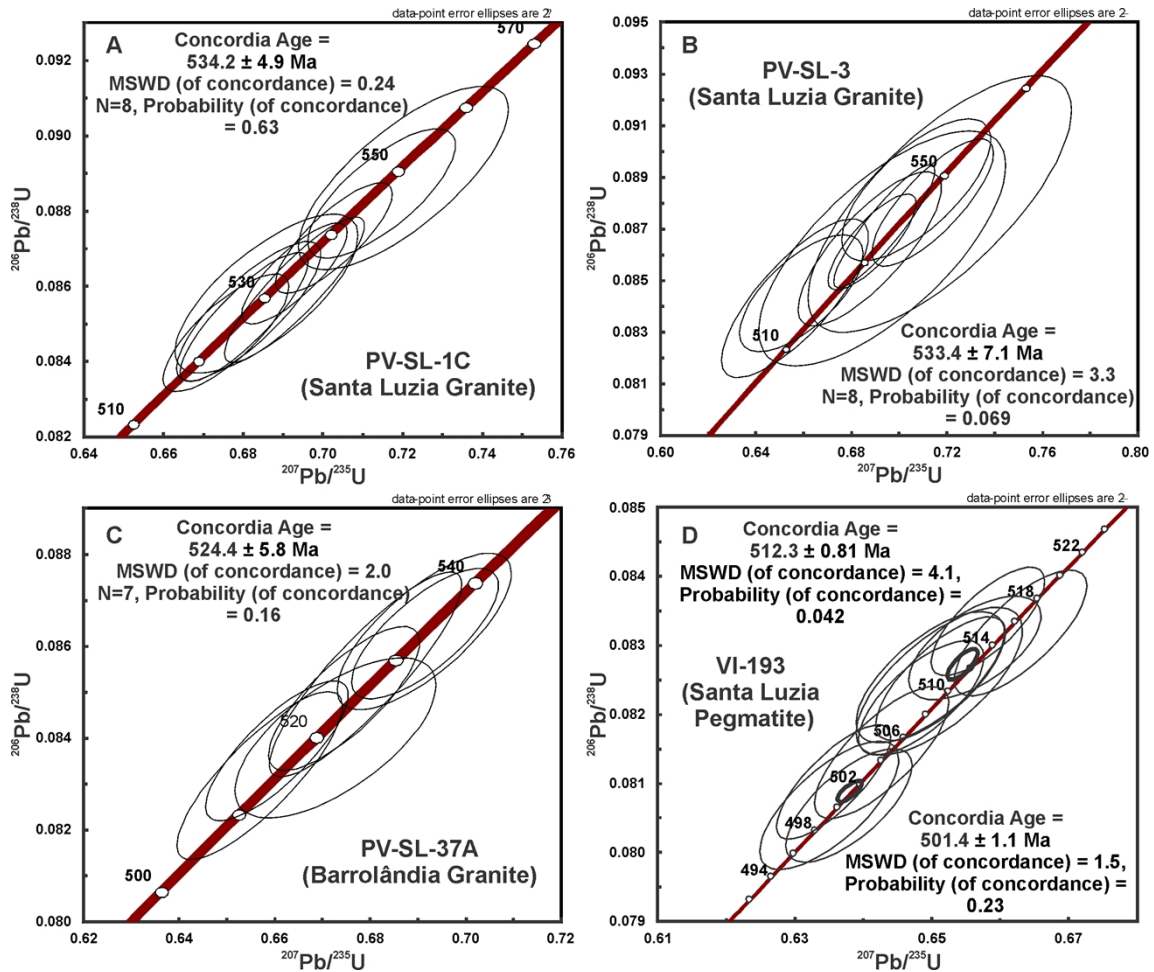


**Figure 22** - MC-LA-ICP-MS U-Pb zircon ages of monzogranite PV-SL-1C (A, B, C and D), granodiorite PV-SL-3 (E) and Barrolândia granodiorite PV-SL-37A (F).

### Monazite

Monazite concentrates were separated from samples PV-SL-1C (monzogranite), PV-SL-3 (granodiorite), PV-SL-37A (granodiorite) and VI-193 (pegmatite). In all samples, monazite crystals display similar features and appear internally homogeneous in BSE images, with only scarce inclusions of xenotime. Subhedral to euhedral crystals 125-300  $\mu\text{m}$  in diameter display flattened/distorted pseudo-hexagonal prismatic forms with yellow to brownish-yellow hues and translucent to slightly opaque character. Monazite crystals from samples PV-SL-1C, PV-SL-3 and PV-SL-37A yield concordant ages of  $534.2 \pm 4.9$  Ma,  $533.4 \pm 7.1$  Ma and  $524.4 \pm 5.8$  Ma, respectively (Fig. 23). Monazite from sample VI-193 yields two concordant ages of  $512.3 \pm 0.81$  and  $501.4 \pm 1.1$  Ma (Fig. 23D), regarded as the cooling time interval of this pegmatite. These numbers are interpreted as the crystallization ages of the Santa Luzia Granite, given the presence of monazite as inclusions within primary biotite, forming pleochroic haloes (Fig. 16F). Moreover, none of these samples show any evidence of deformation, and pegmatite VI-193 cross-cuts

all other lithologies and is interpreted as crystallizing during the final stages of Santa Luzia Granite magmatism.



**Figura 23** - MC-LA-ICP-MS U-Pb monazite ages of monzogranite PV-SL-1C (A), granodiorite PV-SL-3 (B), Barrolândia granodiorite PV-SL-37A (C) and pegmatite VI-193 (D).

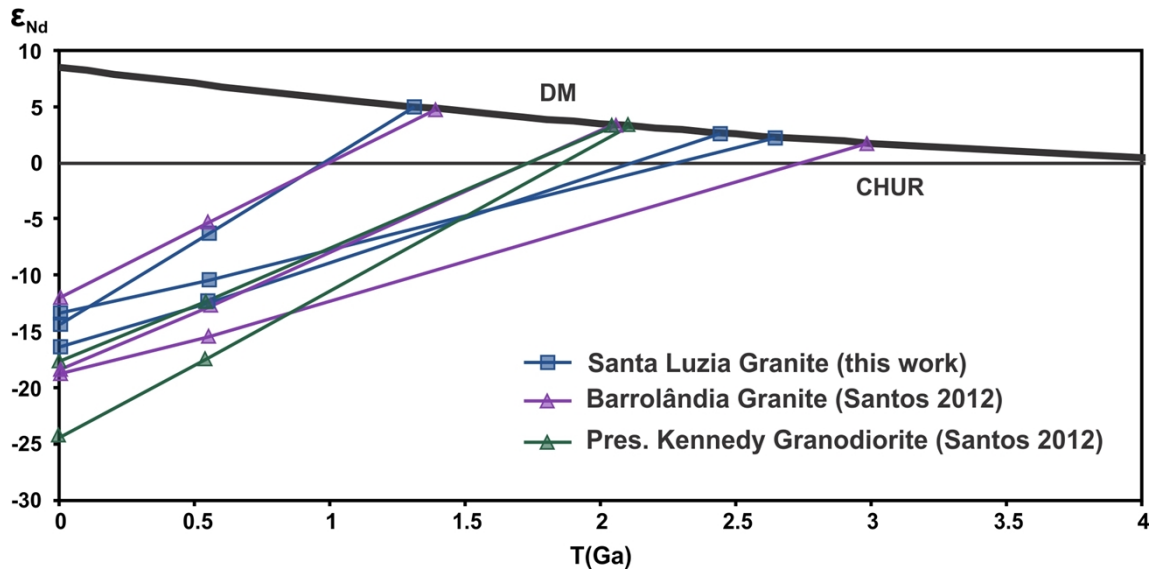
#### 5.4.5 Sm-Nd Isotope Geochemistry

The results of the Santa Luzia Granite Sm-Nd isotopic analyses are shown in Table 9 along with Presidente Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite data from Santos (2012) for comparison. For calculations, a crystallization age of 538 Ma (zircon U-Pb data from this paper) is adopted. Samples PV-SL-1B (granodiorite) and VI-193 (pegmatite) yield negative  $\epsilon_{Nd}$  (538 Ma) values of -10.44 and -12.45, respectively. A less negative  $\epsilon_{Nd}$  (538 Ma) value of -6.37 was obtained from sample PV-SL-3 (granodiorite).  $T_{DM}$  model ages of 2.87, 2.58 and 1.3 Ga were obtained from samples PV-SL-1B, VI-193 and PV-SL-3, respectively. These data are interpreted as the result of mixing of two different sources for the Santa Luzia Granite magmatism: an ancient Paleoproterozoic crust (probably orthogneisses of the basement) and the metasedimentary rocks of the Araguaia belt. A summary is displayed in Fig. 24.

**Tabela 9** – Santa Luzia Granite (this work), Presidente Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite (Santos 2012) Sm-Nd isotopic data.

Sample	Unit	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	T (Ma)
PV-SL-1B	Santa Luzia Granite	4.12	15.99	0.1558	$0.511959 \pm 7$	-13.24	-10.44	2.87	538
PV-SL-3	Santa Luzia Granite	2.47	18.35	0.0814	$0.511905 \pm 3$	-14.31	-6.37	1.3	538
VI-193	Santa Luzia Granite (Pegmatite)	0.72	3.09	0.1403	$0.511801 \pm 6$	-16.32	-12.45	2.58	538
PK-13*	Pres. Kennedy Granodiorite	2.14	10.74	0.1200	$0.511737^*$	-17.58	-12.30	2.13	539
PK-18*	Pres. Kennedy Granodiorite	1.07	6.65	0.0976	$0.511392^*$	-24.31	-17.48	2.17	539
BAR-01*	Barrolândia Granite	1.34	5.43	0.1490	$0.511677^*$	-18.75	-15.48	3.30	536
BAR-06A*	Barrolândia Granite	1.88	9.76	0.1164	$0.511696^*$	-18.38	-12.88	2.11	536
BAR-07*	Barrolândia Granite	2.37	13.98	0.1026	$0.512028^*$	-11.90	-5.46	1.39	536

\* Samples from Santos (2012).



**Figura 24** - Santa Luzia Granite, Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite Nd isotopic evolution diagram (T vs  $\epsilon\text{Nd}$ ). Data produced in this work shown in blue. Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite data from Santos (2012).

## 5.5 Discussions and Conclusions

### 5.5.1 New proposed grouping for Santa Luzia Granite, Pres. Kennedy Granodiorite and Barrolândia Granite

The Santa Luzia Granite (Costa *et al.* 1983, Lamarão and Kotschoubey 1996, this work), Presidente Kennedy Granodiorite (Bulhões and Dall'Agnol 1985, Santos 2012) and Barrolândia Granite (Santos 2012, this work) have all been studied separately in the past, with exception of Santos (2012) who already suggested that all three units might be cogenetic. Indeed, similarities between the three units concerning petrographic characteristics, major and trace element geochemistry, Al saturation, magmatic series, REE geochemistry, and tectonic setting are clear. The minimum age of crystallization of the Pres. Kennedy Granodiorite at  $539 \pm 5.3$  Ma reported by Santos (2012) is comparable to those of  $536.2 \pm 6.3$  Ma and  $538.3 \pm 1$  Ma obtained from zircon crystals of the Barrolândia Granite and Santa Luzia Granite, respectively, in this work. Likewise, isotopic Sm-Nd data are also comparable as these three units present similar  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (538 Ma) values of approximately -6 and between -12 and -15. This similarity is also true for model ages  $T_{\text{DM}}$ , which lie in the 1.30-1.39 Ga and 2.11-2.87 Ga intervals (Santos 2012, this work, see Table 9). Although the three units are 120-150 km apart, they lie within the same regional geological context. Therefore, based on petrographic, geochemical, geochronological, isotopic and geological context criteria, we suggest that the Presidente Kennedy Granodiorite, Barrolândia Granite and Santa Luzia Granite are included in the Santa Luzia Suite, maintaining current names for local discussion purposes and establishing the Santa Luzia pluton as the type area.

### 5.5.2 Magmatism type

The Santa Luzia granites correspond to magnesian/slightly ferroan rocks displaying calc-alkaline geochemical characteristics (Fig. 18A and B). These rocks are essentially peraluminous (Fig. 18D) to strongly peraluminous with the presence of biotite (siderophyllite) and muscovite (phengite) as magmatic aluminous phases. Using the Ga/Al ratio discrimination diagrams by Whalen *et al.* (1987), samples from the Santa Luzia granites plot in or close to the I- and S-type granite field, departing from the trend commonly shown by conventional A-type granites (Fig. 18C). Therefore, we suggest that the Santa Luzia Suite does not represent A-type magmatism. On the other hand, the distinction between I- and S-type natures is not well constrained. The peraluminosity of the Santa Luzia granites is not a diagnostic feature, as all peraluminous granites do not necessarily possess an S-type nature. For example, Chappell *et al.* (2012) showed that peraluminous I-type granites not only exist but also are expected to result from dehydration melting reactions taking place in metaluminous sources during partial melting of the crust at pressures below the garnet stability field.

Two  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (538 Ma) values of -10 and -12 from a sample taken at the intrusion margin and from a late magmatic pegmatite, respectively, which are more negative than that of -6 from a sample in the inner portion of the pluton, are interpreted as evidence of a greater prevalence of country rock assimilation processes at the intrusion margins. More Sm-Nd data must be obtained in order to refine this understanding. This

interpretation, however, is also supported by the scarcity of xenoliths within the inner portions of the intrusion and their greater abundance close to pluton margins. Country rock assimilation is also evidenced by the presence of abundant inherited zircon crystals in the studied samples (see the discussion of section 5.5.3). In the discrimination diagram shown in Fig. 19C, Santa Luzia Granite samples plot within both I-type and S-type fields and along the boundary between the fields, which suggests a hybrid nature for these rocks. Moreover, in the  $Al_2O_3/TiO_2$  vs.  $CaO/Na_2O$  diagram shown in Fig. 19B, the Santa Luzia Granite samples plot within the upper half of the quadrilateral, closer to the Bethanga (Lachlan Fold Belt) and Moschumandl (European Alps) end-members. Considering that only very few strongly peraluminous rocks (e.g., Himalayan leucogranites) can be regarded as true S-type granites, even leaving out of this category classic examples such as the Lachlan Fold Belt 'S-type' granites (Miller 1985, Patiño Douce 1999, Hopkinson *et al.* 2017), it is likely that the Santa Luzia peraluminous granites do not fall within the S-type group either. Therefore, it is suggested that the Santa Luzia Suite magmas originated from an igneous source (perhaps orthogneisses of the basement) with late contamination by metasedimentary units from the Araguaia belt (e.g., Estrondo Group), thus acquiring mixed I- and S-type features. This origin is also suggested by the intermediate  $CaO/Na_2O$  ratios of the Santa Luzia Granite samples, which may have resulted from the mixing of high  $CaO/Na_2O$  orthogneisses with low  $CaO/Na_2O$  sedimentary sources, according to the geochemical criteria of Sylvester (1998). In addition, based on the  $Al_2O_3/TiO_2$  ratios, the Santa Luzia Granite rocks exhibit features compatible with an origin during a medium pressure-temperature collision (Sylvester 1998), as they fall within an intermediate position between low-pressure/high-temperature and high-pressure/low-temperature collision types, represented by the Lachlan Fold Belt and European Alps end members, respectively. This interpretation is consistent with the medium P-T conditions reported in the AB by Pinheiro (2016).

### 5.5.3 Tectonic setting

The tectonic setting of the Santa Luzia Suite magmatism has been interpreted as one involving a continental collision setting and considered syn-orogenic to late-orogenic in nature (Moura and Gaudette 1993, Lamarão and Kotschoubey 1996, Moura *et al.* 2008). The syn-collisional character is inferred from pinch and swell structures in aplitic veins (Moura *et al.* 2008) and parallel to sub-parallel injections along the tectonic foliation of the Estrondo Group schists (Lamarão and Kotschoubey 1996). However, sharply discordant granitic injections and angular to sub-rounded xenoliths (mostly at the margins of the intrusion) are not unusual, as described by Lamarão and Kotschoubey (1996). Moreover, the pluton exhibits no deformation, even at its margins. There is only an incipient preferred orientation of micas at decimeter to meter scales close to intrusion margins, interpreted as the result of magma flow and/or magma accommodation. Likewise, pinch and swell structures are interpreted as the results of magma accommodation processes, since they developed in a plastic regime and surrounding rocks are not deformed in the same manner. Furthermore, biotite and muscovite display magmatic compositions (Fig. 17A and B), which would not be

expected if these rocks had undergone deformation accompanied by mineral reequilibration. As discussed below, the U-Pb geochronological data suggest a crystallization age that is slightly younger than that of the peak of metamorphism in the AB. The samples studied by Lamarão and Kotschoubey (1996) as well as those studied in this work display geochemical characteristics related to either volcanic arc or post-collisional settings (Fig. 19A). According to the geochemical criteria by Agrawal (1995), these samples are classified as late-orogenic granites except for two samples classified as post-orogenic granites. Using the tectonic discrimination diagrams by Maniar and Piccoli (1989), samples are classified as post-orogenic granitic rocks (Fig. 19D). Therefore, it is interpreted that the Santa Luzia Granite magmatism took place in a late-orogenic to post-orogenic setting right after the metamorphic and deformation peaks of a Brasiliano/Pan-African orogeny-related continental collision.

#### **5.5.4 Ages of Santa Luzia Suite magmatism and Xambioá Formation metamorphism**

There is no consensus about the age of crystallization of the Santa Luzia Granite. Moura and Gaudette (1993b) obtained an age of  $583 \pm 39$  Ma using single zircon Pb-evaporation, which was interpreted as a minimum crystallization age. However, Teixeira *et al.* (2004) and Moura *et al.* (2008) reported the presence of abundant inherited zircon cores with distinct rims in Santa Luzia Granite samples, thus rendering the Pb-evaporation technique inappropriate due to the loss of spatial resolution and the mixing of materials having different isotopic ratios. Therefore, the age of  $583 \pm 39$  Ma may correspond to an artifact. Teixeira *et al.* (2004) and Moura *et al.* (2008) reported ages ranging from 500 to 2500 Ma in Santa Luzia Granite zircon crystals. Ages close to 1900 Ma and 800-1000 Ma are commonly obtained from cores, whereas ages between 500 and 550 Ma are obtained from rims, allowing the calculation of a concordia age of  $528 \pm 4.7$  Ma, interpreted as the age of the metamorphic peak in the region (Moura *et al.* 2008).

In this work, we present new U-Pb zircon and monazite data together with BSE images in order to obtain discrete dates for cores and rims. Inherited zircon cores are remarkably abundant in the three studied samples (PV-SL-1C monzogranite and PV-SL-3 and PV-SL-37A granodiorites), yielding scattered ages between 630 Ma and 2400 Ma and having Th/U ratios almost invariably greater than 0.1. Nevertheless, young cores of  $\sim 540$  Ma having Th/U ratios  $>0.1$  are also present, though less frequently. Sample PV-SL-1C was collected very close to the intrusion margin, whereas sample PV-SL-3 was taken from an inner portion of the pluton. Inherited zircon crystals from PV-SL-1C possess two rim groups with ages clustering at  $\sim 570$  Ma and  $\sim 540$  Ma. Rims of  $\sim 570$  Ma always display Th/U ratios less than 0.1, and while this is almost always the case for rims of  $\sim 540$  Ma as well, Th/U ratios greater than 0.1 also occur in this group. Samples PV-SL-3 and PV-SL-37A have inherited zircon crystals whose rims always yield ages of approximately 540 Ma and Th/U ratios both less and greater than 0.1. Zircon crystals with no rims are rare, and yield ages close to 540 Ma. Monazite crystals from samples PV-SL-1C, PV-SL-3 and PV-SL-37A yield ages of  $534.2 \pm 4.9$  Ma,  $533.4 \pm 7.1$  Ma and  $524.4 \pm 5.8$  Ma, respectively. Based on the monazite ages, it is interpreted that zircon crystals

within the Estrondo Group were somehow affected by an earlier metamorphism at  $\sim 570$  Ma, developing overgrowths with low Th/U ratios. Subsequently, the Estrondo Group schists were intruded and partially assimilated by Santa Luzia magmas at  $\sim 540$  Ma, leading to entrainment of host rock zircons as xenocrysts within the magmatic chamber where they partially reequilibrated, leading to age resetting of few rims. It is suggested that the metamorphic overgrowths with ages of  $\sim 570$  Ma found only in sample PV-SL-1C were able to preserve their original isotopic ratios due to higher cooling rates present at the intrusion margins, while the rims of zircon crystals from samples PV-SL-3 and PV-SL-37A were strongly reequilibrated in the interior of the pluton and even had some of their Th/U ratios increased. Finally, a monazite age of  $534.2 \pm 4.9$  Ma (Fig. 23A) agrees well with the crystallization age of  $\sim 540$  Ma inferred from zircon dating. It is considered that the crystallization of monazite coeval with zircon reequilibration led to lower Th/U ratios in the latter (Möller *et al.* 2003, Xing *et al.* 2013, Lopez-Sanchez *et al.* 2015, Kirkland *et al.* 2015). Even if based solely on monazite dating, it would still be concluded that the crystallization of Santa Luzia Granite took place at  $\sim 540$  Ma, as this accessory phase occurs within primary biotite from undeformed rock of late-orogenic character (see previous sections). Furthermore, a crystallization age slightly younger than that of the metamorphic peak is to be expected as magmas are thought to have had a late-orogenic emplacement. Thus, it is regarded that the peak of metamorphism in the region and the main collision related to the Brasiliano/Pan-African orogeny took place at 550-540 Ma, slightly earlier than the emplacement of the Santa Luzia Granite at  $538.3 \pm 1$  Ma (Fig. 22D). This time is in agreement with a hornblende K-Ar age of  $558 \pm 32$  Ma obtained by Macambira (1983) from amphibolites associated with mica schists of the Estrondo Group (for this discussion, see also Dias *et al.* 2017). The new U-Pb zircon data presented in this work are also in agreement with scattered U-Pb SHRIMP ages of inherited zircon cores and ages of 500-550 Ma (concordia age of  $528 \pm 4.7$  Ma) of zircon rims reported by Moura *et al.* (2008), although a new interpretation is provided in this study. Thus, the age of the Santa Luzia Suite magmatism is constrained to  $\sim 540$  Ma. Moreover, the monazite ages of  $512.3 \pm 0.81$  and  $501.4 \pm 1.1$  Ma from sample VI-193 (pegmatite) are interpreted as the ages of the final stage of Santa Luzia Suite magmatism. This latter agrees well with zircon FTT (fission track thermochronology) data obtained by Dias *et al.* (2017) who reported ages between  $489 \pm 15$  Ma and  $498 \pm 8$  Ma from basement Paleoproterozoic/Archean orthogneisses, interpreted as cooling ages associated with exhumation processes taking place during orogenic collapse of the AB. This age is also consistent with Ar-Ar ages of approximately 504 Ma reported by Pinheiro (2016) from Estrondo Group metapelites and amphibolites, which are also regarded as cooling ages related to the end of the Brasiliano/Pan-African orogeny.

#### **5.5.5 Significance in the context of Gondwana amalgamation**

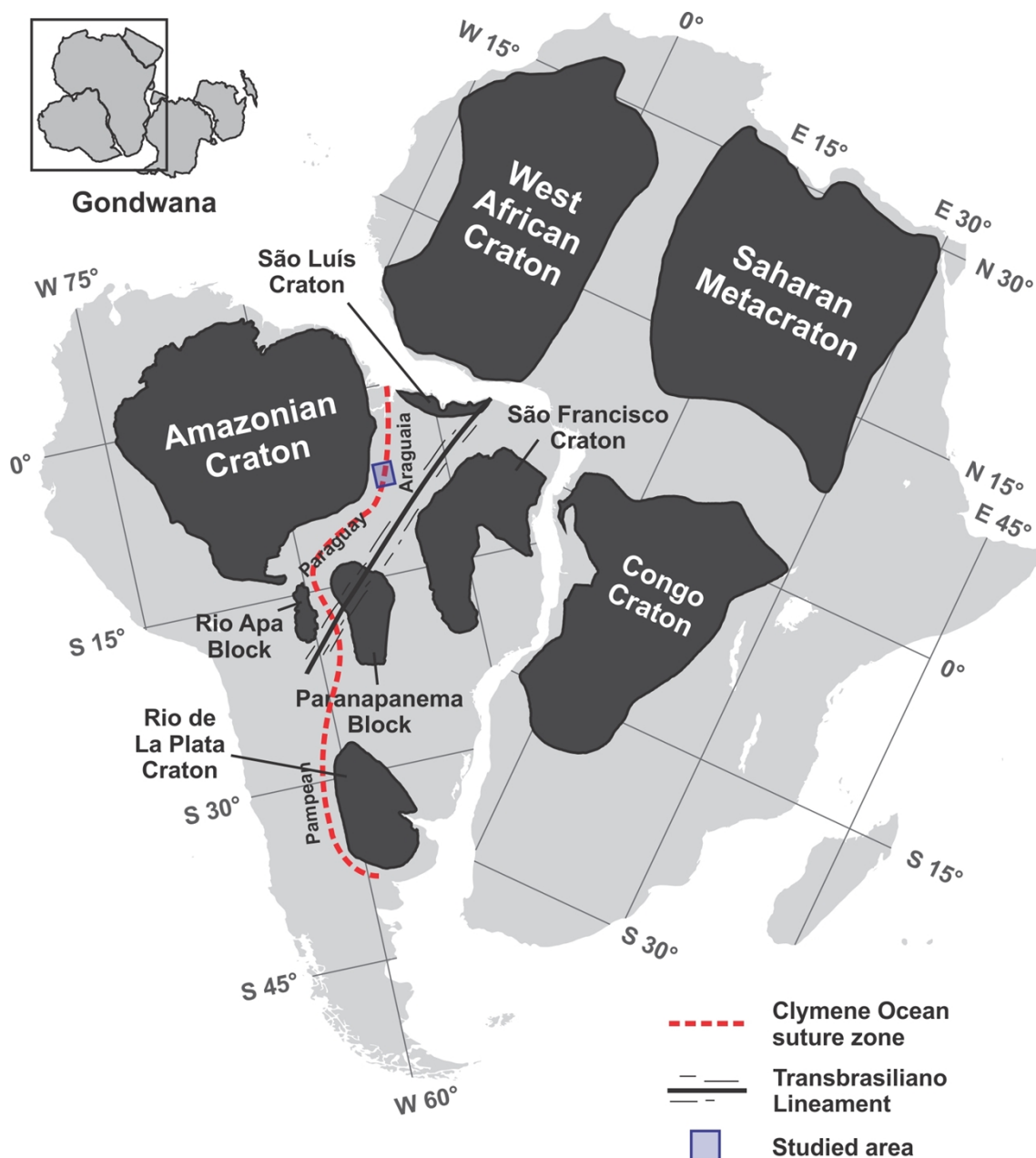
The terminal stages of west Gondwana assembly are recorded along many Neoproterozoic belts by late to post-orogenic granite magmatism. The age of crystallization of these granitic rocks may represent the final phases of the Brasiliano/Pan-African orogeny and onset of exhumation. Granitic rocks such as those from the Abuja Batholith, Nigeria ( $\sim 590$  Ma), represent a post-orogenic magmatic event

within the Pan-African Dahomeyide Belt following the collision between the West African and São Francisco-Congo cratons (Goodenough *et al.* 2014). The post-collisional granites from the Guéra Massif, south-central Chad, with crystallization ages of 570-560 Ma, are interpreted as plutons emplaced within the Central African Belt after collision between the Saharan Metacraton and the São Francisco-Congo Craton (Shellnutt *et al.* 2017, Shellnutt *et al.* 2018, see also Isseini *et al.* 2012). Likewise, the Cambrian-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, south-eastern Brazil (510-480 Ma), are also regarded as the result of tectonic processes that took place during the final stages of the Brasiliano/Pan African orogeny (Valeriano *et al.* 2016 and references therein). The cases referred to above, along with the late to post-orogenic Santa Luzia Suite in the AB, are some examples (among many others) of granite magmatism that recorded the late stages of compressional regime and the beginning of extensional regime followed by the onset of exhumation. These final episodes of the Brasiliano/Pan-African orogeny took place over a time interval spanning almost 100 Ma in the different suture zones involved in the collage of all cratons/blocks of west Gondwana.

In response to the collisional event between the Amazonian and São Francisco-Congo cratons, the supracrustal sequence of the AB underwent metamorphism at 550-540 Ma and the late-orogenic Santa Luzia Suite magmatism took place at ~540 Ma (see discussions in previous sections). Since there is no currently evidence for younger magmatism related to the evolution of the AB, it is suggested that the crystallization age of the Santa Luzia Suite at ~540 Ma corresponds to the timing of the late stages of the Brasiliano/Pan-African orogeny and cessation of compressional tectonics / beginning of delamination in the AB. The cooling ages between 498 and 489 Ma reported by Dias *et al.* (2017), and of 504 Ma reported by Pinheiro (2016) are interpreted as the result of exhumation processes, which is in good agreement with our proposal.

The existence of the Clymene Ocean that is thought to have separated the Amazonian, São Francisco-Congo and Rio de la Plata cratons together with other crustal blocks during west Gondwana amalgamation, is still at debate (Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2012, Cordani *et al.* 2013, Tohver and Trindade 2014, McGee *et al.* 2018). According to Cordani *et al.* (2013), west Gondwana assembly was already accomplished by 650-600 Ma, and an Ediacaran-Cambrian oceanic lithosphere is unlikely to have existed then. However, both the peak of metamorphism at 550-540 Ma and the late-orogenic magmatism at ~540 Ma reported in this work point to the closing of an ocean during late Ediacaran / earliest Cambrian times (Fig. 25). This ocean (i.e., the Clymene Ocean), is inferred to have existed until Cambrian times, and then disappeared at the onset of the Brasiliano/Pan-African orogeny that gave rise to the Araguaia, Paraguay and Pampean belts (Tohver *et al.* 2012, Tohver and Trindade 2014, McGee *et al.* 2014). Therefore, it is suggested that the late-orogenic emplacement of the Santa Luzia Suite records the closure of the Clymene Ocean during earliest Cambrian.





**Figura 25** - South America and Africa displaying the main cratons and blocks involved in the amalgamation of west Gondwana. The Araguaia, Paraguay and Pampean belts were formed along the Clymene Ocean suture zone. Distribution of cratons and blocks after Tassinari and Macambira (1999), Trindade *et al.* (2006), Rapela *et al.* (2011), Lacerda Filho (2015), Shellnutt *et al.* (2017) and Heilbron *et al.* (2017). Clymene Ocean suture after Tohver *et al.* (2012). Transbrasiliano Lineament after Dantas *et al.* (2017).

The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling ages in biotite between 541 and 531 Ma (Geraldtes *et al.* 2008), which were interpreted as result of regional metamorphism within the Paraguay Belt, are in close overlap with the metamorphism age of 550-540 Ma of the AB presented in this work, suggesting that the collisions that formed the Paraguay and Araguaia belts are coeval, or that the collision in the Araguaia Belt took place slightly earlier than in the Paraguay Belt (Tohver *et al.* 2012, McGee *et al.* 2018).

## 6. Conclusões

Esta dissertação reúne dados geoquímicos de elementos maiores do Gnaiss Cantão (Souza *et al.* 1985), dados geoquímicos de elementos maiores e de cinco elementos-traço (Rb, Nb, Sr, Zr, Y) do Granito Santa Luzia (Lamarão & Kotschoubey 1996), bem como dados geocronológicos, isotópicos e geoquímicos de elementos maiores e elementos-traço do Granito Barrolândia e Granodiorito Presidente Kennedy (Santos 2012). Além disso, são apresentados os primeiros dados geoquímicos (elementos maiores e elementos-traço) e geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em zircão do Granito Serrote. Em relação ao Granito Santa Luzia, esta dissertação também apresenta dados inéditos de química mineral, de geocronologia U-Pb LA-ICP-MS em monazita e de elementos-traço. Através desses novos dados e daqueles reproduzidos de outros autores, pretende-se compreender melhor a evolução geológica do embasamento paleoproterozoico e do Cinturão Araguaia propriamente dito.

Durante o Projeto Paraíso – UnB, em 2015, foram identificados e cartografados em escala 1:50.000 dois plútons relacionados ao Granito Serrote. Esses corpos menores correspondem às amostras VII-40 e IX-32 (Fig. 3). Essas intrusões representam magmas diferenciados gerados tardiamente na mesma granitogênese que originou o Granito Serrote, como demonstrado pelo enriquecimento em Rb e elementos terras-raras (ETRs), assim como altos valores da razão  $(La/Yb)_N$  desses plútons quando comparados ao Granito Serrote. Além disso, esses corpos menores são comprovadamente mais jovens, como indicam as idades obtidas de  $1846,5 \pm 6,5$  Ma para a amostra VII-40 e  $1863,1 \pm 5,2$  Ma para a amostra PV-SE-10 (Granito Serrote), mesmo quando considerados os erros associados.

O caráter intrusivo do Granito Serrote nos ortognaisses e rochas calcissilicáticas do Complexo Rio dos Mangues, junto à sua forma elíptica arredondada em mapa, sugerem que o alojamento desse plúton se deu em ambiente tectônico tardi- a pós-orogênico. O diagrama Y+Nb vs. Rb de discriminação de ambiente tectônico (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996), as funções discriminantes de Agrawal (1995) e os diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Maniar & Piccoli (1989) também indicam o mesmo ambiente tectônico tardi- ou pós-orogênico durante a intrusão do Granito Serrote. A orogênese paleoproterozoica à qual estaria relacionada esse magmatismo pós-orogênico ainda é motivo de discussão e permanece em aberto.

As rochas do Granito Serrote possuem caráter calci-alcálico a álcali-cálcico, são metaluminosas a peraluminosas e plotam no campo das rochas ferrosas, mas próximo ao limite com as rochas magnesianas (Fig. 8). Utilizando critérios como série magmática, índice de saturação em alumina, índice de Fe, ambiente tectônico e os diagramas de discriminação de Whalen *et al.* (1987), considera-se que o Granito Serrote não constitui um exemplo típico de magmatismo tipo-A. Também não há evidências de que o Granito Serrote seja produto de magmatismo tipo-S. Entretanto, ele possui características intermediárias entre granitos tipo-I e tipo-A, sendo a origem mais provável um

magmatismo a partir de fusão parcial dos ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues em ambiente tardi- a pós-orogênico.

A idade de cristalização U-Pb LA-ICP-MS em zircão de  $1863,1 \pm 5,2$  Ma obtida neste trabalho para o Granito Serrote confirma a idade de  $1861 \pm 41$  Ma obtida por Sousa & Moura (1996). A semelhança dessas idades com a idade de 1,85 Ga do Gnaiss Cantão (Moura & Gaudette 1993, Moura & Gaudette 1999, Dias *et al.* 2017) levou alguns autores a sugerirem a possibilidade de cogeneticidade entre o Granito Serrote e o Gnaiss Cantão. No entanto, mesmo com os novos dados obtidos para o Granito Serrote, ainda não existem, para o Gnaiss Cantão, dados suficientes disponíveis para uma comparação consistente que possa relacioná-los (ou não) cogeneticamente. Além da cogeneticidade entre o Granito Serrote e o Gnaiss Cantão permanecer em aberto, até o momento não foram realizados trabalhos aprofundados para determinar se o terreno paleoproterozoico constituído pelo Granito Serrote (1,86 Ga) e o Complexo Rio dos Mangues (2,0 Ga) é parte do Cráton Amazônico, do Cráton São Francisco ou se constitui um bloco alóctone. Essas questões são importantes para se entender a evolução geotectônica do embasamento do Cinturão Araguaia até a orogênese Brasileira/Pan-Africana, na qual o Granito Serrote evidentemente foi submetido à deformação, sendo mais afetado em suas bordas e em zonas de cisalhamento discretas.

Baseado em semelhança petrográfica, geocronológica, isotópica, geoquímica (índice de saturação em alumina, série magmática, geoquímica de elementos terras-raras) e ambiente tectônico, considera-se que o Granito Santa Luzia, o Granito Barrolândia e o Granodiorito Presidente Kennedy sejam cogenéticos. Santos (2012) já havia proposto que essas três unidades poderiam representar uma mesma granitogênese. Portanto, sugere-se que o Granito Santa Luzia, Granito Barrolândia e Granodiorito Presidente Kennedy sejam incluídos na Suíte Santa Luzia, mantendo-se os nomes atuais por questões locais, além de que seja estabelecido o Granito Santa Luzia como área-tipo.

O ambiente tectônico do magmatismo relacionado ao Granito Santa Luzia tem sido tradicionalmente interpretado como sin- a tardi-orogênico (Moura & Gaudette 1993, Lamarão & Kotschoubey 1996, Moura *et al.* 2008). No entanto, injeções discordantes (Fig. 16B e E), a presença de xenólitos angulares a sub-arredondados nas bordas da intrusão e a ausência de deformação sugerem caráter tardi- a pós-colisional para o Granito Santa Luzia. Além disso, muscovita e biotita apresentam composições magmáticas (Fig. 17A e B), não esperadas caso essas rochas tivessem sido submetidas a deformação e reequilíbrio químico. Tanto as amostras de Lamarão & Kotschoubey (1996), como também as amostras deste trabalho, plotam no campo “pós-colisional” (Fig. 19A) do diagrama de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996). As funções discriminantes de Agrawal (1995) classificam as rochas do Granito Santa Luzia como tardi-orogênicas ou pós-orogênicas. Além disso, os diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Maniar & Piccoli (1989) classificam essas rochas como pós-orogênicas (Fig. 19D). Por todas essas razões, interpreta-se que o magmatismo da Suíte Santa Luzia se deu em

ambiente tectônico tardi- a pós-orogênico, ao final da orogênese Brasileira/Pan-Africana.

Os granitos Santa Luzia são essencialmente peraluminosos (apresentam siderofilita e fengita como fases magmáticas), possuem caráter calci-alcálico e são rochas magnesianas a levemente ferrosas (Fig. 18). Com base em relações de campo, critérios geoquímicos (ver Figura 19B) e isotópicos (ver seção 5.5.2), interpreta-se que os magmas da Suíte Santa Luzia tenham sido originados a partir de uma fonte ígnea (talvez os ortognaisses do embasamento) com posterior contaminação de unidades sedimentares do Grupo Estrondo, portanto adquirindo características intermediárias entre granitos do tipo-I e tipo-S.

A presença ubíqua de cristais de zircão herdados no Granito Santa Luzia (principalmente nas bordas da intrusão) demonstra assimilação, em algum grau, das rochas encaixantes. Os núcleos desses zircões apresentam idades entre ~630 Ma e ~2400 Ma, enquanto as bordas apresentam idade de ~570 Ma. Em porções mais interiores do corpo granítico, cristais de zircão apresentam núcleo e borda com idades próximas a 540 Ma. Considerando essas idades mais novas (ver discussão na seção 5.5.3), a idade de cristalização do Granito Santa Luzia é estabelecida em  $538,3 \pm 1$  Ma. Além disso, as idades U-Pb LA-ICP-MS em monazita obtidas para o Granito Santa Luzia e Granito Barrolândia são em torno de 530 Ma. Essa monazita ocorre como inclusão em biotita primária/magmática e, portanto, considerada de origem ígnea (Figs. 16 e 17). A hipótese mais provável é que zircões detríticos do Grupo Estrondo tenham sido submetidos, de alguma maneira, a metamorfismo por volta de 570 Ma e, então, tenham desenvolvido bordas metamórficas com razões Th/U < 0,1. Posteriormente, aproximadamente em 540 Ma, esses zircões teriam sido assimilados durante a intrusão do Granito Santa Luzia e teriam tido seus sistemas isotópicos parcialmente resetados (ver seção 5.5.3). Além disso, os estágios finais do magmatismo do Granito Santa Luzia são registrados pela idade de  $505,5 \pm 6,7$  Ma obtida em monazita de pegmatito por U-Pb LA-ICP-MS (Fig. 23D).

A Suíte Santa Luzia é interpretada como representante do magmatismo tardi- a pós-orogênico do fim do Ediacarano e início do Cambriano no Cinturão Araguaia, durante a fase terminal da orogênese Brasileira/Pan-Africana, marcando os estágios finais do regime compressional de amalgamento do supercontinente Gondwana e começo do regime extensional, seguido por exumação. Em desacordo com a proposta de Cordani *et al.* (2013) de que o amalgamento do supercontinente Gondwana ocidental já teria ocorrido por volta de 650-600 Ma, as idades de metamorfismo no Cinturão Araguaia estabelecidas nesta dissertação por volta de 550-540 Ma e de cristalização do Granito Santa Luzia em ~540 Ma sugerem fechamento de um oceano (i.e., o oceano *Clymene*, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2012) em tempos cambrianos. Esse fechamento do oceano *Clymene*, dando origem aos cinturões Paraguai e Araguaia, se deu pela colisão do Cráton Amazônico, do Bloco Rio Apa, do cráton São Francisco-Congo e do Bloco Paranapanema (McGee *et al.* 2012, McGee *et al.* 2018). Ainda em relação à formação do Gondwana ocidental, permanece em debate se o embasamento

paleoproterozoico da porção sul do Cinturão Araguaia, constituído pelo Granito Serrote (1,86 Ga) e o Complexo Rio dos Mangues (2,0), compunha um segmento do Cráton Amazônico ou do Cráton São Francisco-Congo, ou se até mesmo representava um bloco alóctone durante a orogênese Brasiliana/Pan-Africana.

## 7. Referências Bibliográficas

- Abreu F.A.M. 1978. Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguaia-Araguaia. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 90 p.
- Agrawal, S. 1995. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites by major element compositions. *The Journal of Geology*, (103): 529-537.
- Aleinikoff, J.N., Schenk, W.S., Plank, M.O., Srogi, L.A., Fanning, C.M., Kamo, S.L., Bosbyshell, H., 2006. Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington complex, Delaware: morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U–Pb geochronology of zircon and monazite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 39–64.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 7:45-80.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review* 17, 1-19.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. (eds.). 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher Ltda, p. 378.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., *Tectonic Evolution of South America*, pp. 183 -193.
- Alves, C.L. 2002. Estudo geoquímico-isotópico (Rb-Sr e Sm-Nd) nos granulitos e gnaisses de Porto Nacional – TO. *Rev. Científica da UFPA*. 3.
- Alves, C.L. 2006. Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 132p.
- Arcanjo, S.H.S., Moura, C.A.V., 2000. Geocronologia Pb-Pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia – região de Paraíso de Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências* 30, 665-670.
- Arcanjo S.H.S. 2002. *Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.
- Arcanjo, S.H.S., Abreu, F.A.M., Moura, C.A.V., 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Brasil. Braz. J. Geol.* 43, 501-514.

- Barbosa, O., Andrade Ramos, J.R., Gomes, F.A., Hembold, D.R., 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia/DNPM, p. 95. Rio de Janeiro, n 19
- Barreira, C.F. 1980. Geologia, Prospecção Geoquímica e Geofísica da Área de Rio do Coco, Paraíso do Norte – GO. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasil.
- Barreira, C.F., Dardenne, M.A., 1981. Sequência vulcanossedimentar do Rio do Coco In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Atas, p. 241-264.
- Bordalo, R.A., 2016. Estudo estrutural e geocronológico do domínio norte da Faixa de Dobramentos Araguaia. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, Campinas-SP.
- Bulhões, E. M., Dall’Agnol, R. 1985. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). In: Simp. Geol. Amaz., 2; Anais... Belém, SBG-NO. p. 59-76.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LAMC-ICP-MS). An. Acad. Bras.Cienc. 81, 1–16.
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D. 2012. Peraluminous I-type granites. Lithos, 153: 142-153.
- Chaves, C.L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378.
- Clemens, J.D. 2003. S-type granitic magmas – petrogenetic issues, models and evidence. Earth-Science Reviews, 61:1-18.
- Collins, W.J., Richards, S.W. 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. Geology, 36:559-562.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G. de, Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America?. American Journal of Science 313, 517-539.
- Costa, J.B.S. 1980. Evolução Geológica da Região de Colméia. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Brasil.
- Costa, J.B.S, Gorayeb, P.S.S, Bemergury R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey, B. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Belém, DNPM/UFPA, Relatório Final, 125p.
- Costa, J.B.S., 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém, p. 209.
- Dall’Agnol, R., Teixeira, N.P., Macambira, J.B., Kotschoubey, B., Gorayeb, P.S.S., Santos, M.D., 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia. Belém. Soc. Bras. Geol. 1, 1-19.

- Dantas, E.L., Fuck, R.A., Vidotti, R.M., Roig, H.L., Almeida, T. de. 2017. Lineamento Transbrasiliano: A grande cicatriz da Plataforma Sul Americana. In: XV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte. 1, 18-21.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.
- Dias, A.N.C., Moura C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Chemale Jr., F., Girelli, T.J., Masuyama, K.M. 2017. Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal of South American Earth Sciences*, (80):174-191.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (42): 1199-1212.
- Frost, B.R., Frost, C.D. 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11): 1955-1969.
- Geraldes, M.C., Tassinari, C.C.G., Babinski, M., Martinelli, C.D., Iyer, S.S., Barboza, E.S., Pinho, F.E.C., Onoe, A.T. 2008. Isotopic Evidence for the Late Brasiliano (500-550 Ma) Ore-Forming Mineralization of the Araés Gold Deposit, Brazil, *International Geology Review*, 50:2, 177-190.
- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72 (2), 219-245.
- Goodenough, K.M., Lusty, P.A.J., Roberts, N.M.W., Key, R.M., Garba, A. 2014. Post-collisional Pan-African granitoids and rare metal pegmatites in western Nigeria: Age, petrogenesis, and the 'pegmatite conundrum'. *Lithos* 200-201, 22-34.
- Gorayeb, P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional - TO. Tese de Doutorado. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 258p.
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Barros, G.R., 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high- grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 30, 190-194
- Gorayeb, P.S.S., Chaves, C.L., Moura, C.A.V., Lobo, R.L.S., 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 278-292.
- Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de dobramento Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim Instituto de Geociências, USP* V.8 (107-118).
- Hasui, Y., Tassinari, C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashika K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-



- geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, Anais, 5, pp: 2659-2667.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (eds.). 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*, 3-13.
- Hopkinson, T.N., Harris N.B.W., Warren C.J., Spencer, C.J., Roberts, M.S.A., Horstwood, R.R. Parrish, EIMF. 2017. The identification and significance of pure sediment-derived granites. *Earth Planet Sci Lett.* 467. 57-63.
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G.A., Galindo, C., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J. 2013. The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacaran-Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 127-143.
- Isseini, M., André-Mayer, A., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Deloule, E. 2012. A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Lithos* 153, 39-52.
- Iwanuchi W. 1991. Geologia dos complexos alcalinos proterozóicos do centro do Estado do Tocantins. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 202 p.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69.
- Kirkland C. L., Smithies R. H., Taylor R. J. M., Evans N. and McDonald B. (2015) Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos* 212–215, 397–414.
- Kotschoubey, B., Villas, R.N., Aires, B., 2016. Chloritites of the Tocantins Group, Araguaia fold belt, central-northern Brazil: Vestiges of basaltic magmatism and metallogenetic implications. *J. South. Am. Earth. Sci.* 69, 171-193.
- Lacerda Filho, J.V. 2015. Bloco Rio Apa: Origem e Evolução Tectônica. Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. Tese de Doutorado. 199p.
- Lamarão, C.N., Kotschoubey, B., 1996. Granitóides Santa Luzia: registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso de Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências* 26, 277-288.
- Li, G-J., Wang, Q-F., Huang, Y-H., Gao, L., Yu, L. 2016. Petrogenesis of middle Ordovician peraluminous granites in the Baoshan block: Implications for the early Paleozoic tectonic evolution along East Gondwana. *Lithos*, 245:76-92.
- Lopez-Sanchez, M.A., Aleinikoff, J.N., Marcos, A., Martínez, F.J., Llana-Fúnez, S. 2015. An example of low-Th/U zircon overgrowths of magmatic origin in a late orogenic Variscan intrusion: the San Ciprián massif (NW Spain). *Journal of the Geological Society*, 173, 282-291.
- Ludwig, K.R., 2008, Manual for Isoplot 3.7: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4. rev. August 26, 2008, 77 pp.

- Lugmair, G.W., Marti, K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary Science Letters*, (39): 349-357.
- Macambira, J. B. 1983. Geologia e ocorrências minerais na Braquianticlinal do Lontra (GO). Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. Dissertação de Mestrado. 108p.
- Maia, J.G.A. 2016. Caracterização da Mineralização Aurífera no Granito Do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO). Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasil.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, (101): 635-643.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F. 2012. G'day Gondwana – the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research* 21, 316-322.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F., Payne, J. 2014. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 127, 76-86.
- McGee, B., Babinski, M., Trindade, R., Collins, A.S. 2018. Tracing final Gondwana assembly: Age and provenance of key stratigraphic units in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 307:1-33.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. and Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19, 25–34.
- Miller, C. F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *J. Geology*, 93:673-689.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A. 2003. The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon. *Geophys. Res. Abstr.*, 5, 12113.
- Moura, C.A.M. 1992. Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Brazil. Tese de Doutorado. University of New Hampshire.
- Moura, C.A.V. & Gaudette, E. 1993a. Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil. In: *Cong. Bras. Geol.*, 4., Bol. Res. Exp., p. 232-234.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E. 1993b. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Rev. Bras. de Geoc.*, 23:117-123.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1994. Uma discussão sobre a origem dos ortogneisses do embasamento do Cinturão Araguaia com base nos isótopos do Sr e Nd. *IV Simp. de Geologia da Amazônia*, SBG, Belém. 223-225.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics* 13, 155-178.

- Moura, C.A.V., Sousa, C.S., 2002. Idades Pb-Pb em zircão do granito Santa Luzia: implicações para a determinação de idade da granitogênese brasileira tardi-tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais, p. 500.
- Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Armstrong, R.A., 2008. U-Pb SHRIMP zircon age of the Santa Luzia Granite: Constraints on the age of metamorphism of the Araguaia Belt, Brazil. In: VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche, CD-ROM.
- Moura, C.A.V., Pinheiro, B.L.S., Nogueira, A.C.R., Gorayeb, P.S.S., Galarza, M.A., 2008b. Sedimentary provenance and paleogeographical evolution of the Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: Geological Society of London, Special Publication, vol. 294, pp. 49-67.
- Nachit H., Ibhi A., Abia E. H. and Ben Ohod M. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites. *Geoscience*, 337, 1415-1420.
- Oliveira, F. V. de. 2015. Chronus: um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS. Dissertação de Mestrado — Universidade de Brasília, Brasil.
- Paixão, M.A.P. 2009. Complexo Ofiolítico Quatipuru, Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília, Brasil.
- Patiño-Douce, A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds.). *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications, 168: 55-75.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pearce, J.A., 1996: Source and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120–125.
- Peccerillo, A. Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Pierin, A.R.H. 2011. Análise Estrutural Multi-Escala na Porção Central da Faixa de Dobramentos Araguaia. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná, Brasil.
- Pinheiro, B.L.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., 2011. Proveniência das metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geologia* 41, 304-318.
- Pinheiro, B.L.S., 2016. Petrologia e Geotermobarometria das rochas metamórficas do Cinturão Araguaia: região de Xambioá-Araguanã (TO). Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Brasil

- Qian, X., Feng, Q., Wang, Y., Zhao, T., Zi, J-W., Udchachon, M., Wang, Y. 2017. Late Triassic post-collisional granites related to Paleotethyan evolution in SE Thailand: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos*, 286-287:440-453.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D., Baldo, E.G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20:673-690.
- Ribeiro, P. S. E.; Scandola, J. E.; Frasca, A. A. S. F.; e Saboia, A. M. 2014. Programa Geologia do Brasil. Folha Porto Nacional (SC.22-Z-B). Estado de Tocantins. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2014.
- Sachett C.R. 1996. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 92 p.
- Santos, M.D. 1983. Geologia e Ocorrências Minerais da Braquianticlinal de Xambioá – Goiás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Brasil.
- Santos, W. P. 2012. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia dos Granitos Presidente Kennedy e Barrolândia, no noroeste do Tocantins – Cinturão Araguaia. Belém, Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 113p.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Shellnutt, J.G., Pham, N.H.T., Denyszyn, S.W., Yeh, M-W., Lee, T-Y. 2017. Timing of collisional and post-collisional Pan-African Orogeny silicic magmatism in south-central Chad. *Precambrian Research* 301, 113-123.
- Shellnutt, J.G., Yeh, M-W., Lee, T-Y., Iizuka, Y., Pham, N.H.T., Yang, C-C. 2018. The origin of Late Ediacaran post-collisional granites near the Chad Lineament, Saharan Metacraton, South-Central Chad. *Lithos*, 304-307:450-467.
- Silva, G.G. da, Lima, M.I.C. de, Andrade, A.R.F. de, Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte de SC-22 Tocantins. Projeto Radam 4(l).
- Simons, B., Shail, R.K., Andersen, J.C.Ø. 2016. The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith – lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. *Lithos*, 260:76-94.
- Sousa D.J.L. & Moura C.A.V. 1996. Estudo Geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins. In: Cong. Bras. Geol., 5 e Cong. Geol. Países Líg. Port., 3, CD-ROM.
- Souza, A.C.C. 1984. Geologia e Petrologia do Extremo Norte da Serra do Estrondo (GO). Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. Dissertação de Mestrado. 201p.

- Souza, A.C.C., Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., 1985. Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). Rev. Bras. Geociências 15, 300-310.
- Souza S.H.P. 1996. Geologia e Geocronologia da Região a sul de Paraíso do Tocantins. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 127 p.
- Souza, J.O.; Moreton, L.C. Xambioá, Folha SB.22-Z-B: Estados do Tocantins e do Pará. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2001.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev. 12, 1–33
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins, vol. 42. Geological Society of London, pp. 313–345, Special Pub.
- Sylvester, P.J., 1989: Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology 97, 261–280.
- Sylvester, P.J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45: 29-44
- Takahashi, M., Aramaki, S., Ishihara, S. 1980. Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. Mining Geology Special Issue, 8: 13-28.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22:174-182.
- Teixeira, N.P., Souza, A.C.C., Dall'Agnol, R. 1988. Petrologia dos micaxistos feldspáticos da Formação Xambioá (Faixa Araguaia/GO): controle composicional em paragênese de micaxistos. Rev. Bras. Geociências, 18(2):109-121.
- Teixeira, K.S.L., Moura, C.A.V., Costi, H.T., Ramos, J.F.F. 2004. Utilização de MEV-EDS no apoio à seleção de monocristais de zircão para datação por evaporação de chumbo. XLII Congresso Brasileiro de Geologia, CD-ROM, Araxá, Minas Gerais, Brasil.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, Gottesmann, B., Guidotti, Ch V. 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. Mineralogical Magazine, 68:649-667.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A., Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. Gondwana Research, 21:394-405.
- Tohver, E., Lana, C., Cawood, P.A., Fletcher, I.R., Jourdan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B., Trindade, R.I.F., Yokoyama, E., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y. 2012b. Geochronological constraints on the age of a Permo-Triassic impact event: U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar results for the 40 km Araguinha structure of central Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta 86, 214-227.

- Tohver, E., Trindade, R.I.F. 2014. Comment on “Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America?” by U.G. Cordani and others. *American Journal of Science* 314, 805-813.
- Trindade, R.I.F., D’Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244:361-377.
- Valeriano, C. de M., Mendes, J.C., Tupinambá, M., Bongiolo, E., Heilbron, M., Junho, M. do C. B. 2016. Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, SE-Brazil: A case of terminal magmatism of a hot orogen. *Journal of South American Earth Sciences* 68, 269-281.
- Viana, R.R., Battilani, G.A., 2014. SHRIMP U-Pb and U-Pb Laser Ablation Geochronological on Zircons from Monte Santo Alkaline Intrusive Suite, Western Araguaia Belt, Tocantins State, Brazil. *Journal of Geoscience and Environmental Protection* 2, 170-180.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, (95): 407-419.
- White, A.J.R., Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Xing, L., Trail, D., Watson, E.B., 2013. Th and U partitioning between monazite and felsic melt. *Chem. Geol.* 358, 46–53.
- Yang, H., Zhang, H., Luo, B., Gao, Z., Guo, L., Xu, W. 2016. Generation of peraluminous granitic magma in a post-collisional setting: a case study from the eastern Qilian orogeny, NE Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 36:28-45.

**8. Appendix 1 – Summary of U-Pb MC-LA-ICP-MS zircon data.**

Sample PV-SL-1C	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
004-ZR1N	0.03	0.404	57642	0.0608	0.92	0.8771	1.65	0.1047	1.32	0.80	631	39	642	16	639	16	-1.69
005-ZR1B	0.49	0.090	3210	0.0604	0.72	0.7701	1.39	0.0924	1.12	0.81	619	31	570	12	580	12	7.95
006-ZR2N	0.02	1.057	81796	0.1138	0.87	5.2203	1.25	0.3327	0.82	0.65	1861	31	1852	26	1856	21	0.48
007-ZR2B	0.03	0.054	61316	0.0576	0.71	0.7406	1.39	0.0933	1.14	0.82	514	31	575	12	563	12	-11.83
008-ZR3N	0.02	0.191	70702	0.0641	0.68	1.0762	1.25	0.1217	0.98	0.78	746	29	740	14	742	13	0.69
009-ZR3B	0.01	0.019	225549	0.0582	0.44	0.7457	0.98	0.0929	0.79	0.81	538	19	573	9	566	8	-6.38
010-ZR4N	0.01	0.663	129846	0.1268	0.45	5.8016	0.89	0.3318	0.67	0.76	2054	16	1847	22	1947	15	10.07
011-ZR4B	0.07	0.021	22655	0.0604	0.58	0.7773	0.92	0.0933	0.62	0.67	618	25	575	7	584	8	7.01
014-ZR5N	0.00	0.154	389299	0.1236	0.49	6.2995	0.95	0.3695	0.73	0.77	2009	17	2027	25	2018	17	-0.87
015-ZR5B	0.01	0.012	220571	0.0579	0.43	0.7450	0.92	0.0933	0.73	0.79	526	19	575	8	565	8	-9.41
016-ZR6N	0.02	0.198	83519	0.0845	0.74	2.1417	1.65	0.1838	1.43	0.86	1304	29	1088	29	1162	23	16.55
017-ZR6B	0.10	0.016	16022	0.0586	0.64	0.7406	1.06	0.0917	0.75	0.71	552	28	565	8	563	9	-2.47
019-ZR7B	0.03	0.017	55871	0.0593	0.47	0.7476	0.89	0.0914	0.65	0.74	579	20	564	7	567	8	2.67
020-ZR8N	0.05	0.948	32175	0.1060	0.81	4.4054	1.62	0.3014	1.35	0.84	1732	29	1698	40	1713	27	1.92
024-ZR8B	0.06	0.038	24865	0.0588	0.69	0.7589	1.21	0.0937	0.92	0.76	558	30	577	10	573	11	-3.38
025-ZR9N	0.04	0.486	43679	0.0590	1.03	0.6902	1.51	0.0849	1.04	0.69	565	45	525	11	533	12	7.10
026-ZR9B	0.00	0.015	523706	0.0579	0.44	0.7454	1.09	0.0933	0.92	0.85	527	19	575	10	566	9	-9.21
027-ZR10N	0.02	0.653	67763	0.1150	1.11	5.2848	1.62	0.3333	1.12	0.69	1880	40	1854	36	1866	27	1.35
028-ZR10B	0.00	0.017	624481	0.0583	0.53	0.7277	0.98	0.0906	0.74	0.76	539	23	559	8	555	8	-3.64
029-ZR11N	0.03	0.461	48007	0.1142	0.84	5.2239	1.43	0.3317	1.10	0.77	1867	30	1847	35	1857	24	1.11

Sample PV-SL-1C (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
030-ZR11B	0.03	0.018	51946	0.0587	0.67	0.7492	1.10	0.0926	0.79	0.72	555	29	571	9	568	10	-2.90
033-ZR12N	0.06	0.542	27642	0.0678	1.84	1.2122	3.25	0.1297	2.65	0.82	862	75	786	39	806	36	8.77
034-ZR12B	0.00	0.018	367152	0.0578	0.45	0.7509	1.09	0.0942	0.92	0.84	523	20	580	10	569	9	-10.94
035-ZR13N	0.02	1.364	85734	0.0764	0.59	1.8525	0.92	0.1759	0.60	0.65	1105	23	1045	12	1064	12	5.43
036-ZR13B	0.01	0.015	233804	0.0580	0.38	0.7291	0.84	0.0911	0.65	0.78	530	17	562	7	556	7	-6.03
037-ZR14N	0.00	0.303	429452	0.0916	0.56	3.0947	1.02	0.2449	0.77	0.75	1460	21	1412	20	1431	16	3.28
038-ZR14B	0.23	0.034	6815	0.0604	0.56	0.7647	0.95	0.0918	0.67	0.71	617	24	566	7	577	8	8.24
039-ZR15N	0.04	0.999	42611	0.0783	1.29	2.0403	1.96	0.1890	1.43	0.73	1155	51	1116	29	1129	27	3.36
040-ZR15B	0.42	0.046	3714	0.0649	0.85	0.8027	1.19	0.0897	0.75	0.63	772	36	554	8	598	11	28.27
044-ZR16N	0.05	0.291	30955	0.0723	1.69	1.6219	3.93	0.1627	3.52	0.90	994	68	972	63	979	49	2.28
045-ZR16B	0.01	0.023	283529	0.0575	0.70	0.7614	1.11	0.0961	0.78	0.70	510	31	591	9	575	10	-16.05
046-ZR17N	0.09	0.282	17436	0.0607	1.22	0.6816	1.90	0.0815	1.40	0.74	628	52	505	14	528	16	19.54
047-ZR17B	0.01	0.017	197924	0.0584	0.34	0.7532	0.82	0.0935	0.65	0.79	544	15	576	7	570	7	-5.91
048-ZR18N	0.02	1.192	84513	0.1160	0.62	5.2968	1.20	0.3312	0.96	0.80	1895	22	1844	31	1868	20	2.71
049-ZR18B	0.01	0.019	263181	0.0580	0.55	0.7589	1.01	0.0948	0.76	0.75	531	24	584	8	573	9	-9.90
050-ZR19N	0.06	0.689	27339	0.0602	0.87	0.7405	1.54	0.0892	1.22	0.79	612	37	551	13	563	13	9.96
053-ZR19B	0.01	0.013	193312	0.0580	0.49	0.7556	0.93	0.0944	0.70	0.75	531	21	582	8	571	8	-9.53
054-ZR20N	0.45	0.505	3453	0.0735	1.88	0.8773	2.71	0.0866	1.91	0.71	1027	75	535	20	640	26	47.89
055-ZR20B	0.01	0.014	203790	0.0576	0.66	0.7352	1.29	0.0926	1.05	0.81	513	29	571	11	560	11	-11.36
056-ZR21N	0.00	0.630	332785	0.0576	0.74	0.6868	1.15	0.0864	0.79	0.69	515	32	534	8	531	9	-3.71
057-ZR21B	0.29	0.025	5424	0.0608	0.64	0.7595	1.11	0.0907	0.83	0.75	631	27	559	9	574	10	11.28
058-ZR22N	0.01	0.193	184646	0.0896	0.79	2.8008	1.62	0.2268	1.36	0.84	1417	30	1317	32	1356	24	6.99



Sample PV-SL-1C (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
059-ZR22B	0.00	0.017	375694	0.0577	0.88	0.7464	1.28	0.0939	0.85	0.66	517	38	579	9	566	11	-11.98
060-ZR23N	0.02	0.516	90271	0.1130	1.13	5.1193	1.56	0.3287	1.01	0.65	1848	41	1832	32	1839	26	0.85
064-ZR23B	0.01	0.020	203383	0.0582	0.74	0.7344	1.25	0.0916	0.94	0.75	536	32	565	10	559	11	-5.33
065-ZR24N	0.01	0.363	155645	0.1240	1.04	6.5103	2.77	0.3809	2.54	0.92	2014	37	2080	90	2047	48	-3.30
066-ZR24B	0.01	0.016	230152	0.0580	0.60	0.7403	1.03	0.0926	0.76	0.73	528	26	571	8	563	9	-8.09
067-ZR25N	0.03	1.339	55096	0.1159	0.80	5.2447	1.39	0.3281	1.08	0.78	1895	29	1829	34	1860	24	3.46
068-ZR25B	0.01	0.015	109628	0.0586	0.55	0.7463	1.19	0.0923	0.98	0.83	554	24	569	11	566	10	-2.82
069-ZR26N	0.04	0.247	41454	0.0634	1.04	1.0102	1.70	0.1156	1.29	0.76	720	44	705	17	709	17	2.06
070-ZR26B	0.01	0.014	149913	0.0573	0.85	0.6927	1.19	0.0877	0.75	0.63	502	37	542	8	534	10	-7.86
073-ZR27N	0.03	0.635	44868	0.1062	1.30	4.9991	3.80	0.3414	3.55	0.93	1735	47	1893	116	1819	63	-9.13
074-ZR27B	0.01	0.016	251657	0.0575	0.50	0.7309	0.95	0.0921	0.72	0.75	512	22	568	8	557	8	-11.05
075-ZR28N	0.03	0.663	46438	0.0586	1.03	0.6830	1.71	0.0845	1.31	0.77	553	45	523	13	529	14	5.36
076-ZR28B	0.08	0.188	18738	0.0598	0.58	0.7487	1.32	0.0908	1.12	0.85	596	25	560	12	567	11	6.00
077-ZR29N	0.08	0.737	20545	0.0769	2.34	1.8782	3.49	0.1770	2.55	0.73	1120	92	1051	49	1073	46	6.19
078-ZR29B	0.02	0.034	103508	0.0601	0.50	0.7606	1.04	0.0918	0.83	0.80	607	21	566	9	574	9	6.70
079-ZR30N	0.03	0.367	43433	0.1247	0.63	6.4096	1.56	0.3726	1.38	0.88	2025	22	2042	48	2034	27	-0.82
080-ZR30B	0.01	0.009	211841	0.0577	0.53	0.7522	0.86	0.0946	0.56	0.65	517	23	583	6	569	7	-12.62
003-ZR1N	0.01	0.669	118490	0.0586	0.54	0.6914	0.83	0.0855	0.51	0.61	554	23	529	5	534	7	4.49
004-ZR1B	0.01	0.017	261403	0.0584	0.54	0.7232	0.86	0.0898	0.55	0.64	546	24	554	6	553	7	-1.46
005-ZR2N	0.29	0.235	5468	0.0643	0.88	0.6952	1.60	0.0784	1.28	0.80	751	37	487	12	536	13	35.21
<b>006-ZR2B</b>	<b>0.00</b>	<b>0.016</b>	<b>633160</b>	<b>0.0581</b>	<b>0.25</b>	<b>0.6924</b>	<b>0.67</b>	<b>0.0864</b>	<b>0.50</b>	<b>0.74</b>	<b>534</b>	<b>11</b>	<b>534</b>	<b>5</b>	<b>534</b>	<b>6</b>	<b>-0.08</b>
007-ZR3N	0.01	0.391	143971	0.0584	0.44	0.6759	0.79	0.0840	0.53	0.68	543	19	520	5	524	6	4.23

Sample PV-SL-1C (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
<b>008-ZR3B</b>	<b>0.01</b>	<b>0.019</b>	<b>269065</b>	<b>0.0588</b>	<b>0.23</b>	<b>0.7043</b>	<b>0.69</b>	<b>0.0868</b>	<b>0.54</b>	<b>0.77</b>	<b>560</b>	<b>10</b>	<b>537</b>	<b>6</b>	<b>541</b>	<b>6</b>	<b>4.17</b>
009-ZR4N	0.01	0.487	106236	0.0596	0.73	0.6943	1.16	0.0845	0.82	0.71	590	31	523	8	535	10	11.40
<b>010-ZR4B</b>	<b>0.02</b>	<b>0.024</b>	<b>98461</b>	<b>0.0582</b>	<b>0.30</b>	<b>0.6982</b>	<b>0.67</b>	<b>0.0870</b>	<b>0.47</b>	<b>0.70</b>	<b>537</b>	<b>13</b>	<b>538</b>	<b>5</b>	<b>538</b>	<b>6</b>	<b>-0.15</b>
013-ZR5N	0.00	0.209	439352	0.1406	1.97	9.0868	3.89	0.4687	3.34	0.86	2234	68	2478	137	2347	70	-10.90
014-ZR5B	0.39	0.253	3944	0.0925	0.54	1.8492	3.14	0.1450	3.07	0.98	1477	20	873	50	1063	41	40.87
015-ZR6N	0.47	0.252	3275	0.1290	0.75	4.7733	2.41	0.2684	2.27	0.94	2084	26	1532	62	1780	40	26.48
019-ZR8N	1.10	0.353	1400	0.1216	1.41	4.0810	2.12	0.2433	1.54	0.73	1980	50	1404	39	1651	34	29.11
<b>020-ZR8B</b>	<b>0.06</b>	<b>0.027</b>	<b>24618</b>	<b>0.0587</b>	<b>0.31</b>	<b>0.7051</b>	<b>0.74</b>	<b>0.0871</b>	<b>0.56</b>	<b>0.76</b>	<b>557</b>	<b>14</b>	<b>538</b>	<b>6</b>	<b>542</b>	<b>6</b>	<b>3.32</b>
023-ZR9N	0.01	0.564	155556	0.1137	0.45	4.8756	0.86	0.3109	0.64	0.74	1860	16	1745	19	1798	15	6.17
024-ZR9B	0.01	0.667	152998	0.1153	0.35	5.2566	0.76	0.3305	0.57	0.75	1885	13	1841	18	1862	13	2.37
026-ZR10B	0.81	0.206	1914	0.0731	1.04	0.6234	2.51	0.0619	2.26	0.90	1016	42	387	17	492	20	61.93
<b>028-ZR11B</b>	<b>0.01</b>	<b>0.113</b>	<b>140763</b>	<b>0.0585</b>	<b>0.34</b>	<b>0.7165</b>	<b>1.34</b>	<b>0.0889</b>	<b>1.24</b>	<b>0.93</b>	<b>547</b>	<b>15</b>	<b>549</b>	<b>13</b>	<b>549</b>	<b>11</b>	<b>-0.35</b>
033-ZR13N	0.02	0.476	64337	0.0589	0.86	0.7011	1.29	0.0863	0.89	0.69	564	37	534	9	539	11	5.39
035-ZR14	0.02	0.502	72462	0.0834	0.82	2.9247	3.09	0.2543	2.95	0.96	1279	32	1461	77	1388	46	-14.23
036-ZR15N	0.01	0.668	208546	0.0746	0.48	1.8294	1.22	0.1778	1.06	0.87	1059	19	1055	21	1056	16	0.35
<b>037-ZR15B</b>	<b>0.01</b>	<b>0.028</b>	<b>280981</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.27</b>	<b>0.7133</b>	<b>0.72</b>	<b>0.0878</b>	<b>0.56</b>	<b>0.77</b>	<b>564</b>	<b>12</b>	<b>543</b>	<b>6</b>	<b>547</b>	<b>6</b>	<b>3.76</b>
039-ZR16B	0.14	0.232	11042	0.1104	1.30	5.1382	1.68	0.3376	1.00	0.59	1805	47	1875	32	1842	28	-3.86
<b>040-ZR17</b>	<b>0.16</b>	<b>0.056</b>	<b>9875</b>	<b>0.0582</b>	<b>0.43</b>	<b>0.6969</b>	<b>0.84</b>	<b>0.0868</b>	<b>0.62</b>	<b>0.74</b>	<b>538</b>	<b>19</b>	<b>537</b>	<b>6</b>	<b>537</b>	<b>7</b>	<b>0.17</b>
043-ZR18N	0.00	0.348	1042358	0.1239	0.38	5.7404	1.28	0.3359	1.16	0.91	2014	14	1867	38	1937	22	7.29
044-ZR18B	0.20	0.028	7875	0.0845	0.70	1.4048	1.25	0.1205	0.97	0.78	1305	27	734	13	891	15	43.78
045-ZR19N	0.04	1.390	35102	0.0778	0.50	2.0501	1.62	0.1910	1.50	0.92	1143	20	1127	31	1132	22	1.37
047-ZR20N	0.26	0.136	6075	0.0626	0.28	0.7387	0.70	0.0856	0.52	0.75	695	12	529	5	562	6	23.82

<b>Sample PV-SL-1C (Cont.)</b>	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
048-ZR20B	0.17	0.057	8983	0.0609	0.32	0.7304	0.72	0.0870	0.53	0.73	635	14	538	5	557	6	15.28
049-ZR21N	0.02	1.382	74318	0.0755	0.35	1.7151	0.86	0.1647	0.68	0.80	1082	14	983	12	1014	11	9.19
050-ZR21M	0.01	0.234	223457	0.0688	0.51	1.1930	1.40	0.1257	1.25	0.89	893	21	763	18	797	15	14.51
053-ZR21B	0.01	0.697	193342	0.0749	0.33	1.6951	1.25	0.1641	1.14	0.92	1066	13	980	21	1007	16	8.13
054-ZR22N	0.00	0.062	3131006	0.0800	0.27	2.2017	0.72	0.1996	0.56	0.77	1197	11	1173	12	1182	10	1.97
055-ZR22B	0.01	0.027	208229	0.0536	1.37	0.5621	4.22	0.0760	3.97	0.94	356	61	472	36	453	31	-32.56
056-ZR23N	0.38	0.091	4092	0.0642	1.95	0.7306	3.06	0.0826	2.32	0.76	747	81	512	23	557	26	31.51
057-ZR23B	0.18	0.082	8585	0.0635	2.13	0.7646	3.17	0.0873	2.32	0.73	726	89	539	24	577	28	25.69
058-ZR24N	0.01	0.452	152259	0.0556	1.73	0.6830	2.22	0.0891	1.34	0.60	435	76	550	14	529	18	-26.38
<b>060-ZR25</b>	<b>0.00</b>	<b>0.038</b>	<b>445779</b>	<b>0.0582</b>	<b>0.33</b>	<b>0.6952</b>	<b>0.72</b>	<b>0.0866</b>	<b>0.53</b>	<b>0.73</b>	<b>538</b>	<b>14</b>	<b>535</b>	<b>5</b>	<b>536</b>	<b>6</b>	<b>0.49</b>
063-ZR26	0.15	0.431	10429	0.1073	4.00	4.3713	4.92	0.2956	2.85	0.58	1753	143	1669	84	1707	80	4.78
064-ZR27N	0.01	0.383	201853	0.0801	0.43	2.2023	1.07	0.1994	0.91	0.85	1199	17	1172	19	1182	15	2.27
065-ZR27B	0.01	0.024	256203	0.0578	0.36	0.7043	0.72	0.0884	0.51	0.70	522	16	546	5	541	6	-4.51
067-ZR28B	0.02	0.491	101556	0.0593	0.50	0.7011	0.89	0.0858	0.64	0.72	577	22	531	7	539	7	8.00
068-ZR29N	0.01	0.706	109170	0.0586	0.63	0.6811	0.95	0.0843	0.60	0.64	551	27	522	6	527	8	5.25
069-ZR29B	0.12	0.055	13380	0.0553	1.16	0.6934	1.45	0.0909	0.78	0.54	424	51	561	8	535	12	-32.34
070-ZR30N	0.01	0.433	104243	0.0878	0.35	2.7839	0.90	0.2299	0.74	0.82	1378	13	1334	18	1351	13	3.21

<b>Sample PV-SL-3</b>	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
003-ZR1N	0.01	0.530	146842	0.0592	0.46	0.6739	0.89	0.0825	0.67	0.75	575	20	511	7	523	7	11.13
006-ZR2B	0.08	0.006	20314	0.0612	1.48	0.7127	1.76	0.0844	0.88	0.50	647	63	522	9	546	15	19.29

Sample PV-SL-3 (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
010-ZR3B1	0.02	0.026	94899	0.0592	0.55	0.7075	0.81	0.0867	0.46	0.57	575	24	536	5	543	7	6.76
<b>011-ZR3B2</b>	<b>0.01</b>	<b>0.035</b>	<b>263815</b>	<b>0.0583</b>	<b>0.24</b>	<b>0.7036</b>	<b>0.70</b>	<b>0.0875</b>	<b>0.54</b>	<b>0.78</b>	<b>542</b>	<b>10</b>	<b>541</b>	<b>6</b>	<b>541</b>	<b>6</b>	<b>0.32</b>
012-ZR4N	0.01	1.726	109900	0.1128	0.42	4.8064	1.00	0.3091	0.83	0.83	1845	15	1736	25	1786	17	5.89
015-ZR4B	0.01	0.192	258947	0.0592	0.35	0.7305	2.33	0.0894	2.27	0.98	576	15	552	24	557	20	4.14
018-ZR6N	0.02	1.177	98289	0.0764	0.64	1.9730	1.17	0.1872	0.91	0.78	1107	25	1106	19	1106	16	0.07
022-ZR7N	0.01	1.225	196075	0.0751	0.40	1.8606	0.92	0.1796	0.74	0.80	1071	16	1065	14	1067	12	0.60
<b>024-ZR8</b>	<b>0.01</b>	<b>0.406</b>	<b>180701</b>	<b>0.0579</b>	<b>0.63</b>	<b>0.6926</b>	<b>1.36</b>	<b>0.0868</b>	<b>1.15</b>	<b>0.84</b>	<b>525</b>	<b>27</b>	<b>537</b>	<b>12</b>	<b>534</b>	<b>11</b>	<b>-2.18</b>
027-ZR9N	0.34	0.701	4519	0.0803	0.40	1.6581	1.03	0.1497	0.87	0.85	1206	16	899	15	993	13	25.42
035-ZR12N	0.34	0.341	4647	0.0597	0.89	0.6759	1.24	0.0822	0.79	0.63	591	38	509	8	524	10	13.86
036-ZR12B	0.01	0.143	130885	0.0581	0.28	0.6640	0.85	0.0829	0.72	0.84	532	12	514	7	517	7	3.49
039-ZR13N	0.01	0.991	183596	0.0770	0.76	1.8962	1.32	0.1787	1.01	0.77	1120	30	1060	20	1080	17	5.37
<b>040-ZR13B</b>	<b>0.00</b>	<b>0.030</b>	<b>478066</b>	<b>0.0581</b>	<b>0.22</b>	<b>0.6823</b>	<b>0.67</b>	<b>0.0852</b>	<b>0.51</b>	<b>0.76</b>	<b>533</b>	<b>9</b>	<b>527</b>	<b>5</b>	<b>528</b>	<b>5</b>	<b>1.09</b>
<b>042-ZR14B</b>	<b>0.01</b>	<b>0.206</b>	<b>120640</b>	<b>0.0570</b>	<b>0.74</b>	<b>0.6687</b>	<b>1.34</b>	<b>0.0850</b>	<b>1.05</b>	<b>0.79</b>	<b>492</b>	<b>33</b>	<b>526</b>	<b>11</b>	<b>520</b>	<b>11</b>	<b>-6.91</b>
045-ZR15N	0.01	0.897	118540	0.1242	1.41	6.7111	3.38	0.3918	3.04	0.90	2018	50	2131	110	2074	59	-5.62
<b>052-ZR17B</b>	<b>0.08</b>	<b>0.015</b>	<b>20482</b>	<b>0.0578</b>	<b>0.67</b>	<b>0.6876</b>	<b>1.08</b>	<b>0.0863</b>	<b>0.76</b>	<b>0.71</b>	<b>522</b>	<b>29</b>	<b>533</b>	<b>8</b>	<b>531</b>	<b>9</b>	<b>-2.12</b>
053-ZR18N	0.02	0.460	64881	0.0968	1.05	3.8688	1.91	0.2899	1.55	0.81	1563	39	1641	45	1607	31	-4.98
054-ZR18B	0.16	0.182	9577	0.0907	1.69	3.1014	2.89	0.2481	2.32	0.80	1440	64	1428	59	1433	44	0.79
058-ZR19B	0.68	0.087	2282	0.0627	1.13	0.7571	1.58	0.0875	1.04	0.66	700	48	541	11	572	14	22.72
059-ZR20N	0.01	1.433	168344	0.0740	0.41	1.6705	0.99	0.1636	0.82	0.83	1043	17	977	15	997	13	6.30
060-ZR20B	0.00	0.010	894880	0.0567	0.64	0.6659	1.19	0.0851	0.93	0.78	481	28	527	9	518	10	-9.53
063-ZR21	0.01	0.490	204773	0.1053	2.03	4.5203	2.50	0.3114	1.41	0.56	1719	74	1747	43	1735	41	-1.64
066-ZR23N	0.01	0.357	220002	0.0934	0.92	3.4208	3.78	0.2656	3.65	0.97	1496	34	1519	98	1509	59	-1.51

Sample PV-SL-3 (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
069-ZR23B	0.03	0.202	46918	0.0577	0.59	0.6407	1.17	0.0805	0.94	0.81	519	26	499	9	503	9	3.72
070-ZR24N	0.01	0.697	139662	0.1104	0.41	4.5579	0.92	0.2994	0.73	0.80	1806	15	1688	22	1742	15	6.52
071-ZR24B	0.19	0.154	8403	0.0597	0.36	0.7112	0.75	0.0863	0.55	0.73	594	16	534	6	545	6	10.20
072-ZR25N	0.00	0.280	566357	0.0931	0.31	3.1937	0.75	0.2489	0.57	0.76	1489	12	1433	15	1456	12	3.79
075-ZR25B	0.00	0.082	432502	0.0568	0.42	0.6539	1.25	0.0836	1.12	0.90	482	18	517	11	511	10	-7.30
082-ZR29N	0.17	0.958	8942	0.1175	1.15	5.3473	2.44	0.3300	2.12	0.87	1919	41	1839	68	1876	41	4.17
083-ZR29B	0.13	0.019	11876	0.0585	0.71	0.6617	1.15	0.0820	0.82	0.71	549	31	508	8	516	9	7.41
084-ZR30	0.00	0.189	10315956	0.1062	0.97	3.3771	2.64	0.2307	2.43	0.92	1735	35	1338	59	1499	41	22.86

Sample PV-SL-37A	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s (%)	7/5 ratio	1s (%)	6/8 ratio	1s (%)	Rho	7/6 age (Ma)	2s (Ma)	7/5 age (Ma)	2s (Ma)	6/8 age (Ma)	2s (Ma)	Disc. (%)
004-ZR1B	0.11	0.701	14506	0.0580	1.48	0.8757	2.46	0.1094	1.93	0.79	531	64	669	25	639	23	-25.99
005-ZR2N	0.00	0.535	524527	0.1102	0.36	4.1622	0.94	0.2738	0.78	0.84	1803	13	1560	22	1667	15	13.50
006-ZR2M	0.00	0.576	708838	0.1149	0.43	5.1741	0.79	0.3266	0.55	0.70	1878	16	1822	18	1848	13	2.98
<b>008-ZR3N</b>	<b>0.00</b>	<b>0.118</b>	<b>1839668</b>	<b>0.0581</b>	<b>0.68</b>	<b>0.7074</b>	<b>1.01</b>	<b>0.0884</b>	<b>0.66</b>	<b>0.65</b>	<b>532</b>	<b>29</b>	<b>546</b>	<b>7</b>	<b>543</b>	<b>9</b>	<b>-2.67</b>
009-ZR3M	0.00	0.110	454339	0.0581	0.86	0.7289	1.14	0.0910	0.64	0.56	534	38	561	7	556	10	-5.21
<b>013-ZR4N</b>	<b>0.01</b>	<b>1.550</b>	<b>293971</b>	<b>0.0582</b>	<b>0.71</b>	<b>0.6960</b>	<b>0.95</b>	<b>0.0867</b>	<b>0.50</b>	<b>0.53</b>	<b>537</b>	<b>31</b>	<b>536</b>	<b>5</b>	<b>536</b>	<b>8</b>	<b>0.17</b>
<b>014-ZR4B</b>	<b>0.04</b>	<b>0.748</b>	<b>35154</b>	<b>0.0566</b>	<b>1.70</b>	<b>0.6615</b>	<b>2.08</b>	<b>0.0848</b>	<b>1.14</b>	<b>0.55</b>	<b>475</b>	<b>74</b>	<b>525</b>	<b>12</b>	<b>516</b>	<b>17</b>	<b>-10.33</b>
<b>015-ZR5B</b>	<b>0.05</b>	<b>0.902</b>	<b>30301</b>	<b>0.0583</b>	<b>1.34</b>	<b>0.6913</b>	<b>1.96</b>	<b>0.0860</b>	<b>1.38</b>	<b>0.71</b>	<b>541</b>	<b>58</b>	<b>532</b>	<b>14</b>	<b>534</b>	<b>16</b>	<b>1.79</b>
<b>015-ZR5N</b>	<b>0.05</b>	<b>0.786</b>	<b>33352</b>	<b>0.0582</b>	<b>1.34</b>	<b>0.6700</b>	<b>2.10</b>	<b>0.0835</b>	<b>1.58</b>	<b>0.75</b>	<b>537</b>	<b>58</b>	<b>517</b>	<b>16</b>	<b>521</b>	<b>17</b>	<b>3.68</b>

9. Appendix 2 – Summary of U-Pb MC-LA-ICP-MS monazite data.

Sample PV-SL-1C	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
003-MZ1	0.86	85.165	1809	0.0668	1.02	0.8132	1.62	0.0909	1.26	0.78	832	42	604	15	561	14	32.62
004-MZ2	0.07	85.663	21336	0.0613	0.87	0.7653	1.33	0.0931	1.01	0.76	651	37	577	12	574	11	11.88
006-MZ4	0.06	59.858	26087	0.0612	0.92	0.7354	1.46	0.0897	1.12	0.77	646	39	560	12	554	12	14.20
007-MZ5	0.23	98.166	6780	0.0649	1.23	0.7838	1.59	0.0901	1.00	0.63	772	51	588	14	556	11	28.01
<b>008-MZ6</b>	<b>0.04</b>	<b>32.594</b>	<b>44096</b>	<b>0.0605</b>	<b>0.99</b>	<b>0.7202</b>	<b>1.50</b>	<b>0.0889</b>	<b>1.12</b>	<b>0.75</b>	<b>621</b>	<b>43</b>	<b>551</b>	<b>13</b>	<b>549</b>	<b>12</b>	<b>11.58</b>
009-MZ7	0.04	38.574	42575	0.0613	1.05	0.7336	1.54	0.0893	1.12	0.73	651	45	559	13	551	12	15.27
010-MZ8	0.06	58.628	25543	0.0614	0.98	0.7154	1.59	0.0869	1.25	0.79	654	42	548	13	537	13	17.82
013-MZ9	1.62	101.682	960	0.0820	1.40	1.0385	1.95	0.0945	1.36	0.70	1246	54	723	20	582	15	53.27
015-MZ11	0.07	55.596	21610	0.0610	0.90	0.7113	1.40	0.0870	1.07	0.77	641	38	546	12	538	11	16.12
<b>016-MZ12</b>	<b>0.02</b>	<b>29.065</b>	<b>74512</b>	<b>0.0603</b>	<b>0.70</b>	<b>0.7146</b>	<b>1.06</b>	<b>0.0885</b>	<b>0.79</b>	<b>0.75</b>	<b>614</b>	<b>30</b>	<b>547</b>	<b>9</b>	<b>546</b>	<b>8</b>	<b>11.04</b>
017-MZ13	0.02	26.539	64452	0.0607	0.56	0.6943	1.04	0.0853	0.88	0.84	630	24	535	9	528	9	16.21
<b>019-MZ15</b>	<b>0.06</b>	<b>33.454</b>	<b>24400</b>	<b>0.0596</b>	<b>0.93</b>	<b>0.6857</b>	<b>1.37</b>	<b>0.0858</b>	<b>1.00</b>	<b>0.73</b>	<b>591</b>	<b>40</b>	<b>530</b>	<b>11</b>	<b>531</b>	<b>10</b>	<b>10.18</b>
<b>020-MZ16</b>	<b>0.02</b>	<b>16.958</b>	<b>66745</b>	<b>0.0602</b>	<b>0.49</b>	<b>0.6928</b>	<b>1.04</b>	<b>0.0859</b>	<b>0.92</b>	<b>0.88</b>	<b>610</b>	<b>21</b>	<b>534</b>	<b>9</b>	<b>531</b>	<b>9</b>	<b>12.95</b>
<b>023-MZ17</b>	<b>0.02</b>	<b>27.066</b>	<b>90818</b>	<b>0.0601</b>	<b>0.50</b>	<b>0.7026</b>	<b>0.85</b>	<b>0.0873</b>	<b>0.69</b>	<b>0.81</b>	<b>607</b>	<b>22</b>	<b>540</b>	<b>7</b>	<b>539</b>	<b>7</b>	<b>11.05</b>
024-MZ18	1.18	24.873	1325	0.0705	1.31	0.8400	1.52	0.0889	0.76	0.50	944	53	619	14	549	8	41.86
025-MZ19	0.04	22.275	38537	0.0600	0.67	0.6744	0.99	0.0839	0.72	0.73	603	29	523	8	520	7	13.80
026-MZ20	0.03	36.919	53731	0.0606	0.51	0.6908	0.85	0.0851	0.68	0.80	625	22	533	7	527	7	15.71
027-MZ21	0.01	2.330	285580	0.0590	0.36	0.6617	0.58	0.0838	0.46	0.79	566	15	516	5	518	5	8.40
028-MZ22	0.06	88.909	24953	0.0640	1.20	0.7174	1.67	0.0836	1.16	0.70	743	50	549	14	518	12	30.35
<b>030-MZ24</b>	<b>0.02</b>	<b>9.379</b>	<b>74704</b>	<b>0.0595</b>	<b>0.59</b>	<b>0.6755</b>	<b>0.96</b>	<b>0.0848</b>	<b>0.75</b>	<b>0.79</b>	<b>585</b>	<b>26</b>	<b>524</b>	<b>8</b>	<b>525</b>	<b>8</b>	<b>10.28</b>

Sample PV-SL-1C (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
033-MZ25	0.04	27.808	38663	0.0606	0.65	0.6755	1.19	0.0832	1.00	0.84	625	28	524	10	515	10	17.50
<b>034-MZ26</b>	<b>0.01</b>	<b>6.227</b>	<b>110514</b>	<b>0.0596</b>	<b>0.51</b>	<b>0.6801</b>	<b>0.97</b>	<b>0.0852</b>	<b>0.82</b>	<b>0.85</b>	<b>589</b>	<b>22</b>	<b>527</b>	<b>8</b>	<b>527</b>	<b>8</b>	<b>10.50</b>
035-MZ27	0.04	38.018	40704	0.0593	1.00	0.7057	1.33	0.0889	0.88	0.66	577	43	542	11	549	9	4.83
<b>036-MZ28</b>	<b>0.04</b>	<b>29.193</b>	<b>36889</b>	<b>0.0596</b>	<b>0.63</b>	<b>0.6812</b>	<b>1.09</b>	<b>0.0853</b>	<b>0.89</b>	<b>0.82</b>	<b>588</b>	<b>27</b>	<b>528</b>	<b>9</b>	<b>528</b>	<b>9</b>	<b>10.27</b>
037-MZ29	0.03	22.407	60613	0.0605	0.58	0.7242	1.08	0.0894	0.91	0.84	621	25	553	9	552	10	11.09

Sample PV-SL-3	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
003-MZ1	2.95	38.713	529	0.1273	2.80	1.4672	3.32	0.0860	1.77	0.53	2061	97	917	40	532	18	74.19
004-MZ2	0.01	4.428	112313	0.0542	1.31	0.5673	1.72	0.0781	1.12	0.65	380	58	456	13	485	10	-27.56
005-MZ3	0.04	48.735	39404	0.0549	1.27	0.5762	1.72	0.0783	1.16	0.68	409	56	462	13	486	11	-18.82
006-MZ4	0.13	92.490	12137	0.0570	1.56	0.6400	2.01	0.0838	1.26	0.63	492	68	502	16	519	13	-5.43
008-MZ6	0.03	3.487	47420	0.0569	0.93	0.6201	1.24	0.0814	0.82	0.66	487	41	490	10	504	8	-3.47
009-MZ7	0.67	5.118	2322	0.0661	1.23	0.7259	1.49	0.0820	0.85	0.57	809	51	554	13	508	8	37.18
010-MZ8	0.04	53.111	38006	0.0569	1.26	0.6328	1.63	0.0831	1.04	0.64	487	55	498	13	514	10	-5.67
<b>014-MZ10</b>	<b>0.04</b>	<b>94.662</b>	<b>40185</b>	<b>0.0582</b>	<b>1.17</b>	<b>0.6589</b>	<b>1.61</b>	<b>0.0845</b>	<b>1.10</b>	<b>0.68</b>	<b>537</b>	<b>51</b>	<b>514</b>	<b>13</b>	<b>523</b>	<b>11</b>	<b>2.64</b>
015-MZ11	0.02	30.031	80935	0.0579	0.92	0.6649	1.27	0.0858	0.88	0.69	525	40	518	10	530	9	-1.05
016-MZ12	0.02	50.358	85197	0.0576	0.84	0.6860	1.21	0.0888	0.86	0.72	516	37	530	10	549	9	-6.23
017-MZ13	0.02	22.610	88315	0.0577	1.02	0.6586	1.57	0.0852	1.20	0.76	518	44	514	13	527	12	-1.85
018-MZ14	0.01	12.326	176223	0.0576	1.21	0.6624	1.81	0.0859	1.34	0.74	514	53	516	15	531	14	-3.42
<b>019-MZ15</b>	<b>0.07</b>	<b>67.926</b>	<b>23067</b>	<b>0.0600</b>	<b>2.17</b>	<b>0.6928</b>	<b>3.06</b>	<b>0.0862</b>	<b>2.16</b>	<b>0.70</b>	<b>602</b>	<b>93</b>	<b>534</b>	<b>25</b>	<b>533</b>	<b>22</b>	<b>11.43</b>
<b>020-MZ16</b>	<b>0.07</b>	<b>62.151</b>	<b>22484</b>	<b>0.0608</b>	<b>2.15</b>	<b>0.7169</b>	<b>3.15</b>	<b>0.0880</b>	<b>2.30</b>	<b>0.73</b>	<b>633</b>	<b>91</b>	<b>549</b>	<b>27</b>	<b>544</b>	<b>24</b>	<b>14.17</b>

Sample PV-SL-3 (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
023-MZ17	0.04	14.390	39122	0.0574	1.48	0.6723	2.04	0.0875	1.41	0.69	506	64	522	17	541	15	-6.94
<b>024-MZ18</b>	<b>0.02</b>	<b>10.155</b>	<b>71256</b>	<b>0.0581</b>	<b>1.20</b>	<b>0.6562</b>	<b>1.91</b>	<b>0.0843</b>	<b>1.48</b>	<b>0.78</b>	<b>533</b>	<b>52</b>	<b>512</b>	<b>15</b>	<b>522</b>	<b>15</b>	<b>2.09</b>
<b>025-MZ19</b>	<b>0.04</b>	<b>35.008</b>	<b>38659</b>	<b>0.0596</b>	<b>1.28</b>	<b>0.7071</b>	<b>1.81</b>	<b>0.0885</b>	<b>1.27</b>	<b>0.70</b>	<b>590</b>	<b>55</b>	<b>543</b>	<b>15</b>	<b>547</b>	<b>13</b>	<b>7.28</b>
026-MZ20	0.01	2.799	286956	0.0575	0.93	0.6442	1.54	0.0836	1.22	0.80	511	41	505	12	518	12	-1.33
028-MZ22	0.01	7.835	297618	0.0582	0.75	0.6606	1.34	0.0847	1.11	0.83	539	32	515	11	524	11	2.76
<b>030-MZ24</b>	<b>0.03</b>	<b>47.028</b>	<b>60108</b>	<b>0.0595</b>	<b>1.10</b>	<b>0.6875</b>	<b>1.79</b>	<b>0.0862</b>	<b>1.41</b>	<b>0.79</b>	<b>585</b>	<b>47</b>	<b>531</b>	<b>15</b>	<b>533</b>	<b>14</b>	<b>8.90</b>
033-MZ25	0.01	9.664	193148	0.0587	0.56	0.6710	1.16	0.0853	1.02	0.87	557	24	521	9	528	10	5.32
<b>034-MZ26</b>	<b>0.03</b>	<b>24.941</b>	<b>56580</b>	<b>0.0605</b>	<b>0.90</b>	<b>0.7140</b>	<b>1.46</b>	<b>0.0880</b>	<b>1.15</b>	<b>0.79</b>	<b>623</b>	<b>38</b>	<b>547</b>	<b>12</b>	<b>544</b>	<b>12</b>	<b>12.72</b>
<b>035-MZ27</b>	<b>0.02</b>	<b>8.119</b>	<b>85028</b>	<b>0.0594</b>	<b>0.54</b>	<b>0.6936</b>	<b>1.24</b>	<b>0.0871</b>	<b>1.12</b>	<b>0.90</b>	<b>583</b>	<b>23</b>	<b>535</b>	<b>10</b>	<b>538</b>	<b>12</b>	<b>7.61</b>
036-MZ28	0.03	67.097	56297	0.0608	0.69	0.7174	1.34	0.0881	1.15	0.86	632	30	549	11	544	12	13.86
037-MZ29	0.02	15.186	87180	0.0606	0.67	0.7289	1.67	0.0898	1.53	0.92	625	29	556	14	554	16	11.38
038-MZ30	0.07	58.785	22736	0.0617	1.22	0.7422	2.41	0.0898	2.07	0.86	664	52	564	21	554	22	16.56

Sample PV-SL-37A	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
<b>003-MZ1</b>	<b>0.02</b>	<b>24.549</b>	<b>73027</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.56</b>	<b>0.6604</b>	<b>0.93</b>	<b>0.0837</b>	<b>0.74</b>	<b>0.80</b>	<b>563</b>	<b>24</b>	<b>515</b>	<b>7</b>	<b>518</b>	<b>7</b>	<b>7.86</b>
<b>004-MZ2</b>	<b>0.06</b>	<b>39.625</b>	<b>28228</b>	<b>0.0598</b>	<b>0.61</b>	<b>0.6914</b>	<b>0.91</b>	<b>0.0863</b>	<b>0.68</b>	<b>0.74</b>	<b>597</b>	<b>26</b>	<b>534</b>	<b>8</b>	<b>534</b>	<b>7</b>	<b>10.64</b>
005-MZ3	0.02	33.996	68996	0.0587	0.52	0.6817	0.86	0.0867	0.68	0.79	555	23	528	7	536	7	3.32
006-MZ4	0.05	36.807	28447	0.0612	0.69	0.7199	0.95	0.0878	0.65	0.69	647	29	551	8	542	7	16.20
007-MZ5	0.04	31.131	37033	0.0590	0.51	0.6833	0.95	0.0865	0.80	0.85	566	22	529	8	535	8	5.45
008-MZ6	0.07	41.769	21079	0.0586	0.65	0.6673	0.90	0.0851	0.62	0.69	551	28	519	7	526	6	4.51
<b>009-MZ7</b>	<b>0.03</b>	<b>32.624</b>	<b>53117</b>	<b>0.0598</b>	<b>0.96</b>	<b>0.6727</b>	<b>1.28</b>	<b>0.0840</b>	<b>0.85</b>	<b>0.66</b>	<b>595</b>	<b>41</b>	<b>522</b>	<b>10</b>	<b>520</b>	<b>8</b>	<b>12.63</b>



<b>Sample PV-SL-37A (Cont.)</b>	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
010-MZ8	0.02	29.090	74541	0.0583	0.58	0.6750	0.92	0.0864	0.71	0.78	542	25	524	8	534	7	1.54
<b>013-MZ9</b>	<b>0.04</b>	<b>32.012</b>	<b>38292</b>	<b>0.0598</b>	<b>0.72</b>	<b>0.6913</b>	<b>1.08</b>	<b>0.0863</b>	<b>0.80</b>	<b>0.74</b>	<b>595</b>	<b>31</b>	<b>534</b>	<b>9</b>	<b>534</b>	<b>8</b>	<b>10.34</b>
014-MZ10	0.04	29.542	42403	0.0590	0.55	0.6674	0.95	0.0845	0.78	0.82	565	24	519	8	523	8	7.52
015-MZ11	0.01	20.864	133262	0.0584	0.51	0.6554	0.82	0.0838	0.64	0.78	544	22	512	7	519	6	4.63
016-MZ12	0.01	39.390	122959	0.0587	0.57	0.6654	0.81	0.0846	0.57	0.70	555	25	518	7	524	6	5.67
017-MZ13	0.02	22.411	88074	0.0591	0.63	0.6937	0.80	0.0877	0.49	0.61	569	27	535	7	542	5	4.81
018-MZ14	0.46	38.169	3383	0.0643	0.64	0.7855	0.85	0.0912	0.57	0.67	751	27	589	8	563	6	25.09
019-MZ15	0.03	26.731	58956	0.0593	0.73	0.6977	1.09	0.0878	0.80	0.74	579	32	537	9	542	8	6.33
020-MZ16	0.04	31.156	34762	0.0611	0.90	0.6834	1.38	0.0835	1.04	0.76	643	38	529	11	517	10	19.62
023-MZ17	0.02	29.061	93549	0.0586	0.64	0.6677	0.99	0.0851	0.76	0.77	551	28	519	8	526	8	4.49
024-MZ18	0.01	24.526	199315	0.0582	0.58	0.6646	0.82	0.0852	0.58	0.70	538	25	517	7	527	6	2.11
<b>025-MZ19</b>	<b>0.03</b>	<b>29.366</b>	<b>45290</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.60</b>	<b>0.6568</b>	<b>1.08</b>	<b>0.0832</b>	<b>0.90</b>	<b>0.83</b>	<b>565</b>	<b>26</b>	<b>513</b>	<b>9</b>	<b>515</b>	<b>9</b>	<b>8.76</b>
026-MZ20	0.06	68.228	26407	0.0601	0.58	0.6990	0.97	0.0867	0.78	0.80	609	25	538	8	536	8	11.94
027-MZ21	0.03	35.588	45693	0.0592	0.65	0.6841	0.93	0.0862	0.66	0.71	575	28	529	8	533	7	7.29
<b>028-MZ22</b>	<b>0.04</b>	<b>17.466</b>	<b>35253</b>	<b>0.0594</b>	<b>0.57</b>	<b>0.6790</b>	<b>1.21</b>	<b>0.0854</b>	<b>1.07</b>	<b>0.88</b>	<b>580</b>	<b>25</b>	<b>526</b>	<b>10</b>	<b>528</b>	<b>11</b>	<b>8.97</b>
029-MZ23	0.01	21.526	152561	0.0585	0.65	0.6721	0.92	0.0858	0.65	0.71	548	28	522	7	530	7	3.29

<b>Sample VI- 193</b>	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
004-MN1	0.05	1.152	32040	0.0589	0.37	0.6636	0.69	0.0841	0.59	0.85	564	16	517	6	520	6	7.69
005-MN2	0.05	0.847	33799	0.0587	0.35	0.6602	0.56	0.0839	0.43	0.78	557	15	515	4	519	4	6.69
006-MN3	0.01	0.027	180631	0.0583	0.75	0.6787	0.91	0.0869	0.52	0.57	541	33	526	7	537	5	0.80

Sample VI-193 (Cont.)	f206(%)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb ratio	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratio	1σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	1σ (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	1σ (%)	Error corr. (ρ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age (Ma)	2σ (Ma)	Disc. (%)
007-MN4	0.06	0.916	27958	0.0589	0.34	0.6582	0.52	0.0834	0.39	0.75	565	15	513	4	516	4	8.62
009-MN6	0.05	0.885	32485	0.0590	0.50	0.6682	0.62	0.0846	0.36	0.59	566	22	520	5	523	4	7.58
010-MN7	0.05	1.242	29614	0.0590	0.61	0.6672	0.75	0.0845	0.45	0.59	566	26	519	6	523	4	7.60
<b>013-MN8</b>	<b>0.04</b>	<b>1.033</b>	<b>37162</b>	<b>0.0590</b>	<b>0.47</b>	<b>0.6563</b>	<b>0.60</b>	<b>0.0830</b>	<b>0.37</b>	<b>0.62</b>	<b>569</b>	<b>21</b>	<b>512</b>	<b>5</b>	<b>514</b>	<b>4</b>	<b>9.64</b>
<b>014-MN9</b>	<b>0.04</b>	<b>0.957</b>	<b>37758</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.55</b>	<b>0.6511</b>	<b>0.76</b>	<b>0.0825</b>	<b>0.53</b>	<b>0.69</b>	<b>564</b>	<b>24</b>	<b>509</b>	<b>6</b>	<b>511</b>	<b>5</b>	<b>9.40</b>
<b>015-MN10</b>	<b>0.04</b>	<b>0.987</b>	<b>36151</b>	<b>0.0587</b>	<b>0.46</b>	<b>0.6350</b>	<b>0.66</b>	<b>0.0807</b>	<b>0.47</b>	<b>0.72</b>	<b>558</b>	<b>20</b>	<b>499</b>	<b>5</b>	<b>500</b>	<b>5</b>	<b>10.30</b>
017-MN12	0.04	0.570	39700	0.0583	0.38	0.6489	0.52	0.0831	0.36	0.69	540	16	508	4	515	4	4.62
<b>018-MN13</b>	<b>0.05</b>	<b>0.917</b>	<b>31521</b>	<b>0.0590</b>	<b>0.42</b>	<b>0.6379</b>	<b>0.59</b>	<b>0.0807</b>	<b>0.42</b>	<b>0.70</b>	<b>568</b>	<b>18</b>	<b>501</b>	<b>5</b>	<b>500</b>	<b>4</b>	<b>11.88</b>
019-MN14	0.00	0.015	415843	0.0583	0.72	0.6752	0.92	0.0864	0.57	0.62	542	31	524	8	534	6	1.51
020-MN15	0.04	0.613	43189	0.0581	0.79	0.6020	1.10	0.0773	0.77	0.70	535	34	478	8	480	7	10.33
024-MN16	0.07	1.319	21143	0.0595	0.40	0.6630	0.60	0.0832	0.45	0.75	585	17	516	5	515	4	11.94
<b>025-MN17</b>	<b>0.05</b>	<b>0.992</b>	<b>33880</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.40</b>	<b>0.6484</b>	<b>0.58</b>	<b>0.0822</b>	<b>0.41</b>	<b>0.71</b>	<b>562</b>	<b>18</b>	<b>508</b>	<b>5</b>	<b>510</b>	<b>4</b>	<b>9.27</b>
<b>026-MN18</b>	<b>0.06</b>	<b>0.824</b>	<b>27254</b>	<b>0.0586</b>	<b>0.33</b>	<b>0.6356</b>	<b>0.53</b>	<b>0.0810</b>	<b>0.42</b>	<b>0.78</b>	<b>551</b>	<b>14</b>	<b>500</b>	<b>4</b>	<b>502</b>	<b>4</b>	<b>8.81</b>
<b>027-MN19</b>	<b>0.06</b>	<b>0.941</b>	<b>24423</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.39</b>	<b>0.6513</b>	<b>0.60</b>	<b>0.0825</b>	<b>0.44</b>	<b>0.75</b>	<b>564</b>	<b>17</b>	<b>509</b>	<b>5</b>	<b>511</b>	<b>4</b>	<b>9.33</b>
<b>028-MN20</b>	<b>0.04</b>	<b>0.983</b>	<b>35652</b>	<b>0.0589</b>	<b>0.40</b>	<b>0.6427</b>	<b>0.62</b>	<b>0.0815</b>	<b>0.48</b>	<b>0.76</b>	<b>563</b>	<b>17</b>	<b>504</b>	<b>5</b>	<b>505</b>	<b>5</b>	<b>10.37</b>
029-MN21	0.05	0.679	34459	0.0583	0.56	0.6392	0.72	0.0819	0.46	0.63	541	24	502	6	507	4	6.22
<b>030-MN22</b>	<b>0.05</b>	<b>1.045</b>	<b>32171</b>	<b>0.0588</b>	<b>0.49</b>	<b>0.6498</b>	<b>0.68</b>	<b>0.0825</b>	<b>0.47</b>	<b>0.69</b>	<b>558</b>	<b>22</b>	<b>508</b>	<b>5</b>	<b>511</b>	<b>5</b>	<b>8.38</b>

**10. Apêndice 3 – Coordenadas das amostras dos granitos Serrote e Santa Luzia.**

Amostra	Unidade	Rocha	Coordenadas UTM	
			E	N
VII-40B	Granito Serrote	Autólito Máfico	716685	8867615
XVI-84B	Granito Serrote	Autólito Máfico	727726	8846708
PV-SE-10	Granito Serrote	Sienogranito	719682	8852414
XIV-30A	Granito Serrote	Microclínio granito	728313	8847126
IX-32	Granito Serrote	Microclínio granito	714308	8861540
XVI-70F	Granito Serrote	Sienogranito	727726	8846708
XII-2	Granito Serrote	Microclínio granito	727620	8853701
PV-SE-4C	Granito Serrote	Microclínio granito	711543	8867351
VII-40	Granito Serrote	Microclínio granito	716685	8867615
XII-11E	Granito Serrote	Microclínio granito	727620	8853701
PV-SL-50A	Granito Santa Luzia	Pegmatito	744517	8865358
PV-SL-3	Granito Santa Luzia	Granodiorito	743262	8900004
PV-SL-1B	Granito Santa Luzia	Granodiorito	746368	8900572
PV-SL-38A	Granito Barrolândia	Monzogranito	738588	8924044
PV-SL-17A	Granito Santa Luzia	Monzogranito	748431	8888011
PV-SL-42A	Granito Santa Luzia	Monzogranito	747890	8900715
PV-SL-30	Granito Santa Luzia	Pegmatito	747840	8891435
PV-SL-37A	Granito Barrolândia	Granodiorito	747508	8924028
VI-193	Granito Santa Luzia	Pegmatito	739359	8874286